



RÉPUBLIQUE
FRANÇAISE

Liberté
Égalité
Fraternité



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Document à accès immédiat

Exploration des potentielles ressources géothermiques profondes de Petite Terre (Mayotte)

Rapport final

BRGM/RP-72283-FR

4 janvier 2023

Étude réalisée dans le cadre des opérations de service public du BRGM
Dezayes C., Stopin A., Wawrzyniak P., Gal F., Farlotti T., Armandine Les
Landes A., Calcagno P., Traineau H., Hirsinger L., Macedo Serrano E.,
Chassagne R.

Vérificateur :

Nom : Sanjuan B.

Fonction : Expert

Date : 22/12/2022

Signature :

Approbateur :

Nom : Mucig C.

Fonction : Directrice régionale Mayotte

Date : 09/03/2023

Signature :

Le système de management de la qualité et de l'environnement du BRGM
est certifié selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Contact : qualite@brgm.fr



Votre avis nous intéresse

Dans le cadre de notre démarche qualité et de l'amélioration continue de nos pratiques, nous souhaitons mesurer l'efficacité de réalisation de nos travaux.

Aussi, nous vous remercions de bien vouloir nous donner votre avis sur le présent rapport en complétant le formulaire accessible par cette adresse <https://forms.office.com/r/yMgFcU6Ctg> ou par ce code :



Mots clés : Géologie, Géochimie, Géophysique, Exploration, Modélisation 3D, Simulation hydrothermique, Petite Terre, Mayotte.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Dezayes C., Stopin A., Wawrzyniak P., Gal F., Farlotti T., Armandine Les Landes A., Calcagno P., Traineau H., Hirsinger L., Macedo Serrano E., Chassagne R. (2023) – Exploration des potentielles ressources géothermiques profondes de Petite Terre (Mayotte). Rapport final. BRGM/RP-72283-FR, 196 p., 107 fig., 19 tabl., 3 ann.

© BRGM, 2023, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.
IM003-MT008-P2-01/04/2021

Synthèse

La production d'électricité sur l'île volcanique de Mayotte repose, en 2020, essentiellement sur les moyens thermiques fossiles des deux centrales diesel des Badamiers et de Longoni exploitées par Electricité de Mayotte (EDM). La part des énergies renouvelables dans le mix électrique y est faible en comparaison à la plupart des autres Zones Non Interconnectées (ZNI, territoires insulaires non reliés au réseau électrique continental) et s'élevait à 5 % en 2018, assurée par 70 installations photovoltaïques réparties sur l'île.

Le Conseil Départemental de Mayotte a donc demandé au BRGM d'établir un programme d'exploration du potentiel géothermique profond de Petite Terre (Darnet *et al.*, 2019), suite aux travaux déjà effectués entre 2005 et 2008 par le BRGM (Pajot *et al.*, 2007; Sanjuan *et al.*, 2008; Traineau *et al.*, 2006). Darnet *et al.* (2019) ont alors recommandé de réaliser une étude complémentaire et approfondie avec l'acquisition de nouvelles données géoscientifiques dans le but de localiser avec précision les zones d'intérêt profondes (> 1000 m) pour une exploitation de la géothermie électrogène à Petite Terre.

Ce projet s'est articulé selon 3 axes :

- 1- L'acquisition complémentaire principalement axée sur Petite Terre, de données :
 - géologiques, et en particulier, une analyse fine de la fracturation et de la minéralogie associée à cette fracturation afin d'estimer la perméabilité des roches et d'identifier les zones les plus susceptibles d'être perméables ;
 - géochimiques, avec une étude de la géothermométrie des gaz afin de mieux estimer la température de la source de ces gaz et du système hydrothermal associé ;
 - géophysiques électromagnétiques complémentaires pour imager en trois dimensions la conductivité électrique du sous-sol sous Petite Terre et préciser la géométrie du système hydrothermal ;
- 2- Les modélisations géologique et hydrothermale 3D du réservoir géothermique afin d'intégrer l'ensemble des données géoscientifiques disponibles (géologiques, géophysiques, géochimiques et hydro-thermiques) issues des programmes d'exploration géothermique, mais également des études en lien avec la crise sismo-volcanique en cours, et *in fine* de définir l'emplacement le plus propice à l'implantation d'un ou plusieurs sondages d'exploration.
- 3- L'étude sommaire d'avant-projet d'une campagne de forage afin de définir les caractéristiques techniques et une estimation budgétaire des sondages d'exploration.

Cette nouvelle campagne d'exploration de l'île de Petite Terre, à Mayotte, a permis d'affiner la connaissance du sous-sol et de préciser les zones favorables à l'implantation de sondages d'exploration.

Les données géologiques, géochimiques et géophysiques acquises lors de la première phase du projet suggèrent la présence probable d'un réservoir géothermique et ont permis d'établir un nouveau modèle conceptuel des circulations des fluides profonds et chauds qui pourraient provenir d'un tel réservoir. Le toit de ce dernier se situerait autour de 1000-1500 m de profondeur et il posséderait une température estimée autour de 250 °C, voire supérieure,

à partir des résultats donnés par les géothermomètres à gaz. La direction NW-SE a été identifiée comme étant une direction préférentielle pour le drainage des fluides *via* probablement des zones de failles en transtension. Néanmoins, cette étude confirme aussi qu'aucun indice de fuites d'eau chaude provenant de ce réservoir n'est toujours détectable en surface. Seules des fuites de gaz, composées principalement de dioxyde de carbone d'origine magmatique, avec un peu de méthane et des traces d'hélium, qui ont permis d'estimer la température du réservoir, sont observées sur des zones restreintes de Petite Terre.

Ces données ont permis de construire le modèle géologique 3D qui a servi de base à des simulations hydrothermiques. Une intégration complète des données et son analyse sous SIG a également été réalisée. Ces modélisations constituent un outil permettant de définir des zones d'intérêt pour l'exploration de la géothermie. Bien que des incertitudes existent, qui n'ont pas été quantifiées à ce jour, mais qu'il ne faut pas négliger pour la suite, les modélisations convergent vers 3 zones prioritaires :

- 1- La zone entre le lac Dziani et les maars de Moya.
- 2- La plage de l'aéroport.
- 3- Le centre de l'île à l'ouest de la zone 1.

Sur ces zones, des sondages d'exploration permettraient d'améliorer le modèle conceptuel du système géothermique supposé en confirmant et validant certaines des conclusions tirées des acquisitions de surface et apporteraient des éléments complémentaires indispensables à toute production géothermique, c'est-à-dire la profondeur exacte du réservoir, la présence de fluides, la température, le débit des fluides...

Pour cela, une campagne de sondages a été définie et son coût estimé sur la base de ces nouvelles connaissances. Ce programme comporte 3 puits de 1500 m de profondeur en diamètre 6"1/8 au niveau du réservoir et doté d'un cuvelage en 7" jusqu'à environ 800 m de profondeur. Ce diamètre final permet d'envisager la réalisation d'essais d'injectivité et des tests de production représentatifs des caractéristiques du milieu. Il permet également de réaliser des diagraphies standards, des imageries de paroi de la section en trou nu et de la géophysique de puits. À l'heure actuelle, c'est-à-dire fin 2022, le coût de cette campagne de sondages est estimé entre 14 M€ et 19 M€. L'objectif de cette campagne de sondage est de fournir des paramètres que les investigations de surface ne peuvent pas apporter et qui sont indispensables pour le succès d'une opération géothermique, c'est-à-dire la température, la présence de fluides, la perméabilité et le débit.

Sommaire

1. Introduction	17
2. Méthodes et acquisitions de terrain.....	19
2.1. ACQUISITIONS DE DONNÉES GÉOLOGIQUES.....	19
2.1.1. Méthodologie d'acquisition des données structurales.....	19
2.1.2. Localisation des mesures réalisées.....	20
2.1.3. Échantillonnage pétrographique.....	22
2.2. ACQUISITIONS GÉOCHIMIQUES	22
2.2.1. Typologie des acquisitions	22
2.2.2. Implantation des points de mesure.....	24
2.2.3. Typologie des émissions gazeuses sur la plage de l'aéroport	26
2.3. ACQUISITIONS GÉOPHYSIQUES.....	32
2.3.1. Objectifs.....	32
2.3.2. Méthodes géophysiques	33
2.3.3. Acquisition géophysique.....	33
2.4. GEOMODELLER : MODÉLISATION GÉOLOGIQUE 3D	48
2.5. COMPASS : SIMULATION HYDROTHERMIQUE	49
3. Analyses des acquisitions de terrain.....	51
3.1. RÉSULTATS DE L'ANALYSE DES DONNÉES STRUCTURALES	51
3.1.1. Orientation des fractures	51
3.1.2. Distribution spatiale des fractures	59
3.1.3. Distribution des longueurs de fractures	61
3.1.4. Connectivité des fractures.....	63
3.2. OBSERVATIONS PÉTROGRAPHIQUES.....	64
3.3. ANALYSE DES DONNÉES GÉOCHIMIQUES	67
3.3.1. Conditions météorologiques.....	67
3.3.2. Gaz du sol.....	68
3.3.3. Flux de gaz	81
3.4. CARTOGRAPHIE DES ÉMISSIONS GAZEUSES	85
3.4.1. Cartographie ponctuelle	85
3.4.2. Proposition de cartographie interpolée des flux de gaz	88
3.5. ÉVALUATION DES TEMPÉRATURES PROFONDES.....	90
3.6. RÉSULTATS DES INVERSIONS GÉOPHYSIQUES.....	92
3.6.1. Données utilisées.....	92
3.6.2. Résolution	92
3.6.3. Résultats.....	93
3.6.4. Vérification des résultats	95
4. Résultats des acquisitions de terrain	99
4.1. PRINCIPAUX RÉSULTATS DE L'ÉTUDE.....	99
4.2. ÉLÉMENTS DE LA CRISE SISMO-VOLCANIQUE	100
4.3. MODÈLE CONCEPTUEL DE CIRCULATION PROFONDE DES FLUIDES	101
5. Construction des modèles et simulations numériques.....	103

5.1.	MODÈLE GÉOLOGIQUE 3D	103
5.1.1.	Données intégrées au modèle.....	103
5.1.2.	Définition du modèle	104
5.1.3.	Utilisation des données magnétotelluriques	105
5.1.4.	Intégration des données du panneau électrique	108
5.1.5.	Intégration de l'inversion gravimétrique	112
5.1.6.	Modèle final.....	113
5.2.	SIMULATIONS HYDROTHERMIQUES	117
5.2.1.	Construction et paramétrisation du modèle	117
5.2.2.	Simulations initiale de référence.....	119
5.2.3.	Étude paramétrique.....	121
5.2.4.	Résultats de l'étude paramétrique	122
5.2.5.	Conclusion sur le modèle dynamique.....	127
5.3.	ANALYSE SIG	129
6.	Définition de la stratégie de sondages d'exploration	135
6.1.	LES CIBLES D'IMPLANTATION DES SONDAGES	135
6.2.	LES GRANDES LIGNES D'UN PROGRAMME DE SONDAGES D'EXPLORATION PROFONDS.....	138
6.2.1.	Hypothèses sur le programme de sondages	138
6.2.2.	Colonne lithologique et coupe technique prévisionnelle	138
6.2.3.	Hypothèse sur la machine de forage	140
6.2.4.	Hypothèse sur le nombre de plateforme.....	140
6.3.	ÉVALUATION BUDGETAIRE	140
6.3.1.	Aspects réglementaires.....	140
6.3.2.	Aspects logistiques	141
6.3.3.	Les travaux de forage.....	143
6.3.4.	Suivi géologique des travaux de forage.....	144
6.3.5.	Test de puits et essais de production	144
6.3.6.	Diagraphies en puits	145
6.3.7.	Coût de l'ingénierie/maitrise d'œuvre	145
6.3.8.	Assurance TRC.....	146
6.3.9.	Synthèse des coûts.....	146
7.	Conclusions.....	149
8.	Remerciements.....	151
9.	Bibliographie	153

Liste des figures

Figure 1 : Carte sismotectonique de la région des Comores (CCGM-UNESCO, 2020) et carte volcano-structurale de Mayotte (Nehlig <i>et al.</i> , 2013)	17
Figure 2 : Aperçu des mesures de fracturation sur affleurements. A : Mesure de direction sur platier ; B : Mesure d'orientation (direction + inclinaison) sur affleurement ; C : Échantillonnage unidirectionnel selon la méthode scanline avec mires de repérage sur photos ; D : Repérage et mesure de l'orientation des fractures le long de la scanline.....	20
Figure 3 : Localisation des sites d'analyse de la fracturation sur fond de carte volcano-structurale de Mayotte (Nehlig <i>et al.</i> , 2013).	21
Figure 4 : Aperçu des mesures de flux de gaz à l'interface sol/atmosphère – platier de la plage de l'aéroport.....	23
Figure 5 : Aperçu des mesures de gaz dans les zones à forte émission – gauche : platier de la plage de l'aéroport ; droite : Grande Terre, zone des captages de Gouloué (mesure de gaz du sol).....	23
Figure 6 : Implantation des zones de mesure ; fond satellite Google Earth.....	25
Figure 7 : Zones de levé des points d'émission de gaz ; fond satellite Google Earth.	25
Figure 8 : Localisation des points de mesure, plage de l'aéroport ; fond satellite Google Earth.	26
Figure 9 : Zone de type 1 : dégazages faibles et épars : A, C : Déformation du sable par gonflement épisodique de sa surface lors de l'échappement d'une bulle ; B, D : Remaniements du sable engendrés par ce type de dégazage.	27
Figure 10 : Zone de type 2 : dégazages forts à très forts (A et C constituent la zone d'émission G1 de Sanjuan <i>et al.</i> (2008) ; B est un point semblable en bordure de mangrove, en zone 3).	28
Figure 11 : Zone de type 3 : dégazages forts, zones d'émission multiples sur des petites surfaces ; la taille des vasques créées par le dégazage est décimétrique (B) à pluri-décimétrique (A, D) ; la présence de ponces à la surface de l'eau permet une visualisation nette des centres de dégazage (C).	29
Figure 12 : Zone de type 3 : dégazages forts, présence ponctuelle d'auréoles d'oxydes en pourtour des points (A, B, C) et présence sporadique de matériel de type sulfures (D).	29
Figure 13 : Zone de type 4 : Dégazages moyens, épars : A, B : Vasques créées dans le sables ; C, D : Dégazage du même type dans des petits graviers ; le phénomène se remarque alors par une sonorité spécifique (ouverture d'une bouteille d'eau pétillante).....	30
Figure 14 : Zone de type 5 : dégazage de type fissural, de faible à modéré ; A : Bullage modéré (au 1 ^{er} plan, à droite) ; B, C, D, E : Exemples de dégazages associés à de la fracturation, parfois soulignée par des oxydes.	31

Figure 15 : Plage des badamiers ; exemples de dégazages associés à la fracturation ; la photo C correspond à l'emplacement de la mesure rapportée par Traineau <i>et al.</i> (2006).....	32
Figure 16 : Schéma classique d'un système géothermal en milieu insulaire volcanique, d'après Johnston <i>et al.</i> (1992).	32
Figure 17 : Carte des stations MT de la campagne 2021. Les stations sont localisées sur la partie Est de l'île là où il y a le moins de pollution anthropique. Une seule station (CSEM 6) est sur le flanc ouest.	35
Figure 18 : Schémas d'une station MT.	36
Figure 19: Capteurs pour mesurer le champ magnétique (à gauche) et électrodes pour mesurer le champs électrique (à droite).	36
Figure 20 : Installation de l'enregistreur (ADU) sur le terrain. Les batteries fournissent l'alimentation électrique au bon fonctionnement de l'appareil durant la phase d'enregistrement qui dure environ deux jours.....	37
Figure 21 : Sondages MT réalisés sur Petite Terre durant la campagne terrestre. Quadrants hauts : résistivités apparentes xy,yx,xx,yy, quadrants du bas : phase xy,yx,xx,yy. Points : données. Traits continus : données modélisées.....	38
Figure 22 : Source du Sud, TX1. Le générateur est localisé au point TXM. Le dipôle est formé par les pôles E1 et E2. Le pôle E3 correspond à une électrode nécessaire au bon fonctionnement de l'appareil injectant le courant.	39
Figure 23 : Source du Nord, TX2. Le générateur est localisé au point TXM. Le dipôle est formé par les pôles E1 et E2. Le pôle E3 correspond à une électrode nécessaire au bon fonctionnement de l'appareil injectant le courant.	40
Figure 24 : Exemple de pôle d'injection pour la source sud. On peut observer les différentes électrodes en inox et en cuivre reliées entre elles par des câbles électriques. Le sol est humide après l'ajout d'eau de mer. Le trou fait un diamètre d'environ 1 mètre.....	40
Figure 25: Tableau de programmation des séquences d'injection.	41
Figure 26 : Schémas d'un système de réception et photo du RAU où les électrodes sont connectées. Au total, quatre électrodes alignées suivant les axes Nord-Sud et Est-Ouest, si possible, sont utilisées.	41
Figure 27 : Carte de la répartition des récepteurs de CSEM (jaune) et des sources (rouge). Les points de MT (vert) sont aussi des points qui seront utilisés pour la CSEM.....	42
Figure 28 : Courant injecté durant deux séquences d'injection sur les différentes électrodes du site d'injection Sud (Aéroport). On voit que l'intensité du courant injecté se situe entre 3 et 4 Ampères.	43
Figure 29 : Carte des sites CSEM retenus pour être utilisé pour accueillir une station MT. Les trois sites en vert sont les seuls qui seront utilisés dans l'inversion.....	44

Figure 30 : Station STATEM. Un Ingénieur de la société MAPPEM configure l'instrument avant sa mise à l'eau.....	45
Figure 31 : Mise à l'eau de la station STATEM. Le plongeur s'assurera de la bonne mise en place (orientation vers le Nord Magnétique et nivellement) de la station sur le fond marin.	46
Figure 32 : Carte des stations de MT marine. En bleu foncé les stations acquises en juillet, en vert clair les stations acquises en octobre. Les stations 15 et 16, défectueuses en juillet, ont été acquises à nouveau en octobre avec succès.....	47
Figure 33 : Fractures observées sur les sites de Petite Terre. Les traits gris représentent la direction principale d'échantillonnage.	52
Figure 34 : Bullage de CO ₂ le long d'une fracture N140°E sur la plage de l'aéroport. A : Une partie de la fracture et prélèvement en cours ; B et C : Détail du bullage.	53
Figure 35 : Affleurement de cendres phréatomagmatiques à l'est de la pointe des Badamiers. A : Vue générale, B : Détail de l'affleurement, C et D : Remplissage de fracture.	53
Figure 36 : Fractures observées sur basaltes II, III et IV de la partie est et nord de Grande Terre. Les traits gris représentent la direction principale d'échantillonnage.	55
Figure 37 : Affleurements sur Grande Terre. A : Carrière de Doujani ; B : Plage d'Iloni ; C : Carrière de Koungou ; D : Carrière de Kangani.	56
Figure 38 : A : Dyke sur la plage de Mtsahara, B : Altération sur la place de Mtsamboro.	56
Figure 39 : Fractures observées dans les basaltes I du nord-est de Grande Terre.....	57
Figure 40 : Directions des fractures relevées dans les différentes formations volcaniques et principales familles mises en évidence (fond de carte volcano-structurale de Mayotte, Nehlig <i>et al.</i> (2013)).	58
Figure 41 : Distribution des fractures le long des scanlines au niveau des sites de Badamiers, Doujani, Koungou et Kangani. Diagramme des fréquences cumulatives relatives en fonction de la distance le long de la scanline. La diagonale représente une distribution uniforme. Dessous, les bâtonnets représentent la position des fractures en absolu le long de la scanline en fonction des familles : rouge = F1 (NW-SE), orange = F2 (ENE-WSW) ; vert = F3 (N-S) et bleu = F4 (E-W).	60
Figure 42 : Distribution des longueurs de fractures observées sur les sites des Badamiers, Pamandzi, sur Petite Terre, Doujani et Kangani, sur Grande Terre.	62
Figure 43 : Distribution des longueurs de fractures pour chaque famille de fracture.	63

Figure 44 : Remplissage de fractures sur l’affleurement de la plage des Badamiers (échantillon BA1). A : Vue globale d’une fracture avec présence de placage minéralogique. B : Détail du remplissage d’une fracture. C à F : Photos de lames minces observées au microscope optique. C : Phénocristal de pyroxène. D : Élément arrondi de lave formé de microlattes de plagioclase et claste de pyroxène dans une matrice microcristalline. E : Clastes arrondis de roche volcanique altérée dans matrice microcristalline. F : Claste de roche carbonatée.	65
Figure 45 : Remplissage de fracture dans la carrière de Koungou (échantillon KG1). A : Placage sur fracture à l’affleurement. B à D : Photos de lames minces sous lumière naturelle. B : Matrice à microlattes de plagioclase. C : Bordure de la fracture présentant des hydroxydes de fer. D : Olivine altérée par un processus d’iddingsitisation.	66
Figure 46 : Remplissage de bordure de dyke sur la plage de Mtsamboro. A : Bordure du dyke et remplissage à l’affleurement. B : Grande lame mince du remplissage de fracture dans sa globalité. C : Assemblage de photos au microscope en lumière naturelle le long de la ligne pointillé en B. D à F Détails de l’assemblage en C.	67
Figure 47 : A : Variations de la pression et de la température atmosphériques, et de la pluviométrie entre le 20/06 et le 05/07 (données d’après https://www.infoclimat.fr/observations-meteo/archives/23/juin/2021/dzaoudzi-pamanzi-mayotte/67005.html); B : Mesures ponctuelles obtenues avec la chambre à flux le 25/06.	68
Figure 48 : Localisation des points de prélèvement pour caractérisations ultérieures au laboratoire, plage de l’aéroport ; fond satellite Google Earth.	71
Figure 49 : Comparaison entre les mesures de terrain et les mesures de laboratoire.	74
Figure 50 : Relation CO ₂ -O ₂ ; les mesures antérieures sont reportées. Voir texte pour explications.	76
Figure 51 : Relation CO ₂ -CH ₄ ; les mesures antérieures sont reportées. La courbe en pointillé rouge correspond à la courbe (interpolée) entre un pôle "surface" sans CH ₄ (et à CO ₂ atmosphérique) et un pôle "profond" enrichi en CH ₄ (2 %) et à #97-98 % de CO ₂ (les points dans l'ellipse bleue sont exclue de cette interpolation). Voir texte pour explications.	77
Figure 52 : Diagramme ternaire N ₂ -He-Ar (Giggenbach <i>et al.</i> , 1983) ; les mesures antérieures sont reportées.	78
Figure 53 : Diagramme ternaire CO ₂ -N ₂ -CH ₄ (Giggenbach <i>et al.</i> , 1991) ; les mesures antérieures sont reportées. Les températures rapportées en bleu sont les températures d’équilibre données par le géothermomètre CH ₄ /CO ₂	79
Figure 54 : Diagramme du rapport isotopique du carbone du CO ₂ en fonction du rapport isotopique du carbone du CH ₄ (Milkov et Etiope, 2018) ; les mesures antérieures sont reportées.	80

Figure 55 : Diagramme du rapport isotopique en hydrogène du CH ₄ en fonction du rapport isotopique du carbone du CH ₄ (Milkov et Etiope, 2018) ; les mesures antérieures sont reportées.....	81
Figure 56 : Aperçu des courbes d'évolution de concentration en O ₂ , CO ₂ et CH ₄ lors des mesures de flux : point MAY022 : pas de flux d'O ₂ et CH ₄ , flux de CO ₂ faible ; point MAY003 : fort flux de CO ₂ , flux de CH ₄ et désoxygénation dans la chambre de mesure.	82
Figure 57 : Résultats des évaluations de flux de CO ₂ par utilisation de la méthode de concentration dynamique.	83
Figure 58 : Répartition spatiale des flux de CO ₂ (mesure directe) et comparaison aux données antérieures. Fond satellite IGN.	86
Figure 59 : Répartition spatiale des flux de CH ₄ (mesure directe) et comparaison aux flux de CO ₂ . Fond satellite IGN.	86
Figure 60 : Répartition spatiale des flux d'hélium-4 (mesure sur prélèvement) et comparaison aux flux de CO ₂ . Fond satellite IGN.....	87
Figure 61 : Répartition spatiale des appauvrissements en O ₂ (mesure directe) et comparaison aux flux de CO ₂ . Fond satellite IGN.....	87
Figure 62 : Flux de CO ₂ estimés à partir des intensités de bullage relevées lors de l'arpentage de la plage. Fond satellite IGN.....	88
Figure 63 : Comparaison des flux de CO ₂ estimés à partir des intensités de bullage et des débits gazeux mesurés par Sanjuan <i>et al.</i> (2008).....	89
Figure 64 : Carte interpolée des flux de CO ₂	90
Figure 65 : Carte de toutes les stations marines et terrestres utilisées pour l'inversion.....	92
Figure 66 : Grille d'inversion en rouge et de calcul en noir.....	93
Figure 67 : Coupes à profondeur constante dans le modèle de résistivité obtenu par l'inversion.	94
Figure 68 : Résultats obtenus par l'inversion des données de MT terrestre et marine.	95
Figure 69 : Illustration du pouvoir prédictif du modèle obtenu par l'inversion. Les données modélisées (ligne continue) sont comparées aux données réelles (points) pour la station marine S05 et les stations terrestres 006 et 001. Les données modélisées suivent les variations des données réelles avec un très bon ajustement.	96
Figure 70 : Résultats de l'étude de sensibilité des données.....	97
Figure 71 : Vue de la ride volcanique et des nombreux édifices qui la composent, qui s'étend à l'est de Petite Terre jusqu'au nouveau volcan apparu en 2018. Localisation de l'activité sismique qui s'est rapprochée de Mayotte entre mai et août 2018 (source : REVOSIMA).....	100

Figure 72 : Coupe N-S interprétative à travers Petite Terre, d'après Traineau <i>et al.</i> (2006) et suite aux résultats des nouvelles acquisitions faites dans le cadre du projet.....	102
Figure 73 : Pile géologique utilisée pour le modèle 3D.	105
Figure 74 : Emplacement des différentes coupes utilisées pour tracer les limites des formations. EW1 présente une direction oblique pour correspondre à la coupe conceptuelle WNW-ESE de Traineau <i>et al.</i> (2006), qui a ainsi été intégrée dans le modèle.	106
Figure 75 : Exemple d'interprétation de la coupe EW1 à partir de la grille de magnétotellurique. Les lignes tracées sont toujours les bases des formations. Ligne rouge sombre : Substratum. Ligne cyan : Réservoir. Ligne orange : Source de chaleur.	107
Figure 76 : Premier modèle obtenu en considérant uniquement les résultats de l'inversion magnétotellurique. Toutes les valeurs numériques sont en mètres..	107
Figure 77 : Toujours le premier modèle auquel a été ajoutée une faille N150°E basée sur les observations de terrain. La confiance en la présence de cette faille demeure cependant faible à ce stade de la modélisation.	108
Figure 78 : Localisation du profil électrique (Sanjuan <i>et al.</i> , 2008).....	109
Figure 79 : Résultat de l'inversion en résistivité (Ohm.m-1) du profil électrique (Pajot <i>et al.</i> , 2007).	109
Figure 80 : Nouvelle interprétation du profil électrique précédent.	110
Figure 81 : Emplacement des indices de perméabilité verticale permettant de placer les traces des deux failles. Les points en rouge indiquent l'emplacement des failles sur le profil électrique.	111
Figure 82 : Capture d'écran des deux failles normales modélisées sous Petite Terre.....	112
Figure 83 : Grille de densité en surface, avec le contour de Petite Terre en noir et la trace des failles en rouge. Une anomalie négative est observée entre les deux failles, ce qui peut constituer une zone d'effondrement.....	113
Figure 84 : Emplacement de la rupture de pente qui a servi de point de référence pour placer la base de la barrière corallienne, sur la coupe EW3 (Figure 9), Ouest à gauche.	114
Figure 85 : Coupe EW2 (voir Figure 9) qui met en lumière une potentielle zone de remontée de matériel. Les traits oranges marquent les limites de cette "cheminée".	115
Figure 86 : Modèle final. Sur la deuxième image le substratum et les parties plus superficielles ont été masquées pour une meilleure vision des failles et des cheminées. Les valeurs numériques affichées sont en mètres.....	116

Figure 87 : Maillage du modèle avec certains groupes d'éléments (1D, 2D et 3D) utilisés dans les simulations hydrothermiques (ComPASS).	117
Figure 88 : État initial avec différenciation zone non saturée (île) et zone saturée (océan et sous le niveau de la mer), l'échelle représente la saturation en gaz. À gauche : Ensemble du domaine 3D modélisé. À droite : Coupe au sein du domaine 3D faisant apparaître les zones fracturées.	119
Figure 89 : À gauche : Champ de température (°C) simulée dans les zones fracturées et les vecteurs correspondant aux flux de masse. À droite : Champ de température (°C) dans la matrice avec une coupe passant par la zone fracturée.	120
Figure 90 : Champ de température au sein des zones fracturées (notamment de la zone fracturée principale) et corrélation avec la disposition des éléments composant le modèle : réservoir et cheminées.	120
Figure 91 : Coupe à 500 m de profondeur montrant le champ de température (°C).	121
Figure 92 : À gauche : Carte de température à 250 m et 750 m de profondeur pour différentes valeurs de perméabilités de la zone de faille. À droite : Évolution de la température maximale à différentes profondeurs en fonction de la perméabilité des failles.	122
Figure 93 : Différentiel de température maximale obtenue pour les profondeurs de 250 et 500 m en fonction de la perméabilité de la barrière.	123
Figure 94 : Comparaison de l'impact de la perméabilité de la seconde zone de fracturation sur la température maximale à 250 m et 500 m de profondeur.	124
Figure 95 : Carte de température à 500 m pour une perméabilité de faille secondaire de 1.10^{-12} m ² (à gauche) et 1.10^{-11} m ² (à droite).	125
Figure 96 : Effet du flux de chaleur sur la température moyenne à 250 m de profondeur. ..	126
Figure 97 : Haut gauche : Cheminées en transparence et isovaleur de température à 150 °C. Bas gauche : Résultat de simulation dans le cas de flux contrôlés par les cheminées. La surface verte représente un isovaleur de température à 250 °C. Les cheminées sont visibles en transparence. À droite : Carte de température à 500 m.	127
Figure 98 : À gauche : carte de température (extrait du modèle) à 500 m. À droite : Carte géologique de l'île. Les traits violets et bleu indiquent les traces des zones de fracturation. Les cercles rouges représentent les zones où la température est supérieure à 200 °C à 500 m de profondeur.	128
Figure 99 : À gauche : carte de température (extrait du modèle) à 500 m de profondeur où les cheminées constituent les voies préférentielles d'écoulements. À droite : Carte géologique de l'île. Le cercle rouge indique la zone où la température est supérieure à 200 °C à 500 m de profondeur.	129
Figure 100 : Modèle SIG et workflow d'exécution pondéré.	130

Figure 101 : Ensemble des données disponibles et utilisées dans l'analyse.....	130
Figure 102 : Résistivité à 1 km de profondeur et contourage des valeurs supérieures à 10 Ω .m.	131
Figure 103 : Zones d'influence des données ponctuelles. A : Édifices volcaniques avec un rayon d'influence de 1,5 km ; B : Bullage avec un rayon d'influence de 200 m ; C : Fractures avec un rayon d'influence de 200 m ; D : Zones de failles avec un rayon d'influence de 400 m.	131
Figure 104 : Zone à plus forte favorabilité et contour du seuil à 90 %.....	132
Figure 105 : Comparaison entre les résultats de l'analyse SIG (à gauche) et la simulation hydrothermique (à droite ; températures simulées à 500 m de profondeur)....	133
Figure 106 : Ensemble de ces zones potentiellement favorables pour l'implantation de sondages d'exploration et priorités retenues.	137
Figure 107 : Colonne lithologique et coupe technique prévisionnelles des sondages d'exploration géothermique profonds sur l'île de Petite Terre à Mayotte (d'après Traineau et Hirsinger, 2019).	139

Liste des tableaux

Tableau 1 : Échantillon prélevé au niveau de fractures présentant un remplissage minéralogique.....	22
Tableau 2 : Chronologie des acquisitions MT sur Petite Terre.....	37
Tableau 3 : Bilan de la campagne d'acquisition de juillet.....	47
Tableau 4 : Bilan de la campagne d'acquisition d'Octobre.....	48
Tableau 5 : Nombre de fractures, longueur de l'échantillonnage, nombre de fracture par mètre et coefficient de variation pour les différents sites.....	59
Tableau 6 : Statistiques descriptives - mesures de gaz dans les sols. Les valeurs entre parenthèses indiquent le nombre de mesures qui sont différentes de zéro. Les valeurs pour H ₂ sont uniquement citées pour mémoire (voir texte).	69
Tableau 7 : Statistiques descriptives - mesures aux points d'émission de gaz, plage de l'aéroport . Les valeurs entre parenthèses indiquent le nombre de mesures qui sont différentes de zéro. Les valeurs pour H ₂ sont uniquement citées pour mémoire (voir texte).	70
Tableau 8 : Concentrations brutes mesurées sur les prélèvements - données de chromatographie en phase gazeuse.	72
Tableau 9 : Concentrations corrigées de la présence d'air atmosphérique. La colonne « CO ₂ norm. 100 % » correspond à la concentration en CO ₂ calculée pour une somme des espèces gazeuses égale à 100 % (cette somme des espèces est indiquée dans la colonne « somme »).	73

Tableau 10 : Rapports isotopiques mesurés pour le CO ₂ et le CH ₄	74
Tableau 11 : Statistiques descriptives - mesures de flux à l'interface sol/atmosphère. Les valeurs entre parenthèses indiquent le nombre de mesures qui sont différentes de zéro.....	84
Tableau 12 : Statistiques descriptives - mesures de flux de CO ₂ à l'interface sol/atmosphère ; gamme flux bruit de fond et gamme flux profond.	84
Tableau 13 : Températures profondes estimées (valeur moyenne entre parenthèses) ; les résultats considèrent toutes les prélèvements rapportés dans le Tableau 8.	91
Tableau 14 : Tableau récapitulatif des différentes sources de données et leur format.	103
Tableau 15 : Paramètres hydrauliques utilisés dans le modèle hydrothermique initiale.	118
Tableau 16 : Gamme de valeurs pour les différents paramètres testés.	122
Tableau 17 : Critères de définition et zones retenues pour l'implantation de sondages d'exploration. Location des sites : voir Figure 106.	135
Tableau 18 : Gamme de forage proposé pour des sondages d'exploration géothermique profonds sur l'île de Petite Terre à Mayotte.	138
Tableau 19 : Évaluation budgétaire d'un programme de 3 forages d'exploration à Mayotte selon les coûts disponibles en novembre 2022.	147

Liste des annexes

Annexe 1 : Proceeding ARGEO C-9.....	157
Annexe 2 : Proceeding EAGE – GET2022	169
Annexe 3 : Rapport MAPPEN.....	177

1. Introduction

Mayotte est une île volcanique posée sur le plancher océanique du sud du bassin de Somalie, entre l'Afrique et Madagascar, appartenant à l'Archipel des Comores (Figure 1). Elle est principalement constituée de formations volcaniques et entourée du plus vaste lagon fermé de l'Océan Indien, délimité par une barrière récifale. Les principales lithologies observées en surface sont des empilements de coulées de basalte, de néphéline et de téphrite, des dômes phonolitiques et des dépôts pyroclastiques datant de moins de 5 Ma (Figure 1 ; Nehlig *et al.*, 2013 ; Lacquement *et al.*, 2013).

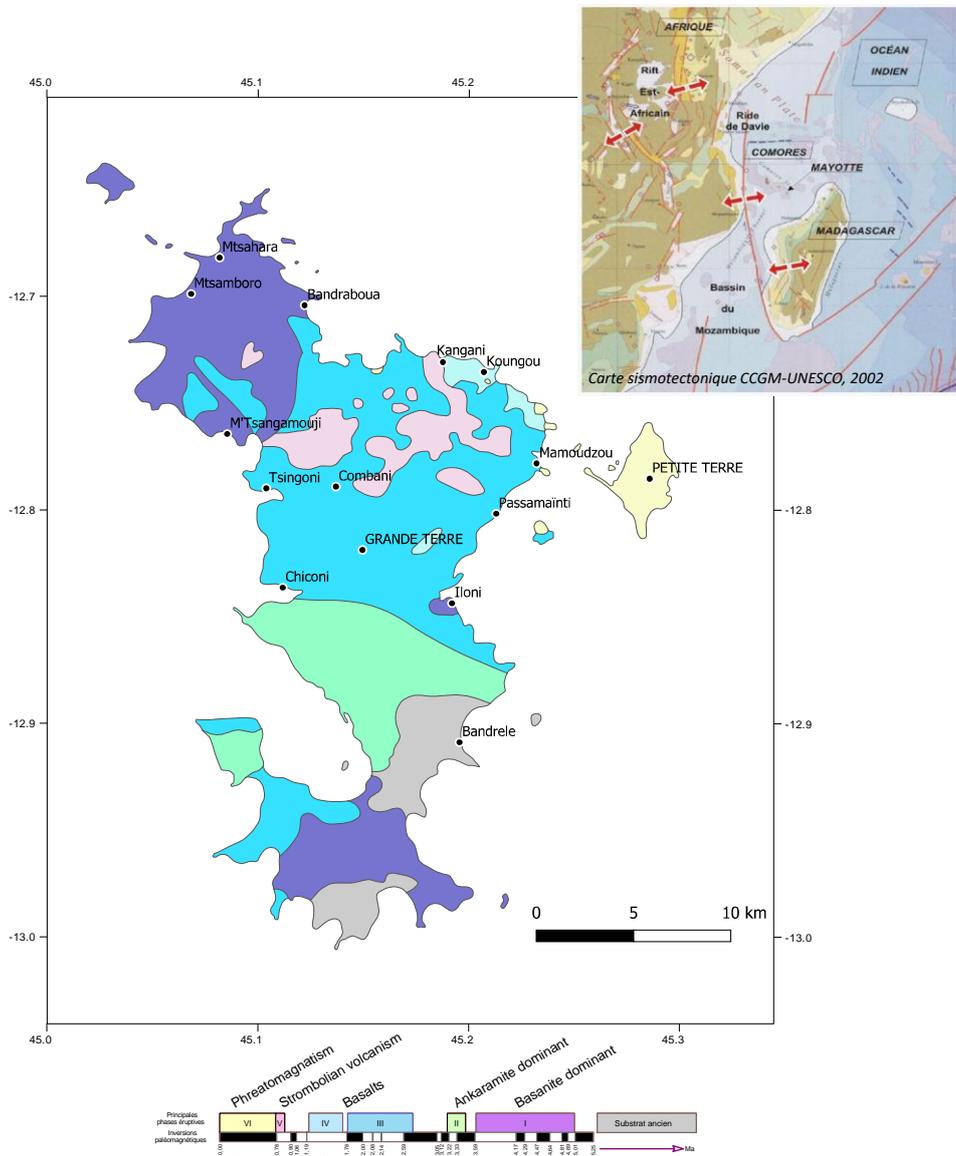


Figure 1 : Carte sismotectonique de la région des Comores (CCGM-UNESCO, 2020) et carte volcano-structurale de Mayotte (Nehlig *et al.*, 2013)

La production d'électricité à Mayotte repose, en 2020, essentiellement sur les moyens thermiques fossiles des deux centrales diesel des Badamiers et de Longoni exploitées par Electricité de Mayotte (EDM). La part des énergies renouvelables dans le mix électrique y est faible en comparaison à la plupart des autres Zones Non Interconnectées (ZNI, territoires insulaires non reliés au réseau électrique continental) et s'élevait à 5 % en 2018, assurée par 70 installations photovoltaïques réparties sur l'île. Ainsi, les enjeux sont considérables pour verdir le mix électrique et réduire les émissions de CO₂ du territoire.

En 2020, la Programmation Pluriannuelle de l'Énergie (PPE), adoptée en 2017, a été révisée suite au rapport de la Commission de Régulation de l'Énergie (CRE, www.cre.fr/content/download/22000/file/RAPPORT_MAYOTTE_2020.pdf) qui identifie le photovoltaïque comme levier principal pour l'accélération du verdissement du mix énergétique, tout en conseillant d'explorer le potentiel géothermique de l'île.

Dans ce cadre, le Conseil Départemental de Mayotte a demandé au BRGM d'établir un programme d'exploration du potentiel géothermique profond de Petite Terre (Darnet *et al.*, 2019), suite aux travaux déjà effectués entre 2005 et 2008 par le BRGM (Pajot *et al.*, 2007; Sanjuan *et al.*, 2008; Traineau *et al.*, 2006). Darnet *et al.* (2019) ont alors recommandé de réaliser une étude complémentaire et approfondie avec l'acquisition de nouvelles données géoscientifiques dans le but de localiser avec précision les zones d'intérêt pour l'exploitation de la géothermie profonde (> 1000 m) dans un but électrogène à Petite Terre.

Le présent rapport fait état de cette étude qui s'est articulée selon 3 axes :

- 1- L'acquisition complémentaire principalement axée sur Petite Terre, de données :
 - géologiques, et en particulier, une analyse fine de la fracturation et de la minéralogie associée à cette fracturation afin d'estimer la perméabilité des roches et d'identifier les zones les plus susceptibles d'être perméables ;
 - géochimiques, avec une étude de la géothermométrie des gaz afin de mieux estimer la température de la source de ces gaz et du système hydrothermal associé ;
 - géophysiques électromagnétiques complémentaires pour imager en trois dimensions la conductivité électrique du sous-sol sous Petite Terre et préciser la géométrie du système hydrothermal ;
- 2- Les modélisations géologique et hydrothermale 3D du réservoir géothermique afin d'intégrer l'ensemble des données géoscientifiques disponibles (géologiques, géophysiques, géochimiques et hydro-thermiques) issues des programmes d'exploration géothermique, mais également des études en lien avec la crise sismo-volcanique en cours, et *in fine* de définir l'emplacement le plus propice à l'implantation d'un ou plusieurs sondages d'exploration.
- 3- L'étude sommaire d'avant-projet d'une campagne de forages afin de définir les caractéristiques techniques et une estimation budgétaire des sondages d'exploration.

2. Méthodes et acquisitions de terrain

2.1. ACQUISITIONS DE DONNÉES GÉOLOGIQUES

Une campagne d'acquisition de données structurales sur le terrain s'est déroulée entre le 22 juin et le 8 juillet 2021, conjointement avec les mesures géochimiques.

2.1.1. Méthodologie d'acquisition des données structurales

L'étude structurale d'un massif ou d'une formation géologique consiste en la mesure des orientations (direction et inclinaison) des plans de fracture et de faille, la description de ces plans, leur longueur, espacement et relation topologique de ces plans entre eux.

Les fractures se caractérisent par des cassures nettes de la roche sans déplacement visible entre deux blocs ou indications de glissement (tectoglyphes). Ce sont la majorité des plans qui ont pu être observés lors de notre campagne de terrain. Les failles sont des fractures qui présentent un déplacement et l'analyse de ces déplacements en lien avec leur orientation permet d'en déduire le tenseur des contraintes responsable de cette déformation. Nous n'avons observé que très peu de failles pendant cette campagne. Cependant, une étude approfondie récente a été menée par l'IPGP et a permis d'apporter d'importantes informations sur la mise en place de l'archipel (Famin *et al.* (2020).

Suivant le type d'affleurement, les mesures seront plus ou moins complètes :

- sur les platiers en bord de mer, seules les mesures de direction par rapport au nord magnétique peuvent être réalisées (Figure 2-A) ;
- sur les affleurements verticaux de faible envergure (bord de plage, route...), il est alors possible de mesurer l'inclinaison du plan de fracture par rapport à l'horizontale en plus de la direction par rapport au nord, une facette du plan étant généralement dégagée (Figure 2-B) ;
- le long des plus grands affleurements que sont typiquement les fronts de taille des carrières, une description plus détaillée des fractures a été faite le long d'un échantillonnage unidirectionnel, aussi nommé scanline (par exemple : Lepillier *et al.*, 2020; Priest and Hudson, 1981). Le long d'un décamètre, qui représente cette scanline, chaque position de fracture est repérée, l'orientation de la fracture mesurée, ainsi que son épaisseur et sa longueur/hauteur (estimée à l'œil), et son remplissage et/ou son altération est décrite s'il y a lieu.

Le but de ces mesures est, d'une part, de caractériser le réseau de fracture et son lien avec l'évolution de la tectonique locale mise en évidence par l'IPGP (Famin *et al.*, 2020), ainsi que de caractériser sa connectivité et sa perméabilité.

Mayotte se situant proche de l'équateur, il existe une déclinaison magnétique de 10°W. Les mesures de direction ayant été réalisées avec une boussole magnétique, les valeurs ont été corrigées de -10° afin d'être dans le référentiel géographique.



Figure 2 : Aperçu des mesures de fracturation sur affleurements. A : Mesure de direction sur platier ; B : Mesure d'orientation (direction + inclinaison) sur affleurement ; C : Échantillonnage unidirectionnel selon la méthode scanline avec mire de repérage sur photos ; D : Repérage et mesure de l'orientation des fractures le long de la scanline.

2.1.2. Localisation des mesures réalisées

Les sites de mesures sont localisés sur Petite Terre, mais également sur Grande Terre dans les formations plus anciennes et correspondant au sous-bassement de Petite Terre. Il peut donc s'agir très probablement d'analogues du réservoir potentiel sous Petite Terre et par conséquent, la caractérisation structurale de ces formations est très importante pour alimenter les modèles géologiques et hydrogéologiques.

Les zones les plus affleurantes sont les platiers de bord de mer qui sont bien accessibles à marée basse (plages de l'aéroport, de Moya, des Badamiers, du Préfet, de Mtsahara, de Mtsamboro, d'Iloni) et les carrières actives (Koungou, Kangani) ou abandonnées (Doujani, Pamandzi) (Figure 3). À l'intérieur des terres, les affleurements sont peu présents et fortement envahis par la végétation, ce qui ne permet pas de mesures systématiques et une observation approfondie du réseau de fractures.

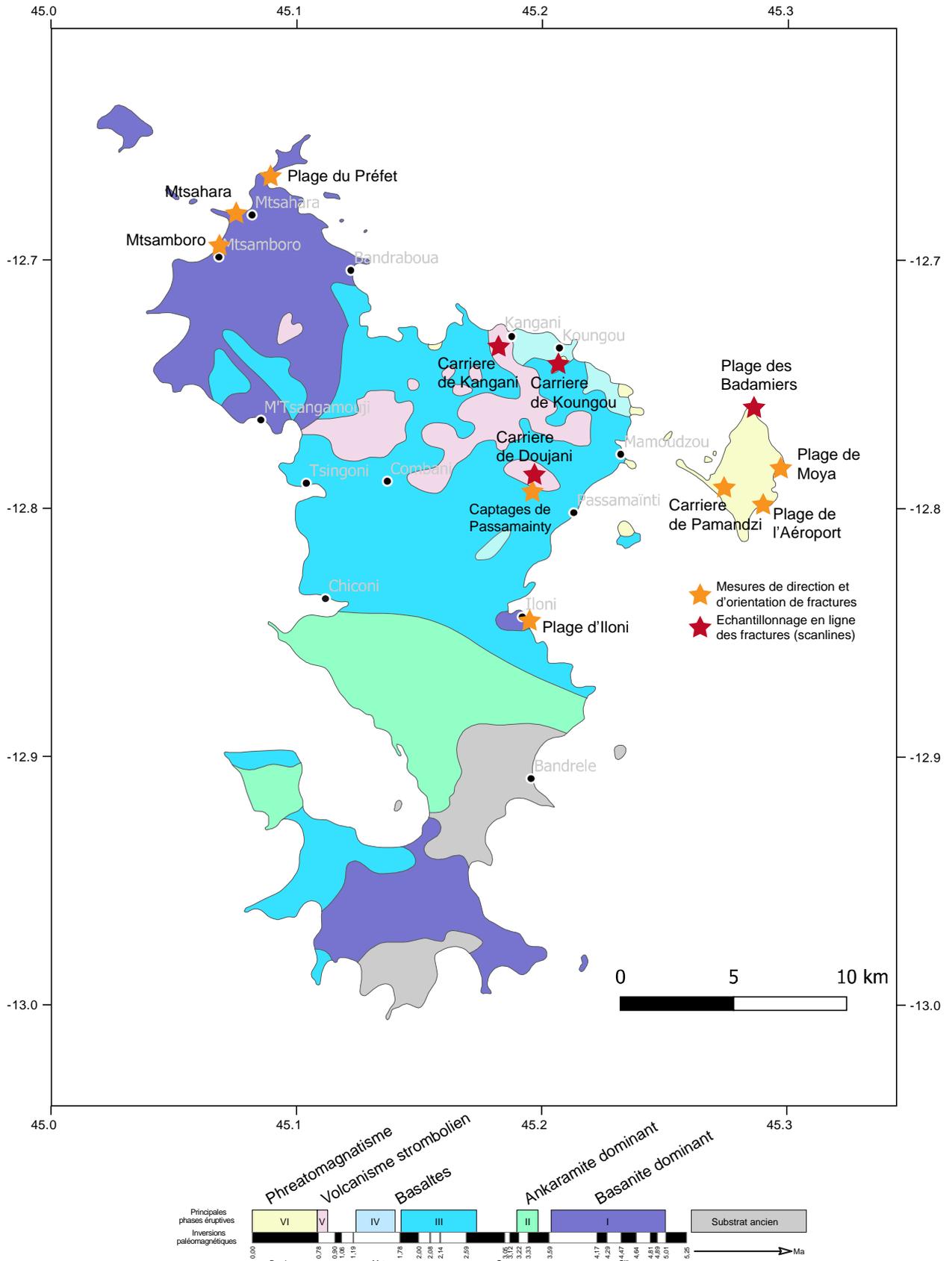


Figure 3 : Localisation des sites d'analyse de la fracturation sur fond de carte volcano-structurale de Mayotte (Nehlig et al., 2013).

2.1.3. Échantillonnage pétrographique

L'analyse minéralogique des remplissages de fractures peut nous renseigner sur d'éventuelles circulations de fluides passées qui entraînent des dissolutions-re cristallisations, faisant varier la perméabilité des fractures et donc les capacités des fluides à circuler.

Lors de nos observations de terrain, très peu de remplissages de fractures ont pu être observés. Trois sites sont concernés : l'affleurement des Badamiers, la carrière de Koungou et l'affleurement de M'tsamboro. De plus, sur ces sites, seuls quelques fractures, entre 3 et 20, présentent des remplissages.

Un échantillonnage a été effectué afin de réaliser une étude microscopique et déterminer la nature des minéraux présents (Tableau 1).

Site	N° d'échantillon	Épaisseur du remplissage (mm)	Fracture		
			Azimuth	Plongement	Direction de plongement
Badamiers	BA1	10	62	88	N
Koungou	KG1	5	133	82	W
Mtsamboro	MB1	0	85	90	

Tableau 1 : Échantillon prélevé au niveau de fractures présentant un remplissage minéralogique.

2.2. ACQUISITIONS GÉOCHIMIQUES

2.2.1. Typologie des acquisitions

Les mesures de géochimie des gaz se sont déroulées conjointement avec des relevés de fracturation géologique, entre fin juin et début juillet 2021. Deux approches méthodologiques ont été employées :

- mesure directe des émissions de CO₂, de CH₄ et de H₂ avec un système de chambre à flux à recirculation externe (Figure 4 ; chambre à flux ECHO). Compte tenu des caractéristiques du capteur CO₂ (0-5000 ppm), ce système a surtout été utilisé pour caractériser les zones d'émission et les bullage faibles à moyens¹ ;
- mesure directe des concentrations en gaz (CO₂, O₂, CH₄) émis au point² avec un analyseur de gaz portable (Figure 5 ; analyseur LFG20 Telegan). Pour quelques points, le débit de gaz émis a été évalué en mesurant le temps nécessaire pour que la concentration en CO₂ dans l'entonnoir utilisé pour collecter les gaz passe de la teneur atmosphérique (0,04 %) à la saturation (100 %). Pour des émissions plus fortes, l'évaluation du débit a été faite en mesurant le temps nécessaire à la vidange, par le gaz, d'une bouteille de 1,5 litres pleine, immergée et retournée au-dessus du point d'émission. Cette technique de mesure des concentrations en gaz a également été utilisée pour des mesures de gaz du sol plus classiques, dans le sable de plage non saturé en eau ou dans un sol terrigène, par

¹ Les mesures de flux n'ont été conduites qu'en début de mission ; une panne sur une pompe a ensuite empêché de poursuivre les caractérisations.

² La typologie des émissions sera abordée ultérieurement.

enfoncement d'une canne de mesure à 1 m de profondeur dans le sol et pompage du gaz présent dans le sol avec l'analyseur LFG20 (Figure 5).



Figure 4 : Aperçu des mesures de flux de gaz à l'interface sol/atmosphère – platier de la plage de l'aéroport.



Figure 5 : Aperçu des mesures de gaz dans les zones à forte émission – gauche : platier de la plage de l'aéroport ; droite : Grande Terre, zone des captages de Gouloué (mesure de gaz du sol).

Environ 60 % des mesures directes sur site ont été complétées de mesures sur prélèvements (effectués en sacs Tedlar®), qu'il s'agisse de mesures de flux ou de mesures de concentration. Ces mesures ont été opérées en milieu et/ou en fin de journée au gîte, et se sont réparties entre des mesures des concentrations en H₂ et H₂S (analyseur Dräger Xam 7000) et des mesures de concentration en ⁴He (détecteur Adixen ASM310). Enfin, 10 échantillons, tous collectés sur la plage de l'aéroport, ont été conditionnés dans des ISOTUBE® pour analyses ultérieures au laboratoire (cortège de gaz et isotopie du carbone du CO₂ et du CH₄), en métropole. Ces échantillons sont tous très riches en CO₂, le but principal de l'étude étant d'essayer de mieux contraindre les températures auxquelles les cortèges gazeux ont pu se former, au sein d'un réservoir géothermal, en déterminant les concentrations des gaz présents en traces, associés au CO₂.

2.2.2. Implantation des points de mesure

Conformément au cahier des charges, la grande majorité des acquisitions a été concentrée sur Petite Terre, à l'est de la plage de l'aéroport, où de nombreux bullages de gaz froid ont été rapportés au cours de précédentes investigations (Figure 6 ; Traineau *et al.*, 2006 ; Sanjuan *et al.*, 2008) et pour lesquels la présence d'H₂ a aussi été récemment mise en évidence (Liuzzo *et al.*, 2021). En complément, quelques mesures ont été menées :

- 1- Mesures de gaz du sol sur un chemin menant au lac Dziani, lac de cratère dans lequel des bullages de CO₂, voire de CH₄, sont rapportés (Milesi *et al.*, 2020).
- 2- Un prélèvement de gaz du sol sur la plage de Moya (Figure 6) et un prélèvement de bullage sur la page des Badamiers³, même si les émissions de gaz rapportées sur ce dernier site ont été attribuées à un piégeage d'air atmosphérique lors de marées (Traineau *et al.*, 2006).
- 3- Et enfin sur Grande Terre, au voisinage des captages de Gouloué (Figure 6). Dans ce dernier cas, les mesures sont destinées à établir un bruit de fond local, étant établi qu'aucune émission de gaz profond n'est rapportée sur Grande Terre (Traineau *et al.*, 2006).

Par ailleurs, il a été procédé à un levé cartographique des points d'émission de gaz ou de bullages sous faible tranche d'eau dans les zones de la plage de l'aéroport et de la plage des Badamiers (Figure 7). Ces données seront interprétées, d'une part, en lien avec les résultats des analyses de gaz, et d'autre part, en lien avec les données de géologie structurale. Enfin, dans le cas de la plage de l'aéroport, ces données serviront également à compléter la cartographie des émissions de gaz profond, initiée par Sanjuan *et al.* (2008).

³ Ce prélèvement n'a pas été conditionné dans un ISOTUBE, mais dans une bouteille d'eau ; il a été analysé rapidement à l'issue de la mission (analyse fin juillet) ; les autres prélèvements ont été analysés ultérieurement, à réception du matériel envoyé en export temporaire (analyses sur ISOTUBE pratiquées les 14 et 15 septembre).

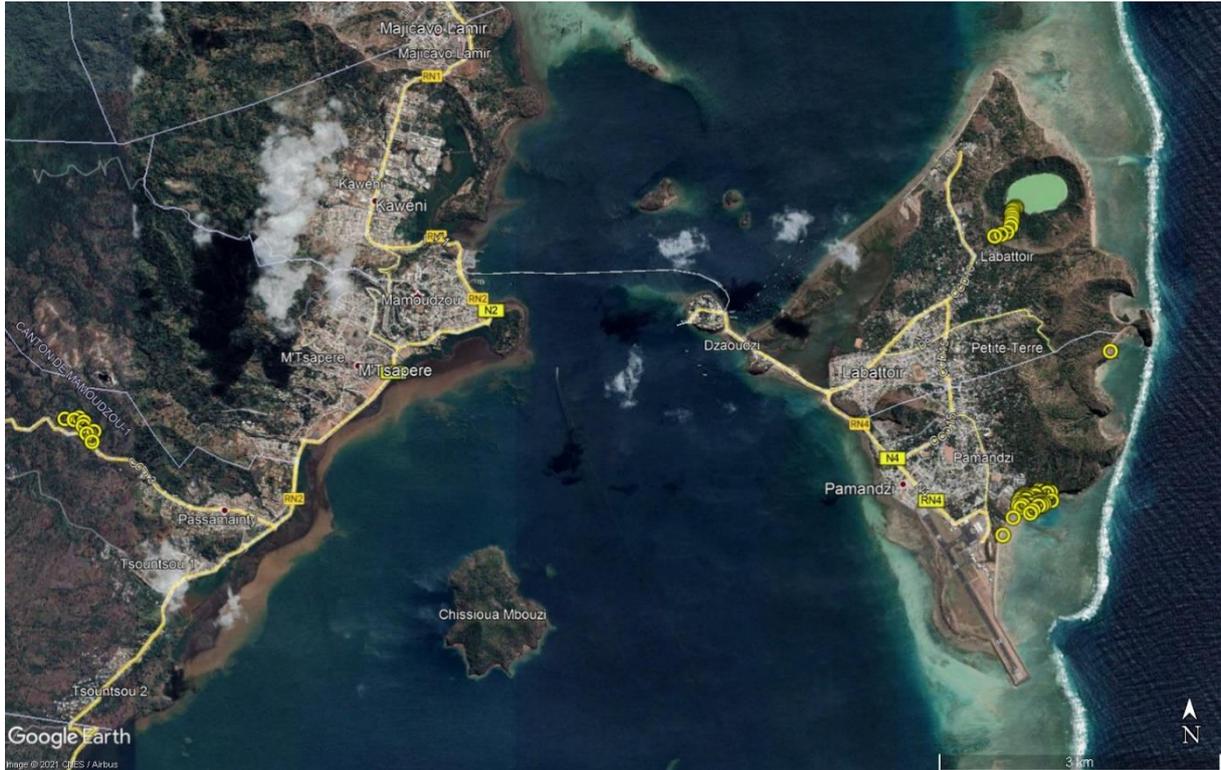


Figure 6 : Implantation des zones de mesure ; fond satellite Google Earth.

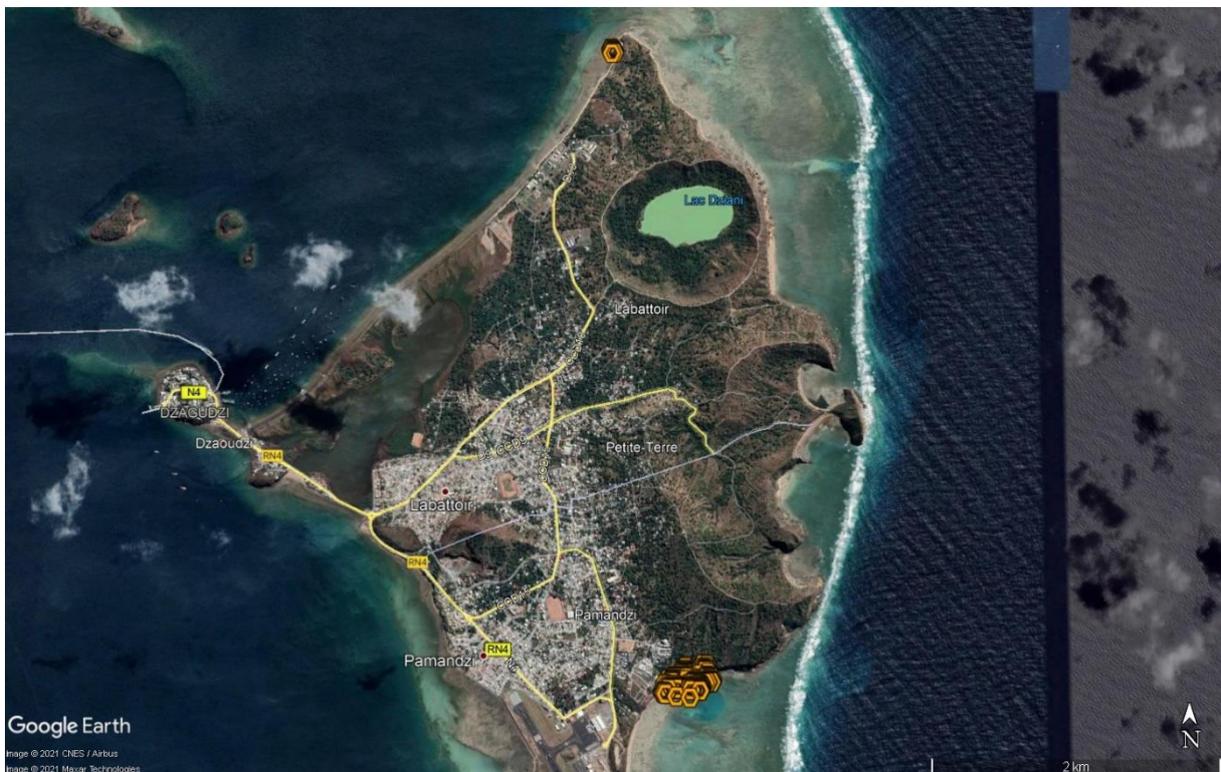


Figure 7 : Zones de levé des points d'émission de gaz ; fond satellite Google Earth.

2.2.3. Typologie des émissions gazeuses sur la plage de l'aéroport

Les mesures qui seront rapportées dans la présente étude, de même que les mesures antérieures, sont toutes basées sur des mesures ponctuelles. En l'absence de mesures à plus large couverture spatiale, les évaluations de l'intensité du dégazage, de même que le dénombrement du nombre de points de dégazage, résulteront de calculs empiriques et/ou de l'emploi d'outils géostatistiques. Sanjuan *et al.* (2008) se basent ainsi sur un comptage du nombre d'émergences gazeuses et sur l'évaluation de l'intensité de leur dégazage, en fonction de la taille des bulles et de la mesure de débit sur un certain nombre de points, pour proposer une spatialisation des zones à faible, moyen et fort débit, ceci permettant d'estimer un bilan du dégazage. Nous nous baserons sur le même type de protocole pour déterminer si ce bilan évolue, notamment en réponse à la crise sismo-volcanique récente au large de Petite Terre.

Nous présentons ci-après la typologie des émissions gazeuses, qui a servi de base à la définition des débits de fuite en gaz. Cette typologie est basée sur les dégazages inventoriés sur la plage de l'aéroport, celle-ci constituant le principal site de dégazage sur Petite Terre. Les investigations réalisées à l'été 2021 viennent ainsi compléter celles auparavant réalisées, comme le détaille la Figure 8.

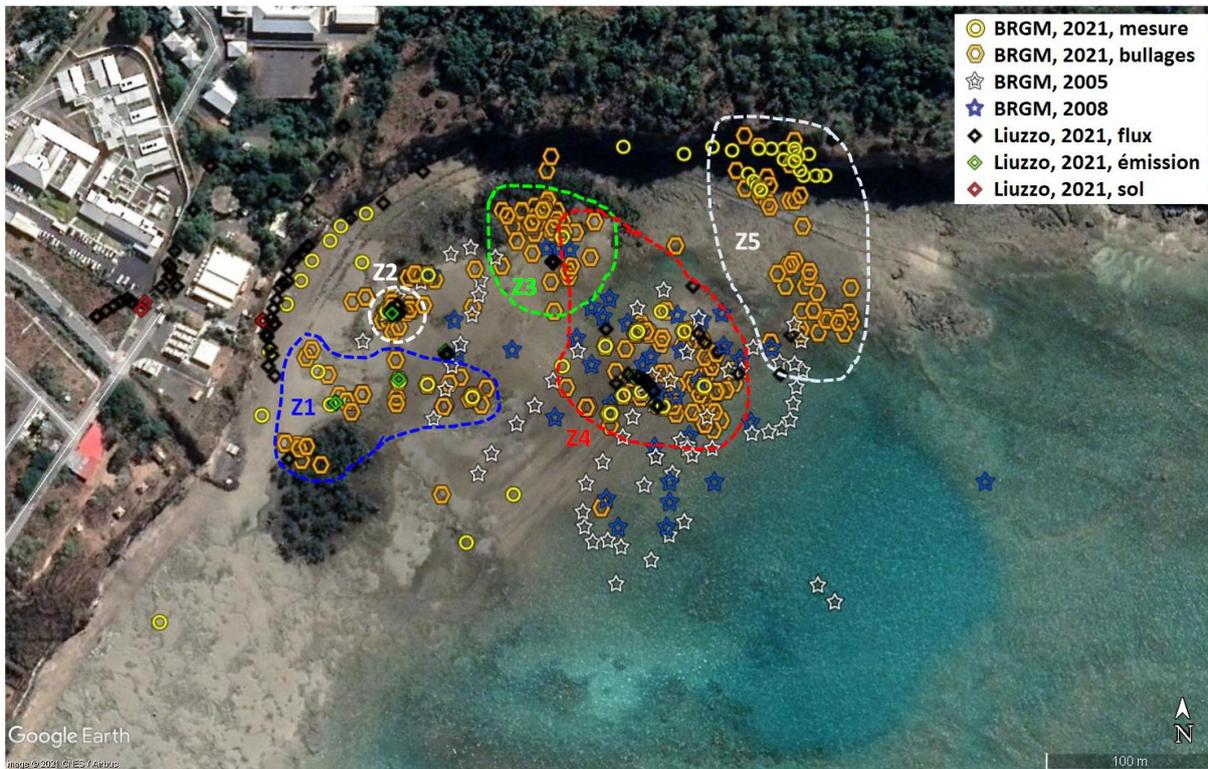


Figure 8 : Localisation des points de mesure, plage de l'aéroport ; fond satellite Google Earth.

Les émissions gazeuses sur la plage de l'aéroport se répartissent en une large variété de phénomènes. Schématiquement, on peut essayer de distinguer des zones dans lesquelles un ou deux phénomènes principaux dominent (Figure 8) :

- une zone (Z1) où les phénomènes de dégazage sont assez ponctuels et d'ampleur limitée (Figure 9). Le dégazage se manifeste soit sous la forme d'un léger gonflement de la surface du sol lorsqu'une bulle remonte vers la surface, soit, lorsque le débit de gaz est un peu plus important, par la présence de multiples petits ronds dans le sable, dans un cercle de 20 à 30 cm de rayon. Ce cercle, à l'intérieur duquel la structuration dunaire du sable est détruite,

est créé par la migration progressive de quelques points d'émission, tous les petits ronds n'étant pas émetteurs de manière synchrone ;

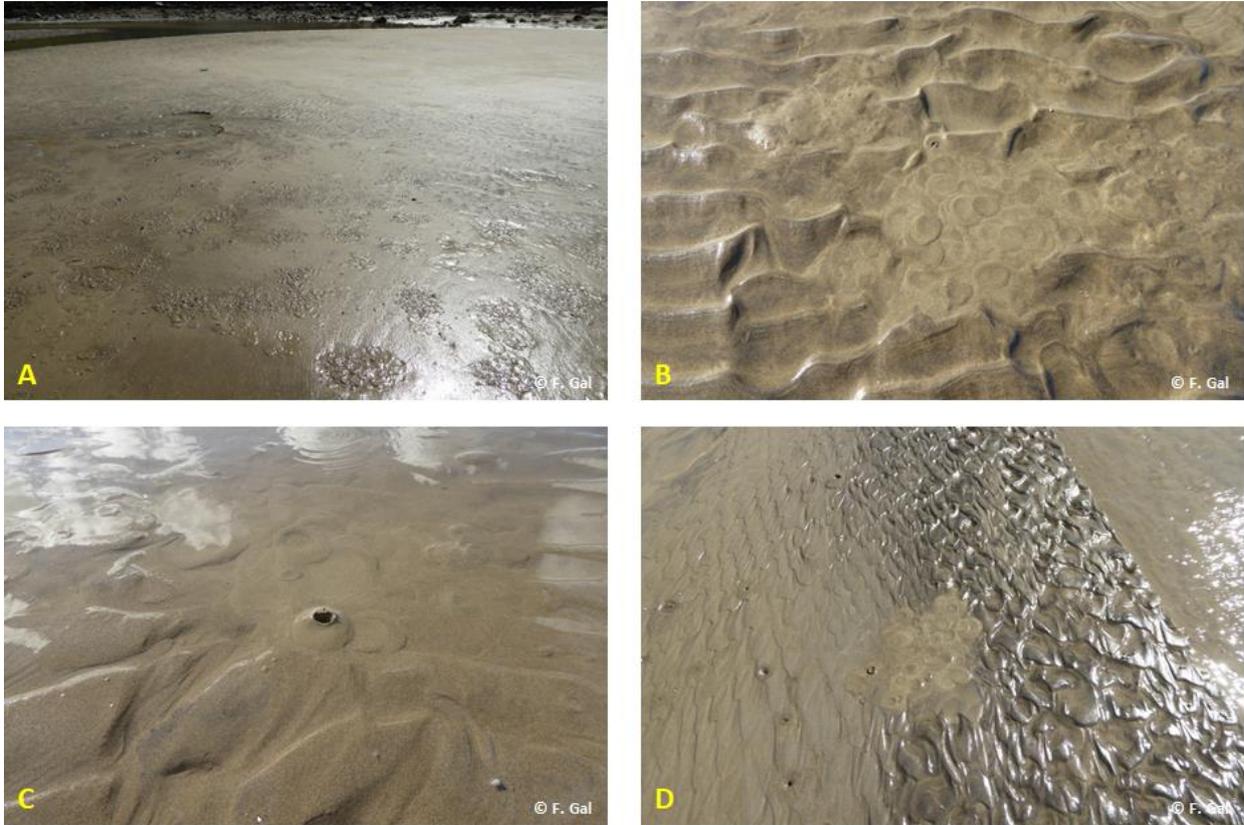


Figure 9 : Zone de type 1 : dégazages faibles et épars : A, C : Déformation du sable par gonflement épisodique de sa surface lors de l'échappement d'une bulle ; B, D : Remaniements du sable engendrés par ce type de dégazage.

- une zone (Z2, Figure 8) où les phénomènes de dégazage sont concentrés dans un périmètre relativement restreint, mais sont d'amplitude forte à très forte (Figure 10). L'un des points correspond d'ailleurs à la zone très active (G1) décrite par Sanjuan *et al.* (2008). Il y a donc permanence temporelle et spatiale de cette zone de dégazage important (débit évalué à 16 L.min^{-1} de CO_2 quasi-pur en 2008). Une zone de ce type, certes un peu moins active, existe également dans le périmètre de la zone 3 (presque en son centre) ;



Figure 10 : Zone de type 2 : dégazages forts à très forts (A et C constituent la zone d'émission G1 de Sanjuan et al. (2008) ; B est un point semblable en bordure de mangrove, en zone 3).

- une zone (Z3, Figure 8) où les phénomènes de dégazage sont également importants, mais se signalent, à l'exception de la photo B de la Figure 10, plutôt par une multiplicité de points d'émission sur des surfaces réduites, amenant également à une forte production de gaz (Figure 11). Dans cette zone 3, la présence d'auréoles d'oxydes (vraisemblablement oxydes de fer) est également possible, quoique non généralisée (Figure 12). La présence de quelques petites vasques présentant un fond très sombre est ponctuellement possible, cette présence coïncidant généralement avec la perception olfactive de l'odeur d'œuf pourri caractéristique de l' H_2S ;



Figure 11 : Zone de type 3 : dégazages forts, zones d'émission multiples sur des petites surfaces ; la taille des vasques créées par le dégazage est décimétrique (B) à pluri-décimétrique (A, D) ; la présence de ponces à la surface de l'eau permet une visualisation nette des centres de dégazage (C).

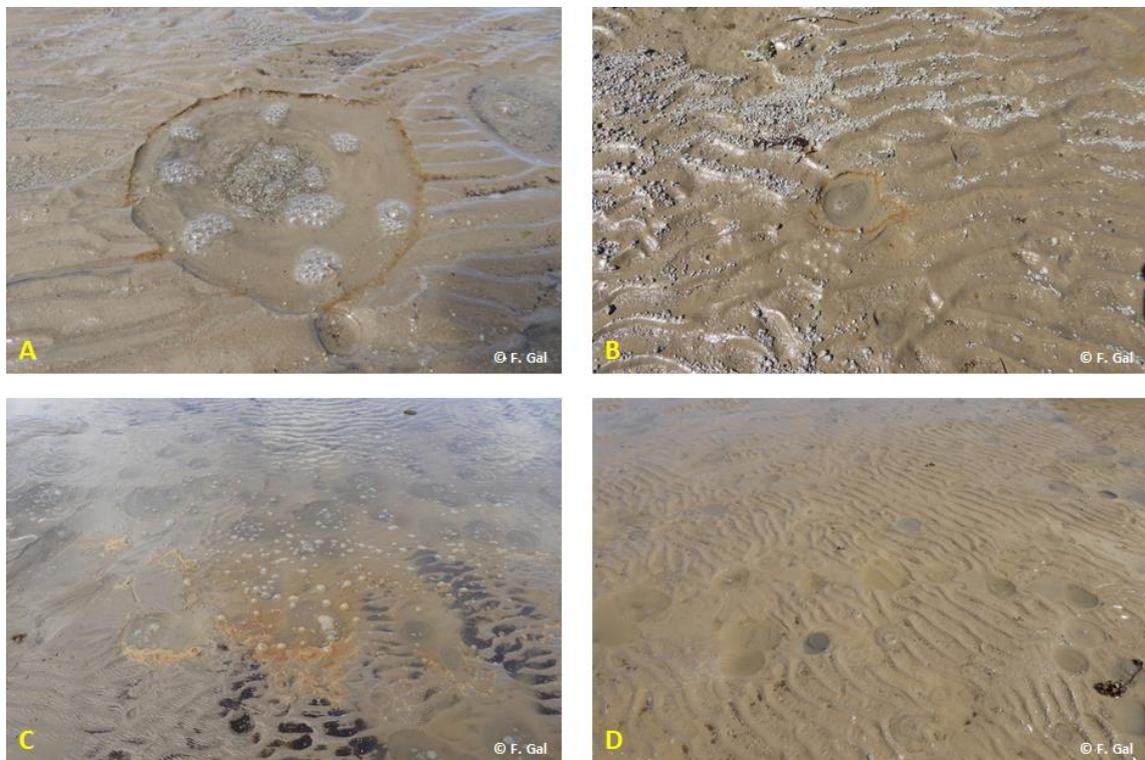


Figure 12 : Zone de type 3 : dégazages forts, présence ponctuelle d'auréoles d'oxydes en pourtour des points (A, B, C) et présence sporadique de matériel de type sulfures (D).

- une autre zone (Z4, Figure 8), chevauchant en partie la précédente, se matérialise en s'éloignant de la côte (Figure 13). Elle est moins émissive et présente, dans les parties à fond de petits graviers piégés par la mangrove, des émissions localisées dans des petites dépressions de 30 à 40 cm de diamètre. Plus vers le lagon, les émissions repassent pour partie à la phénoménologie décrite pour la zone 1 et pour partie à la phénoménologie décrite pour la zone 3, le nombre de points d'émission étant toutefois plus réduit ;



Figure 13 : Zone de type 4 : Dégazages moyens, épars : A, B : Vasques créées dans le sables ; C, D : Dégazage du même type dans des petits graviers ; le phénomène se remarque alors par une sonorité spécifique (ouverture d'une bouteille d'eau pétillante).

- une zone (Z5, Figure 8), limitée à la partie Nord-Est du site de la plage, là où le substratum rocheux vient à l'affleurement (Figure 14). Ici, le dégazage, dont l'intensité varie de point en point, est clairement guidé par la fracturation du substratum, les points d'émission étant principalement alignés sur une direction NNE-SSW, direction également rapportée par Liuzzo *et al.* (2021) ;



Figure 14 : Zone de type 5 : dégazage de type fissural, de faible à modéré ; A : Bullage modéré (au 1^{er} plan, à droite) ; B, C, D, E : Exemples de dégazages associés à de la fracturation, parfois soulignée par des oxydes.

- enfin, il a semblé intéressant de mentionner les bullages présents plage des Badamiers, au sein du substratum rocheux. Ces bullages sont illustrés par la Figure 15. Si leur force est conséquemment inférieure à celle des bullages de la plage de l'aéroport, ces bullages sont systématiquement associés à la fracturation. Leur présence a été constatée à marée montante et à marée descendante, mais leur activité paraît restreinte temporellement⁴. Si l'origine du gaz est essentiellement atmosphérique, comme on le verra plus tard, la présence d'autres espèces interroge toutefois sur l'origine uniquement atmosphérique du cortège gazeux.

⁴ Une autre visite de cette plage, début novembre 2021, a permis de constater l'absence de tout bullage à marée basse dans cette zone.



Figure 15 : Plage des badamiers ; exemples de dégazages associés à la fracturation ; la photo C correspond à l'emplacement de la mesure rapportée par Traineau et al. (2006).

2.3. ACQUISITIONS GÉOPHYSIQUES

2.3.1. Objectifs

L'objectif de la campagne géophysique est d'apporter des éléments de réponse quant aux structures du sous-sol de Petite Terre. Les méthodes géophysiques employées font partie de la famille des méthodes électromagnétiques et sont donc sensibles à la résistivité des roches. La structure de résistivité d'un réservoir géothermique en milieu insulaire volcanique classique a été proposée par Johnston *et al.* (1992) et est illustrée par la Figure 16.

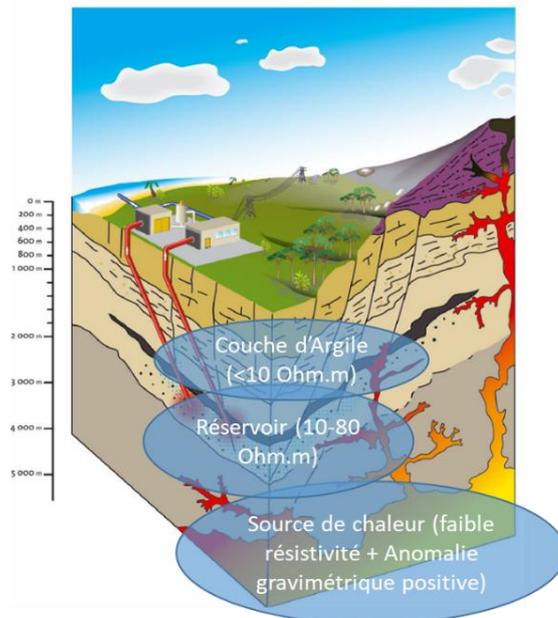


Figure 16 : Schéma classique d'un système géothermique en milieu insulaire volcanique, d'après Johnston *et al.* (1992).

Les trois éléments que l'on rencontre classiquement dans ce type de réservoir sont :

- une couche imperméable faite d'argile altérée maintenant la pression et la température dans le réservoir (1-10 Ohm.m) ;
- un réservoir géothermique contenant les fluides (10-80 Ohm.m) ;
- une source de chaleur profonde (faible résistivité).

Nous évaluerons donc les résultats obtenus à la lumière de ce schéma et en recoupant avec les autres méthodes, déterminerons l'existence d'un réservoir géothermique et ses caractéristiques.

2.3.2. Méthodes géophysiques

De nombreuses campagnes d'acquisition de données géophysiques ont déjà été réalisées sur l'île de Petite Terre. Le rapport RP-69398-FR (Darnet *et al.*, 2019) en propose une liste exhaustive. Surtout, il propose un plan d'exploration et les méthodes géophysiques à utiliser pour l'évaluation du potentiel géothermique de Petite Terre. La campagne d'acquisition de données géophysiques présentées ci-dessous suit les recommandations de ce rapport dans le choix des méthodes géophysiques, à savoir l'utilisation des méthodes électromagnétiques.

En effet, les méthodes électromagnétiques permettent de caractériser les structures de résistivité du sous-sol et donc d'identifier les différents éléments caractéristiques d'un réservoir géothermique.

Nous employons deux types de méthodes électromagnétiques pour caractériser au mieux la structure de résistivité du sous-sol. La première est une méthode dite passive, la magnéto-tellurique (MT), et la seconde est une méthode active, l'électromagnétisme à source contrôlée (CSEM). Ces deux méthodes sont complémentaires.

La CSEM utilise une source de courant artificielle, et peut donc être utilisée en milieu plus bruyé, c'est-à-dire en ville. Sa profondeur de pénétration est proportionnelle à la distance entre la source et les récepteurs ainsi qu'à la fréquence utilisée et à la résistivité électrique des terrains.

La MT permet d'imager les structures profondes mais, comme elle enregistre les signaux naturels, il est préférable de ne l'utiliser que dans des zones où il y a peu de perturbations dues à l'activité humaine. La MT marine (validé par Darnet *et al.*, 2019) complète les mesures de MT terrestres en offrant une couverture spatiale permettant de caractériser l'extension des structures du sous-sol sous le lagon.

2.3.3. Acquisition géophysique

La grille d'acquisition nominale suivante est établie pour permettre d'obtenir une image du sous-sol la mieux contrainte possible. Elle est composée de 14 stations MT marines, 28 stations CSEM et 7 stations MT terrestres. L'emplacement et le nombre de stations dépend des contraintes de terrains, des contraintes de la méthode employée et du budget.

Les sections suivantes détaillent l'acquisition pour chaque méthode.

a) **MT terrestre**

Principe

La méthode magnétotellurique consiste à utiliser le champ électromagnétique terrestre afin de sonder les propriétés géo-électriques du sous-sol (Vozoff, 1972). Les sources de ce champ électromagnétique sont externes pour les basses fréquences (inférieures à 1 Hz), liées à l'activité solaire qui bombardent la magnétosphère (couche externe du champ magnétique terrestre) de particules générant à leur tour des courants dans l'ionosphère. Des ondes planes électromagnétiques sont alors diffusées dans le sol, celles-ci constituent les sources du signal magnétotellurique. En pratique, des enregistrements synchrones de champs EM sont réalisés en plusieurs endroits et ce, pendant des durées proportionnelles à la profondeur d'investigation souhaitée. En l'absence de bruit anthropique, les composantes horizontales du champ électrique et du champ magnétique naturel sont liées entre elles par une fonction de transfert, appelée impédance magnétotellurique. Il s'agit d'une grandeur tensorielle dépendante de la fréquence qui est liée aux grandeurs de résistivité apparente du milieu (grandeur intégratrice qui moyenne la résistivité du sous-sol jusqu'à une profondeur inversement proportionnelle à la fréquence) et à la phase (retard/déphasage induit par le milieu).

En raison de la complexité statistique des signaux, les fonctions de transfert entre champ électriques et magnétiques sont estimées sur des durées de plusieurs dizaines d'heures, proportionnellement aux périodes ciblées par des méthodes dites robustes. La méthode dite de Remote Reference (Gamble *et al.*, 1979) est appliquée pour déconvoluer les bruits électromagnétiques locaux du signal MT. En pratique, les estimations d'impédances obtenues dans le jeu de Petite Terre couvrent une gamme de fréquence allant de 1 mHz à 128 Hz, permettant ainsi d'investiguer le sous-sol depuis la centaine de mètres jusqu'à une dizaine de kilomètres de profondeurs. Les données sont traitées par deux codes afin d'en valider les résultats : la librairie open source *razorback* (Smai *et al.*, 2020), développée au BRGM ainsi que le code BIRRP (Chave *et al.*, 2004).

Ces estimations d'impédances cumulées en différents endroits sur la gamme de fréquence évoquée ci-dessus sont alors soumises au procédé d'inversion 3D qui permet d'obtenir un modèle tridimensionnel de résistivité électrique de la zone d'étude. Nous utilisons le code MINI3D de la société IMAGIR (Hautot *et al.*, 2000) (S. Hautot R. S., 2007) pour le traitement et l'inversion des données.

Acquisition

La campagne d'acquisition des données Magnéto Telluriques a eu lieu du 27 juin au 4 juillet 2021. La sélection des points d'acquisition s'est concentrée sur la partie est de Petite Terre, là où la pollution anthropique est susceptible d'être la plus faible. Les sites sont aussi choisis pour permettre l'installation des dipôles électriques (50 à 100 m de long), pour enregistrer les deux composantes horizontales du champ électrique, ainsi que les capteurs magnétiques. L'accessibilité est aussi un élément important ; une station MT avec les batteries requiert 100 kg de matériel et le portage se fait à dos d'homme. Sept sites ont été identifiés initialement pour accueillir les stations MT. Pour étoffer la couverture sur la partie ouest, le site CSEM6 a aussi été utilisé pour accueillir une station MT. Bien qu'il soit plus proche d'une source de bruit (usine électrique) et d'habitations, la possibilité d'avoir des données sur le flanc ouest de l'île justifie de prendre le risque de placer une station à cet endroit. L'espacement entre les stations, de l'ordre de 500 m en moyenne, offre une couverture relativement dense suivant un profil Nord-Sud (Figure 17).

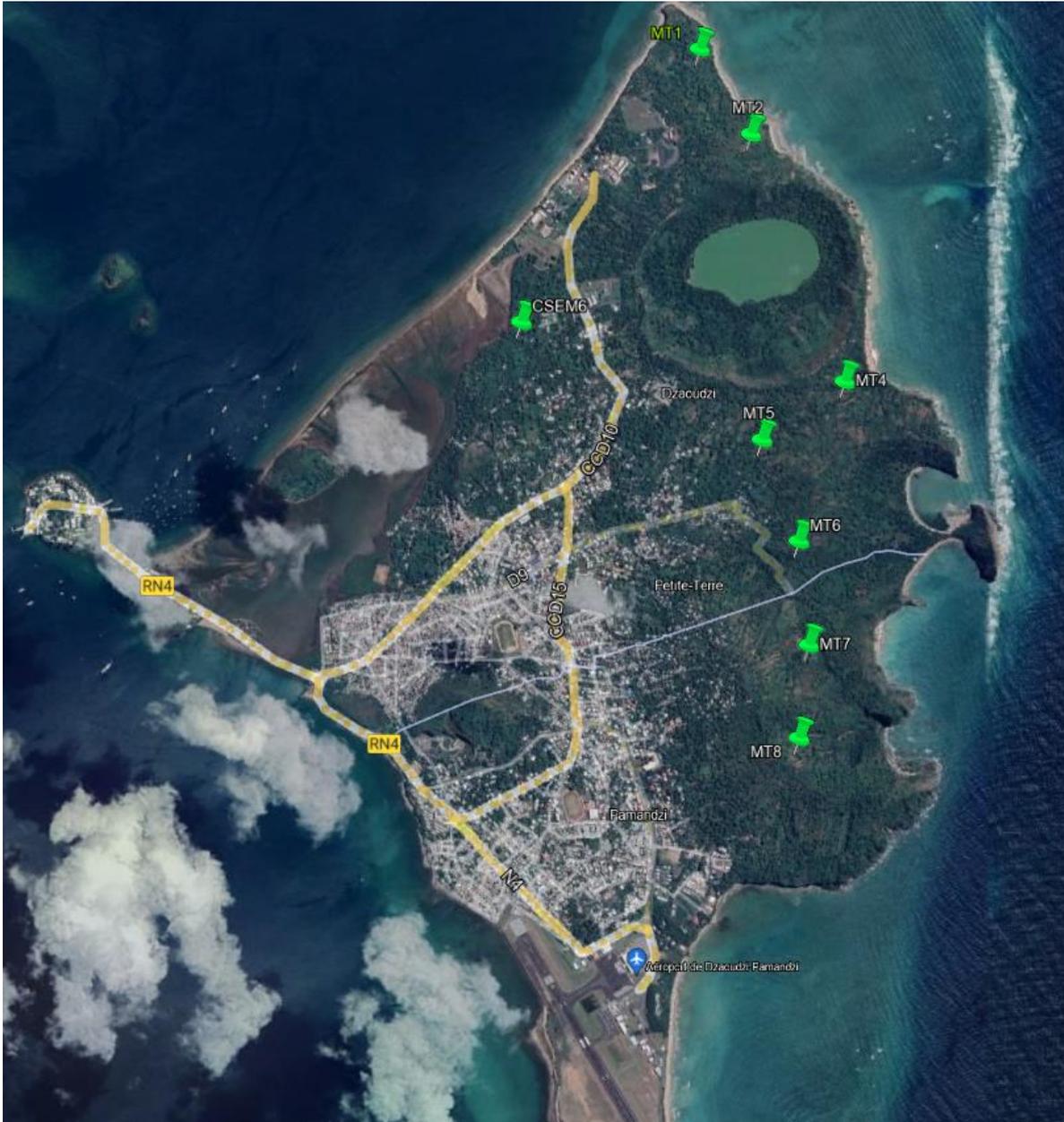


Figure 17 : Carte des stations MT de la campagne 2021. Les stations sont localisées sur la partie Est de l'île là où il y a le moins de pollution anthropique. Une seule station (CSEM 6) est sur le flanc ouest.

Une station MT (Figure 18) est constituée de deux (optionnellement trois) capteurs pour enregistrer le champ magnétique (Figure 19 gauche) ainsi que de deux longs dipôles permettant d'enregistrer, aux moyens d'électrodes (Figure 19 droite), les deux composantes du champ électrique. Sur la Figure 20, deux ingénieurs règlent l'appareil de mesure sur lequel sont connectés tous les capteurs.

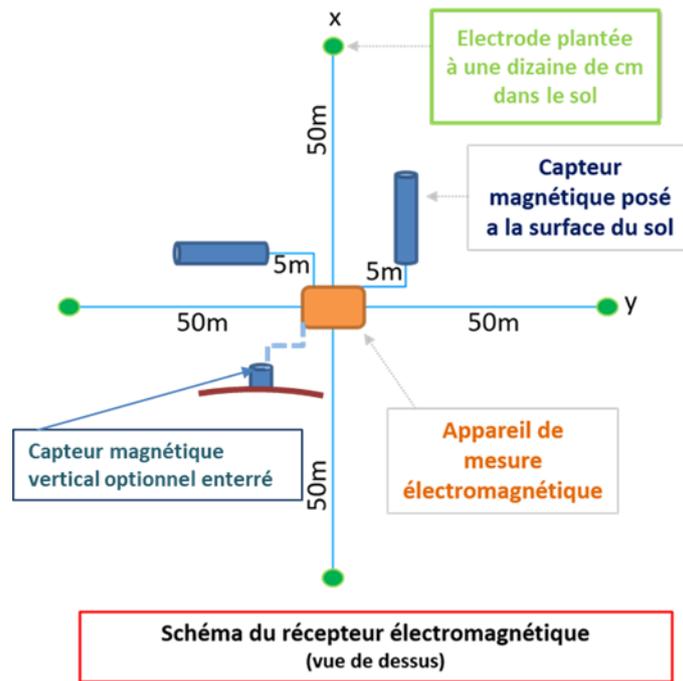


Figure 18 : Schémas d'une station MT.



Figure 19: Capteurs pour mesurer le champ magnétique (à gauche) et électrodes pour mesurer le champs électrique (à droite).



Figure 20 : Installation de l'enregistreur (ADU) sur le terrain. Les batteries fournissent l'alimentation électrique au bon fonctionnement de l'appareil durant la phase d'enregistrement qui dure environ deux jours.

Les stations enregistrent les champs électromagnétiques pendant une période de 48 heures environ. Les enregistrements réalisés sont décrits dans le Tableau 2 ci-dessous :

STATUT	INSTALLATION	DESINSTALLATION	MESURES												
	Lundi		Mardi		Mercredi		Jeudi		Vendredi		Samedi		Dimanche		
station MT #	28/06/2021		29/06/2021		30/06/2021		01/07/2021		02/07/2021		03/07/2021		04/07/2021		05/07/2021
	am	pm	am	pm	am	pm	am	pm	am	pm	am	pm	am	pm	
1	INSTALLATION								DESINSTALLATION						
2		INSTALLATION				DESINSTALLATION									
8			INSTALLATION				DESINSTALLATION								
7				INSTALLATION						DESINSTALLATION					
4						INSTALLATION									
5							INSTALLATION			DESINSTALLATION			DESINSTALLATION		
6										INSTALLATION					DESINSTALLATION
CS6											INSTALLATION				DESINSTALLATION

Tableau 2 : Chronologie des acquisitions MT sur Petite Terre.

Qualité des données

Les données pluri-journalières acquises sur les sites 1 à 8 sont de bonne qualité (voir Figure 36) sur une gamme de fréquence allant de 128 Hz à 1 mHz, ce qui permet de scanner le sous-sol de la dizaine de mètres à la dizaine de kilomètres de profondeur et ce, malgré deux soucis techniques :

- un contact électrique altéré sur la voie Ex de la station 2 ;
- un bruit directionnel lié aux antennes de transmission de l'aéroport sur la voie Ey du site 8.

Ainsi, aux basses fréquences, les composantes xx et xy du site 2 et les composantes yx et yy du site 8 sont incomplètes. Toutes les stations sont exploitables, malgré des conditions de terrain difficiles. Certaines perturbations anthropiques liées aux émetteurs de l'aéroport, présentes sur tout Petite Terre, sont éliminées grâce à l'utilisation de la station dite de *remote reference* de Combani. On peut considérer un taux de succès élevé, malgré des conditions de terrains difficiles (sécurité, accessibilité, conditions météo, nature des sols). Les sondages MT en résistivité et phases des sites 1 à 8 sont représentés en Figure 21.

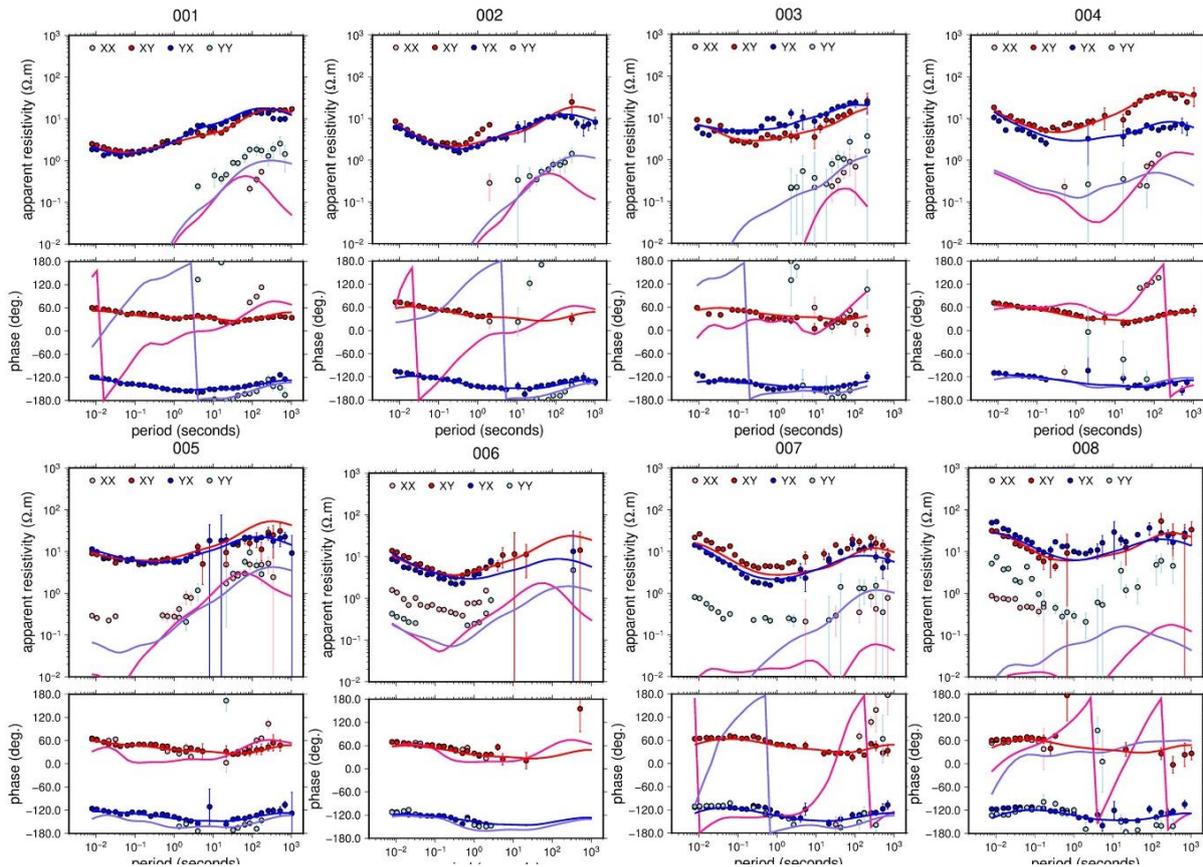


Figure 21 : Sondages MT réalisés sur Petite Terre durant la campagne terrestre. Quadrants hauts : résistivités apparentes xy,yx,xx,yy, quadrants du bas : phase xy,yx,xx,yy. Points : données. Traits continus : données modélisées.

b) CSEM

Principe

La méthode CSEM consiste à injecter un courant électrique puissant dans le sous-sol au moyen d'électrodes plantées dans le sol formant un dipôle (source). Le courant se propage dans le sous-sol et est modifié par la structure de résistivité des différentes couches traversées. Le signal est enregistré en surface avec des capteurs (récepteurs) mesurant le champ électrique aux moyens d'électrodes non polarisables. Grâce à ce signal, il est possible, connaissant le signal injecté à la source, d'estimer les caractéristiques électriques du sous-sol.

La qualité des mesures dépend du courant injecté dans le sol, de la longueur du dipôle injecteur et de la distance entre les récepteurs et la source. La résolution latérale et la profondeur d'investigation dépendent respectivement du nombre de capteurs en surface et de

la distance entre les capteurs et la source, mais également des fréquences utilisées et de la résistivité électrique des terrains. Plus la distance est élevée, plus les fréquences sont basses et plus les résistivités électriques sont élevées, plus le sondage sera profond. En général la profondeur atteinte est de l'ordre d'1/3 de la longueur du dispositif, mais la profondeur de peau (profondeur à laquelle les hautes fréquences ne pénètrent plus) peut être aussi approchée par la formule $d = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}}$, avec ρ la résistivité et f la fréquence de l'onde électromagnétique.

Sources

L'étude décrite par Darnet *et al.* (2019) propose l'emplacement de deux sources, une au nord et l'autre au sud. D'autres configurations ont été étudiées, mais au regard des objectifs, des dimensions de l'île et de l'urbanisation, seuls deux lieux propices à l'emplacement de dipôles assez longs ont pu être sélectionnés. Il s'agit d'un site au sud, proche de l'aéroport (Figure 22), appelé TX1, et un autre proche de la déchèterie et de l'antenne TDF, au Nord (Figure 23), appelé TX2.

La longueur du dipôle du TX1 est de 310 m et celui du TX2 est de 470 m.



Figure 22 : Source du Sud, TX1. Le générateur est localisé au point TXM. Le dipôle est formé par les pôles E1 et E2. Le pôle E3 correspond à une électrode nécessaire au bon fonctionnement de l'appareil injectant le courant.

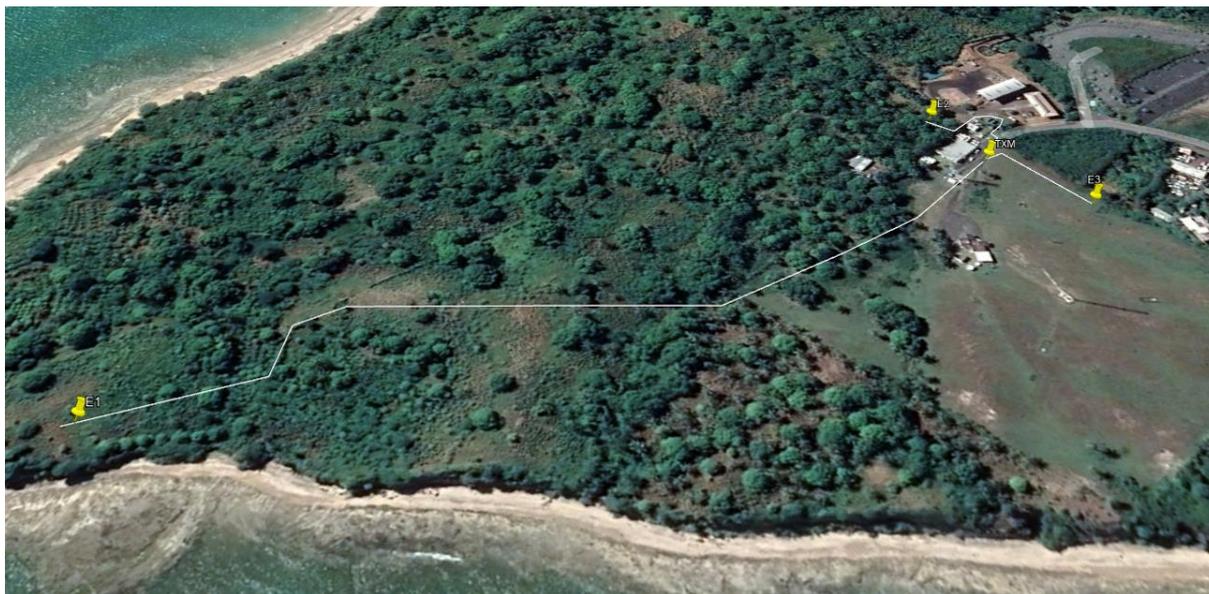


Figure 23 : Source du Nord, TX2. Le générateur est localisé au point TXM. Le dipôle est formé par les pôles E1 et E2. Le pôle E3 correspond à une électrode nécessaire au bon fonctionnement de l'appareil injectant le courant.

Les pôles d'injection (Figure 24) où sont placés les électrodes sont creusés à la pioche et à la barre à mine. Des trous de 1 m de diamètre et de 80 cm à 150 cm de profondeur sont réalisés pour chaque pôle (3 par sources). Un mélange d'argile, de terre et d'eau salée est utilisé pour obtenir une résistance de prise la plus basse possible, pour permettre d'injecter un courant d'intensité élevée et ainsi garantir une mesure de qualité.



Figure 24 : Exemple de pôle d'injection pour la source sud. On peut observer les différentes électrodes en inox et en cuivre reliées entre elles par des câbles électriques. Le sol est humide après l'ajout d'eau de mer. Le trou fait un diamètre d'environ 1 mètre.

Les deux sources du nord et du sud injectent le courant au même moment pour permettre de réduire le temps d'acquisition suivant une séquence prédéterminée (Figure 25). Les basses

fréquences permettent d'obtenir des informations plus en profondeur et les fréquences plus élevées, des informations sur la proche surface.

START : 10:00:00					IntSeq. 1 : 00:01:00				
TX 1 - NORD (Florent)					TX 2 - SUD (Nico)				
ID	START	STOP	DUREE	BASE FREQ	START	STOP	DUREE	BASE FREQ	
POL - 1	1	10:00:00	10:20:00	00:20:00	0.0625	10:00:00	10:14:00	00:14:00	0.125
	2	10:21:00	10:35:00	00:14:00	0.125	10:15:00	10:20:00	00:05:00	0.5
	3	10:36:00	10:41:00	00:05:00	0.5	10:21:00	10:21:30	00:00:30	512
	4	10:42:00	10:45:00	00:03:00	2	10:22:30	10:23:00	00:00:30	256
	5	10:46:00	10:48:00	00:02:00	8	10:24:00	10:25:00	00:01:00	128
	6	10:49:00	10:50:00	00:01:00	16	10:26:00	10:27:00	00:01:00	64
	7	10:51:00	10:52:00	00:01:00	32	10:28:00	10:29:00	00:01:00	32
	8	10:53:00	10:54:00	00:01:00	64	10:30:00	10:31:00	00:01:00	16
	9	10:55:00	10:56:00	00:01:00	128	10:32:00	10:34:00	00:02:00	8
	10	10:57:00	10:57:30	00:00:30	256	10:35:00	10:38:00	00:03:00	2
	11	10:58:30	10:59:00	00:00:30	512	10:39:00	10:59:00	00:20:00	0.0625

Figure 25: Tableau de programmation des séquences d'injection.

Récepteurs

Les récepteurs sont composés de deux dipôles électriques orientés, si possible (suivant les caractéristiques de la parcelle), le long des axes Nord-Sud et Est-Ouest, et connectés à une unité d'enregistrement appelée RAU (Figure 26). Une parcelle assez grande et avec du terrain suffisamment meuble est nécessaire pour pouvoir installer les câbles et « enterrer » les électrodes. Le choix de l'emplacement des récepteurs s'est fait en prenant en compte ces contraintes et la nécessité d'avoir une couverture spatiale homogène. En plus des points qui sont purement utilisés pour la CSEM, il a été prévu que tous les sites de MT soient aussi utilisés pour réaliser une mesure CSEM et ainsi offrir une couverture complète de l'île. Il est important de noter que les acquisitions de CSEM et de MT sont non concomitantes pour éviter de perturber l'enregistrement des données MT.

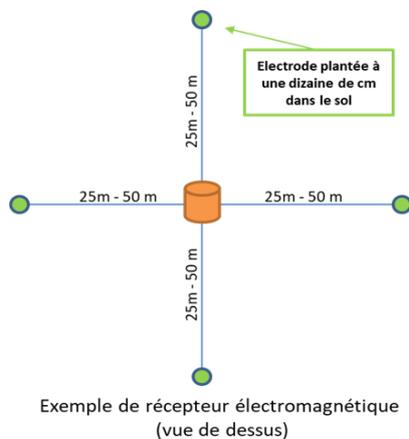


Figure 26 : Schémas d'un système de réception et photo du RAU où les électrodes sont connectées. Au total, quatre électrodes alignées suivant les axes Nord-Sud et Est-Ouest, si possible, sont utilisées.

La carte de la Figure 27 montre la disposition des récepteurs CSEM. La distance maximum entre les sources (en rouge sur la figure) et les récepteurs est de l'ordre de 6 km et devait permettre d'atteindre, au centre de l'île, une profondeur de pénétration maximum de l'ordre de 2 km.



Figure 27 : Carte de la répartition des récepteurs de CSEM (jaune) et des sources (rouge). Les points de MT (vert) sont aussi des points qui seront utilisés pour la CSEM.

Problème lié aux sources

La première journée d'acquisition a été perdue en raison de l'arrivée tardive du matériel et de problèmes techniques sur les générateurs ; les sources n'ont donc pas pu être opérationnelles. Par ailleurs, il y a eu plusieurs pertes de temps occasionnées par le sectionnement des câbles d'injection de courant de la source nord par des zébus en liberté. Mais le problème le plus impactant a été lié aux très fortes résistances de prise au niveau des pôles d'injection de courant.

Le courant injecté dans le sous-sol est proportionnel à la résistance observée au niveau des électrodes d'injection. Il est nécessaire, pour que les capteurs puissent enregistrer un signal suffisant à plusieurs kilomètres de la source, que le courant injecté dans le sol soit le plus fort

possible (généralement > 10 A). Avec des résistances de prise mesurées entre 150 et 220 Ohm.m entre les pôles d'injection et une tension constante de 540 V produite par le générateur, l'intensité du courant injecté oscillait entre 3 et 4 Ampères, comme indiqué sur la Figure 28.

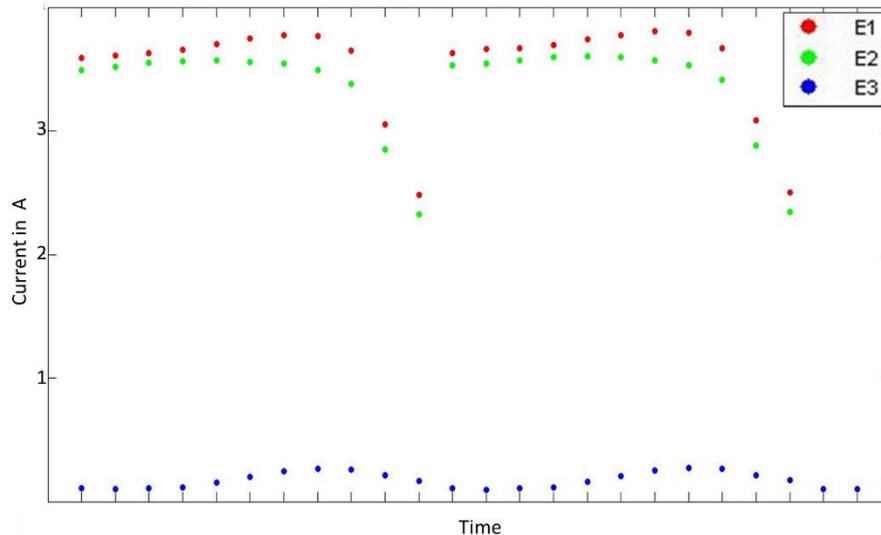


Figure 28 : Courant injecté durant deux séquences d'injection sur les différentes électrodes du site d'injection Sud (Aéroport). On voit que l'intensité du courant injecté se situe entre 3 et 4 Ampères.

En effet, l'examen des données des stations de mesures déployées au jour 2 se situant à une distance de 2 km de la source sud a montré l'absence de signal qui puisse être corrélé avec l'émission de courant à la source. Le signal était noyé dans le bruit.

Pour faire baisser la résistance de prise et ainsi augmenter le courant injecté dans le sol, les pôles d'injection ont été retravaillés et plusieurs dizaines de litres d'eau de mer ont été déversés au soir du jour 2.

Au jour 3, deux types d'instruments de mesure sont déployés sur le site CSEM26. Un RAU et un ADU (utilisé en général pour la MT) sont utilisés pour s'assurer que les problèmes observés ne sont pas dus au type de récepteur utilisé, mais bien à la source. La station CSEM26 est située à 1 km de la source du sud ; du signal devrait donc être visible. L'analyse des signaux dans l'après-midi du jour 3 a montré qu'un faible signal, lié à la source, était enregistré sur les deux instruments. Ce test a validé que le mode d'enregistrement fonctionnait parfaitement, mais que le courant injecté n'était visible que dans un rayon de 1 km autour de la source. Une si petite distance source-récepteur ne permet d'obtenir des informations que sur les premières centaines de mètres de profondeur. Ceci est insuffisant au regard de l'objectif à 1500-2000 m de profondeur fixé par la mission. L'arrêt des mesures CSEM est donc acté le jour 3 et un plan alternatif établi.

Plan alternatif

Ne pouvant pas faire de mesures CSEM pertinentes, et au vu de la qualité des données MT acquises lors de la semaine précédente, il est décidé d'identifier une dizaine de sites CSEM pour acquérir le signal MT naturel et donc d'utiliser la méthode passive AMT/MT. Les sites les moins exposés aux bruits et offrant le plus de place pour déployer les stations MT sont sélectionnés. Au total, huit sites sont retenus (Figure 29). L'acquisition commence au jour 4,

le jeudi 8 juillet 2021 pour s'achever le lundi 12 juillet 2021 au matin. N'ayant que deux stations MT complètes, le temps d'enregistrement varie entre quelques heures et 36 heures en fonction des stations pour permettre de couvrir tous les sites dans le temps imparti.

Qualités des données

Sur les huit stations acquises, trois montrent une qualité suffisante pour pouvoir être exploitées dans l'inversion. Il s'agit des sites CSEM19 (stade de Labattoir), CSEM22 et CSEM28 (stade de Pamandzi), marqués en vert sur la Figure 29.

Les cinq autres sites ont des problèmes de bruit ne permettant pas d'extraire des données de bonne qualité et n'ont donc pas été retenus pour l'inversion.

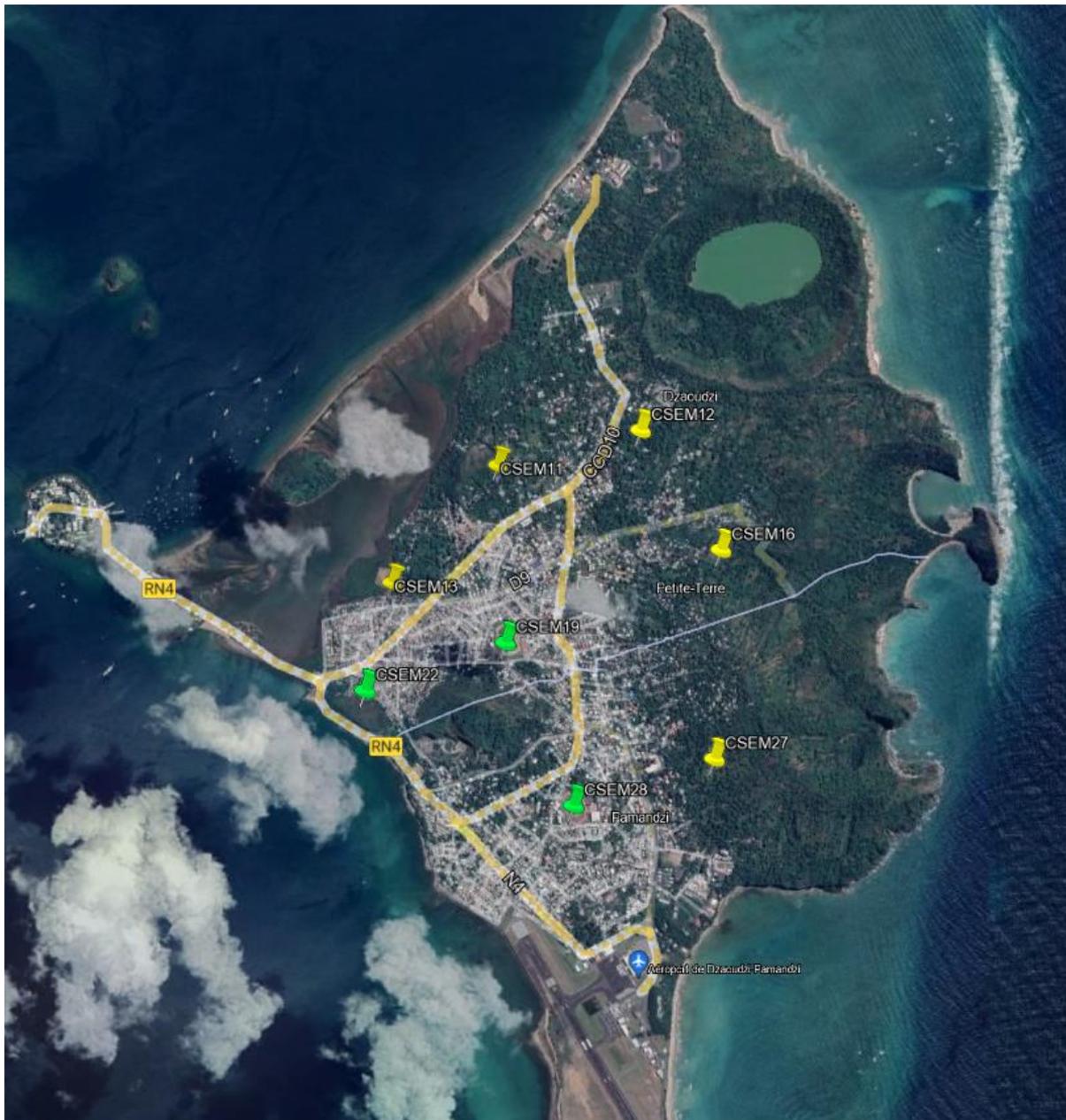


Figure 29 : Carte des sites CSEM retenus pour être utilisés pour accueillir une station MT. Les trois sites en vert sont les seuls qui seront utilisés dans l'inversion.

c) *MT marine*

Principe

L'acquisition des données MT marine est similaire à celle de la MT terrestre. La source, naturelle est la même et les capteurs, bien que différents dans la forme, sont les mêmes, à savoir des capteurs de champ électrique et magnétique.

Comme pour la MT terrestre, la MT marine enregistre les signaux naturels, et par conséquent, il est important que le niveau de bruit ambiant soit faible. La houle et les courants marins sont également des sources de signal électromagnétique qui peuvent venir bruite les données. L'utilisation d'une station de référence (celle de l'aéroport ou du Mont Combani) permet de diminuer l'influence du bruit.

Les acquisitions sont réalisées par la compagnie MAPPEM qui fournit les ingénieurs et techniciens ainsi que les stations marines. La société STMM, en sous-traitance, fournit la barge et les plongeurs qui assurent le placement des stations sur le fond marin. Trois stations STATEM de la compagnie MAPPEM sont mobilisées. Les stations enregistrent le signal entre 24 et 48 heures permettant d'avoir des fréquences assez basses pour une imagerie profonde.

La Figure 30 montre un ingénieur de MAPPEM travaillant sur une station STATEM, avant sa mise à l'eau. On peut voir le cylindre blanc au centre qui abrite les capteurs magnétiques et l'électronique, ainsi que les antennes (tiges vertes) en forme de croix qui servent d'électrodes pour capter le champ électrique.

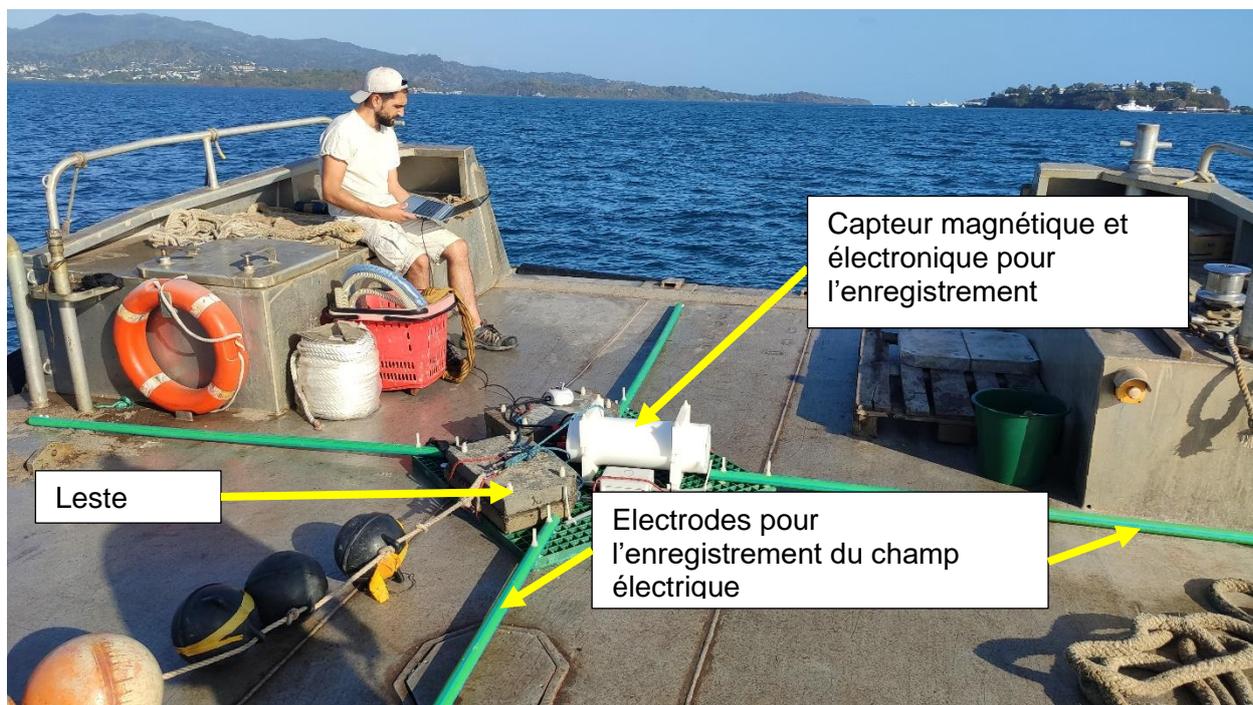


Figure 30 : Station STATEM. Un Ingénieur de la société MAPPEM configure l'instrument avant sa mise à l'eau.



Figure 31 : Mise à l'eau de la station STATEM. Le plongeur s'assurera de la bonne mise en place (orientation vers le Nord Magnétique et nivellement) de la station sur le fond marin.

La mise à l'eau de la station (Figure 31) se fait au moyen de la grue à bord de la barge. Pour des raisons de sécurité évidentes, il devient impossible de déployer les stations si la houle est trop importante (> 50 cm) ou le vent trop fort. Un plongeur s'assure de la bonne mise en place de la station sur le fond marin (orientation vers le nord magnétique et nivellement).

L'acquisition des données de MT marine s'est faite lors de deux campagnes. Une première campagne en juillet et une seconde, non prévue initialement, en octobre.

Campagne de juillet

La campagne de juillet s'est déroulée du 9 au 20 juillet. Les conditions météorologiques se sont avérées plus mauvaises que prévues. En effet, les alizés, plus forts que d'habitude, ont généré une houle importante, interdisant toute mise à l'eau des stations situées hors ou en bordure du lagon. Les stations qui ont pu être déployées lors de cette campagne sont indiquées en bleu sur la Figure 32.

Le Tableau 3 résume les caractéristiques des stations acquises durant la campagne de juillet.

Exploration des potentielles ressources géothermiques profondes de Petite Terre (Mayotte)

Site	instrument	Latitude	Longitude	Date mise à l'eau	Heure mise à l'eau UTC	Date récupération	Heure récupération UTC	Profondeur(m)	Remarques
MMT14	2	S12°45.834	E45°15.495	10/07/21	08:29:00	13/07/21	06:06:00	16	ok Bruit sur capteur magnétique
MMT01	3	S12°45.486	E45°16.515	10/07/21	09:30:00	12/07/21	05:44:00	16	ok
MMT05	1	S12°46.203	E45°16.134	10/07/21	10:12:00	12/07/21	06:09:00	17	ok
MMT09	1	S12°48.411	E45°16.120	12/07/21	09:06:00	14/07/21	06:30:00	17	ok
MMT15	3	S12°47.383	E45°15.271	12/07/21	09:48:00	14/07/21	05:30:00	22	Capteur magnétique HS
MMT17	2	S12°44.489	E45°16.518	13/07/21	07:15:00	15/07/21	06:50:00	6	data ok - déplacement ~1 deg vers 25000 s Capteur magnétique HS
MMT16	3	S12°49.905	E45°16.976	14/07/21	07:17:00	16/07/21	06:05:00	7	ok
MMT13	1	S12°48.168	E45°15.129	14/07/21	07:50:00	16/07/21	06:50:00	24	ok
MMT02	2	S12°45.267	E45°16.878	15/07/21	08:07:00	19/07/21	08:00:00	5	ok

Tableau 3 : Bilan de la campagne d'acquisition de juillet.

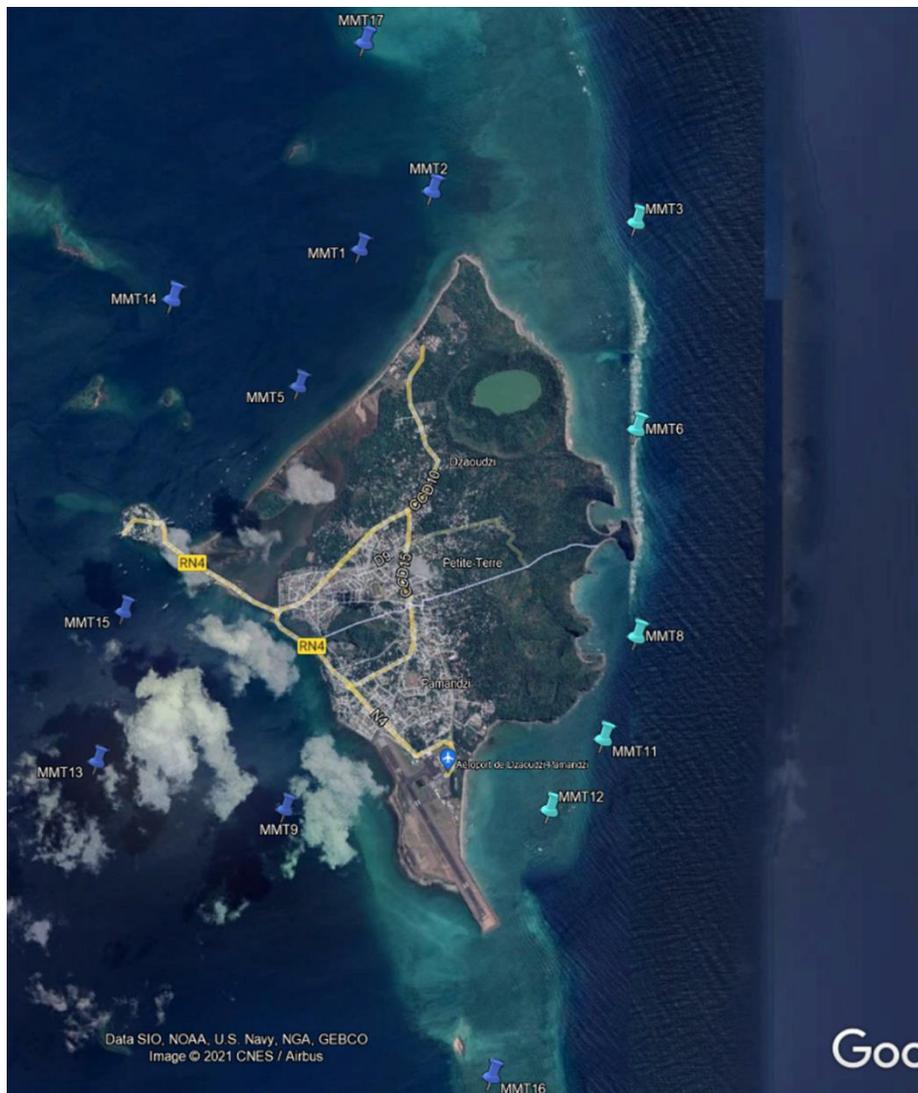


Figure 32 : Carte des stations de MT marine. En bleu foncé les stations acquises en juillet, en vert clair les stations acquises en octobre. Les stations 15 et 16, défailtantes en juillet, ont été acquises à nouveau en octobre avec succès.

Dans l'ensemble, les données enregistrées sont de bonne qualité. Seules deux stations MMT15 et MMT16 ont souffert de défaillance matérielle, en particulier sur l'enregistrement du champ magnétique.

Au vu de l'importance des données de MT marine pour contraindre le modèle de la subsurface, la décision a été prise de refaire une nouvelle campagne en octobre, lorsque les vents sont statistiquement moins forts, pour acquérir les sites manquants. Cette deuxième campagne permettrait de redéployer les stations MMT16 et MMT15 qui ont un rôle critique pour contraindre les structures vers le sud et l'ouest.

Campagne d'octobre

La campagne d'acquisition d'octobre s'est déroulée du 13 au 25 octobre 2021. Les conditions météorologiques se sont avérées beaucoup plus clémentes. Ainsi, toutes les stations prévues, les stations hors du lagon, sur la côte Est de Petite Terre, et les stations MMT15 et MMT16 ont pu être acquises. Il faut noter cependant qu'une journée avec une houle plus forte a eu des répercussions sur le planning de dépose et de récupération des stations. Par conséquent, les stations MMT8 et MM15 ont été relevées au bout de 24 heures plutôt que les 48 heures prévues initialement.

Le Tableau 4 résume les caractéristiques des stations acquises lors de la campagne d'octobre.

Site	instrument	Latitude	Longitude	Date mise à l'eau	Heure mise à l'eau UTC	Date récupération	Heure récupération UTC	Profondeur(m)	Remarques
MMT16b	1	S12°49.903	E45°16.984	16/10/21	11:00:00	18/10/21	10:00:00	11	ok
MMT12	1	S12°48.886	E45°17.476	18/10/21	11:12:00	20/10/21	03:40:00	17	ok
MMT11	2	S12°48.166	E45°17.780	18/10/21	12:05:00	20/10/21	03:58:00	15.5	ok
MMT06	1	S12°46.517	E45°18.080	20/10/21	05:30:00	22/10/21	02:55:00	19	ok
MMT03	2	S12°45.430	E45°17.977	20/10/21	04:50:00	22/10/21	02:30:00	19	ok
MMT08	1	S12°47.581	E45°17.962	22/10/21	03:20:00	23/10/21	03:15:00	14	24h
MMT15b	2	S12°47.369	E45°15.270	22/10/21	04:25:00	23/10/21	04:16:00	25.5	24h

Tableau 4 : Bilan de la campagne d'acquisition d'Octobre.

Les données sont de bonne qualité et même supérieure à celle de la campagne de juillet.

Qualités des données

Toutes les stations acquises au cours des campagnes de juillet et d'octobre sont de bonne qualité. Le bruit marin est présent (vague, courant, marée, visite de curieux en bateau...) mais, grâce au réseau de référence, un traitement robuste du signal peut être effectué, permettant une augmentation du rapport signal sur bruit. Toutes les stations marines peuvent donc être utilisées pour l'inversion.

2.4. GEOMODELLER : MODÉLISATION GÉOLOGIQUE 3D

Des données de différentes natures sont disponibles dans la zone d'intérêt de Petite Terre. L'intérêt du modèle géologique 3D est de réaliser une interprétation cohérente en 3D des objets géologiques, en combinant toutes les données disponibles et pertinentes. Ce travail permet ainsi de mieux appréhender les géométries des objets géologiques en sous-sol.

Le point de départ du modèle est la topographie, obtenue à partir d'un modèle numérique de terrain d'une résolution de 50 m par 50 m réalisé auparavant (Lemoine *et al.*, 2020).

Des outils de SIG ont été utilisés pour compiler les données et les rassembler en un système de projection unique. Ensuite, le travail de modélisation s'est effectué sous GeoModeller (Lajaunie *et al.*, 1997 ; Calcagno *et al.*, 2008). GeoModeller est un logiciel de géomodélisation développé par un partenariat entre le BRGM et Intrepid Geophysics, mettant l'accent sur la construction implicite et des fonctionnalités pensées pour un utilisateur géologue. Il est ainsi possible d'y rentrer des données telles que des contacts, des pendages ou encore des données de forages, ainsi que des grilles géophysiques en 3D ou 2D.

L'utilisateur définit également une pile géologique, qui précise la séquence stratigraphique et les contacts de chaque couche avec ses couches sous-jacentes, à savoir contact érosif ou conforme. Des séries peuvent également être définies, et les différentes formations au sein de chaque série sont considérées comme étant subparallèles entre elles. Cela permet à GeoModeller de calculer un modèle sous la forme d'un champ de potentiel 3D, par interpolation des données. Ce champ de potentiel prend en compte les failles et détermine les déplacements dus à ces dernières, à partir des interprétations de l'utilisateur.

Le modèle peut alors être représenté sous la forme de surfaces triangulées 3D qui correspondent à chacune des formations fournies dans la pile (Calcagno *et al.*, 2008).

2.5. COMPASS : SIMULATION HYDROTHERMIQUE

Le modèle conceptuel d'un système géothermique tend à être l'expression de la compréhension du fonctionnement du système au regard de l'ensemble des observations effectuées. Le modèle conceptuel suppose les mécanismes mis en jeu, c'est-à-dire qu'il met en exergue le rôle supposé des différents éléments identifiés ainsi que la façon dont ces différents éléments sont connectés entre eux. Ce modèle conceptuel (ainsi que le modèle géologique 3D) ne peut être que statique, ce qui constitue sa limite. La modélisation numérique peut donc compléter avantageusement ce modèle conceptuel par l'intégration des aspects dynamiques du système géothermique étudié.

Les étapes d'acquisition fournissent donc des données qu'il est intéressant de compléter avec des hypothèses. Ces hypothèses constituent les entrées du modèle numérique et conditionnent la représentation du système étudié. L'utilisation de simulations numériques est donc particulièrement intéressante si l'on veut comprendre les relations qui existent entre les observables et les processus souterrains. La génération d'une image 3D des processus souterrains est aussi un moyen de mieux appréhender à terme l'exploitation potentielle, tout en considérant les incertitudes liées à l'élaboration du modèle conceptuel, des hypothèses faites et aux données.

Dans la suite de l'approche proposée, la dernière étape consiste donc à réaliser des simulations hydrothermiques sur la base des différentes mesures et interprétations réalisées, et notamment, sur la base du modèle géologique 3D réalisé. Ces simulations ont pour objectif de donner une première image 3D du fonctionnement du système hydrothermal par l'intégration du rôle supposé des différentes structures identifiées. Les différentes simulations réalisées permettent de tester différentes hypothèses (rôle des éléments) et d'appréhender l'impact des incertitudes liées aux paramètres de ces structures. Ces modélisations complémentaires au géomodèle 3D apportent une description de la dynamique du système et peuvent donc aider à préciser le schéma de fonctionnement du système géothermique tout en

donnant la distribution du champ de température et des écoulements qui peuvent donc servir à aider à la localisation de zones d'intérêt.

Aujourd'hui, les avancées en matière de simulations numériques dans le domaine hydrothermique permettent d'outrepasser les difficultés liées à la représentation de ces environnements complexes comme celles liées à la nature des fluides étudiés qui peuvent coexister sous plusieurs phases et changer de phase au cours du temps.

L'utilisation de ComPASS, plateforme académique développée au travers de partenariats (BRGM et INRIA-Université de Nice), permet de réaliser des simulations hydro-thermiques 3D d'un fluide multi-compositionnel au sein de géométries complexes, en particulier au sein des milieux fracturés et faillés, à partir d'un modèle géologique 3D généré ici par le logiciel Geomodeller. ComPASS est constitué d'un ensemble de langages (C, Fortran, Python...) qui peut être exploité sur différents types de maillage (exemple : tétraédrique) pour lequel un schéma VAG (Vertex Approximate Gradient), particulièrement bien adapté aux maillages polyédriques et aux milieux hétérogènes anisotropes, est appliqué. À noter que contrairement à d'autres codes, ComPASS s'appuie sur le modèle de fractures discrètes (DFM), où les fractures sont explicitement représentées comme des milieux à part entière et inclus dans le milieu matriciel environnant.

Le principe de la modélisation des écoulements souterrains et de la diffusion de la chaleur utilisé dans ComPASS, consiste à s'appuyer sur l'équation de la diffusivité [a] et l'équation de conservation de l'énergie [b] sur chaque élément du maillage préalablement défini du domaine étudié, selon la méthode des volumes finis. Cette méthode consiste à subdiviser le domaine étudié en plusieurs volumes élémentaires (volumes de contrôle) sur lesquels sont intégrées des équations de conservation :

[a] $div(\bar{T} \overrightarrow{grad}(h)) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q$, où \bar{T} désigne la transmissivité (en m^2/s), h la charge hydraulique (en m), S le coefficient de stockage, t le temps (en s) et Q le débit injecté ou extrait (en m^3 /s).

[b] $\rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \overrightarrow{grad} T \right) = -div \vec{\phi} + \beta T \frac{\partial p}{\partial t} + q + \phi$, avec ρ la masse volumique (kg/m^3), c_p la chaleur spécifique ($J.kg^{-1} .K^{-1}$), t le temps (s), T la température (K), v la vitesse (m/s), t le temps (en s), β le coefficient de compressibilité isotherme (Pa^{-1}), p la pression (Pa), $\vec{\phi}$ le vecteur densité de flux thermique (W/m^2), q la puissance volumique de la source de chaleur interne et ϕ qui représente la puissance de chaleur volumique dissipée toute deux exprimées en ($W.m^{-3}$).

Les équations [a] et [b] rendent compte respectivement des variations temporelles de la charge hydraulique et de l'énergie au sein du volume de contrôle. Pour la charge hydraulique, ces variations proviennent de l'écoulement dans le milieu poreux et des quantités d'eau qui y sont prélevées ou injectées. En ce qui concerne celles de la quantité de chaleur, elles sont liées à l'advection par le fluide circulant, la convection et le rayonnement ainsi que les effets de la compressibilité.

3. Analyses des acquisitions de terrain

3.1. RÉSULTATS DE L'ANALYSE DES DONNÉES STRUCTURALES

3.1.1. Orientation des fractures

Sur Petite Terre, 5 sites ont fait l'objet de mesures d'orientation de fractures, la plage de l'aéroport, la plage de Moya, la plage des Badamiers, à l'ouest et au nord de l'île, et l'ancienne carrière de Pamandzi (Figure 3). Au total, 268 fractures ont été relevées, réparties respectivement de la façon suivante : 49, 41, 57, 85 et 36.

Les directions sont assez hétérogènes, bien que certaines prédominent, et les inclinaisons, quand elles sont mesurables, sont proches de la verticalité (Figure 33). Sur la plage de l'aéroport, la direction majeure est N130°E-N140°E, accompagnée de 3 autres directions mineures : N70°E, N10°E et N90°E (Figure 33). Au nord de la plage, sur le platier rocheux, des émanations de CO₂ sous forme de bullage ont été observées le long de fractures de direction N140°E (Figure 34, voir détail § 2.2.3).

Sur la plage de Moya, les fractures de direction N90°E prédominent, et, en nombre moins important, les fractures de directions N120°E-N130°E et N160°E (Figure 33). Ces mesures restent cantonnées à la plage centrale, la plage nord ne présentant pas d'affleurement et l'accès à la plage sud n'étant plus possible par la terre suite à un éboulement. Cependant, cette plage montre un bel affleurement qui avait été étudié par Traineau *et al.* (2006). Il pourrait être envisagé d'accéder à cet affleurement bien dégagé et montrant de nombreuses fractures par la mer.

Sur la plage des Badamiers, les fractures ont été mesurées, d'une part, sur le platier rocheux basaltique au nord de la plage, à l'ouest et au nord de la pointe de l'île, et d'autre part, le long d'un affleurement de cendres phréatomagmatiques (Figure 33). Sur le platier rocheux basaltique, les fractures de direction N140°E à N10°E sont majoritaires. Une famille plus minoritaire autour de N90°E est présente également (Figure 33). L'affleurement de cendres de l'autre côté de la pointe des Badamiers présente une direction autour de N160°E sur environ 80 m (Figure 35-A). Les fractures observées ont une direction très homogène autour de N60°E-N70°E. D'autres directions existent, mais sont bien moins observées en raison du biais de l'échantillonnage unidirectionnel. En effet, les directions parallèles à la direction d'échantillonnage seront bien moins visibles, alors que celles perpendiculaires le seront beaucoup plus. C'est un phénomène dont il faudra tenir compte lors de l'analyse par une correction de Terzhagi (Figure 33). Sur cet affleurement, nous avons pu observer un remplissage dans quelques fractures vers la fin du profil. Ces remplissages ont été échantillonnés et conditionnés sous le nom BA1.

L'ancienne carrière de Pamandzi offre un accès relativement dégagé et sûr le long de plusieurs parements dont la direction principale est N100°E. Plusieurs familles de fractures sont présentes : N60°E, N20°E-N40°E et N140°E (Figure 33). Les fractures autour de la direction E-W sont probablement sous-échantillonnées du fait de la direction de la carrière.

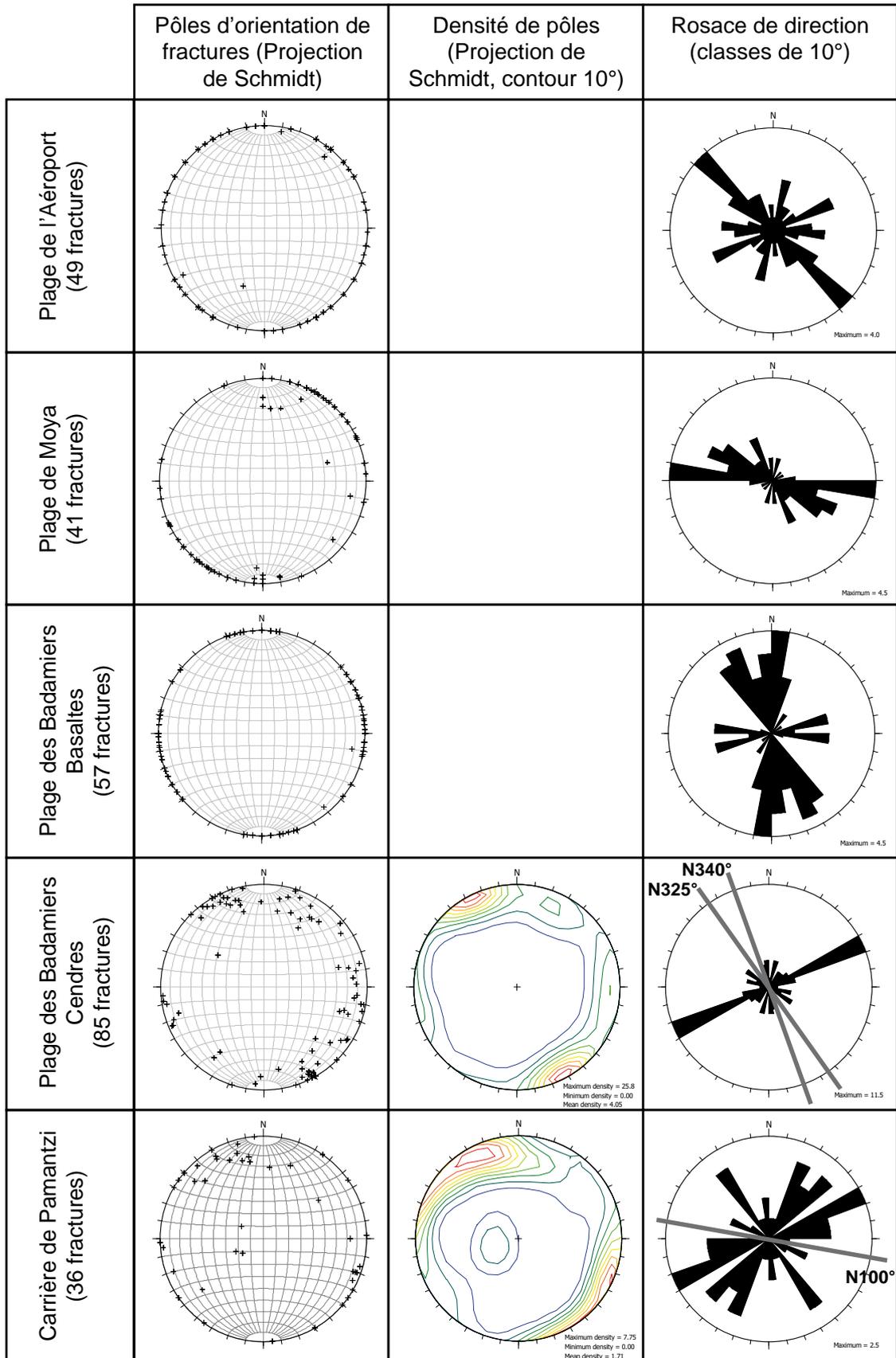


Figure 33 : Fractures observées sur les sites de Petite Terre. Les traits gris représentent la direction principale d'échantillonnage.

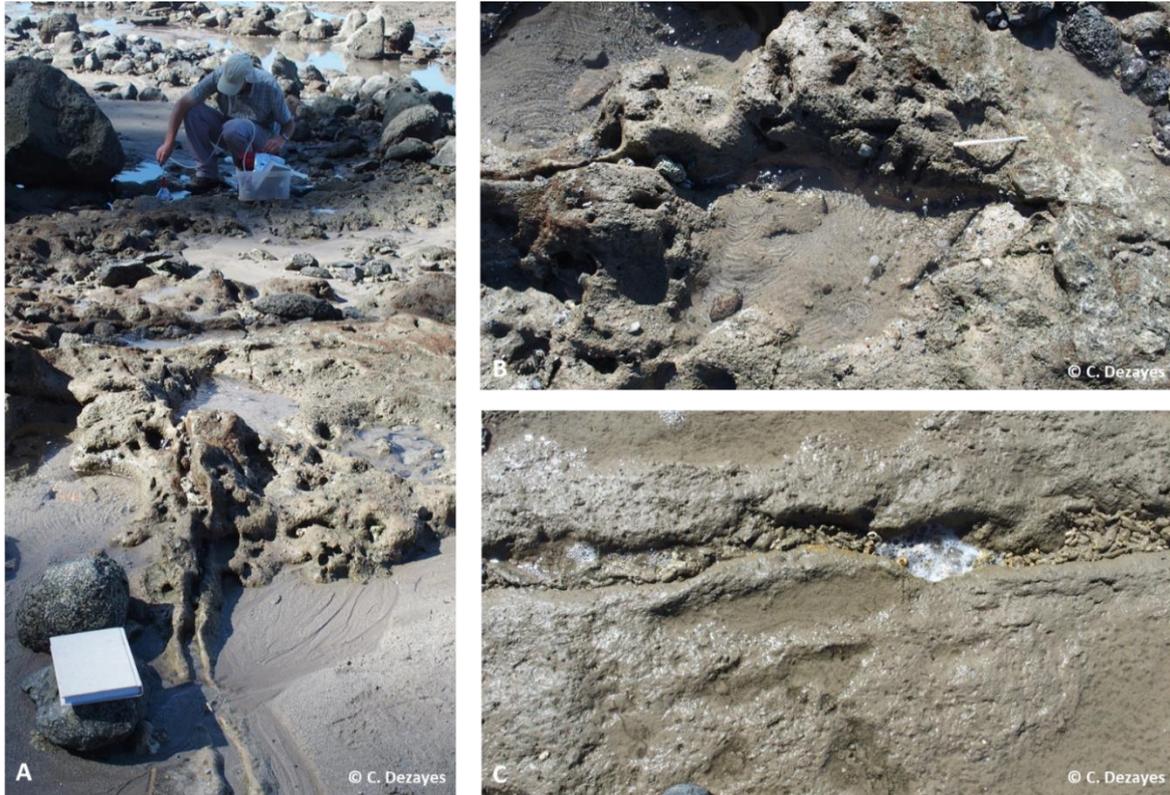


Figure 34 : Bullage de CO₂ le long d'une fracture N140°E sur la plage de l'aéroport. A : Une partie de la fracture et prélèvement en cours ; B et C : Détail du bullage.



Figure 35 : Affleurement de cendres phréatomagmatiques à l'est de la pointe des Badamiers. A : Vue générale, B : Détail de l'affleurement, C et D : Remplissage de fracture.

Sur Grande Terre, les sites investigués sont constitués des basaltes antérieurs aux émissions phréatomagmatiques de Petite Terre et de Mamouzdou. Il s'agit de formations datées entre 0,7 et 2,6 Ma, pour la partie est et nord-est de l'île (basaltes des phases éruptives III, IV et V), de basanites anciennes entre 3,6 et 5 Ma pour la partie nord-ouest (Figure 3).

D'une manière générale, les directions des fractures sont plutôt hétérogènes bien que des familles puissent être distinguées. Les inclinaisons sont également proches de la verticale (Figure 36).

Dans la zone des captages de Passamaïnty, quelques fractures ont pu être observées le long du chemin proche de l'entrée du site. Ces fractures sont principalement regroupées en une famille E-W (Figure 36). La direction de l'affleurement étant à peu près N130°E, les fractures ayant une direction similaire sont peu échantillonnées.

L'ancienne carrière de Doujani, en cours de réhabilitation par TETRAMA, offre un large parement d'observation le long de 2 directions principales, autour de N110°E et autour de N20°E, ce qui permet un échantillonnage relativement complet le long d'une scanline (Figure 37-A). Une famille est très présente autour de la direction subméridienne et une seconde, présentant une inclinaison inférieure à 45°, dans la direction N50°E-N60°E, est également présente (Figure 36).

Sur la plage d'Iloni, quelques affleurements épars sont présents en bord de route (Figure 37-B) et sur le platier de la plage. Les fractures observées sont regroupées en une famille N150°E-N160°E (Figure 36).

L'accès à la carrière de Koungou nous a été permis grâce à son exploitant ETPC et un large parement de la carrière nous a permis une observation détaillée des fractures le long d'une scanline N70°E (Figure 37-C). La fracturation du basalte est très homogène, de direction subméridienne (Figure 36). Au niveau du parement supérieur, une fracture présente un placage minéral qui a été échantillonné (KG1).

Non loin de Koungou, la carrière de Kangani appartenant à IBS groupe, présente un basalte beaucoup plus altéré. Nous avons pu accéder à un parement de direction N160°E et relever également de nombreuses fractures (Figure 37-D). Les directions mesurées sont très homogènes autour cette fois de N90°E (Figure 36).

Il apparaît clairement que pour ces deux dernières carrières, l'échantillonnage unidirectionnel engendre un biais statistique qu'il est facile de corriger, grâce aux deux principales directions d'échantillonnage.

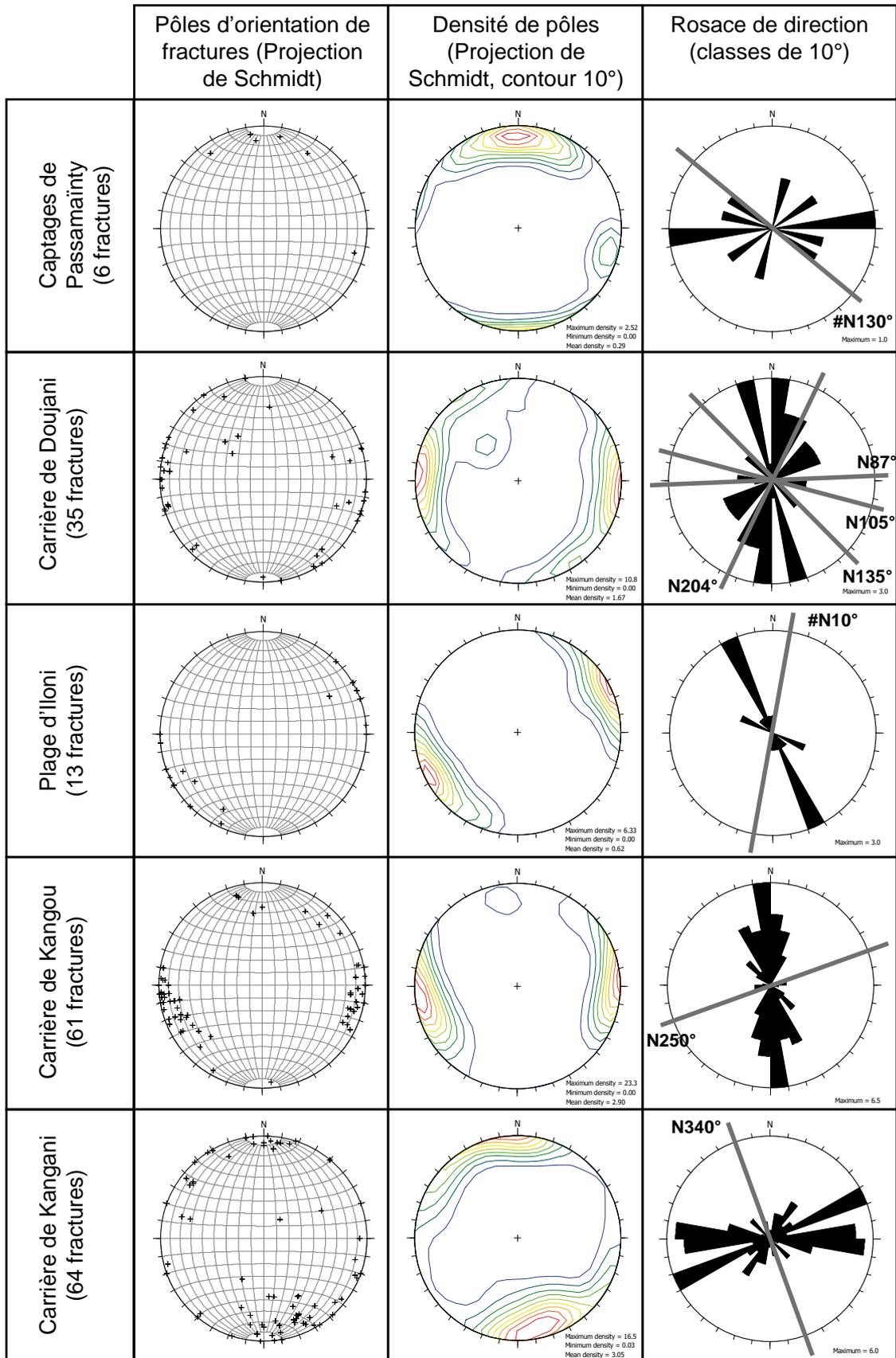


Figure 36 : Fractures observées sur basaltes II, III et IV de la partie est et nord de Grande Terre. Les traits gris représentent la direction principale d'échantillonnage.

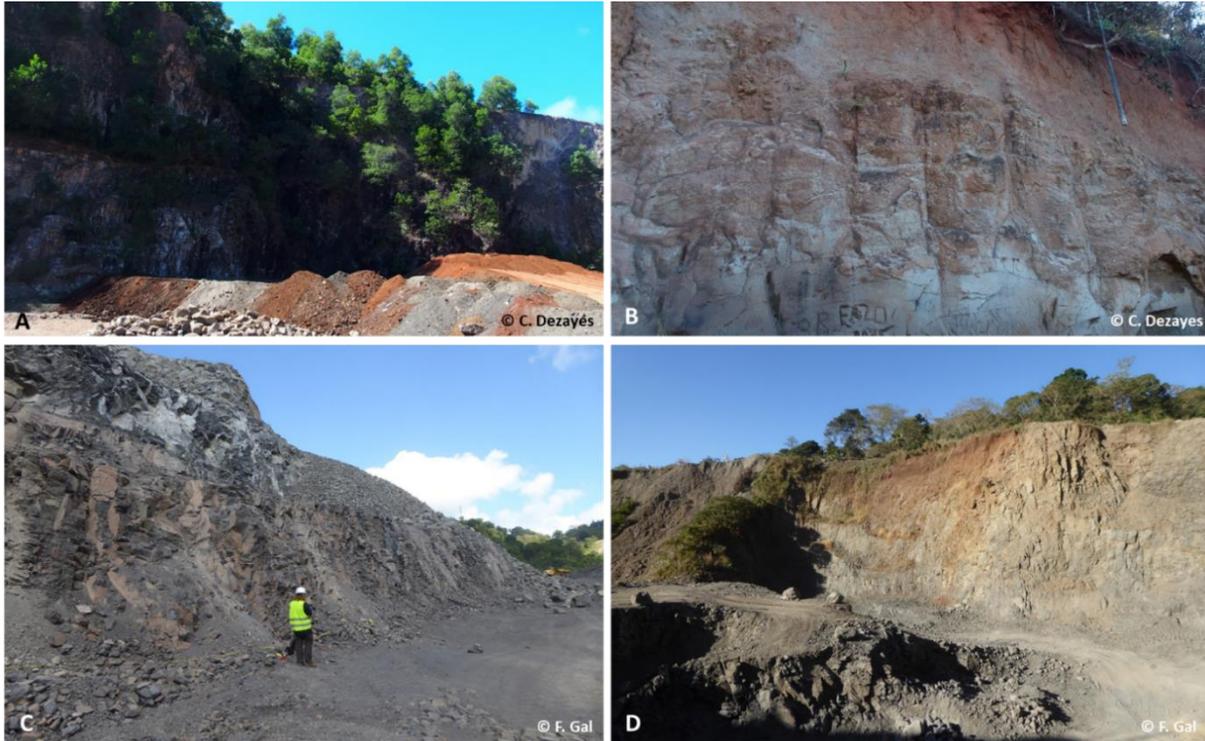


Figure 37 : Affleurements sur Grande Terre. A : Carrière de Doujani ; B : Plage d'Illoni ; C : Carrière de Koungou ; D : Carrière de Kangani.

La partie nord-est de Grande Terre est marquée par la présence de nombreux dykes recoupant les basaltes sans pour autant que leur densité et leur épaisseur (environ 1 m ; Figure 38-A) ne mettent en évidence la zone d'alimentation du volcanisme. Leur lithologie apparaît très homogène, si ce n'est une altération observée au niveau du cap de la plage de Mtsamboro qui a été échantillonnée (Figure 38-B).

Verticaux, ces dykes présentent une direction fortement homogène autour de N150°E (Figure 39).



Figure 38 : A : Dyke sur la plage de Mtsahara, B : Altération sur la place de Mtsamboro.

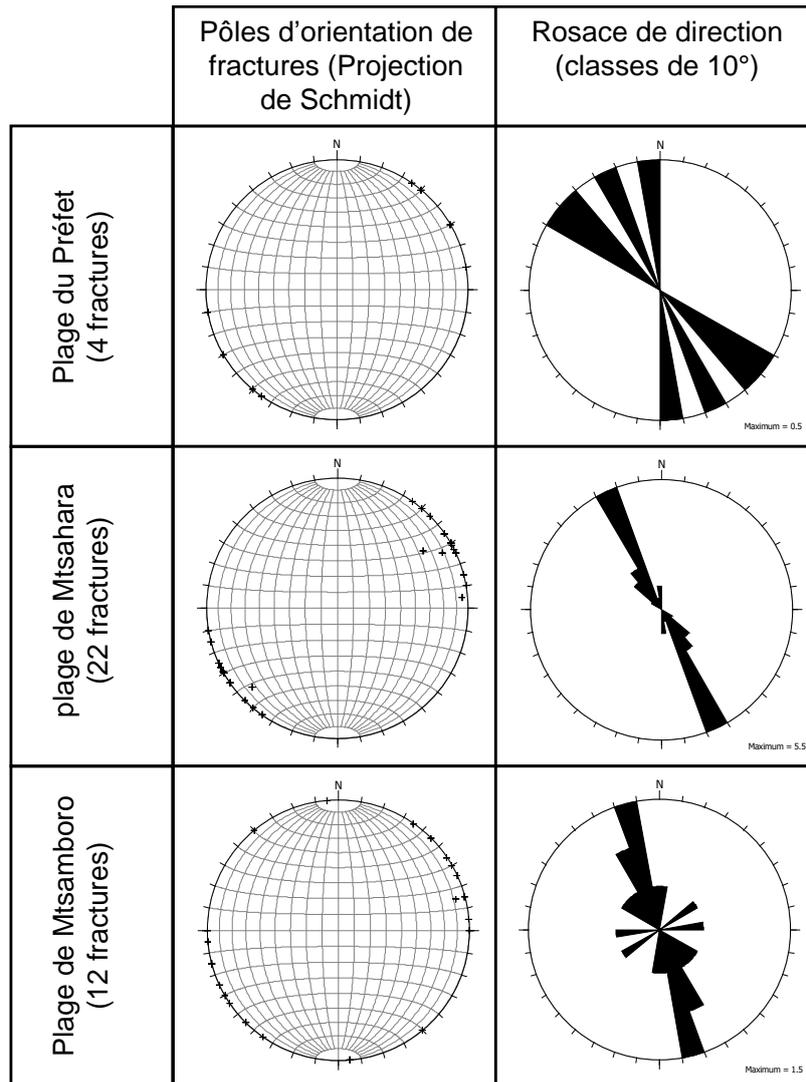


Figure 39 : Fractures observées dans les basaltes I du nord-est de Grande Terre.

Les fractures relevées sur les différents sites ont été regroupées suivant les principales formations dans lesquelles elles se situent. Petite Terre est formée de roches volcanoclastiques récentes, d'âge inférieur à 700 000 ans jusqu'à des niveaux datés de 4 000 ans, holocènes (Nehlig *et al.*, 2013). La partie centrale et nord-est de l'île est constituée de basaltes plus anciens liés à une phase d'activité volcanique datée de 2,9 à 1,9 Ma. Enfin, la partie nord-ouest, ainsi que la partie sud de l'île mais sur laquelle nous n'avons pas fait de relevé de fractures considérant que nous étions loin de la cible de Petite Terre, est marquée par la phase volcanique la plus ancienne représentée sur l'île et datée de 5 à 3,6 Ma (Nehlig *et al.*, 2013).

L'analyse des fractures relevées dans ces trois types de formation montre une répartition des directions en 4 familles principales : N-S, ENE-WSW, E-W et NW-SE (Figure 40). Ces familles sont présentes au niveau des 3 types de formation, mais avec des importances variables. Sur Petite Terre, ce sont les familles E-W et NW-SE qui dominent, puis viennent les familles N-S et ENE-WSW (Figure 40). Dans les basaltes récents de Grande Terre, les familles sont représentées avec une répartition équivalente, alors que les basaltes anciens sont marqués par une très large dominance de la direction NW-SE, qui correspond à la direction des nombreux dykes rencontrés (Figure 40).

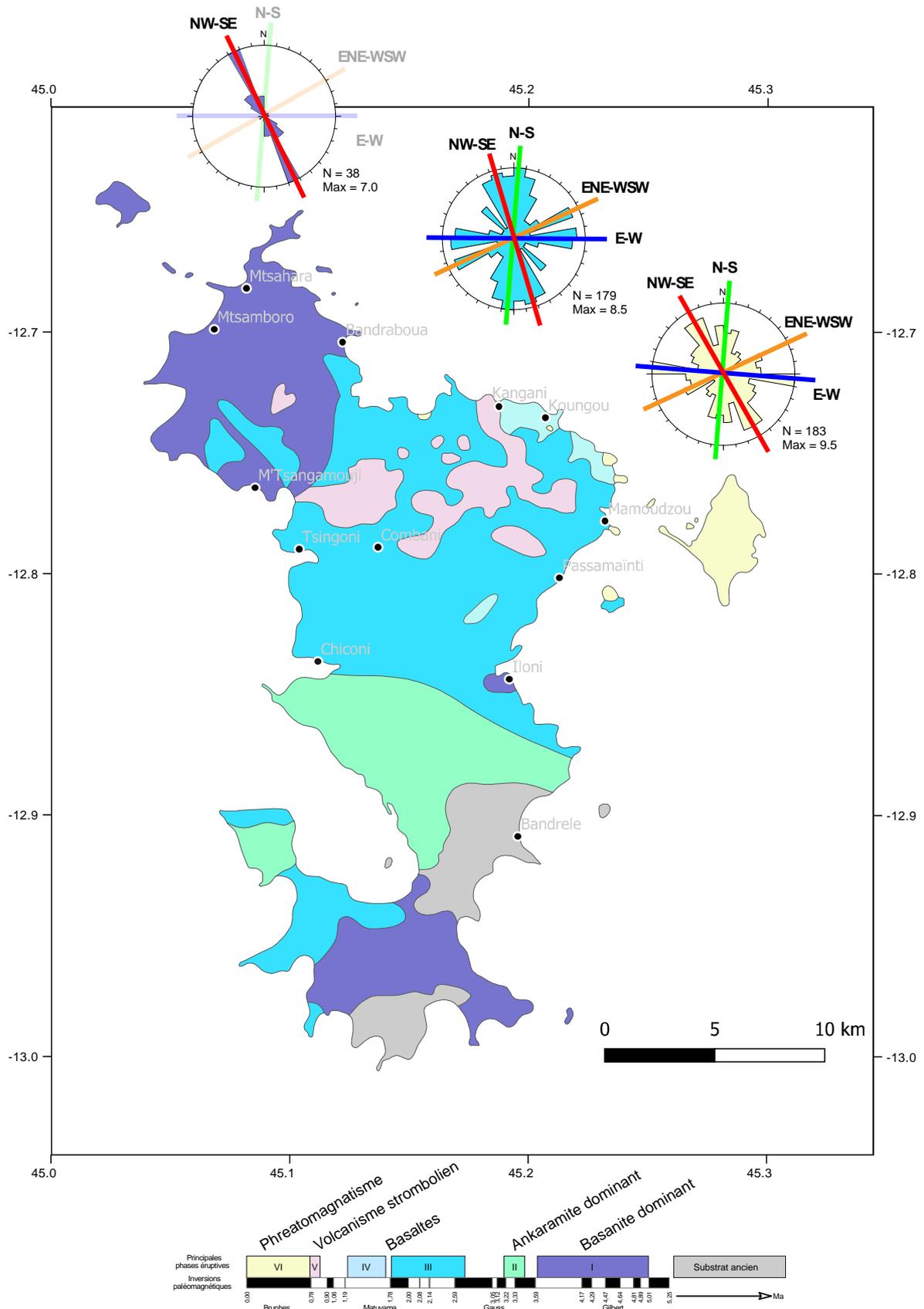


Figure 40 : Directions des fractures relevées dans les différentes formations volcaniques et principales familles mises en évidence (fond de carte volcano-structurale de Mayotte, Nehlig et al. (2013)).

Ces directions principales, présentes à l'échelle de l'île, le sont également à l'échelle régionale de l'archipel des Comores. L'étude réalisée à cette échelle par les équipes de l'IPGP montre qu'il existe une zone de cisaillement dextre constituant la partie nord de la limite diffuse entre la plaque Somalie et la plaque Lwandle (Famin *et al.*, 2020). Cette zone de cisaillement est interprétée comme un système de Riedel impliquant une contrainte horizontale maximale NW-SE. Cette contrainte engendre des fractures en tension (T) qui ont une tendance à l'ouverture de direction NW-SE bien présente dans nos données. Cette direction serait donc favorable à une circulation des fluides.

3.1.2. Distribution spatiale des fractures

L'analyse de la distribution spatiale des fractures ne s'est faite que sur les 4 sites où des relevés le long d'une scaline ont été possibles : la plage est des Badamiers, les carrières de Doujani, Koungou et Kangani (Figure 3).

La position des fractures a été reportée sur la Figure 41 de manière relative pour permettre une comparaison directe des différents sites et de manière absolue le long d'une ligne pour permettre une meilleure visualisation de la position de chaque fracture.

Le long de l'affleurement des Badamiers, la distribution des fractures est relativement homogène le long de la scanline avec, cependant, un déficit de fractures par rapport à une distribution uniforme, les points étant sous la droite médiane (Figure 41-A). La fréquence est d'un peu plus d'une fracture par mètre et le coefficient de variation indique une très légère tendance à la clusterisation ($C_v > 1,5$; Tableau 5). Cependant, les familles ne sont pas distribuées de manière aléatoire et les familles F1 et F2 sont plus particulièrement présentes en début de profil (points rouges et orange, Figure 41-A), tandis que la famille F3 est concentrée entre 40 m et 55 m environ (points verts) et que la famille F4 apparaît vers 55 m (points bleus). Nous pouvons observer une absence de fractures entre 23 m et 40 m qui correspond à la présence d'une longue fracture quasi parallèle au profil et qui n'est pas recoupée par d'autres familles.

	Nb data	Longueur (m)	Fréquence (fr/m)	Cv	Type de distribution
Badamiers	85	79,6	1,1	1,57	Clustering
Doujani	24	56	0,4	0,74	Regular
Koungou	52	40	1,3	0,83	Random
Kangani	64	56,4	1,1	0,98	Random

Tableau 5 : Nombre de fractures, longueur de l'échantillonnage, nombre de fracture par mètre et coefficient de variation pour les différents sites.

La distribution des fractures dans la carrière de Doujani est plutôt homogène, idem en ce qui concerne les familles (Figure 41-B). La fréquence des fractures est assez faible, 0,4 fracture par mètre, et le coefficient de variation de 0,74 confirme la distribution à tendance régulière de la fracturation (Tableau 5).

À Koungou, la distribution est là aussi régulière avec quelques zones à densité plus élevée, comme entre 16 m et 20 m, rattrapant en quelque sorte une zone sans fracture (Figure 41-C). La densité globale de fracture est un peu au-dessus d'une fracture par mètre et le coefficient de variation de 0,83 montre également une distribution globale s'approchant d'une distribution aléatoire (Sanderson and Peacock, 2019 ; Tableau 5).

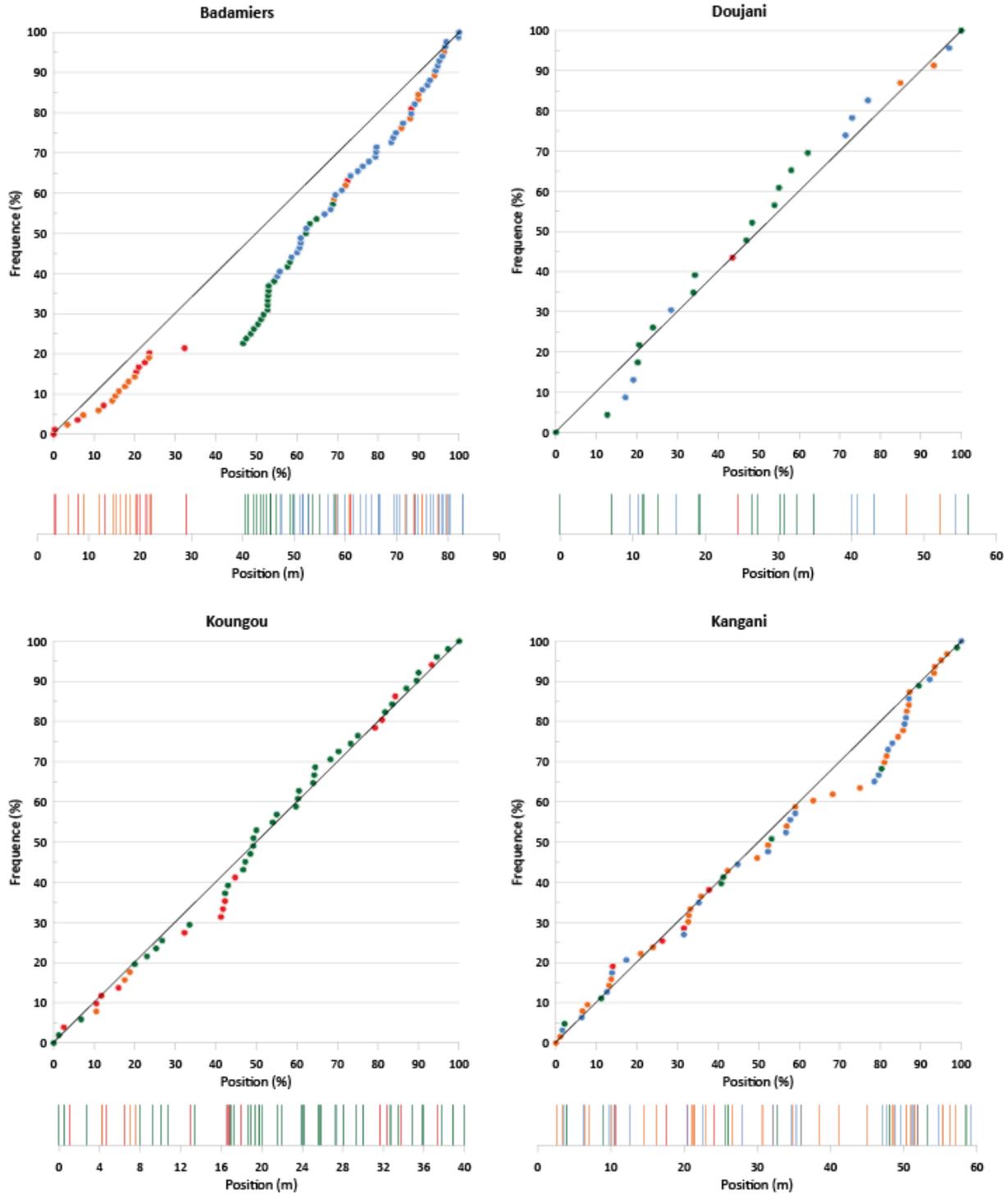


Figure 41 : Distribution des fractures le long des scanlines au niveau des sites de Badamiers, Doujani, Koungou et Kangani. Diagramme des fréquences cumulatives relatives en fonction de la distance le long de la scanline. La diagonale représente un distribution uniforme. Dessous, les bâtonnets représentent la position des fractures en absolu le long de la scanline en fonction des familles : rouge = F1 (NW-SE), orange = F2 (ENE-WSW) ; vert = F3 (N-S) et bleu = F4 (E-W).

La distribution des fractures dans la carrière de Kangani est plus irrégulière et montre quelques zones de cluster vers 10 m, 20 m, 35 m et une plus importante de 46 m à 52 m, rattrapant une zone peu fracturée (Figure 41-D). La densité de fracture est également d'environ une fracture par mètre et le coefficient de variation de 0,98 indiquant, comme à Koungou, une distribution aléatoire (Tableau 5).

Mis à part le site de Doujani, la fracturation relevée sur les autres affleurements et carrières montre une densité de fracture d'environ 1 fracture/m, ce qui est assez élevé. La densité la plus élevée, relevée à Kangani, est probablement liée à l'altération importante des basaltes par rapport à la carrière de Koungou. Ces deux carrières sont caractérisées par une distribution aléatoire des espacements de fractures qui peut être décrit par une loi exponentielle négative (Sanderson and Peacock, 2019). La fracturation de la formation de cendres phréatomagnétiques de Petite Terre montre une densité équivalente, mais avec une distribution plutôt clusterisée, qui peut être représentée par une loi puissance (fractale) (Sanderson and Peacock, 2019). À Doujani, la distribution est régulière et une loi normale ou log-normale peut être utilisée par la représentation (Sanderson and Peacock, 2019).

3.1.3. Distribution des longueurs de fractures

La longueur des fractures a pu être estimée au niveau de plusieurs affleurements ou platiers de bord de mer de manière uniquement visuelle. Il n'y a pas pu avoir de mesures réelles de longueurs, les affleurements s'y prêtant mal. Il s'agit de mesures délicates à réaliser puisque, d'un part, la fracture n'est visible que lorsqu'elle recoupe un plan de direction défini et que nous n'en connaissons pas sa forme exacte en 3 dimensions (elle est généralement assimilée à un cercle ou une ellipse pour la modélisation), et d'autre part, que sa longueur peut être tronquée par les conditions d'affleurement.

Les observations les plus complètes se situent sur les sites des Badamiers, au niveau de l'affleurement de cendres de la partie est, dans la carrière de Pamandzi sur Petite Terre, et les carrières de Doujani et Kangani sur Grande Terre (Figure 3). Le parement étudié dans la carrière de Koungou n'était pas assez développé en hauteur pour faire des estimations correctes.

La distribution des longueurs est montrée par un graphique de la fréquence cumulée en fonction de la longueur, ce qui indique le nombre de fractures dont la longueur est supérieure à une longueur donnée. Afin de rendre les graphiques comparables, la fréquence cumulée est indiquée en proportion du nombre de fractures total (Figure 42). Sur les 4 sites mentionnés, cette distribution des longueurs suit une loi exponentielle négative de type (Figure 42) :

$$N(>L) = L_{\min} \cdot e^{-0,45 \cdot L}$$

avec L longueur des fractures, N (> L) le nombre de fractures dont la longueur est supérieure à L, L_{\min} longueur minimum des fractures.

Il apparaît que la longueur minimum des fractures est de 1 à 2 m, ce qui est corroboré par les observations plus éparses faites sur les autres sites de l'île. Quant aux longueurs maximales, elles se situent autour de 10 m et au-delà puisque certaines fractures observées sur la plage de l'aéroport montrent des longueurs de 15 à 20 m.

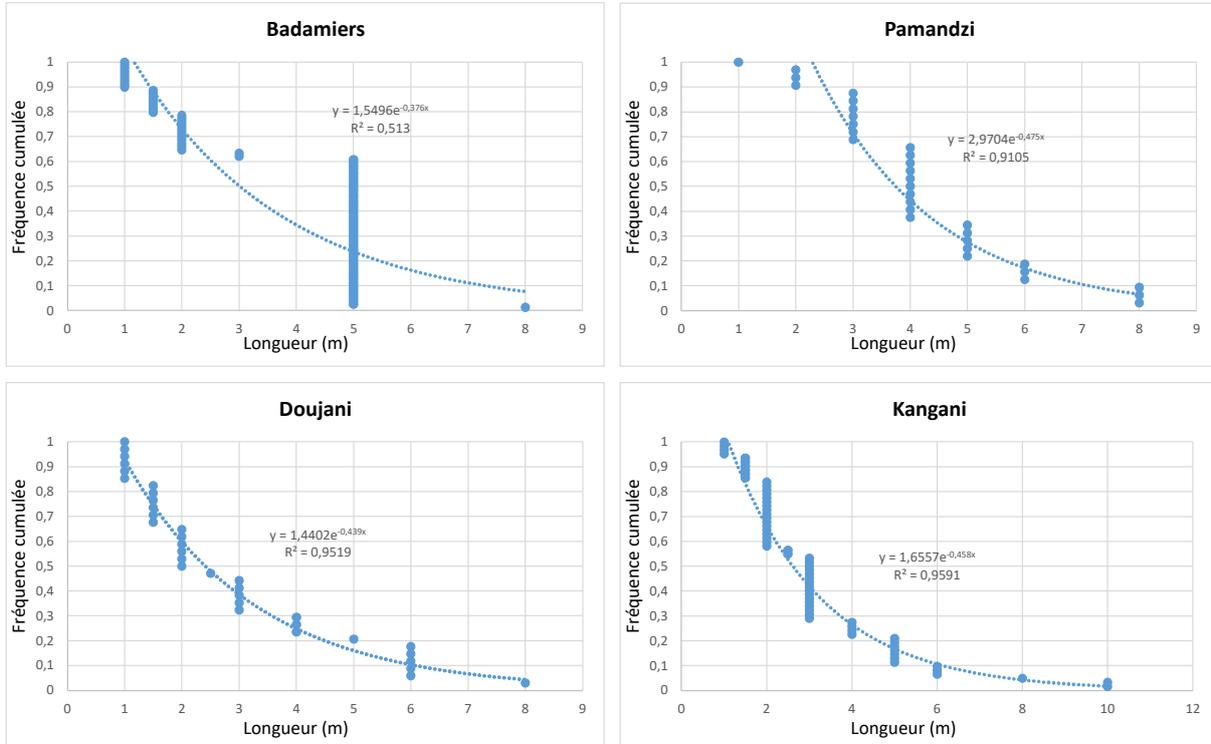


Figure 42 : Distribution des longueurs de fractures observées sur les sites des Badamiers, Pamandzi, sur Petite Terre, Doujani et Kangani, sur Grande Terre.

La famille F1 présente les plus importantes longueurs maximales autour de 20 m, tandis que les autres familles se situent autour de 10 m (Figure 43).

La tendance exponentielle négative se retrouve pour les familles F1 et F2 avec des exposants de respectivement -0,196 et -0,383 (Figure 43). Pour les familles F3 et F4, la tendance est moins marquée, avec des coefficients de corrélation R plus importants (Figure 43). La famille F3 suivrait une tendance linéaire, alors que la famille F4 une tendance logarithmique inverse (Figure 43).

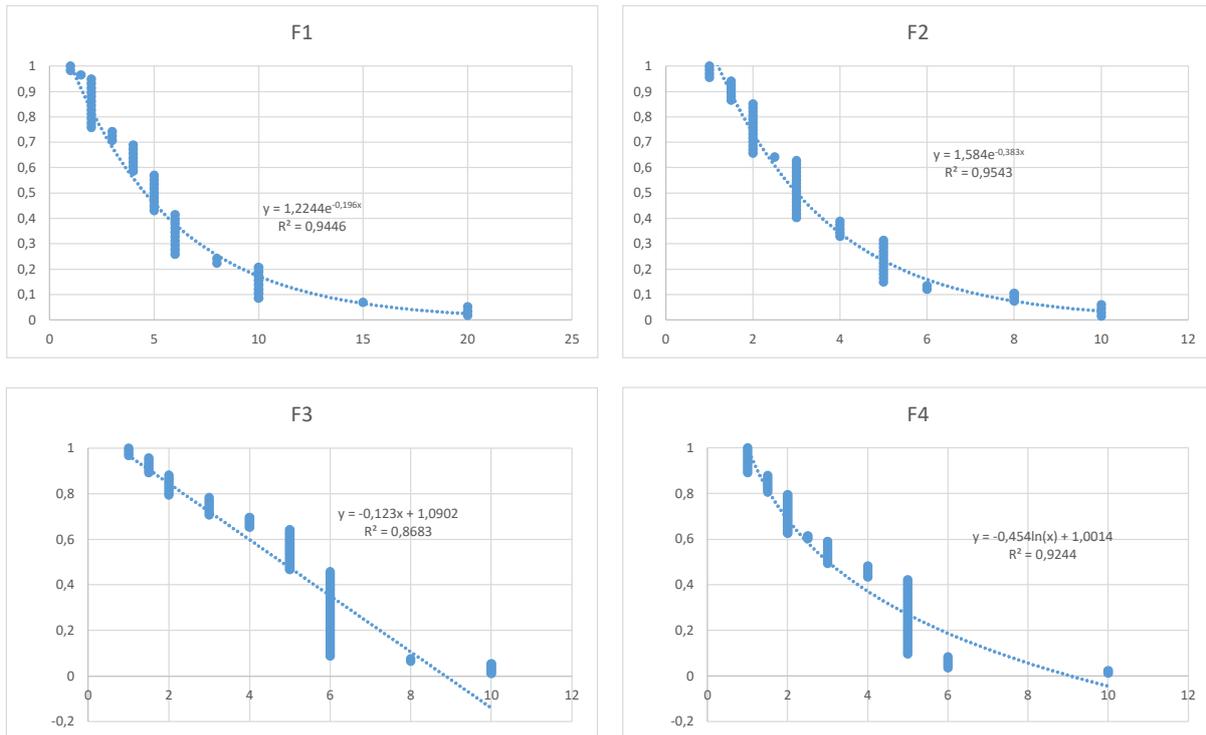


Figure 43 : Distribution des longueurs de fractures pour chaque famille de fracture.

3.1.4. Connectivité des fractures

L'agencement des fractures entre elles n'a pas forcément été relevé systématiquement, mais une vingtaine d'observations a pu être réalisée, répartie sur les différents sites.

La famille F1 apparaît être la première génération de fractures sur laquelle bute la famille F2, mais également les deux autres familles.

La seconde génération semble être la famille F2 sur laquelle butent les familles F3 et F4.

Les relations entre les familles F3 et F4 ne sont pas claires dans la plupart des sites d'observation.

3.2. OBSERVATIONS PÉTROGRAPHIQUES

Les trois échantillons prélevés au niveau de fractures présentant un remplissage (Tableau 1) ont fait l'objet de découpe en lame mince pour permettre une observation minéralogique au microscope. Les échantillons BA1 et KG1 ont fait l'objet d'une lame mince de taille standard (2 x 3 cm), tandis que MB1 qui présentait une plus large variation à l'œil nu a été découpé pour une grande lame mince (3 x 4 cm).

L'échantillon de la plage des Badamiers présente un faciès blanchi, totalement altéré avec peu de cohésion de la roche phéatomagmatique (Figure 44). Des éléments de roche carbonatée, probablement venant du massif corallien, sont présents dans la matrice (Figure 44-F).

L'échantillon de Koungou est un basalte à olivine et pyroxène en cours d'altération (Figure 45-B). Le basalte est constitué de phénocristaux d'olivine et de pyroxène dans une mésostase formée de microlattes de plagioclase. Le bord de la fracture montre une perte de texture et la présence d'hydroxydes de fer indiquant une altération due à des fluides superficiels (Figure 45-C). Les phénocristaux d'olivine montrent une altération partielle à totale en iddingsite qui est un mélange d'olivine résiduelle, d'argile et d'hydroxydes de fer (Figure 45-D). Le processus d'iddingsitisation correspond à un métasomatisme par remontée de gaz volcanique.

L'échantillon recueilli sur la plage de Mtsamboro se situe à la bordure d'un dyke (Figure 46-A). Le remplissage de fracture montre des changements de teintes liées à la présence plus ou moins importante d'oxy-hydroxydes de fer (Figure 46-B). La bordure du dyke est claire et montre un basalte à pyroxène très altéré avec, là encore, un processus d'iddingsitisation de l'olivine (Figure 46-D). Au centre de la lame, vers la partie fracture, apparaissent des bioclastes carbonatés dans une matrice microcristalline indéterminée riche en oxy-hydroxydes de fer (Figure 46-E) et dans le cœur de la fracture, des éléments de roche carbonatée sont présents dans une matrice d'oxy-hydroxydes de fer (Figure 46-F).

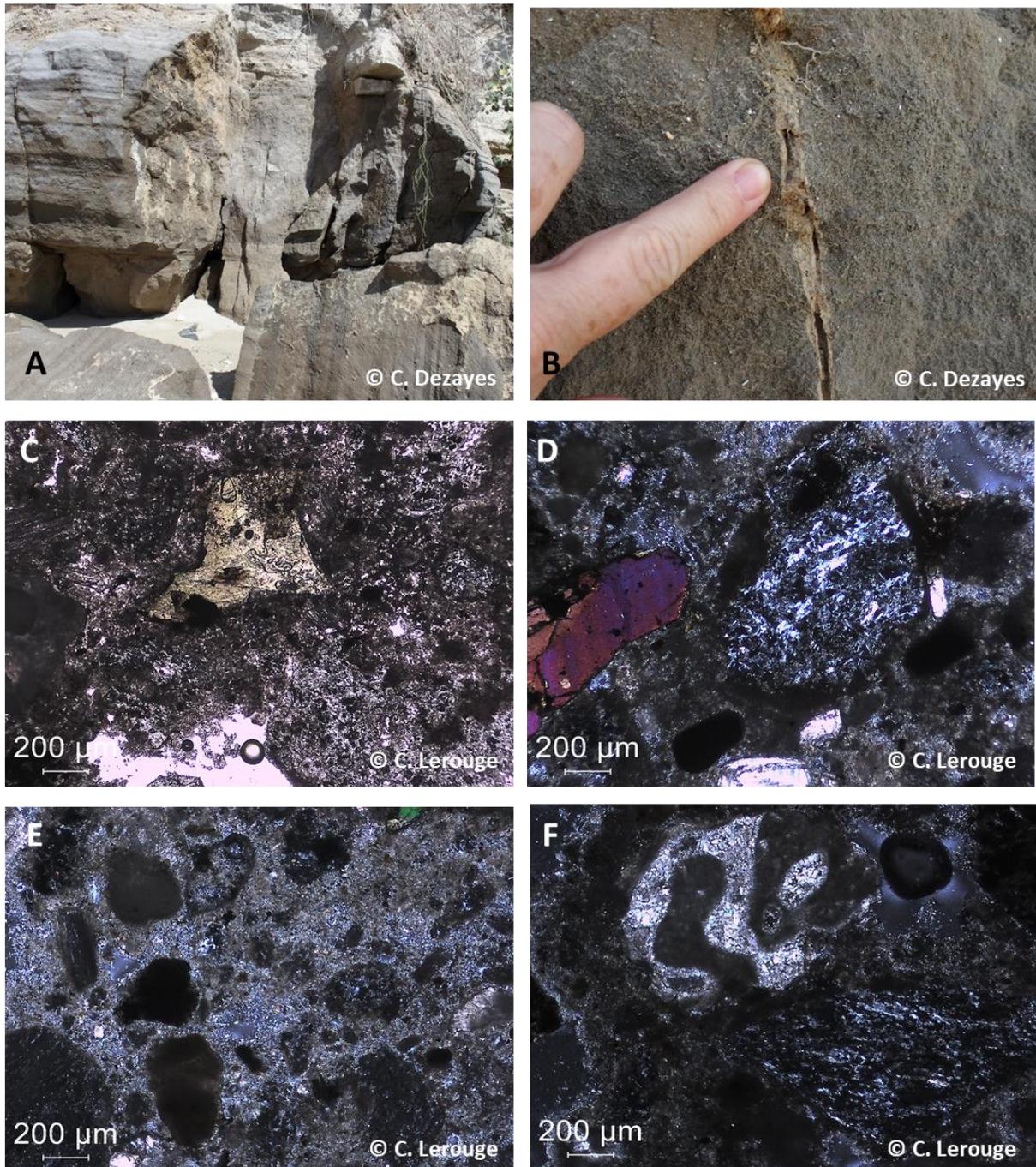


Figure 44 : Remplissage de fractures sur l'affleurement de la plage des Badamiers (échantillon BA1).
A : Vue globale d'une fracture avec présence de placage minéralogique. B : Détail du remplissage d'une fracture. C à F : Photos de lames minces observées au microscope optique. C : Phénocrystal de pyroxène. D : Élément arrondi de lave formé de microlattes de plagioclase et claste de pyroxène dans une matrice microcristalline. E : Clastes arrondis de roche volcanique altérée dans matrice microcristalline. F : Claste de roche carbonatée.

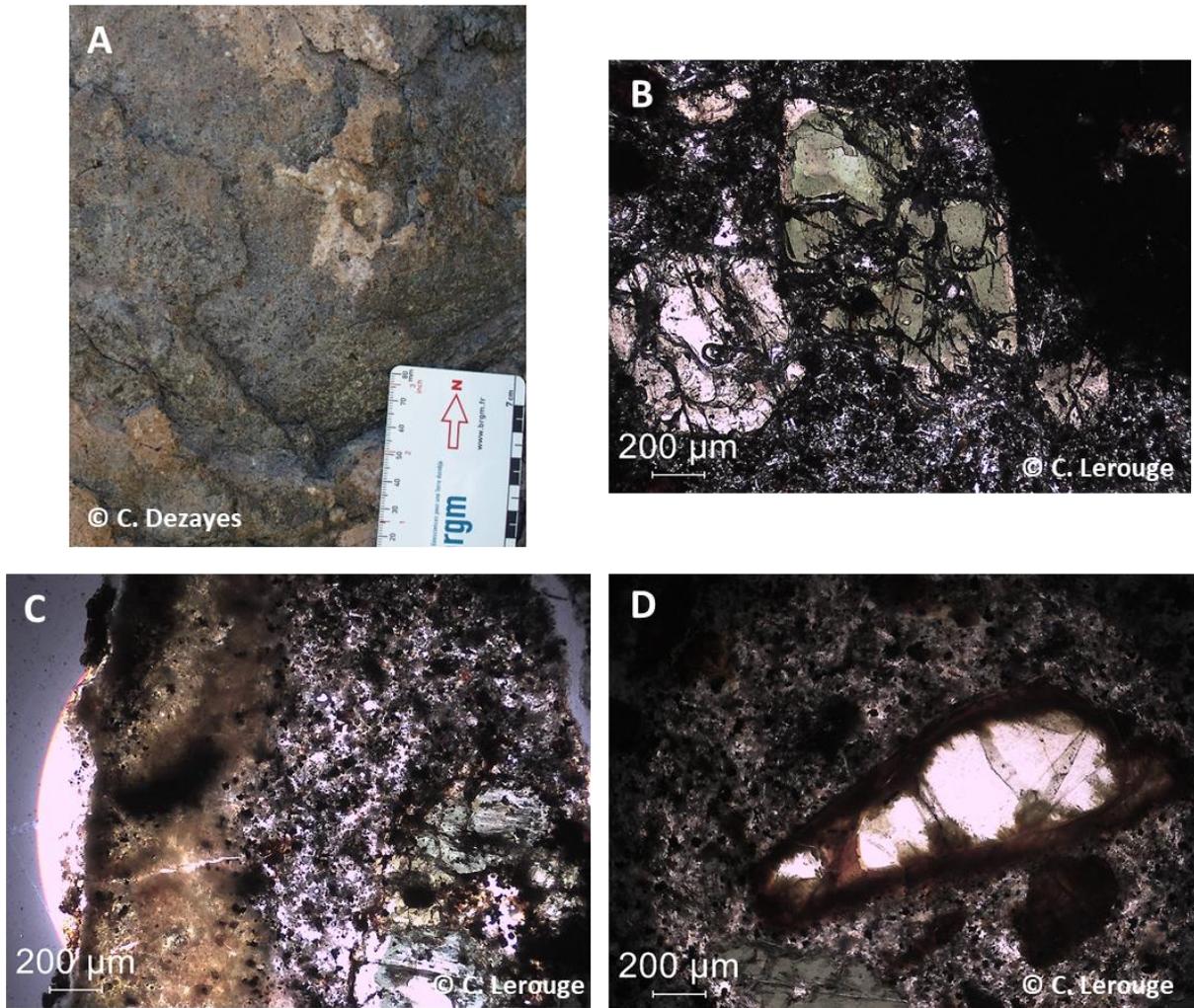


Figure 45 : Remplissage de fracture dans la carrière de Koungou (échantillon KG1). A : Placage sur fracture à l'affleurement. B à D : Photos de lames minces sous lumière naturelle. B : Matrice à microlattes de plagioclase. C : Bordure de la fracture présentant des hydroxydes de fer. D : Olivine altérée par un processus d'iddingsitisation.

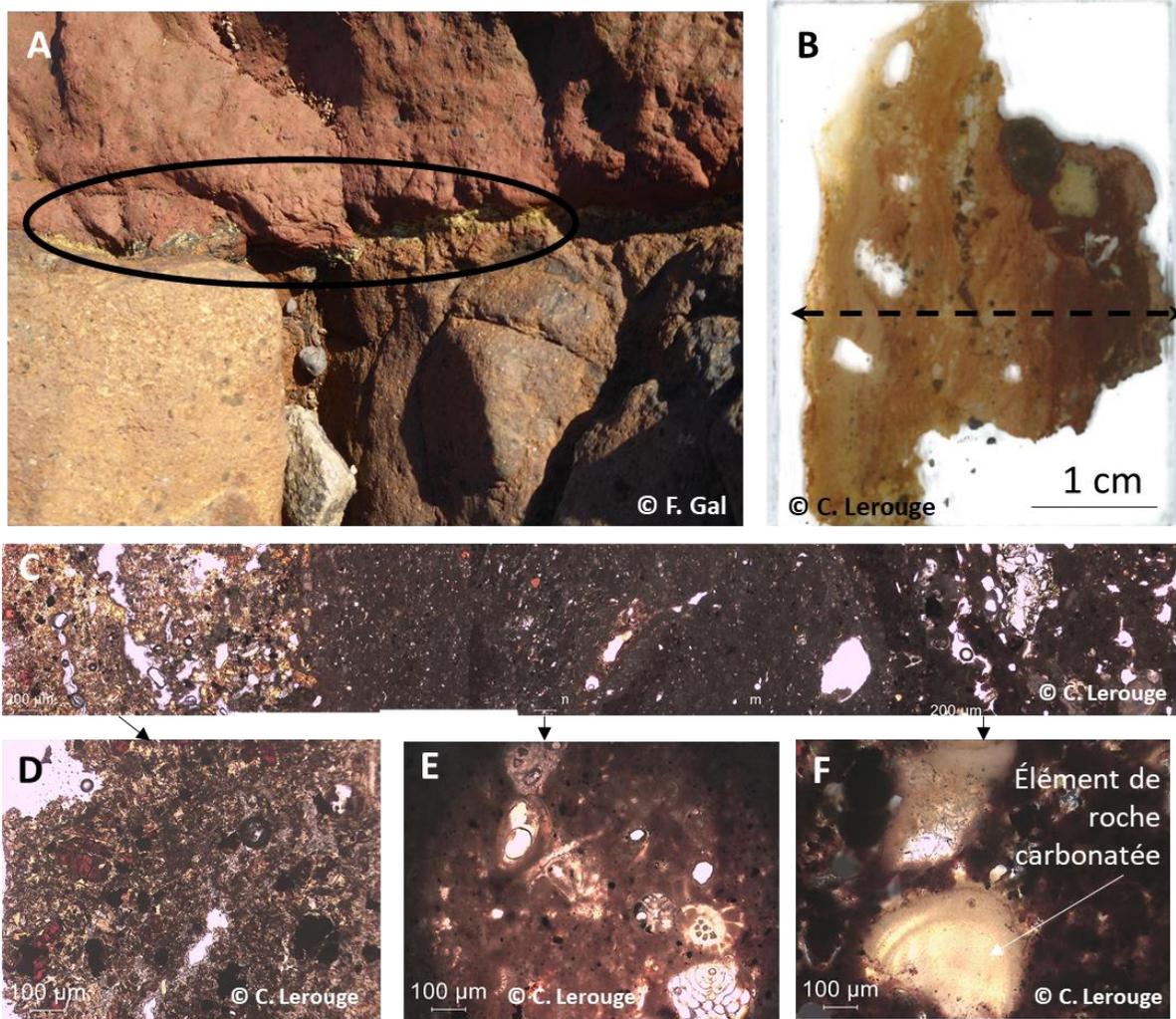


Figure 46 : Remplissage de bordure de dyke sur la plage de Mtsamboro. A : Bordure du dyke et remplissage à l'affleurement. B : Grande lame mince du remplissage de fracture dans sa globalité. C : Assemblage de photos au microscope en lumière naturelle le long de la ligne pointillé en B. D à F : Détails de l'assemblage en C.

3.3. ANALYSE DES DONNÉES GÉOCHIMIQUES

3.3.1. Conditions météorologiques

Il est établi depuis longtemps que les concentrations et les flux de gaz du sol peuvent être affectés, entre autres, par des paramètres météorologiques tels que la température, la pression atmosphérique, le vent ou encore les précipitations (par exemple, Toutain et Baubron, 1999). On a donc reporté sur la Figure 47 la variation des principaux paramètres météorologiques relevés à la station de l'aéroport. Durant toute la période de présence sur site, aucune précipitation ne s'est produite. En dehors de la plage, où le degré d'humidité du substratum est régi par les marées, toutes les mesures ont été faites sur/dans des sols secs à très secs. Ce paramètre n'aura donc que peu, voire pas d'influence, sur les mesures, la présence d'eau dans le sol étant un phénomène qui a tendance à limiter les émissions gazeuses vers la surface. Pour la zone de la plage de l'aéroport, les bullages, d'origine profonde, ont des débits qui permettent de s'affranchir de l'influence de la dissolution de gaz

dans l'eau⁵. La présence d'horizons sableux saturés n'influencera donc l'émission des gaz que dans des zones où ces remontées profondes sont très faibles, ce qui ne remettra en cause ni la caractérisation des cortèges gazeux, ni la quantification de l'intensité des émissions.

La température, et surtout la pression atmosphérique, peuvent, elles aussi, exercer des effets limitants, et plus rarement favorisant, sur l'émission des gaz, notamment à la faveur de variations rapides (par exemple, passage dépressionnaire). Au cours des acquisitions, la pression atmosphérique a été très stable, variant sur à peine 5 hPa sur l'ensemble de la chronique, et 2 à 3 hPa au cours de la journée (Figure 47), ce qui fait qu'elle peut quasiment être considérée comme invariante. La température varie, quant à elle, entre 20 et 30 °C, l'amplitude journalière étant souvent plus réduite (4 à 6 °C). Les variations de pression et température restant donc limitées, il n'est pas non plus attendu une forte influence de ces paramètres sur les mesures.

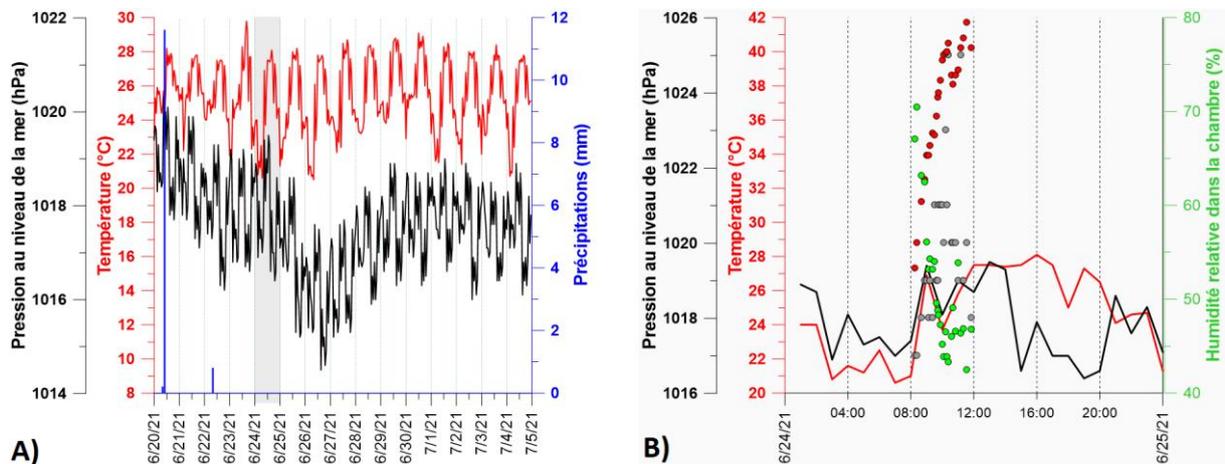


Figure 47 : A : Variations de la pression et de la température atmosphériques, et de la pluviométrie entre le 20/06 et le 05/07 (données d'après <https://www.infoclimat.fr/observations-meteo/archives/23/juin/2021/dzaoudzi-pamanzi-mayotte/67005.html>); B : Mesures ponctuelles obtenues avec la chambre à flux le 25/06.

3.3.2. Gaz du sol

a) Mesures à 1 mètre de profondeur

Une cinquantaine de points de mesure ont été occupés, répartis entre la plage de l'aéroport (36 points), un cheminement menant au lac Dziani (15 points) et une mesure sur la plage de Moya. La recherche de CO₂ et O₂ a été systématique⁶. Pour un certain nombre de points, des prélèvements complémentaires réalisés en sac Tedlar® ont permis la recherche/quantification complémentaire de ⁴He, H₂S et H₂.

Pour ce dernier gaz, il est nécessaire de mentionner que la technique de mesure utilisée (cellule électrochimique) est sensible à des sensibilités croisées avec d'autres espèces

⁵ Même si une partie de ce gaz peut s'y dissoudre.

⁶ Celle de CH₄ aurait dû l'être, mais la cellule de l'analyseur LFG20 a rendu l'âme au cours des investigations ; la détection a alors été faite sur prélèvement avec l'analyseur Dräger Xam 7000 ; tous les points n'ont pas fait l'objet de prélèvement pour ces caractérisations ultérieures (cas de points à faible concentration sur la plage de l'aéroport).

gazeuses. Par ailleurs, il a été fréquemment constaté, lors des mesures, que la réponse du capteur n'était pas stable dans le temps, au contraire des autres paramètres mesurés⁷. On considèrera donc uniquement ces valeurs de manière indicative, une mesure positive indiquant que l'espèce est possiblement présente, à des concentrations qu'il n'est pas possible de contraindre. Par ailleurs, on verra que les analyses de laboratoire ne relèvent jamais la présence d'H₂ (seuil de quantification de 50 ppm), alors même que des pics jusqu'à 600 ppm ont été relevés. En conséquence, on ne pourra pas utiliser les relations thermométriques utilisant les concentrations en H₂ dans un cortège gazeux.

Les mesures en CO₂ se répartissent entre la concentration atmosphérique (prise à 400 ppm soit 0,04 % ; Tableau 6) jusqu'à pratiquement 100 % (compte-tenu de l'incertitude analytique des analyseurs gaz de terrain⁸). Cinq mesures dépassent les 20 % de CO₂, et quatre les 80 %, toutes ces mesures étant obtenues sur la plage de l'aéroport, en zone non ennoyée de manière pérenne⁹. De manière anti-corrélée, comme il sera vu plus tard, les concentrations en oxygène se répartissent entre la concentration atmosphérique (prise à 20,9 %) et des valeurs indiquant une désoxygénation quasi-totale¹⁰. Du méthane peut être détecté ponctuellement, en concentration inférieure au pourcent, uniquement aux points présentant une très grande richesse en CO₂ (> 80 %). Pour ces mêmes points, la présence de H₂ peut être suspectée, mais on ne relève pas la présence de H₂S. Enfin, toujours pour ces points riches en CO₂, on peut rapporter la présence d'hélium (⁴He), jusqu'à une vingtaine de ppm, ce qui est assez couramment rapporté pour des prélèvements faits dans le périmètre de la plage de l'aéroport (par ex., Sanjuan *et al.*, 2008 ; Liuzzo *et al.*, 2021) et souligne, à coup sûr, une origine profonde pour l'hélium, la variabilité de concentration de cette espèce dans des zones sans remontées profondes n'étant que de l'ordre du dixième de ppm (par ex., Gal *et al.*, 2014).

Statistique	CO ₂ LFG20 (%)	O ₂ LFG20 (%)	⁴ He (ppm)	H ₂ Dräger (ppm)	H ₂ S Dräger (ppm)	CH ₄ Dräger (%)
Nb. de mesures	52 (52)	52 (52)	40 (28)	40 (4)	40 (0)	40 (2)
Minimum	0,04	1,3	5,24	0	0	0
Maximum	98,0	20,9	18,71	600	0	0,50
1^{er} Quartile	0,25	19,7	5,24	0	0	0
Médiane	0,82	20,1	5,24	0	0	0
3^{ème} Quartile	2,61	20,7	5,37	0	0	0
Moyenne	9,09	18,6	6,21	47.5	0	0,02
Écart-type (n-1)	23,8	4,8	2,87	147	0	0,10

Tableau 6 : Statistiques descriptives - mesures de gaz dans les sols. Les valeurs entre parenthèses indiquent le nombre de mesures qui sont différentes de zéro. Les valeurs pour H₂ sont uniquement citées pour mémoire (voir texte).

⁷ Le capteur H₂ affichait des valeurs qui croissaient jusqu'à une valeur pic, puis les valeurs diminuaient ensuite, parfois jusqu'à revenir à zéro.

⁸ Précision de ± 3 % de la lecture au-delà d'une concentration de 50 % de CO₂.

⁹ Une mesure gaz de sol ne peut être réalisée en présence d'eau.

¹⁰ Précision de ± 0,4 %.

b) Mesures des émissions (bullages)

Ces mesures ont été pratiquées uniquement sur la plage de l'aéroport, sur les bullages. Ces derniers étant indicateurs de remontées profondes actives, les mesures renvoient en conséquence la présence quasi-exclusive de CO₂ dans la phase gaz et une désoxygénation totale du cortège gazeux (Tableau 7). La présence d'hélium est systématique dans les bullages, comme déjà rapporté par les études antérieures (Traineau *et al.*, 2006 ; Sanjuan *et al.*, 2008 ; Liuzzo *et al.*, 2021). De même, CH₄ est systématiquement présent, la présence d'H₂ peut être suspectée (mais elle n'est jamais confirmée par les mesures de laboratoire) et la présence d'H₂S est très fréquente. Pour cette dernière espèce, une mesure affiche presque 10 ppm, les autres mesures étant inférieures à 3 ppm. La forte valeur a été mesurée à l'aplomb d'une petite vasque présentant des dépôts noirâtres en son fond (Figure 12D).

Statistique	CO ₂ LFG20 (%)	O ₂ LFG20 (%)	⁴ He (ppm)	H ₂ Dräger (ppm)	H ₂ S Dräger (ppm)	CH ₄ Dräger (%)
Nb. de mesures	14 (14)	14 (0)	14 (14)	14 (14)	14 (12)	14 (14)
Minimum	98,4	0	15,0	200	0,0	0,4
Maximum	100	0	144	2200	9,8	2,0
1^{er} Quartile	100	0	21,7	700	0,65	0,5
Médiane	100	0	28,6	800	0,85	0,55
3^{ème} Quartile	100	0	52,6	900	2,08	0,67
Moyenne	99,8	0	50,7	850	1,74	0,82
Écart-type (n-1)	0,49	0	45,3	433	2,48	0,58

Tableau 7 : Statistiques descriptives - mesures aux points d'émission de gaz, plage de l'aéroport .
Les valeurs entre parenthèses indiquent le nombre de mesures qui sont différentes de zéro.
Les valeurs pour H₂ sont uniquement citées pour mémoire (voir texte).

c) Mesures au laboratoire

Les mesures au laboratoire ont consisté en des mesures de concentration¹¹ en gaz sur des prélèvements réalisés sur les émissions gazeuses de la plage de l'aéroport (et sur un prélèvement plage des Badamiers), puis en la détermination des rapports isotopiques¹² du CO₂ et du CH₄ présents dans ces émissions. Les localisations des prélèvements sur la plage de l'aéroport sont données dans la Figure 48. Dix prélèvements ont été faits, parmi les 14 points mentionnés au Tableau 7.

¹¹ Mesures par chromatographie en phase gazeuse.

¹² Mesures par spectrométrie de masse.

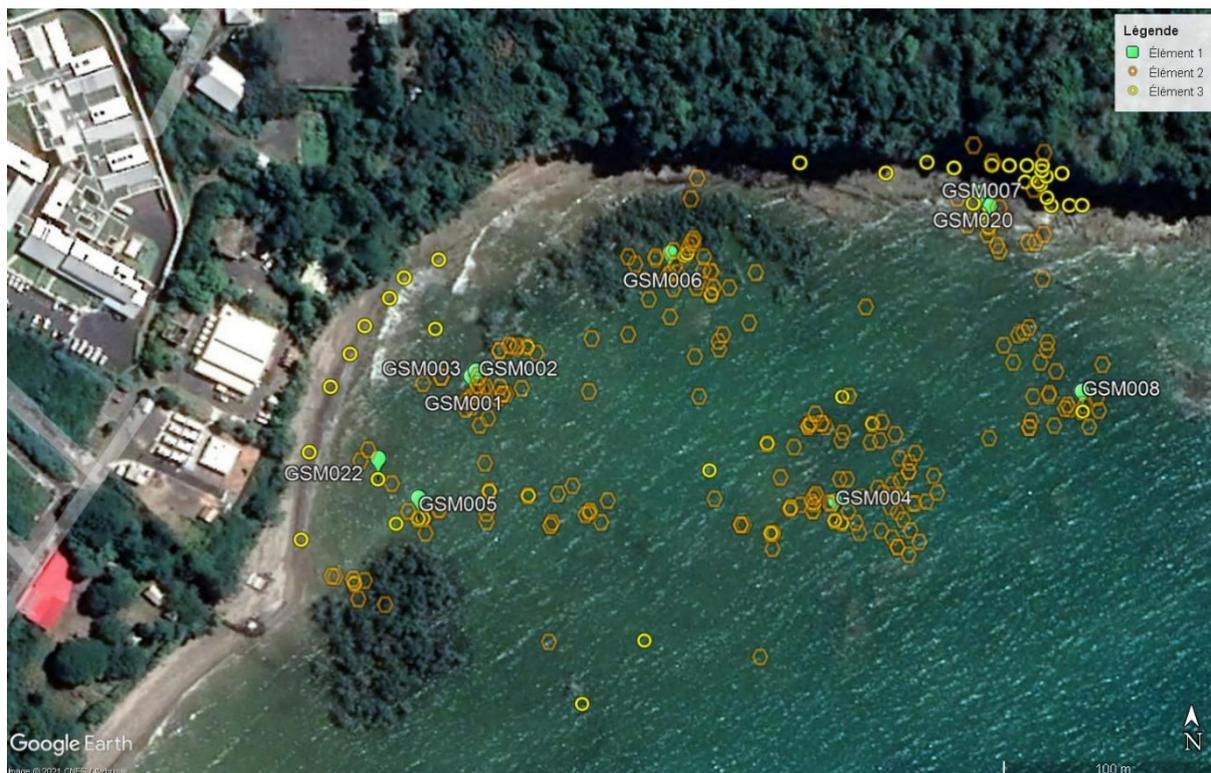


Figure 48 : Localisation des points de prélèvement pour caractérisations ultérieures au laboratoire, plage de l'aéroport ; fond satellite Google Earth.

Les données brutes de concentration sont reportées dans le Tableau 8. Les prélèvements étant réalisés dans des vasques dans lesquelles la présence d'atmosphère ne peut pas être totalement écartée, les mesures renvoient la présence de résidus d'oxygène, mais aussi d'azote et d'argon. Il peut aussi s'agir d'une contamination avec de l'air atmosphérique lors du prélèvement, comme cela est vraisemblablement le cas pour le prélèvement GSM006.

On constate, néanmoins, que le CO_2 est bien la phase prépondérante, que du CH_4 lui est systématiquement associé, ainsi que des traces d'éthane (C_2H_6). De même, la présence d'hélium est généralisée, comme constaté lors des mesures sur site. H_2 et H_2S ne sont jamais détectés dans les prélèvements : ceci est normal pour H_2S , mesuré en des concentrations très faibles sur le terrain. Pour H_2 , cette non-détection est soit liée à un artefact de mesure, comme pour les gaz du sol, soit indicatrice d'une mauvaise conservation de cette espèce lors du stockage (on pourrait imaginer une réduction du CO_2 par H_2 pour donner du CH_4), soit une combinaison des deux phénomènes¹³. On indique également le taux de bouclage des analyses (colonne « somme », Tableau 8). Ce taux est généralement proche de 98 %, ce qui reflète, d'une part, l'incertitude analytique (de 3 % pour tous les gaz sauf He et H_2 où l'incertitude est de 5 %), mais pourrait aussi indiquer que certaines espèces n'ont pas été quantifiées (colonnes de la chromatographie non adaptées pour cela).

¹³ L'hypothèse de l'artefact de mesure est plus vraisemblable, l'accord entre mesures de terrain et mesures de laboratoire pour le CH_4 étant très bon (voir Figure 49).

Échantillon	Pression échantillon (mbar)	CO ₂	Ar	O ₂	N ₂	He	H ₂ , H ₂ S	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈ , C ₄ H ₁₀ , C ₅ H ₁₂ , C ₆ H ₁₄	Somme
GSM001 - 25/06/21	865	93,5	0,046	1,00	2,59	0,028	<0,005	0,51	0,0006	<0,0002	97,6
GSM002 - 25/06/21	904	95,2	0,027	0,63	1,45	0,022	<0,005	0,49	0,0005	<0,0002	97,9
GSM003 - 25/06/21	915	94,9	0,031	0,58	2,00	0,017	<0,005	0,52	0,0005	<0,0002	98,0
GSM004 - 25/06/21	865	92,4	0,058	1,25	3,37	0,026	<0,005	0,64	0,0006	<0,0002	97,7
GSM005 - 25/06/21	930	94,7	0,016	0,37	1,56	0,021	<0,005	0,60	0,0004	<0,0002	97,3
GSM006 - 25/06/21	993	73,2	0,23	4,90	18,6	0,019	<0,005	0,37	0,0004	<0,0002	97,3
GSM007 - 25/06/21	923	91,6	0,087	0,37	3,34	0,021	<0,005	2,25	0,0018	<0,0002	97,7
GSM008 - 26/06/21	967	95,3	0,015	0,28	0,76	0,017	<0,005	0,53	0,0006	<0,0002	96,9
GSM020 - 03/07/21	981	92,6	0,11	0,42	4,05	0,026	<0,005	2,24	0,0016	<0,0002	99,4
GSM022 - 03/07/21	960	95,1	0,022	0,27	1,42	0,020	<0,005	0,72	0,0005	<0,0002	97,6
Plage Badamiers	1003	0,091	0,96	20,8	78,9	0,014	<0,005	<0,0002	<0,0002	<0,0002	100,8
Standard He 125 ppm	1013	<0,001	0,010	0,30	99,8	0,0125	<0,005	<0,0002	<0,0002	<0,0002	100,1
Air pièce	1013	0,1	0,89	20,98	78,2	<0,005	<0,005	<0,0002	<0,0002	<0,0002	100,1

Tableau 8 : Concentrations brutes mesurées sur les prélèvements - données de chromatographie en phase gazeuse.

Afin de s'affranchir des effets d'une contamination résiduelle du prélèvement, les données sont corrigées, en ramenant la concentration en oxygène à zéro. Ces données corrigées sont présentées dans le Tableau 9. Pour le CO₂, on donne le résultat de cette correction et le résultat en normalisant les concentrations à un taux de bouclage de 100 %. Quel que soit le résultat considéré, les conclusions restent les mêmes que celles énoncées à l'examen des données brutes.

Échantillon	% contam.	CO ₂	Ar	O ₂	N ₂	He	CH ₄	C ₂ H ₆	Somme	CO ₂ norm. 100%
GSM001 corr.	4.7	98,2	0	0	(-1,19)	0,029	0,54	0,0006	98,8	99,4
GSM002 corr.	3	98,2	0	0	(-0,93)	0,023	0,51	0,0005	98,7	99,4
GSM003 corr.	2.8	97,6	0	0	(-0,17)	0,018	0,53	0,0005	98,2	99,6
GSM004 corr.	6	98,3	0	0	(-1,37)	0,028	0,61	0,0006	98,9	99,2
GSM005 corr.	1.8	96,4	0	0	0,18	0,021	0,61	0,0004	97,2	99,2
GSM006 corr.	23.4	95,5	0	0	0,44	0,025	0,48	0,0005	96,4	99
GSM007 corr.	1.8	93,2	0	0	2,00	0,021	2,29	0,0019	97,5	95,5
GSM008 corr.	1.3	96,6	0	0	(-0,29)	0,017	0,54	0,0006	97,2	99,7
GSM020 corr.	2	94,5	0	0	2,54	0,027	2,29	0,0016	99,4	95
GSM022 corr.	1.3	96,3	0	0	0,42	0,021	0,73	0,0005	97,5	98,8

Tableau 9 : Concentrations corrigées de la présence d'air atmosphérique. La colonne « CO₂ norm. 100 % » correspond à la concentration en CO₂ calculée pour une somme des espèces gazeuses égale à 100 % (cette somme des espèces est indiquée dans la colonne « somme »).

Une comparaison entre les mesures sur site et les mesures de laboratoire sur prélèvement peut également être faite (Figure 49). Pour le CO₂ et le CH₄, l'accord entre les jeux de données est très correct. Pour l'hélium, les mesures de laboratoire renvoient des données très nettement supérieures à celles mesurées sur site, bien que des contrôles aient été opérés au laboratoire (Tableau 8). Ces données de laboratoire apparaissent peu cohérentes avec les données antérieures (Sanjuan *et al.*, 2008) et les plus récentes publiées par ailleurs (Liuzzo *et al.*, 2021). En conséquence, ce sont les données mesurées sur site pour l'hélium qui seront utilisées.

Enfin, CO₂ et CH₄ ont fait l'objet d'une caractérisation isotopique (Tableau 10). Une majorité des rapports isotopiques du CO₂ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) sont entre -3,4 et -4,6 ‰ VDPB, ce qui correspond également à la gamme de variation rapportée par les études antérieures (-3,5 à -4,9 ‰ ; Sanjuan *et al.*, 2008 ; Liuzzo *et al.*, 2021) pour les émissions gazeuses non affectées par des interactions eau-gaz lors de la remontée du gaz vers la surface. Deux points s'écartent de cette gamme de rapport isotopique pour le CO₂ : il s'agit des points GSM007 et GSM020, tous deux implantés au nord de la plage de l'aéroport (Figure 48). Les rapports $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ sont respectivement de -5,4 et 6,1 ‰. Des rapports isotopiques similaires sont également rapportés par Liuzzo *et al.* (2021), associés de surcroît à des concentrations en CH₄ et en hélium plus élevées et des rapports isotopiques du CH₄ différents de ceux des autres points de mesure de la plage de l'aéroport. Une même configuration se retrouve ici (Tableau 10). Ces différences sont attribuées par Liuzzo *et al.* (2021) à des effets de dissolution du CO₂ dans l'eau, dans des zones où le flux de CO₂ n'est pas le plus élevé. On peut retrouver cette configuration pour les points GSM007 et GSM020. Liuzzo *et al.* (2021) avaient trouvé ce phénomène pour des émissions proches des zones de mangrove. Ici, on peut donc étendre la présence de ce

phénomène à la zone nord de la plage, sur le platier, où les deux points de mesure sont implantés.

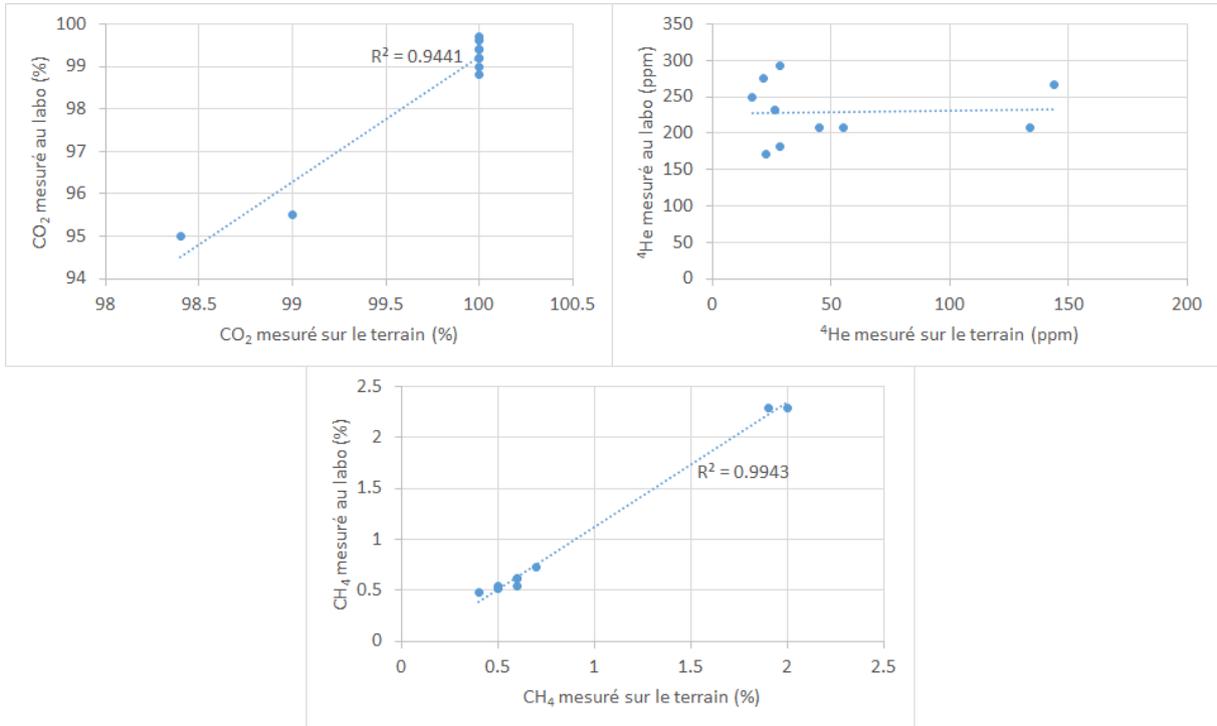


Figure 49 : Comparaison entre les mesures de terrain et les mesures de laboratoire.

Echantillon	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰ VDPB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ (‰ VDPB)	$\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$ (‰ VSMOW)
	($\pm 0,5\text{‰}$)	($\pm 0,5\text{‰}$)	($\pm 5\text{‰}$)
GSM001	-3,5	-18,6	-122
GSM002	-3,4	-18,7	-122
GSM003	-4,0	-18,4	-121
GSM004	-3,4	-19,4	-130
GSM005	-4,4	-16,9	-103
GSM006	-4,6	-19,1	-125
GSM007	-5,4	-16,3	-102
GSM008	-4,3	-19,3	-125
GSM020	-6,1	-15,7	-96
GSM022	-4,1	-17,8	-109

Tableau 10 : Rapports isotopiques mesurés pour le CO_2 et le CH_4 .

d) Relations entre espèces gazeuses

La relation CO₂-O₂ est fréquemment utilisée en monitoring des gaz du sol (par ex. Romanak *et al.*, 2012) et trouve donc naturellement son application en domaine volcanique (par ex. Gal *et al.*, 2018) ; ici, nous avons également utilisé les mesures faites sur les bullages pour compléter le jeu de données (Figure 50). Cette Figure 50 permet d'individualiser plusieurs domaines :

- celui de la production biologique de CO₂ par activité dans les sols, où le phénomène de respiration consomme 1 mole (ou 1 %) d'O₂ et produit 1 mole (ou 1 %) de CO₂ (droite bleue sur la Figure 50). Les points qui s'alignent sur cette droite ont donc toute probabilité d'avoir un CO₂ produit en proche surface, par des phénomènes biologiques, sans relation avec des phénomènes de dégazage profond. Le prélèvement effectué à la plage de Moya, certains prélèvements effectués au voisinage du lac Dziani (concentration de CO₂ inférieure à 3 %) et certains prélèvements effectués sur la plage de l'aéroport (concentration de CO₂ inférieure à 3 %), se répartissent au proche voisinage de cette droite de respiration. Pour ces points, on peut proposer que l'origine du CO₂ n'est pas profonde. On remarque aussi que certaines des mesures de gaz du sol rapportées par Liuzzo *et al.* (2021) appartiennent encore à ce domaine biologique avec des concentrations en CO₂ atteignant 4 %, ce qui constitue un seuil fréquemment utilisé pour caractériser le domaine classique d'enrichissement d'un sol en CO₂ biologique (100 fois la concentration atmosphérique), même si de nombreux exemples avec des concentrations encore supérieures existent (par ex. Gal *et al.*, 2019) ;
- celui de la dilution d'un gaz présent dans le sol (air atmosphérique ou gaz enrichi en CO₂ d'origine biologique¹⁴) par un flux gazeux, en l'occurrence du CO₂ quasi pur. Sur la Figure 50, la dilution du CO₂ atmosphérique par un flux de CO₂ profond est individualisée par une courbe¹⁵ pour laquelle on a reporté une marge d'incertitude de ± 5 % (symbolisée par les tirets). Un certain nombre de points se répartissent le long de cette courbe et dans l'intervalle d'incertitude : des mesures faites autour du lac Dziani, des mesures faites sur la plage de l'aéroport (gaz du sol et émissions), et des mesures rapportées par les études antérieures. Ce phénomène de dilution d'un pôle surface par un pôle profond est visible dès 4 à 5 % de CO₂ présent dans le cortège gazeux, et devient le seul phénomène qui explique l'occurrence de concentrations de CO₂ supérieures à 8-10 %. On notera une sur-représentation des mesures à CO₂ quasi pur, ce qui est une conséquence directe de l'échantillonnage préférentiel des bullages ;
- un domaine regroupant quelques points, essentiellement au voisinage du lac Dziani, qui se répartissent entre la droite de dilution et la droite de respiration. Cela indique que les 2 phénomènes sont présents, et donc que le dégazage visible dans le lac Dziani (plusieurs zones de bullages ; Milesi *et al.*, 2020) n'est sans doute pas uniquement circonscrit au seul lac et se produit également, de manière sans doute plus diffuse, en zone non saturée¹⁶ ;
- enfin, il n'est guère possible de déterminer si des processus d'oxydation de méthane, parfois détecté en faible quantité dans le cortège gazeux, existent, les quelques points se rapprochant de cette droite ayant des concentrations en CO₂ très faibles. Pour le moins, il peut être établi que ce processus, s'il existe, n'a qu'une faible contribution.

¹⁴ Courbe « CO₂ initial = 5 % » sur la Figure 50.

¹⁵ Courbe « CO₂ initial = 0,03 % » sur la Figure 50.

¹⁶ On mesure également de légers enrichissements en ⁴He en certains points.

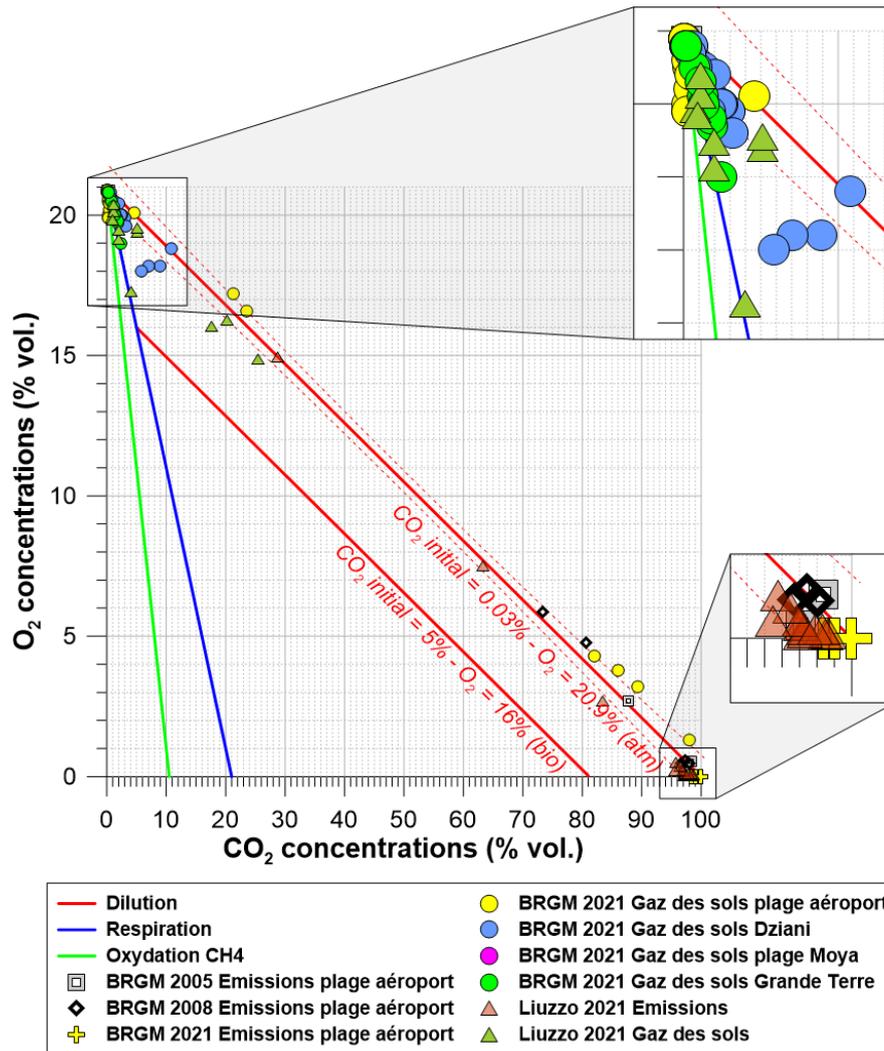


Figure 50 : Relation CO₂-O₂ ; les mesures antérieures sont reportées. Voir texte pour explications.

Outre la présence parfois très abondante de CO₂, la présence de CH₄ n'est pas négligeable dans la zone de la plage de l'aéroport (Figure 51 **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Les nouvelles mesures permettent d'en détecter jusqu'à 2%¹⁷ dans la phase gaz, alors que les mesures antérieures ne dépassaient pas 1,2 %. Sur la seule base de ces mesures de concentration, il n'est pas possible d'établir si la présence en concentrations plus fortes de CH₄ dans le cortège gazeux est une conséquence directe de la crise volcanique au large de Petite Terre ou si cela résulte uniquement de l'échantillonnage de bullages dans lesquels une légère diminution des concentrations en CO₂ (et donc un enrichissement relatif en CH₄ ainsi qu'en hélium, gaz eux aussi d'origine profonde) résulte d'une mise en solution partielle du CO₂. Ainsi, les deux comportements qu'il semble possible de distinguer :

- l'un où la concentration en méthane augmente exponentiellement avec la concentration en CO₂ (courbe en pointillés rouges) ;
- et l'autre où la concentration en CH₄ reste en deçà de 1 % pour des concentrations très élevées en CO₂, pourraient n'être qu'un artefact et le résultat d'une interaction très faible

¹⁷ On considère ici les mesures de terrain, plus nombreuses ; les mesures de laboratoire amène à un seuil haut de 2,2 à 2,3 % de CH₄.

ou un peu plus prononcée avec l'eau (de mer), lors de la remontée des gaz vers la surface, l'interaction se marquant dans les zones où le débit gazeux est faible. On notera, enfin, que le méthane n'a pas été détecté au voisinage du lac Dziani, alors que certains bullages dans le lac apparaissent très riches en ce gaz (Milesi *et al.*, 2020).

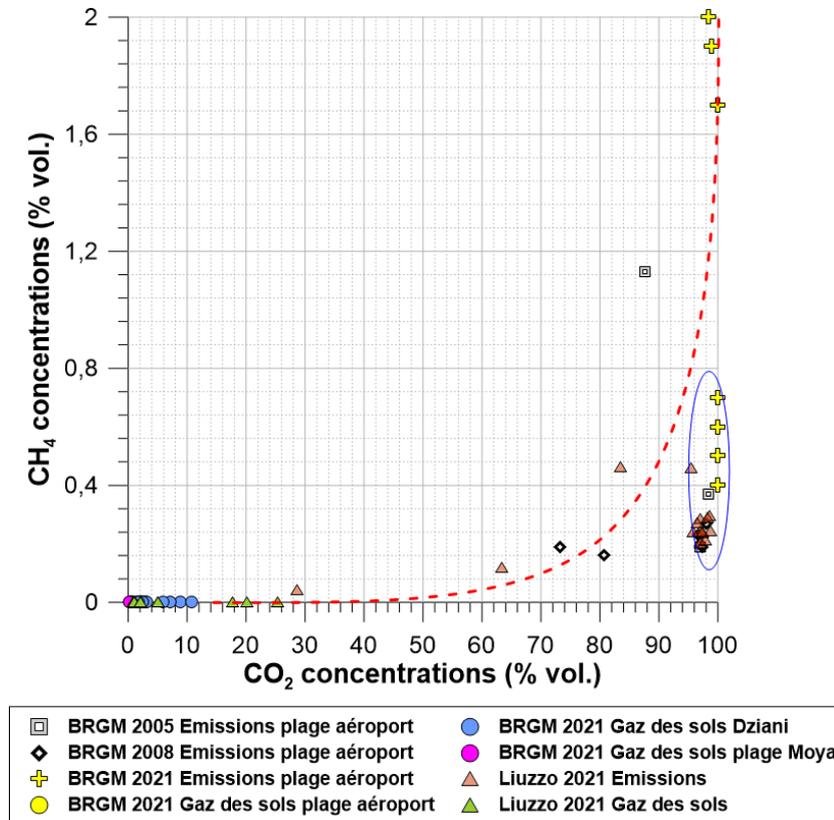


Figure 51 : Relation CO_2 - CH_4 ; les mesures antérieures sont reportées. La courbe en pointillé rouge correspond à la courbe (interpolée) entre un pôle "surface" sans CH_4 (et à CO_2 atmosphérique) et un pôle "profond" enrichi en CH_4 (2 %) et à #97-98 % de CO_2 (les points dans l'ellipse bleue sont exclue de cette interpolation). Voir texte pour explications.

e) Origine des gaz

Les données isotopiques sur le CO_2 (Tableau 10) sont issues de prélèvements opérés sur la plage et l'aéroport. Ces prélèvements renvoient clairement vers une origine magmatique pour ce gaz, venant appuyer les déterminations déjà rapportées par Sanjuan *et al.* (2008) et Liuzzo *et al.* (2021). L'existence de phénomènes de solubilisation (limitée) du CO_2 rapportée par ces derniers auteurs trouve aussi une illustration dans les nouvelles mesures.

La Figure 52, qui rapporte les mesures brutes (non corrigées de la présence d'air) dans un diagramme ternaire N_2 -He-Ar, permet de préciser cette relation. Les différents points tombent dans un triangle reliant un pôle très enrichi en hélium (de type MORB ou basalte des rides océaniques) et deux pôles représentant respectivement une contribution (contamination) d'air ou d'air à saturation dans l'eau. Une telle configuration se retrouve notamment pour les gaz que l'on peut échantillonner à La Réunion (Sanjuan *et al.*, 2008). On retrouve bien la plus forte contamination atmosphérique de l'échantillon GSM006, et une plus faible pour les autres prélèvements. Dans le détail, GSM007 et GSM020, échantillons « appauvris » en CO_2 et « enrichis » en CH_4 et He, tombent sur la droite de mélange entre pôle profond type MORB et pôle de surface type « air à saturation dans l'eau », ce qui suggère une nouvelle fois que les

gaz prélevés à ces deux points expérimentent une interaction avec l'eau, lors de leur remontée.

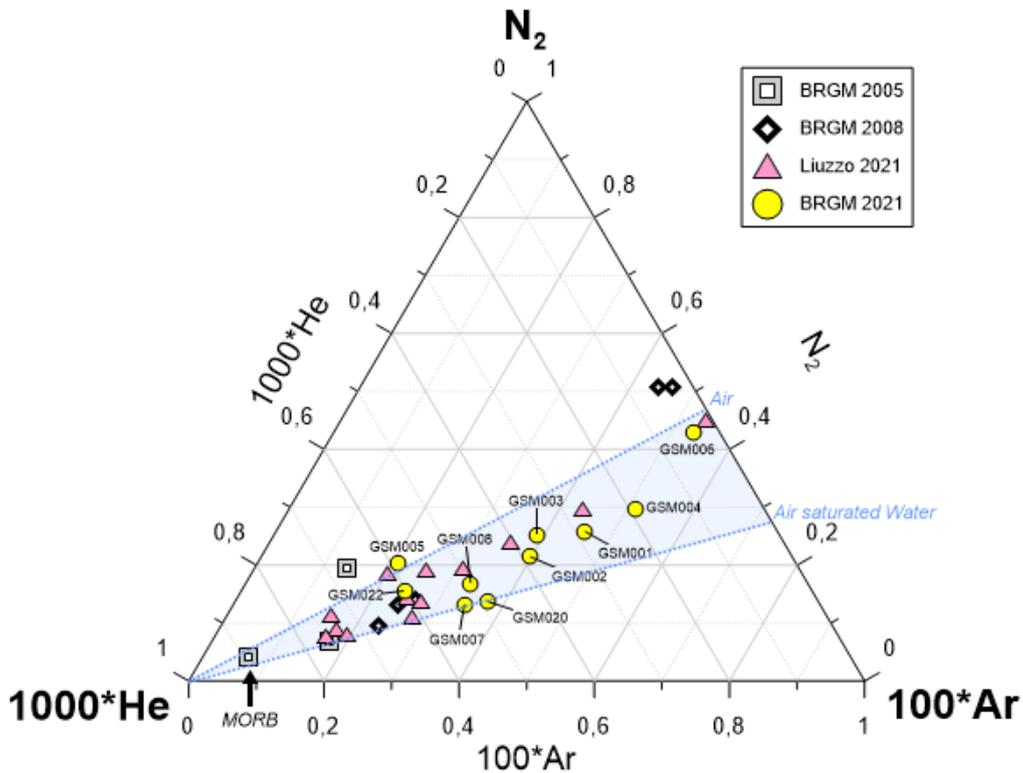


Figure 52 : Diagramme ternaire N_2 -He-Ar (Giggenbach *et al.*, 1983) ; les mesures antérieures sont reportées.

La Figure 53 présente une autre relation ternaire intégrant les espèces CO_2 et CH_4 , et offrant une première vision sur une estimation des températures profondes (géothermomètre CH_4/CO_2 ; Giggenbach *et al.*, 1991). Les échantillons nouvellement prélevés apparaissent un peu plus riches en CH_4 que les échantillons antérieurs, et donc très légèrement moins riches en CO_2 . La conséquence directe de ces rapports d'abondance légèrement différents est une évaluation des températures profondes qui renvoie des valeurs légèrement inférieures à celles précédemment établies.

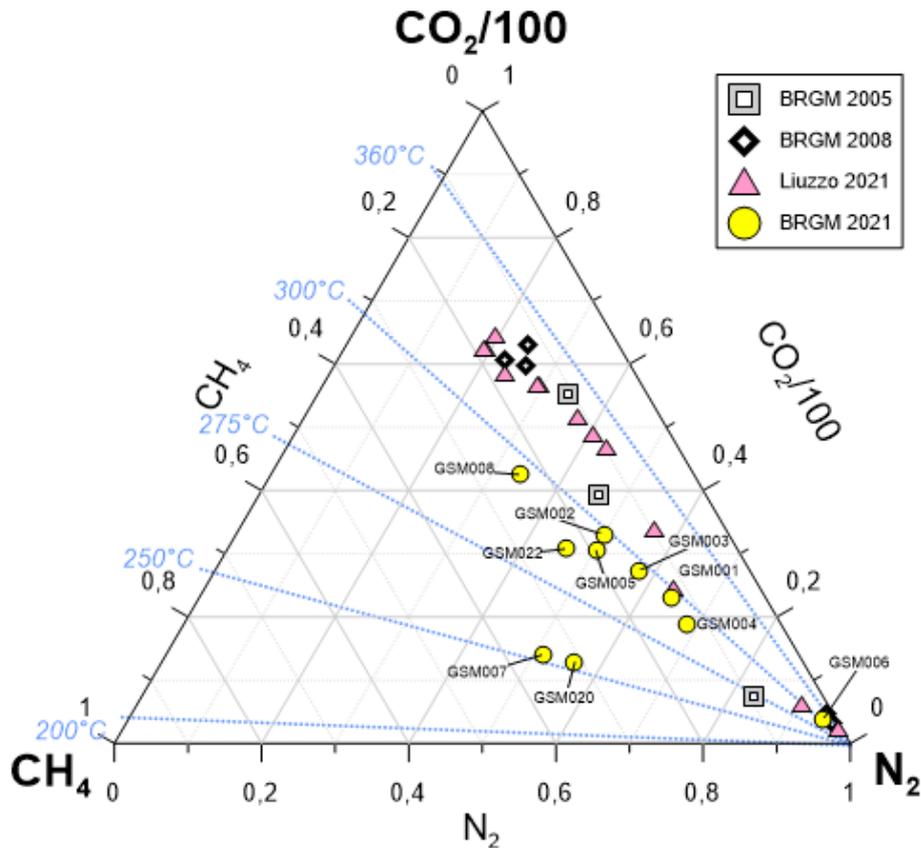


Figure 53 : Diagramme ternaire $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-CH}_4$ (Giggenbach et al., 1991) ; les mesures antérieures sont reportées. Les températures rapportées en bleu sont les températures d'équilibre données par le géothermomètre CH_4/CO_2 .

En l'absence de détection de méthane dans les mesures opérées autour du lac Dziani, les caractérisations isotopiques de cette phase portent aussi sur les prélèvements de la plage de l'aéroport. Deux types de relations isotopiques peuvent être utilisées : l'une basée sur les rapports isotopiques du carbone du CO_2 et du CH_4 (Figure 54), l'autre sur les rapports isotopiques carbone et hydrogène du CH_4 (Figure 55). Ces deux relations suggèrent une origine non biogénique pour le CH_4 (origine abiotique), avec une production en grande profondeur. Une origine par mélange entre méthane biotique et abiotique ne peut toutefois pas être totalement exclue (Liuzzo et al., 2021). Une telle production mixte, avec un mélange de CH_4 thermogénique oxydé et de CH_4 abiotique formé dans des systèmes magmatiques - hydrothermaux à haute température ($> 200^\circ\text{C}$) est d'ailleurs rapportée dans d'autres contextes volcaniques (Grèce ; Rizzo et al., 2019). D'autres auteurs (Fiebig et al., 2019) suggèrent même que l'origine abiotique est moins fréquente que supposée, en lien avec des circulations profondes d'eau plus développées qu'anticipé.

Les mesures paraissent se répartir selon une tendance (Figure 55) qui pourrait suggérer que les points les plus riches en CH_4 (GSM007 et GSM020) soient les plus soumis à un phénomène d'oxydation du gaz, ce qui pourrait indiquer que leur concentration en CH_4 est inférieure à la concentration maximale atteinte plus en profondeur. Le constat d'une présence de méthane d'origine abiotique est également porté par Liuzzo et al. (2021). Les rapports isotopiques déterminés pour les émissions du lac Dziani pointent également vers une origine abiotique possible pour le CH_4 lorsque celui-ci est en relativement faible concentration dans le cortège gazeux (0,3 %), mais des origines *via* méthanogenèse microbienne existent

également pour des échantillons plus riches en méthane (ou pour le méthane présent dans les sédiments du fond du lac ; Milesi *et al.*, 2020).

Dans la perspective des évaluations géothermométriques, on notera également que Liuzzo *et al.* (2021) soulignent que les estimations réalisées à l'aide du géothermomètre isotopique CH₄/CO₂ (Bottinga, 1969) peuvent conduire à des températures supérieures à celles obtenues avec des géothermomètres basés sur des équilibres chimiques, les rééquilibrations chimiques lors de la remontée des gaz étant bien plus rapides que les rééquilibrations isotopiques. Ces températures plus élevées seront, dans l'hypothèse où les gaz ont bien été en équilibre isotopique en profondeur, témoins d'apports magmatiques profonds.

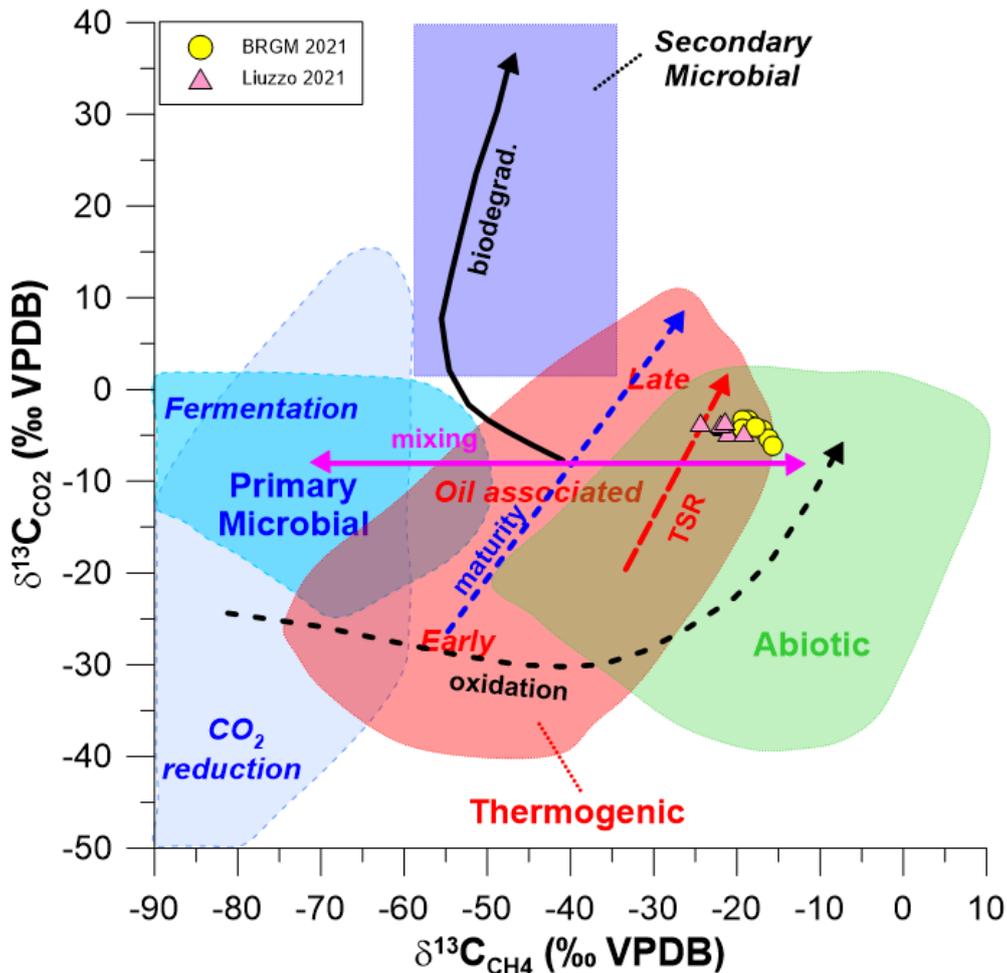


Figure 54 : Diagramme du rapport isotopique du carbone du CO₂ en fonction du rapport isotopique du carbone du CH₄ (Milkov et Etiope, 2018) ; les mesures antérieures sont reportées.

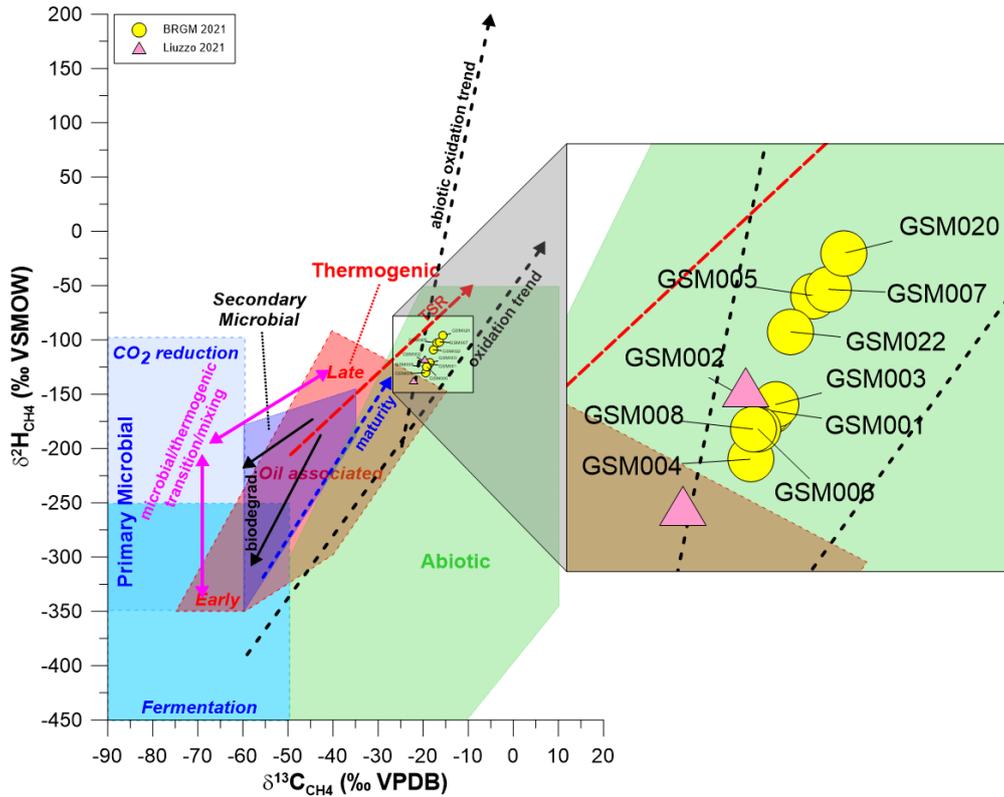


Figure 55 : Diagramme du rapport isotopique en hydrogène du CH₄ en fonction du rapport isotopique du carbone du CH₄ (Milkov et Etiope, 2018) ; les mesures antérieures sont reportées.

3.3.3. Flux de gaz

Les flux de gaz (mesures sur la plage de l'aéroport) sont calculés en tenant compte de l'accumulation linéaire de la concentration en gaz dans la chambre pendant 3 minutes et en déterminant la pente initiale de la relation entre la concentration en gaz et le temps (Figure 56 ; Chiodini *et al.*, 1998 ; Lewicki *et al.*, 2005). Les flux sont calculés pour le CO₂ et viennent compléter le jeu de données existant (Liuzzo *et al.*, 2021). Les flux sont également calculés pour CH₄ et ⁴He. Pour ce dernier gaz, les mesures ne pouvant être réalisées en continu, on fait l'hypothèse d'une accumulation linéaire du gaz pendant 3 minutes dans la chambre, période à l'issue de laquelle un prélèvement est fait. Si ce prélèvement renvoie une concentration identique à celle de l'hélium dans l'atmosphère (5,24 ppm), alors il n'y a pas d'émission d'hélium. Si ce prélèvement renvoie une valeur supérieure, alors un flux d'hélium peut être calculé. Une évaluation de l'intensité des émissions de CO₂ est, par ailleurs, obtenue en déterminant la courbe de décroissance de la concentration en O₂ dans la chambre lors de la mesure (Figure 56). Ce paramètre est notamment utile lorsque la concentration en CO₂ augmente très rapidement, amenant à une saturation du capteur CO₂ en quelques secondes (Gal *et al.*, 2018).

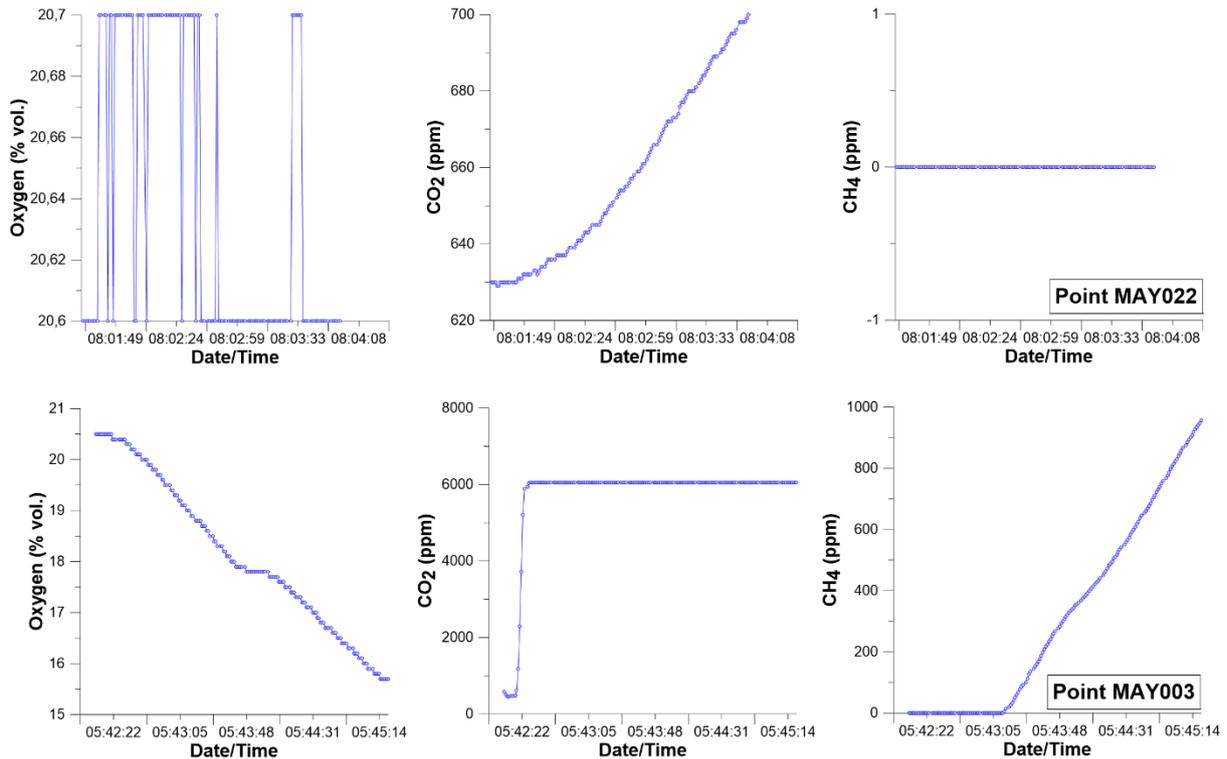


Figure 56 : Aperçu des courbes d'évolution de concentration en O₂, CO₂ et CH₄ lors des mesures de flux : point MAY022 : pas de flux d'O₂ et CH₄, flux de CO₂ faible ; point MAY003 : fort flux de CO₂, flux de CH₄ et désoxygénation dans la chambre de mesure.

Afin de compléter le jeu de données « flux », une évaluation des flux est également réalisée en utilisant les mesures de concentration en gaz du sol et en appliquant la méthode de « concentration dynamique » (dynamic concentration method ; Camarda *et al.*, 2006), méthode développée dans des environnements volcaniques (Liuzzo *et al.*, 2021, et références citées). Nous retiendrons les paramétrages rapportés par Liuzzo *et al.* (2021). Les résultats sont présentés dans la Figure 57. Sans doute en conséquence de paramètres pas assez ajustés au contexte, les données deviennent irréalistes à mesure que la concentration en CO₂ augmente, les évaluations ne semblant faire sens que pour des concentrations en CO₂ inférieures à 2 %. En conséquence, afin de ne pas introduire de biais dans les mesures de flux, ces données calculées à partir de la méthode de concentration dynamique ne seront pas considérées. Elles suggèrent juste que la présence d'une faible concentration en CO₂ dans le sol a plutôt tendance à produire une émission de CO₂ à la surface du sol relativement faible.

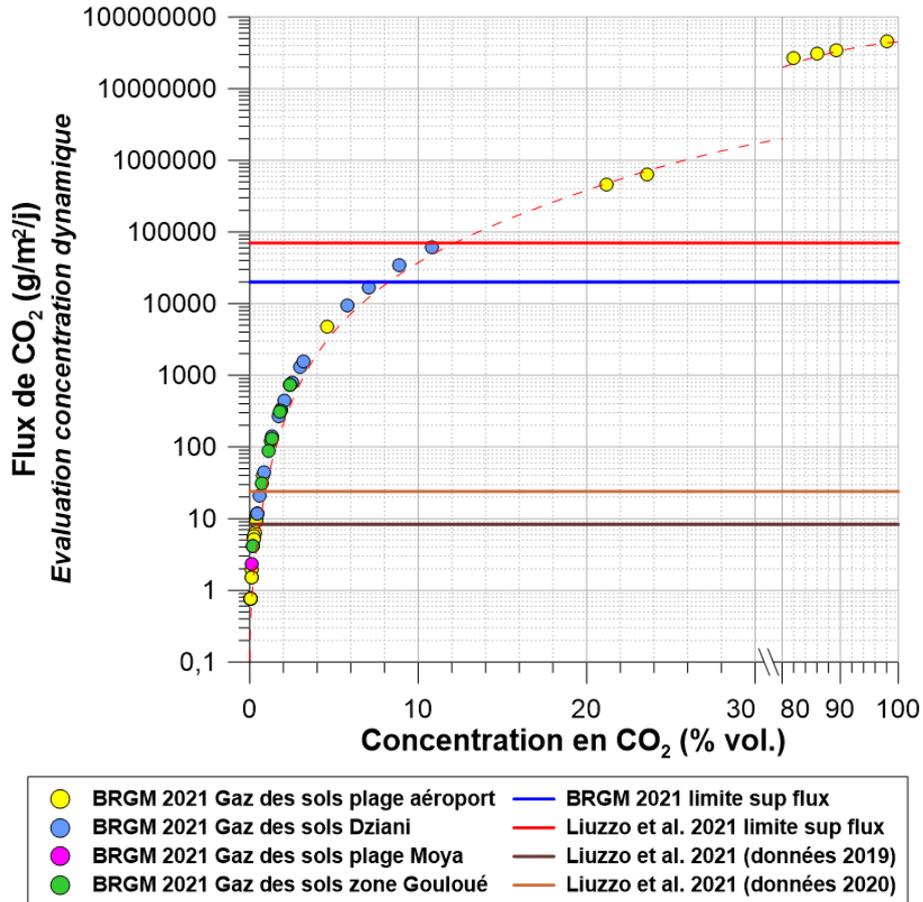


Figure 57 : Résultats des évaluations de flux de CO₂ par utilisation de la méthode de concentration dynamique.

Les données de flux mesurées directement sur site sont, néanmoins, très variables (de 0,44 g/m²/j à 19,6 kg/m²/j)¹⁸ selon que les mesures ont été pratiquées en dehors de zones de dégazage visible ou sur des sites de bullage (Tableau 11). Cela atteste bien du caractère spatialement limité des zones de fort dégazage, Liuzzo *et al.* (2021) rapportant une empreinte spatiale d'environ 250 par 300 m.

Liuzzo *et al.* (2021) rapportent, cependant, des flux plus élevés (de 12 à 70 kg/m²/j) pour les mesures qu'ils ont pratiquées sur la plage de l'aéroport, ceci pouvant être aussi une conséquence du type de matériel utilisé, notamment de la plage de fonctionnement du capteur CO₂, le capteur utilisé par le BRGM saturant à des concentrations basses¹⁹. Afin de mieux distinguer ce qui constitue les mesures de bruit de fond des mesures correspondant réellement à l'émission de gaz profonds, les données du Tableau 11 ont été séparées entre ces deux pôles (Tableau 12). Les mesures de bruit de fond représentent au mieux une vingtaine de grammes de CO₂ par jour et par mètre carré, alors que les points marqués par des émissions profondes affichent un flux minimum de 770 g/m²/j. La valeur moyenne qui peut alors être calculée pour ces émissions profondes est de l'ordre de 11,7 kg/m²/j, et se rapproche donc de la limite basse des émissions déterminée par Liuzzo *et al.* (2021).

¹⁸ Pour comparaison, le flux biologique maximum en contexte tempéré est considéré comme proche de 85 g/m²/j (Pokryszka *et al.*, 2017).

¹⁹ 6000 ppm, soit 0,6 %.

Statistique	Flux CO ₂	Flux CH ₄	Flux ⁴ He	Décroissance O ₂
	(g/m ² /j)	(g/m ² /j)	(mg/m ² /j)	(g/m ² /j)
Nb. de mesures	26 (26)	26 (8)	21 (16)	26 (18)
Minimum	0,44	30,3	0,68	-1120
Maximum	19 600	114	146	-4,50
1^{er} Quartile	208	40,4	14,2	-725
Médiane	8960	58,1	23,7	-472
3^{ème} Quartile	14 160	72,5	36,5	-236
Moyenne	8540	60,1	33,3	-491
Écart-type (n-1)	6800	25,8	35,2	329

Tableau 11 : Statistiques descriptives - mesures de flux à l'interface sol/atmosphère. Les valeurs entre parenthèses indiquent le nombre de mesures qui sont différentes de zéro.

Statistique	Flux CO ₂ profond	Flux CO ₂ bruit de fond
	(g/m ² /j)	(g/m ² /j)
Nb. de mesures	19	7
Minimum	774	0,44
Maximum	19 600	19,5
1^{er} Quartile	7660	0,97
Médiane	12 330	2,65
3^{ème} Quartile	15 120	6,18
Moyenne	11 690	5,27
Écart-type (n-1)	5040	6,73

Tableau 12 : Statistiques descriptives - mesures de flux de CO₂ à l'interface sol/atmosphère ; gamme flux bruit de fond et gamme flux profond.

Afin de mieux contraindre les très fortes émissions, quelques mesures ont également été faites sur les gros bullages sans utiliser la chambre à flux (saturation quasi-instantanée du capteur), à l'aide d'un entonnoir, et en mesurant soit le temps mis pour vider un volume de 1,5 litres, soit le temps mis pour que le gaz présent dans l'entonnoir passe d'une concentration

atmosphérique en CO₂ à 100 %²⁰. Les évaluations directes de débit (remplissage d'un volume de 1,5 litres) donnent une fourchette de 2 à 6 L/min de CO₂, soit une émission de 5 à 16 kg de CO₂ par jour²¹. Rapportées à une surface de 1 m², ces émissions atteindraient 550 à 1670 kg/m²/j²². Les évaluations par mesure du temps mis pour passer à 100 % de CO₂ dans l'entonnoir fournissent des quantités de CO₂ de 0,6 à 9,5 kg/j, soit, rapportées à 1 m², des émissions qui atteindraient 70 à 1000 kg/m²/j. Il conviendra donc dans le futur de systématiser ce type de caractérisation sur les zones très émissives, et de les coupler avec des mesures de flux sur les zones un peu moins émissives, pour atteindre un bilan des émissions de CO₂ à l'échelle de la plage. Une première évaluation sera proposée dans la section suivante.

Enfin, on mentionnera que les nouvelles mesures permettent de quantifier, dans environ 30 % des cas, des flux de méthane, dont l'intensité est conséquemment moindre que celle des flux de CO₂. Au maximum, quelques centaines de grammes de CH₄ sont émis journalièrement. Plus fréquemment (60 % des mesures), des émissions d'hélium-4 sont également présentes, en des quantités faibles, ce qui est normal, l'hélium étant présent à l'état de traces dans le cortège gazeux.

3.4. CARTOGRAPHIE DES ÉMISSIONS GAZEUSES

Deux types de cartographies sont présentés : d'abord des cartes ponctuelles, basées sur les mesures de flux *via* la chambre à flux. Ensuite, une cartographie basée sur les évaluations de débit opérées visuellement par arpentage, et pour lesquelles des catégorisations de flux sont proposées et intégrées dans un calcul d'interpolation.

3.4.1. Cartographie ponctuelle

Ces cartographies directement basées sur les mesures par chambre à flux sont rapportées respectivement dans les Figure 58 (flux de CO₂), Figure 59 (flux de CH₄), Figure 60 (flux d'hélium) et Figure 61 (appauvrissement en O₂ lors de la mesure). Conséquence directe de la forte variabilité des mesures, et des évaluations d'émission de gaz déjà rapportées (Sanjuan *et al.*, 2008), des disparités assez importantes existent spatialement. Le nombre de mesures étant réduit, il n'est guère possible de déterminer s'il existe une structuration spatiale ou si les émissions sont aléatoirement réparties.

On constatera toutefois que l'existence d'un flux de CH₄ n'est pas forcément restreinte aux zones les plus émissives en CO₂, ce qui peut suggérer que les zones les plus émissives sont également des zones dans lesquelles l'effet de solubilisation partielle du CO₂ est fiable à inexistant.

Les flux d'hélium existent de manière plus généralisée à l'échelle de la plage. L'émission d'hélium est généralement plus forte dans les zones à fort flux de CO₂, ce qui témoigne d'une origine profonde commune.

²⁰ On utilise ici l'analyseur gaz infrarouge (Figure 5) pour contrôler la concentration en CO₂ ; l'évaluation du débit de gaz est donc une évaluation minorée, puisque l'analyseur est utilisé avec sa pompe. Du CO₂ est donc retiré de l'entonnoir, son accumulation réelle étant plus rapide.

²¹ Sanjuan *et al.* (2008) rapportaient des émissions s'étalant entre 0,9 et 10 L/min, exceptionnellement 16 L/min (point G1).

²² Ces extrapolations à une surface de 1 m² ne sont données qu'à titre d'illustration, car l'émission se réalise sur une surface bien moindre.

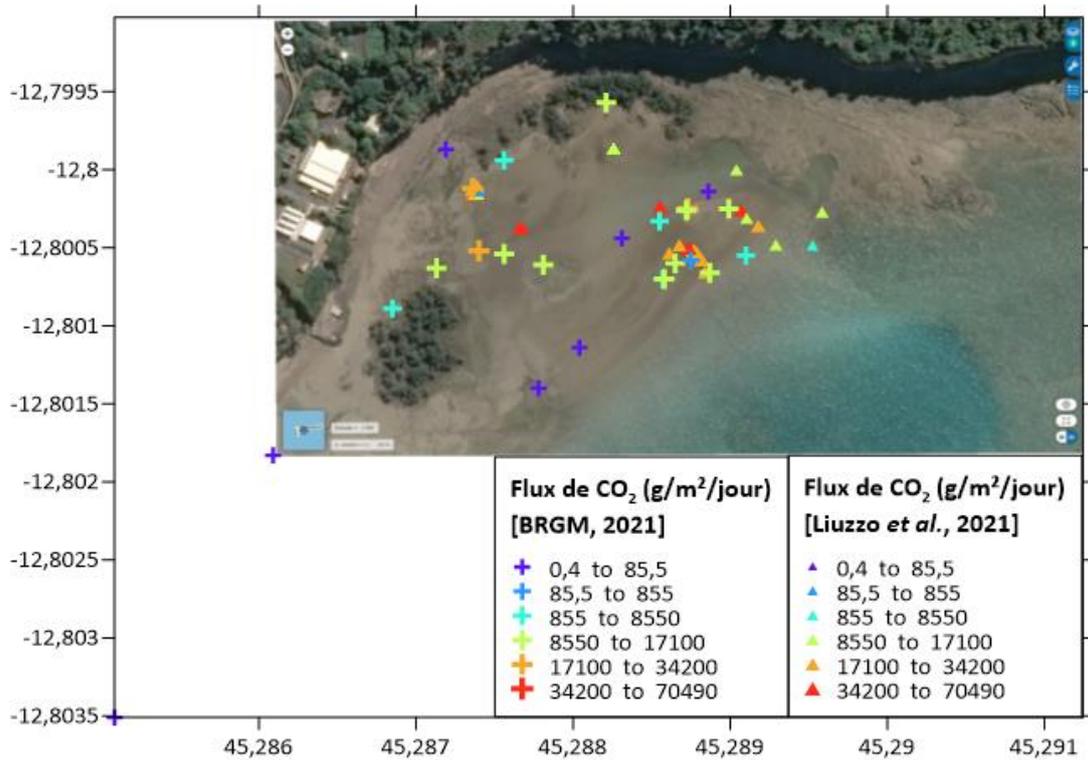


Figure 58 : Répartition spatiale des flux de CO₂ (mesure directe) et comparaison aux données antérieures. Fond satellite IGN.

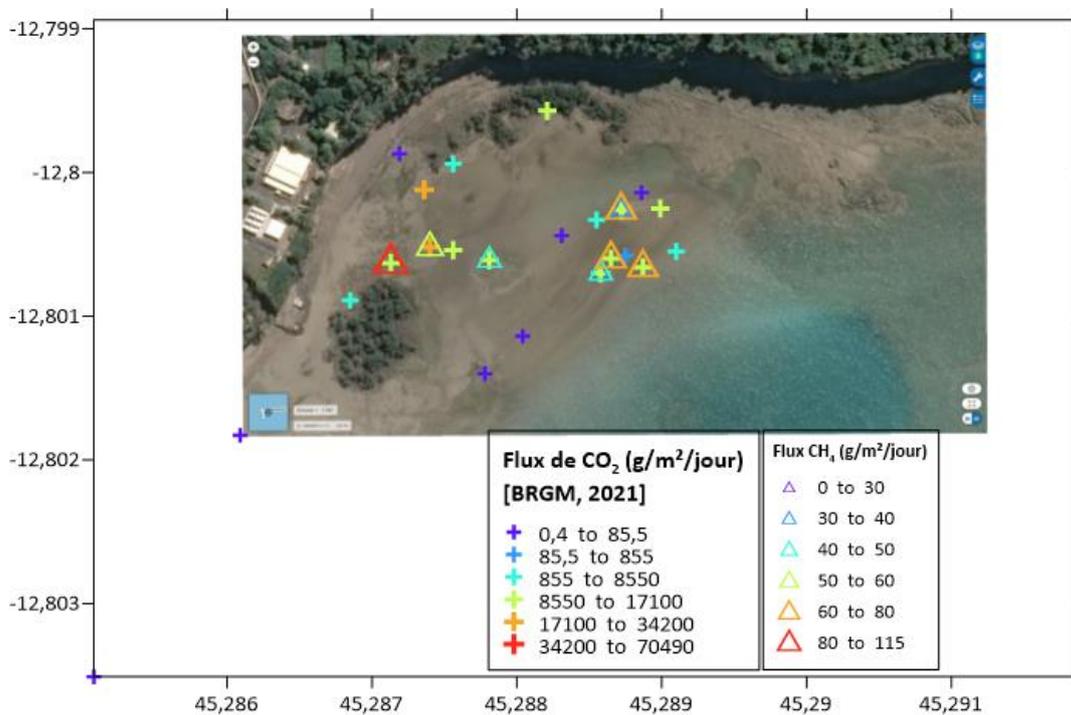


Figure 59 : Répartition spatiale des flux de CH₄ (mesure directe) et comparaison aux flux de CO₂. Fond satellite IGN.

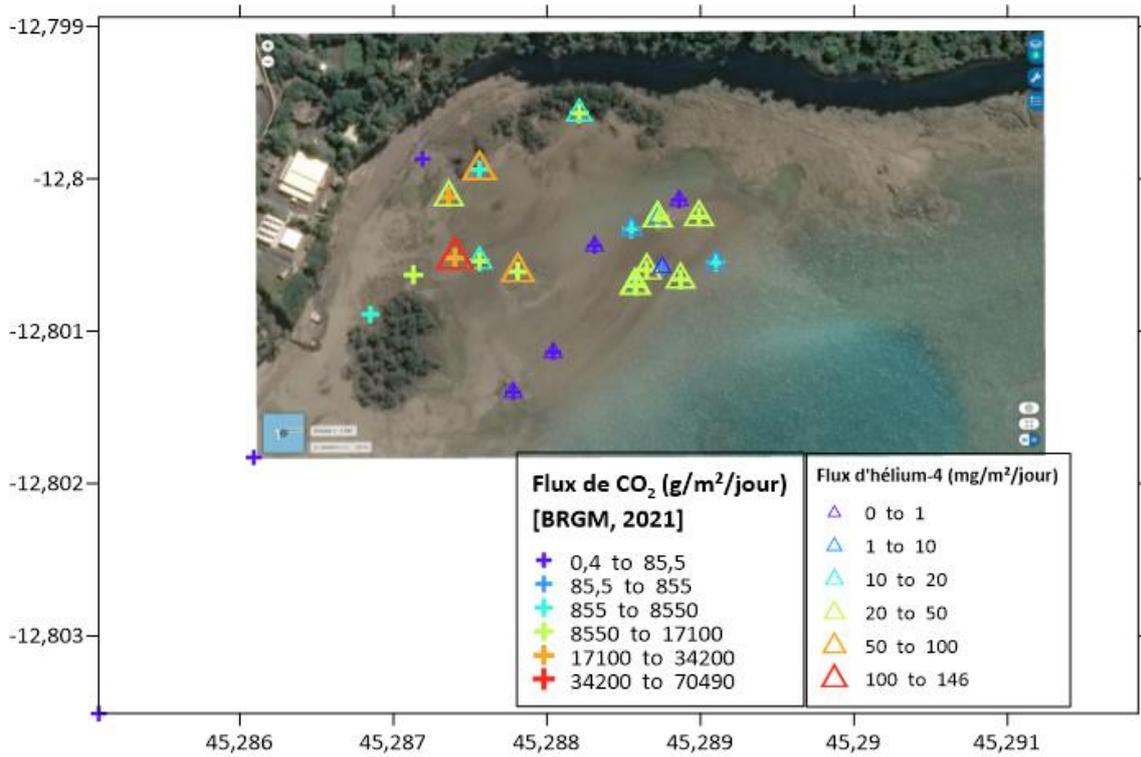


Figure 60 : Répartition spatiale des flux d'hélium-4 (mesure sur prélèvement) et comparaison aux flux de CO₂. Fond satellite IGN.

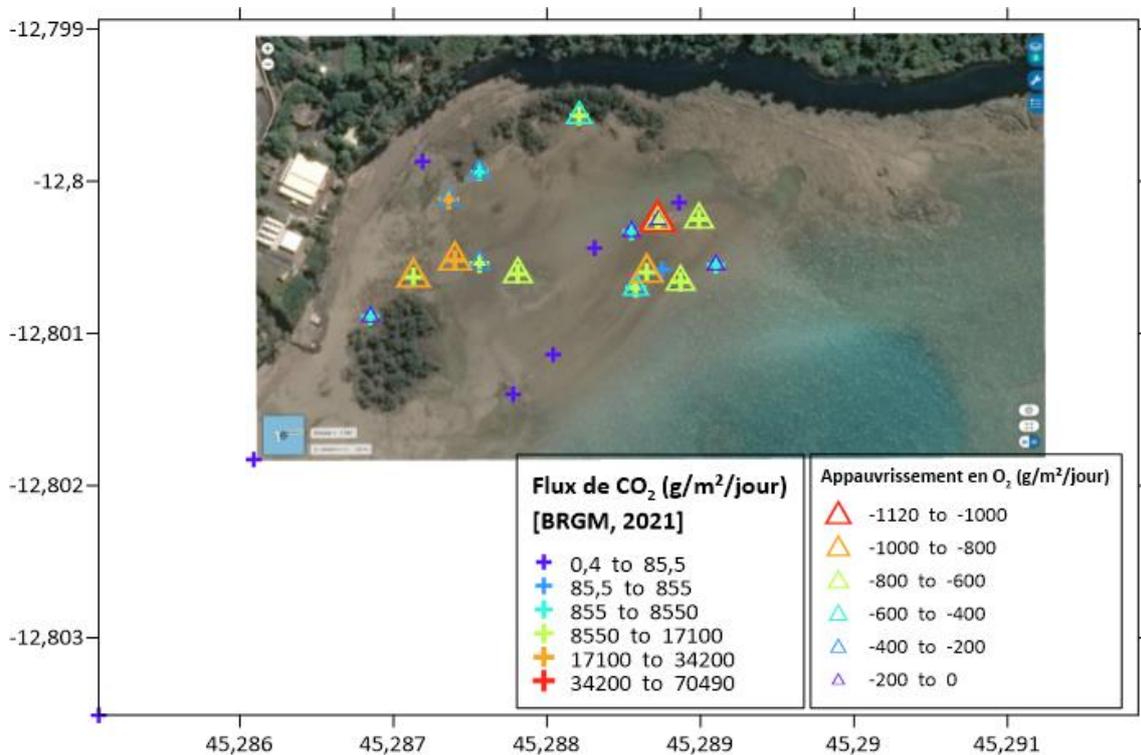


Figure 61 : Répartition spatiale des appauvrissements en O₂ (mesure directe) et comparaison aux flux de CO₂. Fond satellite IGN.

3.4.2. Proposition de cartographie interpolée des flux de gaz

La première estimation des quantités de CO₂ émises au niveau de la plage de l'aéroport se base principalement sur les estimations de flux relevées par arpentage (Figure 62), auxquelles sont associées les mesures de flux de CO₂ profond (Tableau 12). Pour déterminer quelle force de flux attribuer aux points relevés lors de l'arpentage, les photographies prises sur site lors des mesures par chambre à flux ont été analysées et catégorisées selon la hiérarchisation suivante :

- rien de visible : flux de 5,3 g/m²/j ;
- points d'émission épars : flux entre 5,3 et 5624 g/m²/j ;
- points d'émission nombreux : flux entre 5624 et 11 916 g/m²/j ;
- grosses bulles, fort dégazage : flux entre 11 916 et 16 689 g/m²/j.

Cette catégorisation est ensuite appliquée aux photographies prises lors de l'arpentage, pour aboutir à la répartition spatiale présentée en Figure 62. Bien sûr, il n'est pas possible de déterminer précisément les émissions sur la base de photographies ; on propose donc une estimation, peut-être surestimée²³, en attribuant à chaque point de mesure le flux maximum de sa catégorie. Outre le fait de proposer une évaluation des émissions, cette procédure permet aussi de déterminer si une structuration géographique des émissions existe.

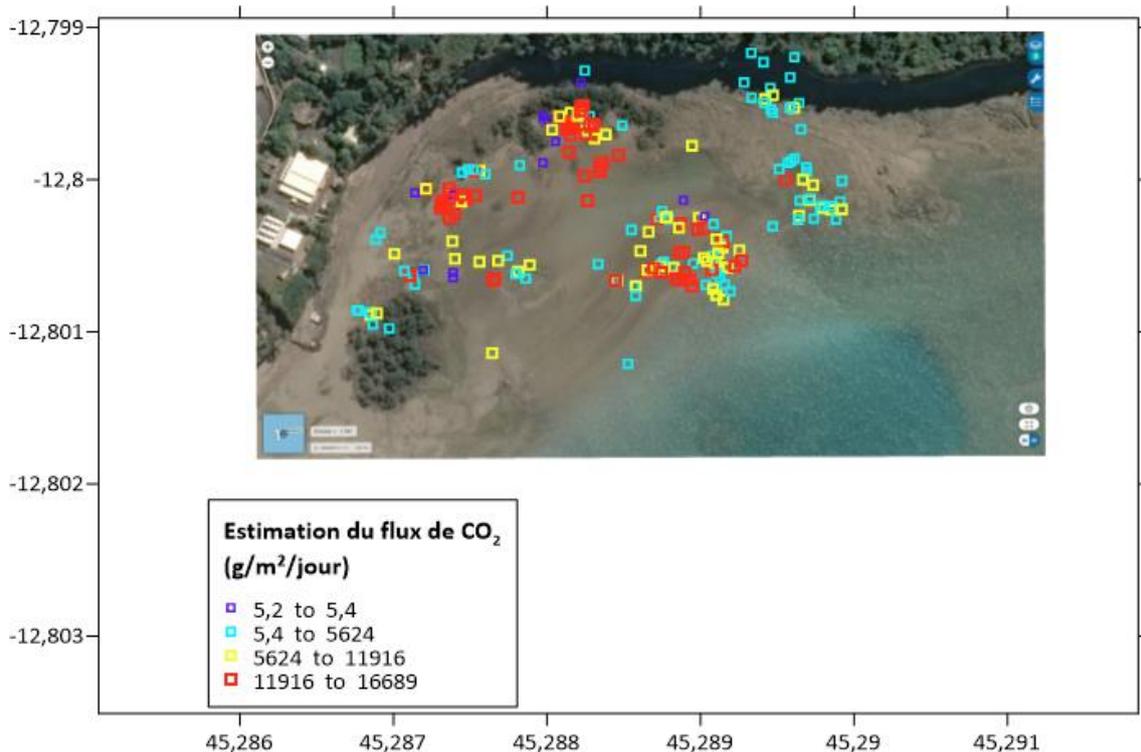


Figure 62 : Flux de CO₂ estimés à partir des intensités de bullage relevées lors de l'arpentage de la plage. Fond satellite IGN.

²³ On surestime sans doute les émissions en choisissant les bornes supérieures de chaque intervalle, mais par ailleurs on sait que ces estimations ne prennent pas en compte les flux les plus forts.

La spatialisation des émissions proposée en Figure 62 offre une assez bonne correspondance, sur les domaines se chevauchant, avec la répartition des zones d'émissions proposée par Sanjuan *et al.* (2008 ; Figure 63). Une zone très émissive, centrée autour du point G1, une seconde zone à émissions importantes, près de la mangrove en limite nord de la plage (proche du point G5), et une zone à fort bullage plus éloignée du trait de côte. On remarquera que, si la limite nord-est de la zone de dégazage peut être étendue, il demeure une inconnue pour son extension vers l'est, en raison de bullages qui, s'ils existent, se font toujours dans l'eau, n'étant jamais dégagés à marée basse. Il conviendra donc de réaliser des profils réguliers dans le lagon, ou d'utiliser des échosondeurs, pour contraindre l'extension totale de la zone de dégazage.

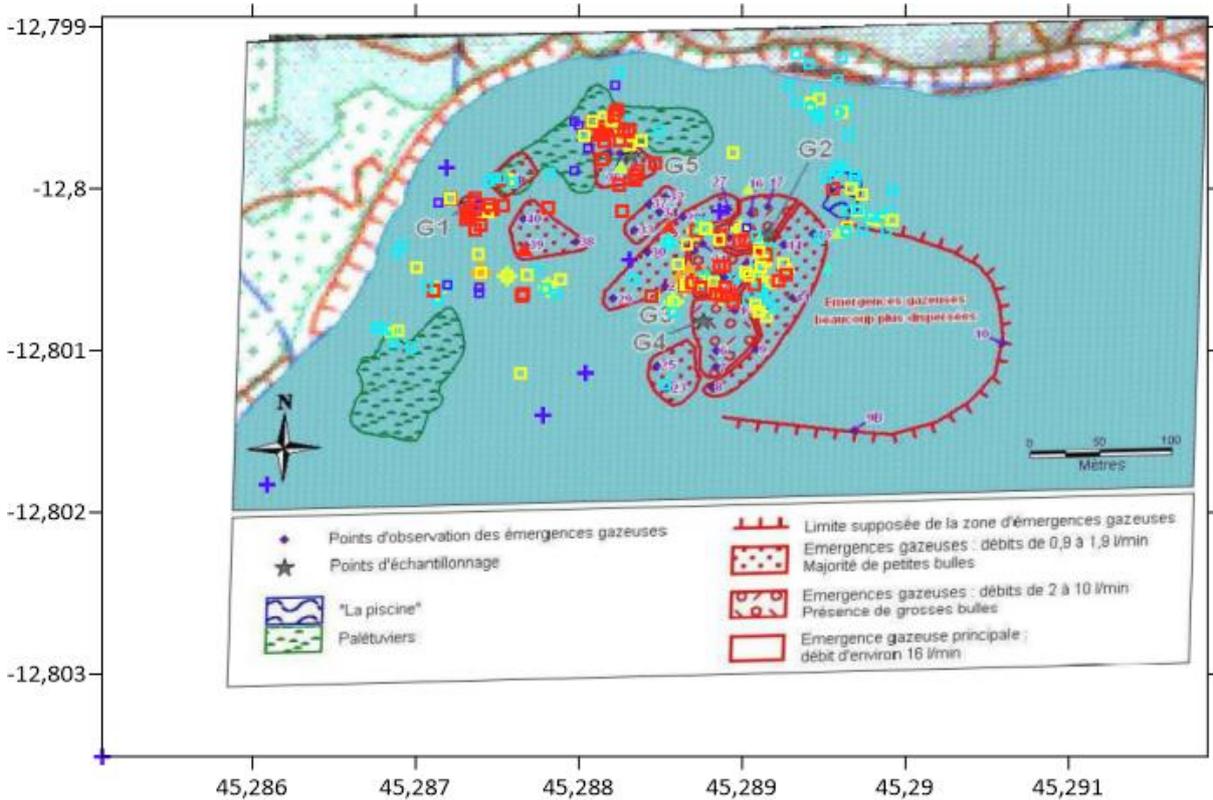


Figure 63 : Comparaison des flux de CO₂ estimés à partir des intensités de bullage et des débits gazeux mesurés par Sanjuan *et al.* (2008).

Sur la base de cette cartographie ponctuelle, les données sont interpolées. Le résultat est présenté Figure 64 (interpolation par krigeage). La surface considérée par l'interpolation est de 50 500 m² (une interpolation plus basique, par voisin naturel, considère une surface de 49 400 m²). Quelle que soit la méthode de calcul utilisée, une structuration des émissions semble ressortir, selon une direction NW-SE. Cette direction structurale est connue également sur Grande Terre (systèmes de dykes du Nord-Ouest), et interprétée comme étant une direction de tension dans un système de Riedel avec une zone de cisaillement de direction principale N140°E (Famin *et al.*, 2020).

Par ailleurs, l'interpolation permet également de tenter une évaluation de la quantité de CO₂ libérée par le système. L'interpolation par krigeage donne une quantité de 470 tonnes par jour, celle par voisin naturel de 445 tonnes par jour. Rapportées à la surface d'émission, ces deux évaluations donnent respectivement 9,3 et 9 kg/m²/j, valeurs proches du flux moyen calculé avec les mesures par chambre à flux (Tableau 11). Même si la méthode utilisée est empirique,

elle a donc sans doute une relative signification. Si tel est le cas, alors ces émissions se comparent à des émissions qui peuvent être trouvées dans des systèmes volcaniques actifs, comme, par exemple, en Islande, mais elles restent modestes par rapport aux émissions des volcans les plus actifs, qui peuvent émettre 100 fois plus de CO₂ (Burton *et al.*, 2013). Ces émissions restent également modestes lorsqu'on les compare aux émissions diffuses reliées à des systèmes volcaniques actifs, comme ceux que l'on peut trouver en Italie (Burton *et al.*, 2013). Enfin, ces émissions peuvent aussi se comparer à celles que l'on trouve dans des domaines connaissant des remontées de CO₂ profond sans activité volcanique récente : si fréquemment ces zones sont caractérisées par des émissions largement plus faibles (8,5 tonnes par jour sur 60 000 m² dans la zone de Sainte Marguerite, dans le Massif Central Français ; Battani *et al.*, 2010), certaines sont caractérisées par des émissions plus élevées (1566 tonnes par jour sur 75 000 m² dans le rift de l'Eger, République Tchèque ; Kämpf *et al.*, 2013).

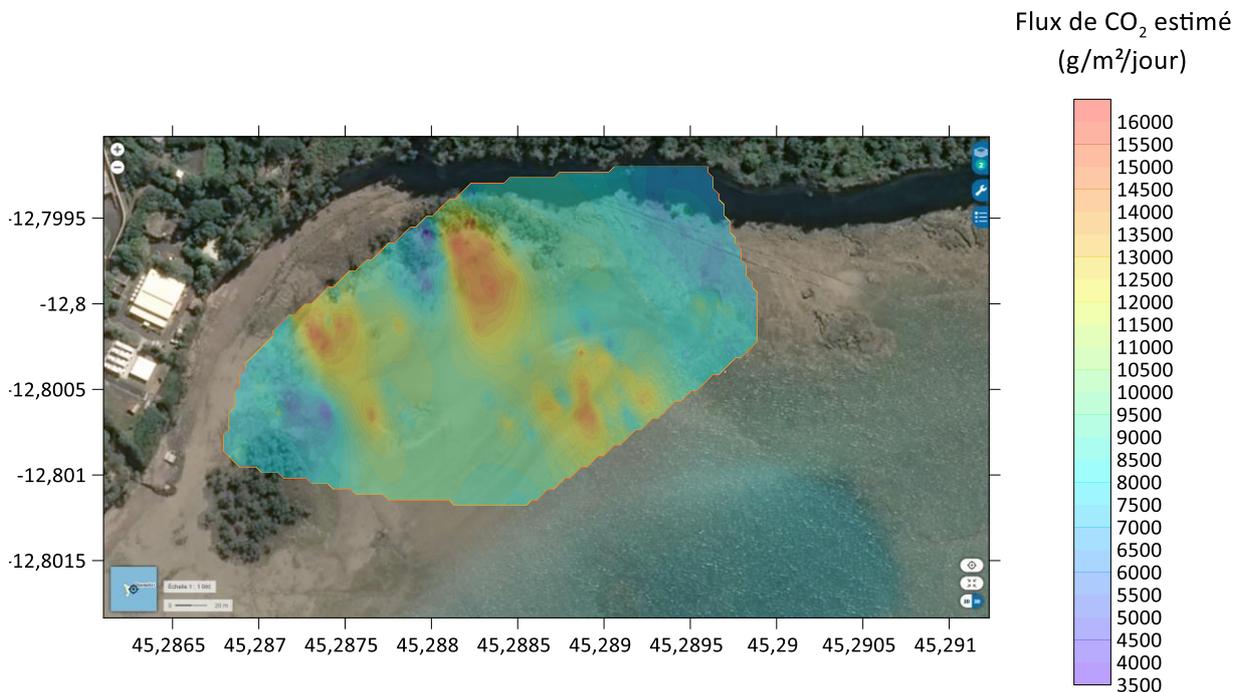


Figure 64 : Carte interpolée des flux de CO₂.

3.5. ÉVALUATION DES TEMPÉRATURES PROFONDES

Si la quantification des émissions de gaz en surface n'est pas directement reliée au potentiel géothermal d'une zone, elle permet, cependant, d'attester du caractère actif, et important, des remontées. Le but final est alors de déterminer quelles peuvent être les températures auxquelles ces remontées de fluide se sont équilibrées. Les études antérieures se sont déjà attachées à cette détermination, *via* l'emploi de géothermomètres, ce qui suppose qu'un état d'équilibre est atteint en profondeur entre toutes les espèces gazeuses (équilibre total) ou seulement entre certaines espèces (équilibre partiel). C'est notamment le cas du géothermomètre CH₄/CO₂ (Giggenbach *et al.*, 1991) déjà introduit dans la Figure 53. Ce peut être aussi le cas du géothermomètre CO₂/Ar de ce même auteur. L'utilisation de ces relations géothermométriques a conduit Sanjuan *et al.* (2008) à proposer une température profonde

proche de 300 °C²⁴, tout en soulignant l'absence de concordance entre les résultats des divers géothermomètres, ce qui est notamment à relier avec la possibilité, pour le CO₂, de connaître des processus secondaires (rééquilibrage, mélange, solubilisation...). Une illustration en a été donnée précédemment (Figure 53) pour les échantillons à concentration en CH₄ plus élevée.

Plus récemment, Liuzzo *et al.* (2021) ont également intégré aux évaluations de températures profondes le géothermomètre isotopique CO₂/CH₄ de Bottinga (1969), qui donne des évaluations entre 370 et 515 °C. Ces températures plus élevées seraient le témoin d'un équilibre isotopique dans la zone source des gaz, les rapports d'abondance évoluant ensuite avec une cinétique plus rapide que celle des équilibres isotopiques. Les températures de 314 à 339 °C indiquées par Liuzzo *et al.* (2021) avec le géothermomètre CH₄/CO₂ résulteraient alors d'une étape secondaire d'interaction entre les gaz, entre leur zone source et l'émission en surface.

Pour les données acquises en 2021, les relations géothermométriques précédentes sont utilisées. De l'éthane ayant été mesuré dans les échantillons, on y rajoute également la relation définie par Darling et Talbot (1994). On intègre également une relation géothermométrique récemment proposée par Acevedo-Anicasio *et al.* (2021), basée sur des analyses multicritères (géothermomètre GasG₃). Les relations intégrant H₂ et/ou H₂S dans les calculs sont citées pour mémoire, en raison de l'incertitude qui pèse sur les déterminations des concentrations en H₂. Enfin, les relations thermométriques impliquant le monoxyde de carbone (non mesuré) ne sont pas utilisées (Chiodini et Marini, 1988 ; Rizzo *et al.*, 2019), de même que d'autres géothermomètres d'emploi restreint à certains contextes géologiques (Sanjuan et Serra, 2004).

Les résultats sont présentés dans le Tableau 13. Ces résultats ne diffèrent pas des précédentes évaluations, ce qui suggère que l'on peut au mieux envisager des températures profondes proches de 300 °C, des relations (CH₄/C₂H₆ ; GasG₃) pouvant suggérer que les remontées profondes se rééquilibrent partiellement à des températures plus faibles, proches de 250 °C.

Géothermomètre	Gamme de température (°C)	Référence
CO ₂ /H ₂ S/H ₂ /CH ₄	64-101 (90)	D'Amore et Panichi, 1980
CO ₂ /H ₂ /CH ₄	101-150 (138)	Marini, 1987
CO ₂ /CH ₄	253-296 (284)	Giggenbach <i>et al.</i> , 1991
CO ₂ /Ar	103	Giggenbach <i>et al.</i> , 1991
CH ₄ /C ₂ H ₆	224-243 (232)	Darling et Talbot, 1994
δ ¹³ CO ₂ /δ ¹³ CH ₄	471-674 (537)	Bottinga, 1969
GasG ₃	179-234 (216)	Acevedo-Anicasio <i>et al.</i> , 2021

Tableau 13 : Températures profondes estimées (valeur moyenne entre parenthèses) ; les résultats considèrent toutes les prélèvements rapportés dans le Tableau 8.

²⁴ 317 à 328 °C avec le géothermomètre CH₄/CO₂, 285 à 290 °C avec le géothermomètre CO₂/Ar.

3.6. RÉSULTATS DES INVERSIONS GÉOPHYSIQUES

3.6.1. Données utilisées

La carte de la Figure 65 montre l'ensemble des données utilisées pour l'inversion. Il s'agit de toutes les données enregistrées lors des campagne terrestres et marines de juillet et octobre 2021, mais aussi des données acquises lors de la campagne exploratoire de 2019. Au total, 11 stations MT longues périodes, 3 stations MT courtes périodes, 18 stations marines sont utilisées. Ces données sont traitées et inversées par la société IMAGIR en utilisant le code MININ3D (Hautot *et al.*, 2000, Hautot *et al.*, 2007).

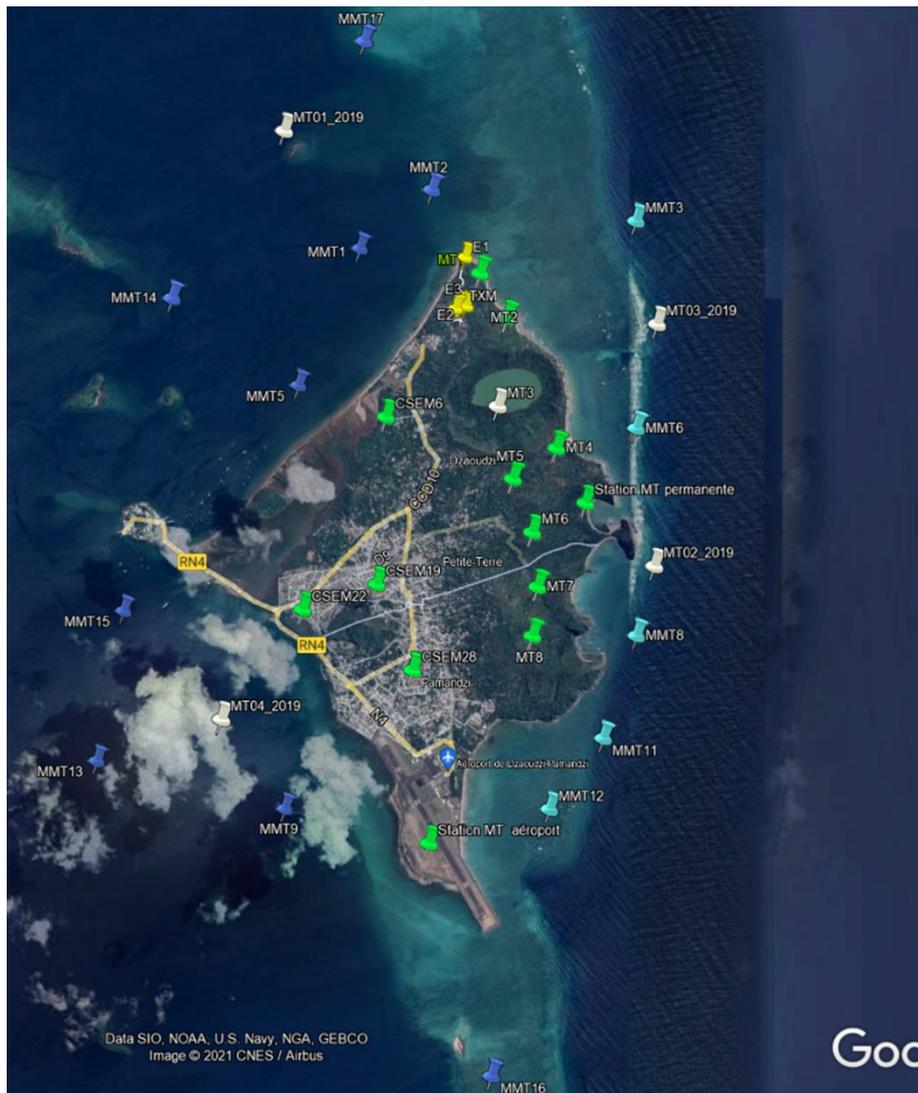


Figure 65 : Carte de toutes les stations marines et terrestres utilisées pour l'inversion.

3.6.2. Résolution

Les hautes fréquences ne pénétrant pas en profondeur (profondeur de peau), la résolution de l'inversion se dégrade en profondeur. La grille d'inversion est donc adaptée pour représenter correctement la résolution que l'on peut atteindre avec la méthode. La Figure 66 représente la grille d'inversion en rouge ainsi que la grille de calcul. La grille de calcul est différente de la

grille d'inversion et est plus fine pour s'assurer de la précision de la modélisation. La variation en profondeur de la hauteur de la grille est bien visible avec des blocs de 400 m, puis 600 m et 1 km de hauteur pour l'intervalle de profondeur 1 km - 3 km. Passé cette profondeur, les blocs font plusieurs kms de hauteur. La profondeur d'un objectif d'exploration ne peut donc pas être déterminée avec une résolution verticale inférieure à plusieurs centaines de mètres, si cet objectif se trouve entre 1 km et 2 km de profondeur.

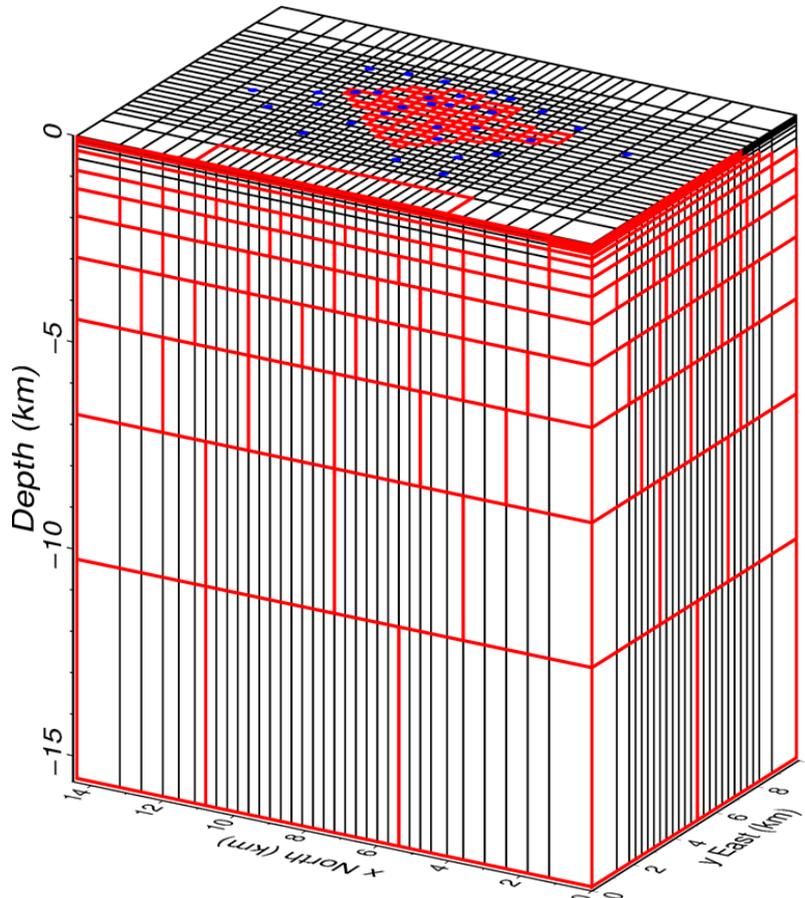


Figure 66 : Grille d'inversion en rouge et de calcul en noir

3.6.3. Résultats

Le résultat de l'inversion des données de MT marine et terrestre est un cube de résistivité dont la taille des blocs dépend de la profondeur et de la densité en surface des stations (voir section 3.6.2). La Figure 67 montre une série de coupes à profondeur constante du modèle de résistivité avec les points noirs représentant les stations MT terrestre et marine et le contour noir représentant le contour de Petite Terre. Dans la partie superficielle (première rangée), on distingue sur la partie est de Petite Terre des corps résistants correspondant au matériel volcanique récent non altéré. Dans la partie moyenne (deuxième rangée) un corps plus conducteur apparaît et semble plongé vers le sud. Les résistivités sont assez homogènes entre l'est et l'ouest de l'île. Plus en profondeur (troisième rangée), un corps résistant apparaît sous l'île et en mer. Son extension sud-ouest n'est cependant pas contrainte du fait de l'absence de stations de mesures. On note aussi dans la partie sud-est l'apparition d'un conducteur.

On observe globalement une bonne continuité des structures entre la partie terrestre et marine. Cette continuité est un bon signe car elle montre que bien que si les environnements

et les instruments d'enregistrement sont différents, le traitement et l'inversion ont réussi à en extraire une information géologique consistante.

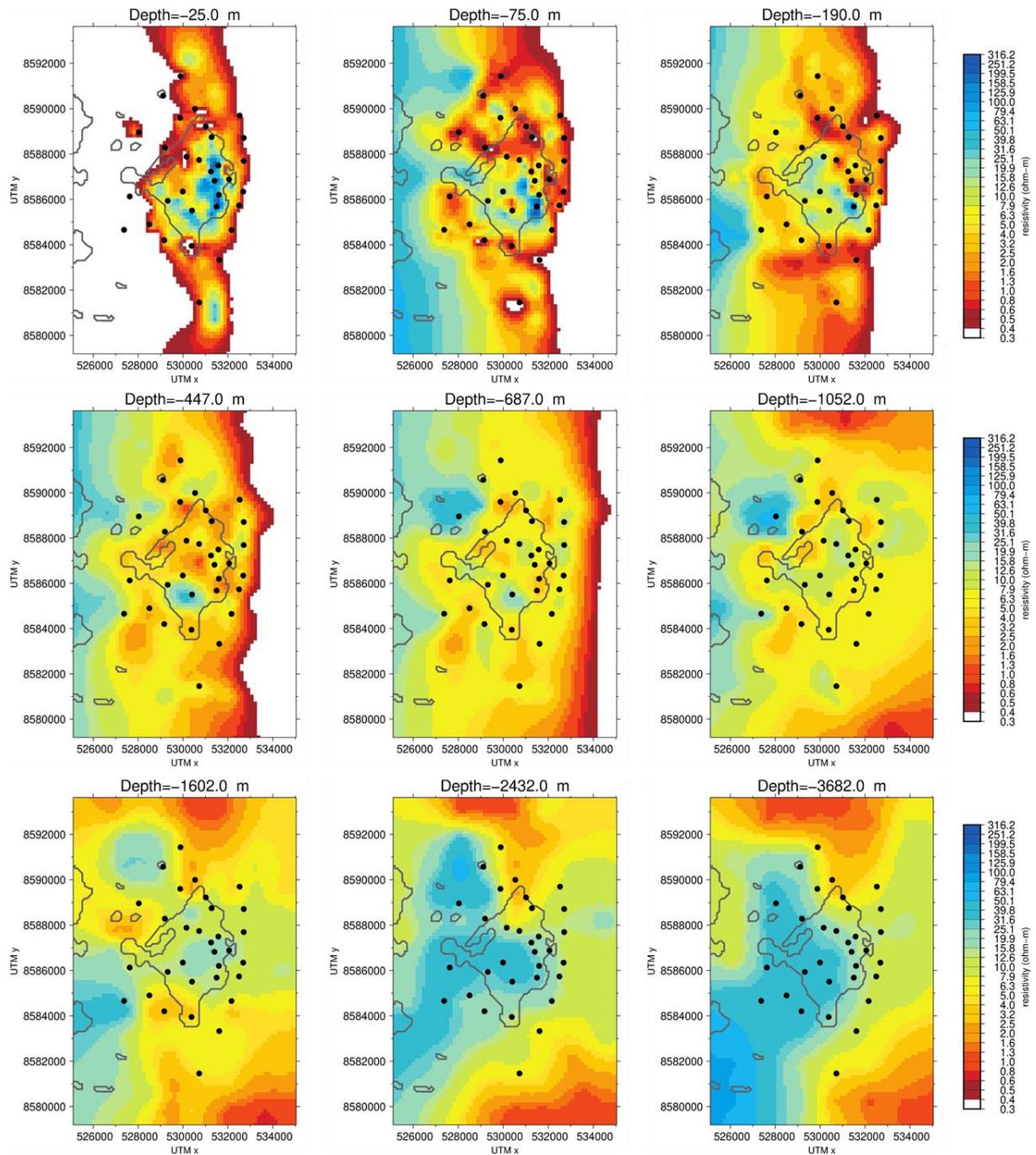


Figure 67 : Coupes à profondeur constante dans le modèle de résistivité obtenu par l'inversion.

Pour avoir une vue synthétique des résultats, la Figure 68 montre la coupe à 1602 m de profondeur ainsi que deux coupes transversales, une Nord-Sud et une Est-Ouest, à travers le modèle. Cette représentation permet de préciser la géométrie des grandes structures de résistivité sous Petite Terre vue dans la Figure 67. On retrouve dans les deux coupes transversales et dans la partie superficielle les structures résistantes de l'est de l'île. L'interface conducteur/résistant présente un pendage en profondeur en direction du sud visible (on passe

de 500 m à 1500 m de profondeur entre le lac Dziani et le sud de la piste de l'aéroport) sur la coupe nord-sud, mais reste à iso-profondeur sur l'axe est-ouest avant de s'interrompre latéralement à l'extrême est de l'île. Le résistant semble donc être localisé sur la partie ouest de l'île et sous la baie avec une extension possible en mer à 5 km de profondeur. La profondeur de la base du résistant est peu contrainte. Le conducteur profond situé sous l'est de l'île est présent sous tout l'axe nord-sud.

Ces structures de résistivité semblent être analogues à celle décrites par Johnston *et al.* (1992) où un réservoir géothermique est composé d'une couche de roche altérée servant de couche étanche (conducteur) sur un réservoir (résistant) contenant les fluides géothermaux et d'une source profonde de chaleur (conducteur).

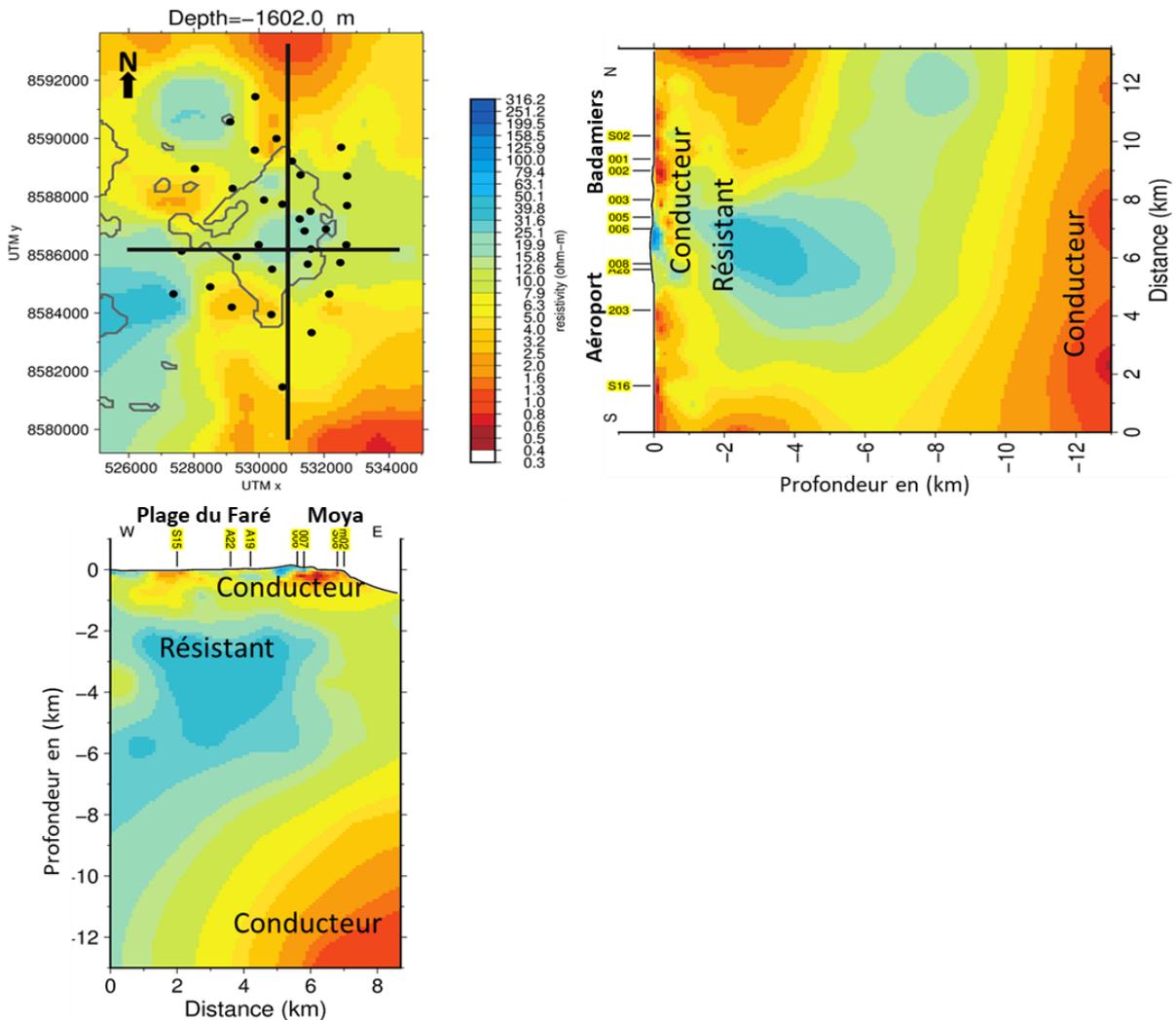


Figure 68 : Résultats obtenus par l'inversion des données de MT terrestre et marine.

3.6.4. Vérification des résultats

Pour évaluer la qualité du résultat de l'inversion, nous comparons les données modélisées dans le modèle de résistivité avec les données mesurées pour tous les sites MT et MMT. Cette étape permet de vérifier que le modèle de résistivité obtenu est une des solutions possibles permettant de reproduire les données réelles. Les vérifications ont montré un écart entre données modélisées et observées tout à fait acceptable confirmant la qualité du modèle

3D de résistivité. La Figure 69 illustre pour une station marine et deux stations terrestres la qualité de prédiction du modèle par rapport aux données enregistrées sur le terrain. L'inversion 3D de données MT résout des variations latérales rapides, de faibles longueurs d'ondes spatiales, de résistivité dans les parties peu profondes et des variations plus lentes en profondeur. Les variations de résistivité apparente ainsi que de phase en fonction de la fréquence sont bien reproduites par les données modélisées pour les trois stations. La baisse de résistivité apparente aux grandes périodes (basses fréquences), indicatrices de structures conductrices en profondeur, sont bien présentes dans les données. La qualité de l'ajustement entre les données réelles et modélisées dans cette illustration est représentative de toutes les stations utilisées pour l'inversion, ce qui permet de conclure que le modèle de résistivité obtenu est une des représentations de la distribution de résistivité du sous-sol de Petite Terre.

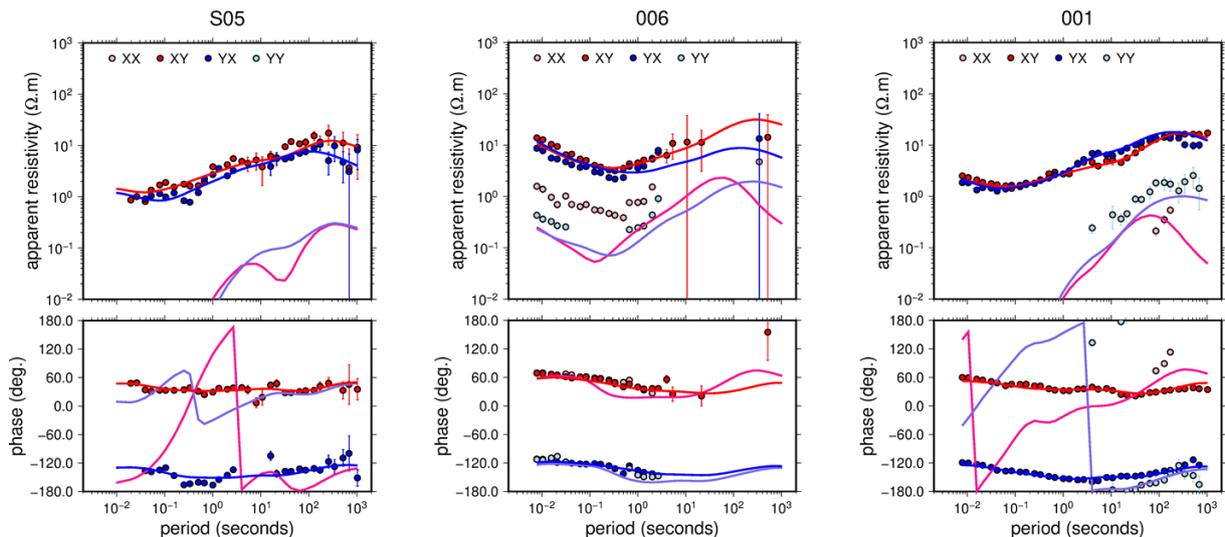


Figure 69 : Illustration du pouvoir prédictif du modèle obtenu par l'inversion. Les données modélisées (ligne continue) sont comparées aux données réelles (points) pour la station marine S05 et les stations terrestres 006 et 001. Les données modélisées suivent les variations des données réelles avec un très bon ajustement.

Une fois vérifié que le modèle permet de reproduire les données mesurées, il est important d'évaluer la sensibilité du modèle aux données, c'est-à-dire d'évaluer la variation de l'ajustement entre les données modélisées et les données réelles pour des perturbations du modèle de résistivité. Cette vérification permet d'identifier quelles sont les structures du modèle de résistivité qui sont contraintes par les données. La procédure utilisée consiste à perturber la résistivité d'un pourcentage croissant jusqu'à ce que la valeur de la fonction erreur, mesurant la qualité de l'ajustement entre les données modélisées et les données réelles, atteigne un seuil prédéfini, ici de 3,5 %. De la même manière, la résistivité est perturbée avec un pourcentage décroissant jusqu'à ce que la valeur seuil soit atteinte. Cette analyse quantitative de la sensibilité permet de définir pour la résistivité une erreur relative.

La méthode nécessitant un très grand nombre de calculs, elle n'est réalisée ici que le long d'une coupe N-S (identique à celle utilisée dans la Figure 68), ce qui apporte déjà une information suffisante sur la sensibilité du modèle. La Figure 70 illustre les résultats de l'étude de sensibilité. On peut voir que le conducteur peu profond avec un pendage N-S est bien déterminé, son erreur relative étant inférieure à 4 %. Le corps résistant montre une erreur relative plus importante, de l'ordre de 6 % avec un maximum de 10 %, ce qui ne change cependant pas le fait que ce corps soit bien présent et résistant. Le corps plus conducteur en profondeur est lui aussi bien déterminé avec une erreur relative de 6 %. Seules les extrémités nord et sud du profil, sans stations MT, montrent des erreurs relatives supérieures à 10 %.

Il est donc possible de conclure que sous Petite Terre les structures de résistivités obtenues par l'inversion sont bien contraintes par les données.

Les vérifications faites sur le modèle ont montré que celui-ci permet de bien reproduire les données et que les données elles-mêmes contraignent bien ce modèle. Les structures de résistivité du modèle obtenu par l'inversion peuvent donc être considérées comme réalistes.

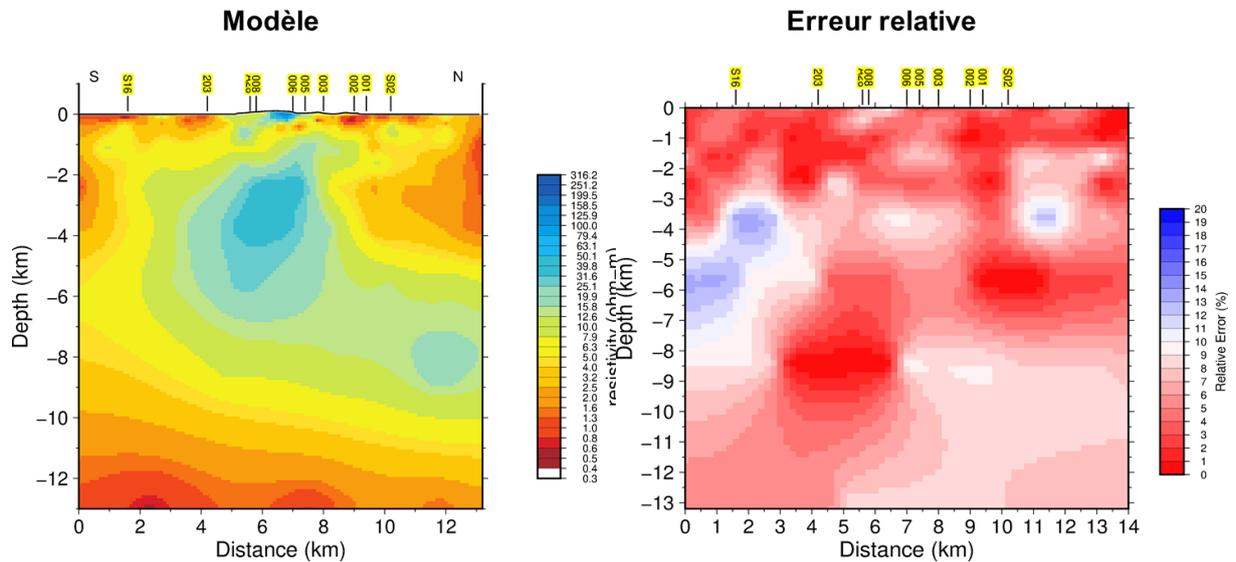


Figure 70 : Résultats de l'étude de sensibilité des données.

4. Résultats des acquisitions de terrain

4.1. PRINCIPAUX RÉSULTATS DE L'ÉTUDE

Les principaux résultats des acquisitions de terrains, réalisées dans le cadre de ce projet, sont résumés ci-dessous. Ils serviront à la mise à jour du modèle conceptuel du système géothermique élaboré précédemment par Traineau *et al.* (2006).

L'analyse des analogues du potentiel réservoir sous Petite Terre a montré que les formations sont très fracturées, avec en moyenne 1 fracture par mètre et que cette fracturation est distribuée de manière plutôt aléatoire et très peu clustérisée. Quatre familles de fractures apparaissent :

- F1 : N140°E ± 20° ;
- F2 : N90°E ± 20° ;
- F3 : N0°E ± 20° ;
- F4 : N50°E ± 20°.

Les longueurs des fractures sont approximativement entre 1 et 10 m, sauf pour celles de la famille F1 qui dépassent parfois 20 m. La distribution des longueurs suit une loi exponentielle négative pour les fractures des familles F1 et F2.

En comparant au modèle régional en zone de cisaillement de Riedel (Famin *et al.*, 2020), les fractures de la famille F1 constitueraient des fractures en extension (de type T pour tension dans le modèle de Riedel) et les fractures de la famille F2, des cisaillements (de type R pour Riedel dans le modèle du même nom). Cela signifierait que la direction de la famille F1 serait favorable aux circulations de fluide.

Mis à part les émanations gazeuses sur la plage de l'aéroport et dans le lac Dziani, il n'y a aucune manifestation volcanique visible en surface, ni aucun indice de fuites d'eau chaude. Cependant, le CO₂ analysé sur la plage de l'aéroport et les traces d'hélium montrent que ces gaz sont essentiellement d'origine magmatique.

Le flux de gaz sur ce site montre une structuration N140°E équivalente à la direction de la famille de fracture principale F1, ce qui corroborerait le fait qu'il s'agit bien d'une direction favorisant la circulation des fluides profonds.

L'utilisation des géothermomètres à gaz concernant les espèces gazeuses suggère que les fuites de gaz observées en surface pourraient avoir été portées à une température supérieure ou égale à 250 °C en profondeur.

Les mesures de résistivité profondes montrent que la structure mise en évidence se rapprocherait du modèle de réservoir de Johnston *et al.* (1996). Le toit du réservoir, caractérisé par un corps plus résistant que le cap rock, serait situé autour de 1000-1500 m et sa base à environ 5000 m. Quant à la source de chaleur, elle se caractérise par un corps très conducteur situé au sud-est de l'île et à une profondeur autour de 12 km.

4.2. ÉLÉMENTS DE LA CRISE SIMO-VOLCANIQUE

Depuis 2018, une crise sismo-volcanique affecte l'île de Mayotte. La crise sismique a démarré en mai 2018 à environ 50 km, à l'est de Mayotte (Figure 71). Cette activité sismique accompagne une éruption volcanique sous-marine qui a donné naissance à un nouveau volcan, « Fani Maore », au sein de la ride volcanique qui s'étend à l'est de Petite Terre. Cette ride volcanique comporte de nombreux appareils volcaniques sous-marins. Les appareils volcaniques récents de Dziani et de la Vigie peuvent être vus comme des témoins terrestres de cette ride.

Les informations et données concernant cette crise sismo-volcanique ont été publiées dans les Bulletins du consortium REVOSIMA (Réseau de surveillance Volcanologique et Sismologique de Mayotte) qui regroupe de nombreux organismes de recherches scientifiques. Ces bulletins sont accessibles sur le site web : www.ipgp.fr/revosima.

Entre mai et août 2018, l'activité sismique s'est progressivement déplacée vers l'ouest et s'est rapprochée de Mayotte, à une distance de 5 à 15 km de Petite Terre (Figure 71). Depuis cette date, l'activité sismique est concentrée dans ce secteur. Des événements ont même été enregistrés sous Petite Terre.

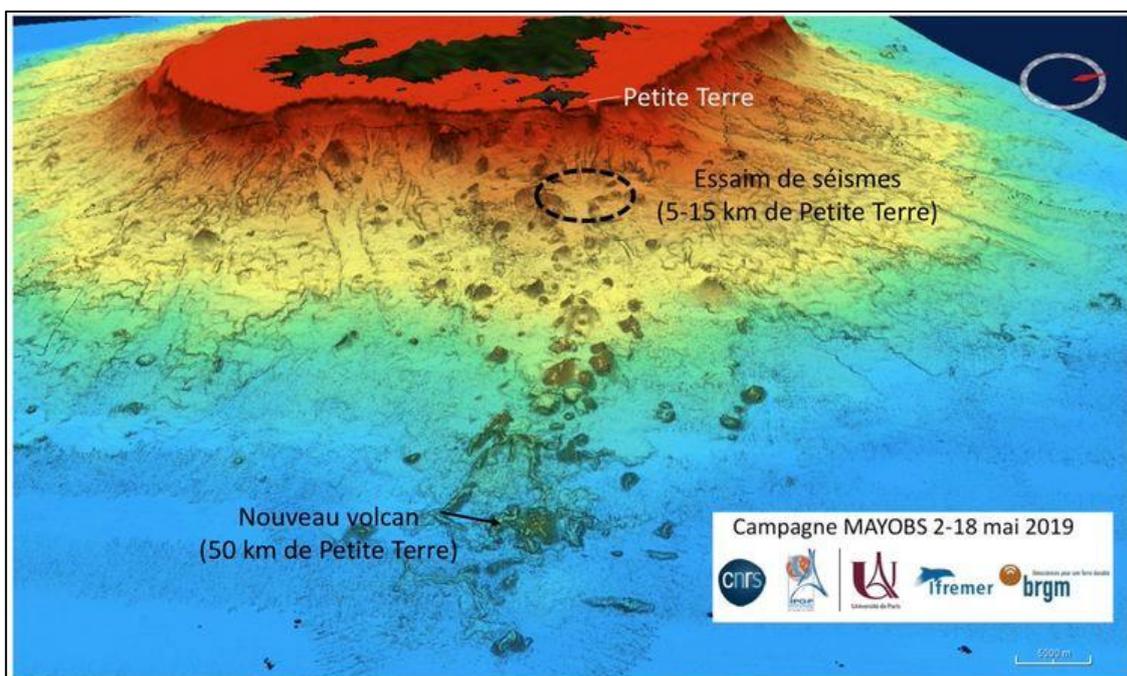


Figure 71 : Vue de la ride volcanique et des nombreux édifices qui la composent, qui s'étend à l'est de Petite Terre jusqu'au nouveau volcan apparu en 2018. Localisation de l'activité sismique qui s'est rapprochée de Mayotte entre mai et août 2018 (source : REVOSIMA).

Les campagnes océanographiques qui se sont succédées en 2019 et 2020 ont apporté des informations importantes concernant cette zone sismique active à proximité de Petite Terre. Elles ont mis en évidence la présence de structures volcaniques anciennes (dites du Fer à Cheval et de la Molaire) présentant des indices d'activités hydrothermales et volcaniques. Des mesures dans l'eau ont révélé de fortes anomalies chimiques en méthane dissous, pH, dioxyde de carbone et hydrogène, suggérant un phénomène de dégazage magmatique.

Par ailleurs, lors de la campagne océanographique Mayobs 2 en juin 2019, des échantillons de laves ont été récupérés par une drague dans cette zone du Fer à Cheval et de la Molaire (Bulletin du REVOSIMA n°11 du 16 au 31 décembre 2019). Certaines sont de composition phonolitique, similaire à celles des magmas émis par les appareils de Dziani et de la Vigie. Leur apparence très fraîche suggère un âge très récent qui semble confirmé par des datations réalisées par le Laboratoire Magmas et Volcans de l'Université Clermont Auvergne. D'après les résultats obtenus, ces laves auraient été émises depuis 2017 (Bulletin du REVOSIMA n°11 du 16 au 31 décembre 2019). Toutefois, ce résultat reste à confirmer puisque la morphologie et la topographie du fond marin dans cette zone ne semble pas avoir changé significativement depuis 2014. Il y a donc un faisceau d'indices concordants qui suggère une activité volcanique sous-marine en cours ou très récente, accompagnée d'une activité sismique, à environ 10 km à l'Est de Petite Terre.

Parallèlement à l'activité sismique et pour être complet, il faut mentionner que des déformations du sol ont été mesurées au niveau de Mayotte (Grande Terre et Petite Terre), avec un déplacement vers l'est de l'ordre de 20 cm et un affaissement (subsidence) de 10 à 20 cm selon les endroits (Bulletin REVOSIMA n°4 daté du 20/09/2019). Les travaux de modélisation suggèrent que ces déformations résulteraient de la vidange d'un réservoir magmatique situé entre 40 et 80 km à l'est de Mayotte et à une profondeur comprise entre 20 et 35 km (Briole, 2018).

D'un point de vue géothermique, la persistance d'une activité magmatique pendant plusieurs milliers d'années à proximité de Petite Terre est un élément positif car elle augmente la probabilité de mise en place d'intrusions hypo-volcaniques à quelques kilomètres de profondeur constituant des sources de chaleur potentielles pour le développement d'un système géothermique haute température.

4.3. MODÈLE CONCEPTUEL DE CIRCULATION PROFONDE DES FLUIDES

Un modèle conceptuel permet de synthétiser les principales observations et hypothèses de circulation des fluides dans un système géothermique, afin de préparer au mieux la modélisation géologique et la simulation hydrothermique dans le choix des objets, leur géométrie, la physique supposée et les équations à prendre en compte.

Petite Terre est constituée de roches volcaniques jeunes, d'âge compris entre 4000 et 7000 ans BP, fortement fracturées, ce qui est plutôt favorable au développement d'un système géothermique, bien qu'aucun indice de manifestations volcaniques en surface n'apparaisse. Seules les émanations gazeuses de la plage de l'aéroport et dans le lac Dziani sont des indices de remontée de fluide depuis un réservoir potentiel (Figure 72). La cartographie du flux gazeux sur la plage de l'aéroport laisserait penser qu'une structure de type zone de faille de direction N140°E, comme la famille principale des fractures, serait présente et permettrait cette remontée des gaz. Des suintements d'eau froide ont été observés par Traineau *et al.* (2006) et pourraient constituer une structure identique, moins bien développée, donc moins perméable, que la zone de faille précédente, et conjuguée à la première formant une mini-structure d'effondrement (Figure 72).

Le lac Dziani est situé au sommet de l'édifice volcanique éponyme et les émanations de gaz visibles en surface pourraient être facilitées par des conduits ou cheminées qui permettraient la remontée des fluides depuis le réservoir jusqu'en surface (Figure 72).

Le toit du réservoir serait situé à environ 1-1,5 km de profondeur (Figure 72) et serait maintenu à une température d'environ 250 °C, voire supérieure, grâce à une source de chaleur présente vers 12 km de profondeur, plus au sud-est.

Les fluides entrant dans le système pourraient être les eaux d'origine météorique de Petite Terre et l'eau de mer s'infiltrant par-delà de la barrière récifale (Figure 72). Cette barrière récifale est, par ailleurs, peu caractérisée, en particulier dans sa géométrie et sa perméabilité. Elle est décrite comme karstique (Lacquement *et al.*, 2013) et pourrait être le siège d'un mélange entre l'eau de mer et les fluides géothermaux, susceptible de rendre plus difficile leur détection en surface.

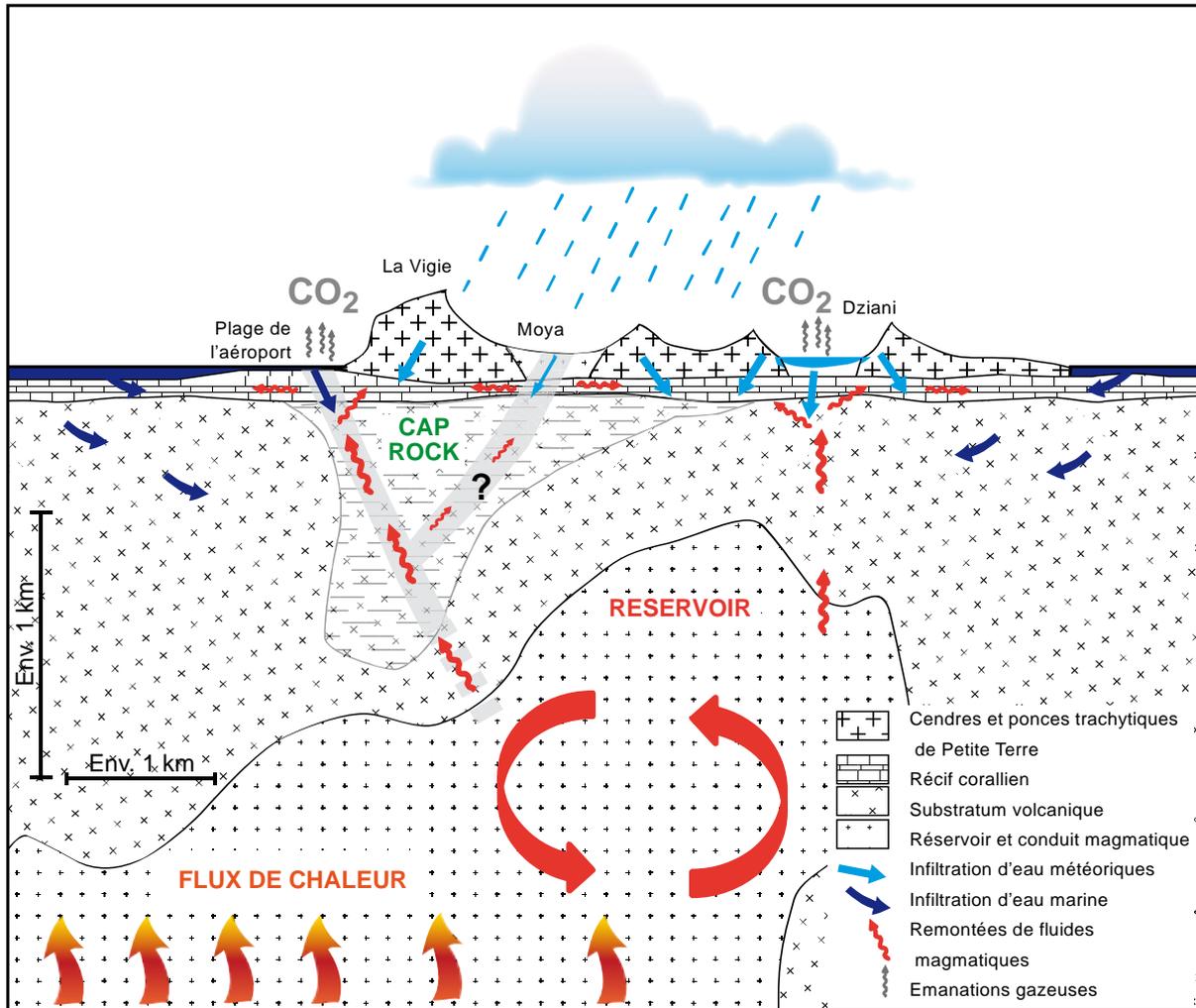


Figure 72 : Coupe N-S interprétative à travers Petite Terre, d'après Traineau *et al.* (2006) et suite aux résultats des nouvelles acquisitions faites dans le cadre du projet.

5. Construction des modèles et simulations numériques

5.1. MODÈLE GÉOLOGIQUE 3D

5.1.1. Données intégrées au modèle

Dans le but de construire un modèle géologique 3D, les données disponibles d'origines variées sont rassemblées (Tableau 14). Chaque type de données est complémentaire et leur confrontation permet d'améliorer la fiabilité du modèle et de le détailler à différentes échelles et différentes profondeurs.

Source	Propriété étudiée	Format
Relevés de terrain	Géologie	Carte géologique
Magnétotellurique - Station	Résistivité	Grille 3D
Magnétotellurique - Inversion	Gravimétrie	Grille 3D
Magnétotellurique - Aéroportée	Résistivité	Cartes 2D
Panneau électrique	Résistivité	Coupe

Tableau 14 : Tableau récapitulatif des différentes sources de données et leur format.

Données de surface

Ces données sont de deux natures. En premier lieu, il y a la carte géologique de Mayotte (Nehlig *et al.*, 2013). Les informations sur Petite Terre y sont cependant relativement peu variées. L'île est formée en surface quasiment exclusivement de formations scoriacées phréatomagmatiques, ainsi que de quelques zones où affleurent du basalte. Les différentes campagnes de terrain réalisées entre 2005 et 2008 (Traineau *et al.*, 2006 ; Sanjuan *et al.*, 2008) et en 2021, présentées ci-dessus, apportent, quant à elles, des informations plus riches car concentrées sur Petite Terre. Des directions d'alignement de structures principales, ainsi que des observations de gaz en surface permettent de contraindre le modèle. Ces données permettent de créer un volume sur les cinquante à cent premiers mètres environ.

Données profondes

Profil électrique

Un premier panneau électrique a été réalisé en 2007. Ce panneau traverse Petite Terre du nord au sud et s'étend jusqu'à environ 800 m de profondeur. Ce profil a déjà été interprété de façon à caractériser le sous-sol de l'île à moyenne distance (Pajot *et al.*, 2007).

L'investigation par panneau électrique est une méthode de sondage active. Un courant électrique est, en effet, injecté dans le sol au travers d'électrode, puis un voltmètre mesure la différence de potentiel obtenue. Plus les électrodes sont espacées et plus la profondeur d'investigation augmente. Le principe est donc de planter des électrodes à intervalle régulier

sur une ligne, et d'effectuer des mesures entre chaque combinaison possible. Cela permet de remonter à la résistivité électrique des roches traversées par le courant et de reconstituer un panneau 2D de résistivité qui est ensuite interprété en coupe géologique à partir des connaissances de terrain.

La résistivité, ou son inverse, la conductivité, est très sensible à la présence d'électrolyte, et donc, à la perméabilité et aux phénomènes de fractures ou d'altération. Ainsi, dans le cas présent, il devrait être possible d'identifier des zones de circulations de fluides, par des valeurs de résistivités très faibles.

Magnétotellurique

L'investigation par onde magnétotellurique consiste à utiliser le champ magnétique terrestre pour mettre en valeur des hétérogénéités du sous-sol. Les variations haute-fréquences du champ magnétique induisent un champ électrique, qui lui-même induit un champ magnétique secondaire, et ce sont les composantes de ce champ secondaire qui sont mesurées. À chaque fréquence correspond une profondeur d'investigation et en faisant varier la fréquence de mesure, la méthode permet de couvrir des profondeurs allant de quelques dizaines de mètres à la dizaine de kilomètres. À partir des composantes du champ magnétique, il est possible de remonter à une valeur de résistivité apparente. Cette démarche permet la construction d'une grille de résistivité.

Par ailleurs, en ajoutant des données complémentaires comme une grille d'anomalie de Bouguer, une autre inversion, cette fois-ci en densité, peut être réalisée. Le concept est le suivant : les données brutes de magnétotellurique permettent d'identifier différents corps en profondeur. À partir de cette grille de référence, différentes valeurs de densités sont assignées à chacun de ces corps jusqu'à obtenir un résultat qui colle au mieux à la carte d'anomalie. Il existe ainsi un très grand nombre d'inversions valables ; c'est pourquoi il est bon de recouper les données entre elles afin d'augmenter la confiance.

La campagne de 2021 a permis d'établir un bloc 3D sur l'ensemble de Petite Terre à partir d'une trentaine de stations, dont environ la moitié sur le lagon (Figure 65). L'inversion a permis d'obtenir des données de résistivités allant jusqu'à 12 000 mètres de profondeur.

Il existe également des données d'une campagne d'acquisition électromagnétique aéroportée menée en 2011. Cependant, ces données n'ont pas été sujettes à un traitement approfondi ; aussi l'utilisation de ces dernières a finalement été abandonnée dans le cadre de ce rapport.

5.1.2. Définition du modèle

À partir de la connaissance géologique, les unités suivantes ont été retenues :

- les roches volcaniques à l'affleurement ;
- la barrière récifale ;
- les roches détritiques terrigènes qui constituent le lagon ;
- le substratum volcanique ;
- le socle non caractérisé ;
- les cheminées de remontées volcaniques ;
- le réservoir ;
- la source de chaleur.

Il est à noter que ces deux derniers ne sont pas des unités géologiques à proprement parler, mais plutôt des zones où les propriétés géophysiques ont été jugées suffisamment différentes du reste de leur environnement pour être considérées comme des objets à part entière.

Ces différentes unités sont ensuite incluses dans une pile géologique où sont spécifiées les relations entre chaque formation et les formations sous-jacentes, afin de guider le logiciel dans la réalisation du modèle (Figure 73).

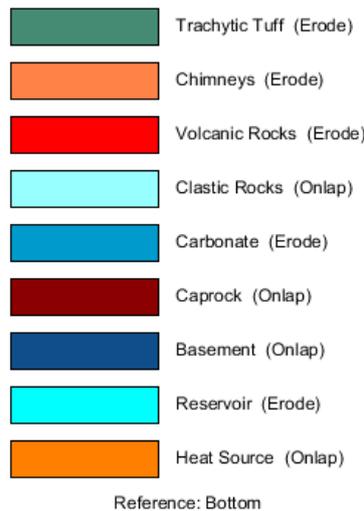


Figure 73 : Pile géologique utilisée pour le modèle 3D.

5.1.3. Utilisation des données magnétotelluriques

La grille de magnétotellurique étant un volume 3D sur lequel il est difficile de travailler directement, une série de coupes est réalisée en quadrillage à travers Petite Terre (Figure 74). C'est sur ces coupes que seront effectuées les interprétations qui permettront de contraindre des volumes.

L'observation des coupes montre un large volume fortement résistif par rapport au reste de l'encaissant, affichant des valeurs entre 30 et 60 Ohm.m⁻¹ (Figure 75). En se basant sur le modèle de référence (Figure 16), cette zone correspond au réservoir, altéré par la circulation de fluide géothermique. Il est ainsi possible d'en tracer les contours sur l'ensemble des coupes.

Par-dessus le réservoir se trouve la couverture, caractérisée par des valeurs de résistivités plus faibles, inférieures à 10 Ohm.m⁻¹. Sur les profils, il est difficile d'identifier nettement cette zone, la résolution étant basse et le signal probablement en partie perturbé par des infiltrations d'eau de mer depuis la surface. Il reste, cependant, possible d'observer une démarcation en résistivité entre la partie supérieure du substratum et la partie inférieure, dont la résistivité est légèrement plus élevée. Cette limite est tracée en rouge sombre sur la Figure 75. Elle correspond donc à la limite basale d'une partie du substratum possiblement partiellement argilisée par l'altération, et dont les niveaux les plus profonds contiendraient la couverture.

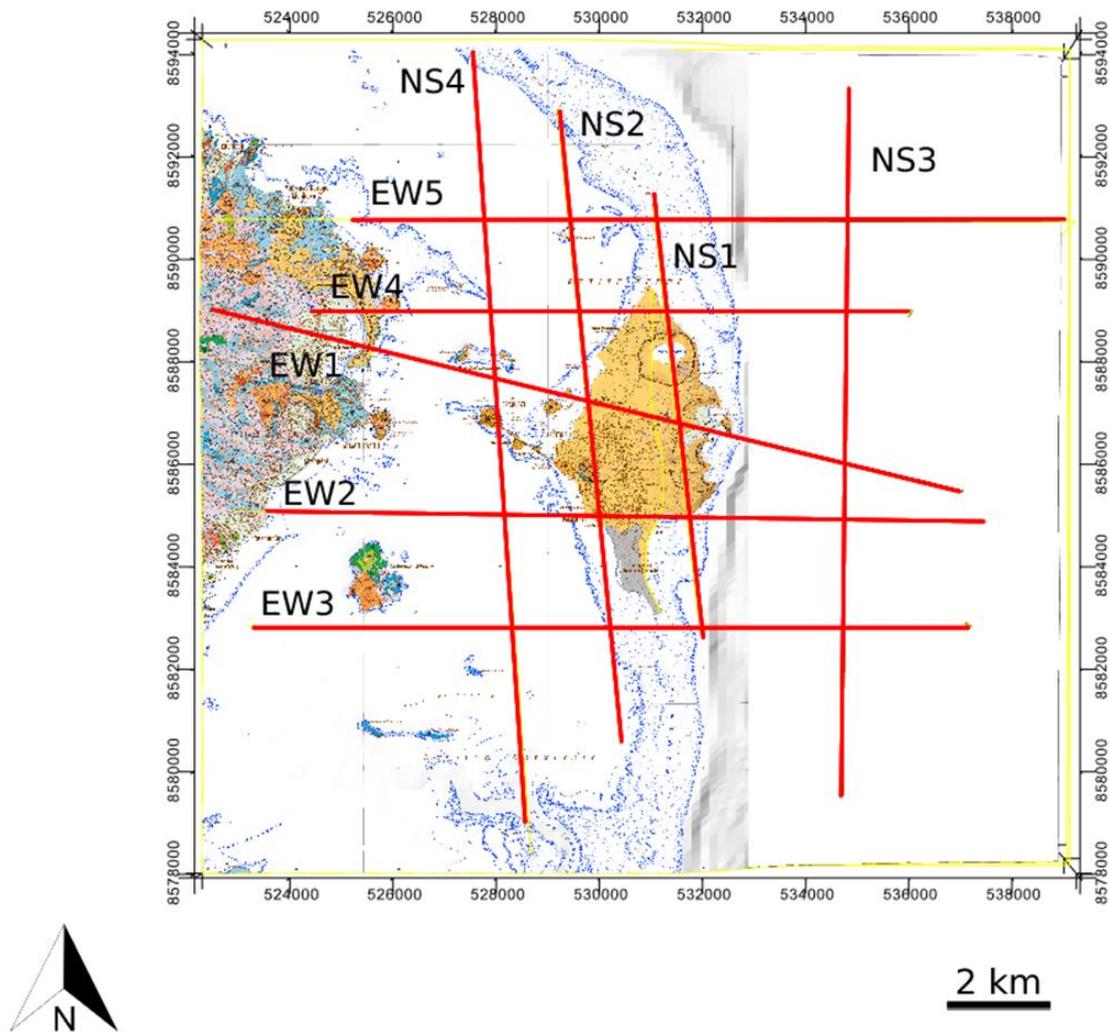


Figure 74 : Emplacement des différentes coupes utilisées pour tracer les limites des formations. EW1 présente une direction oblique pour correspondre à la coupe conceptuelle WNW-ESE de Traineau et al. (2006), qui a ainsi été intégrée dans le modèle.

Enfin, des valeurs de résistivités, de nouveau, très basses, inférieures à 10 Ohm.m^{-1} , sont enregistrées tout en bas de la grille, vers l'est. En replaçant encore une fois cela dans le cadre du modèle conceptuel de référence, il pourrait s'agir de la source de chaleur du système géothermique, située aux alentours des 12 km. Son toit est interprété sur les coupes (Figure 75), bien que la profondeur importante entraîne une grande incertitude sur la géométrie.

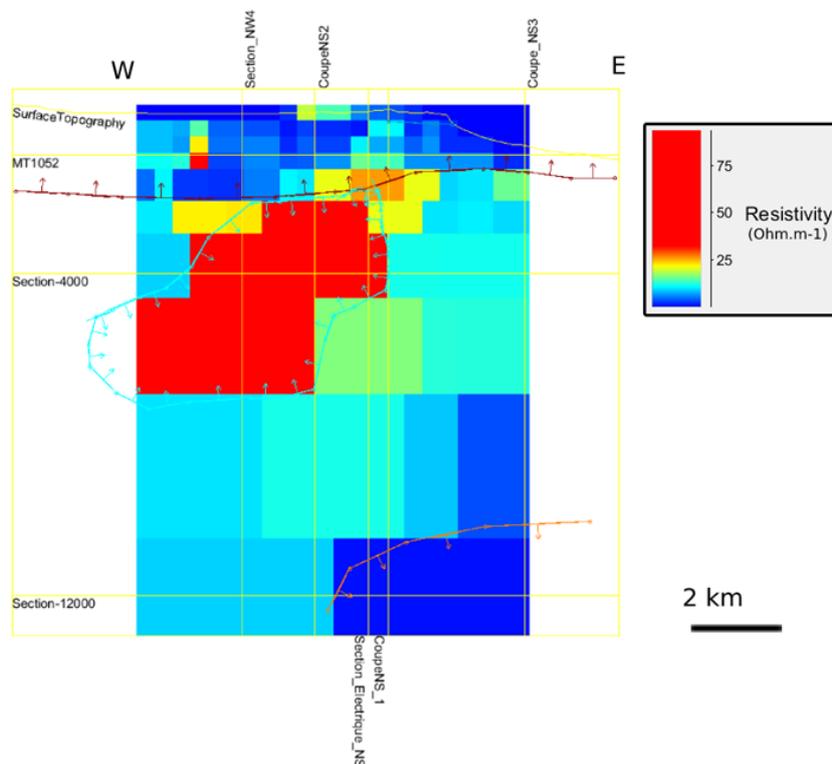


Figure 75 : Exemple d'interprétation de la coupe EW1 à partir de la grille de magnétotellurique. Les lignes tracées sont toujours les bases des formations. Ligne rouge sombre : Substratum. Ligne cyan : Réservoir. Ligne orange : Source de chaleur.

Ce travail d'interprétation permet de construire un modèle 3D comprenant les trois éléments principaux du système géothermique (Figure 76).

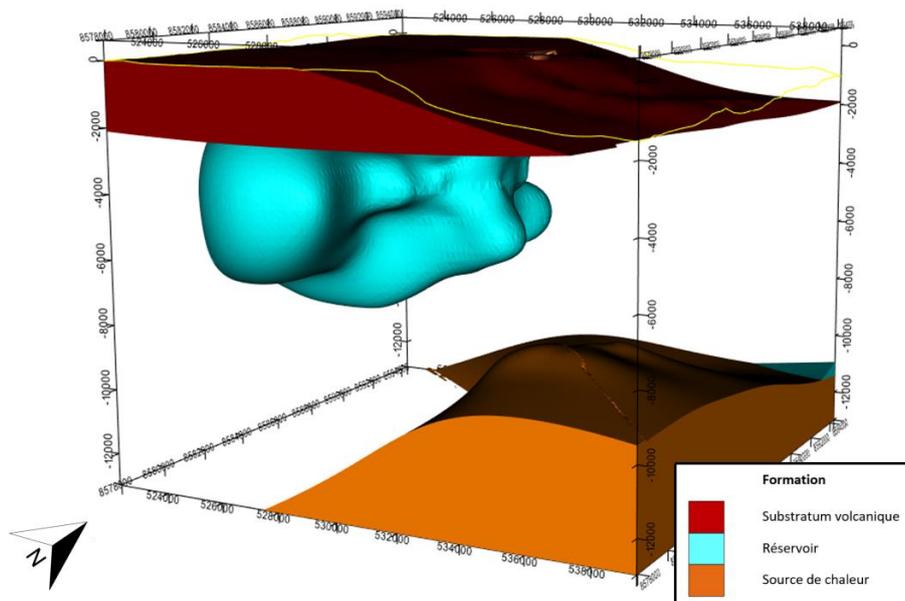


Figure 76 : Premier modèle obtenu en considérant uniquement les résultats de l'inversion magnétotellurique. Toutes les valeurs numériques sont en mètres.

Sur le terrain, des manifestations de surface ont été observées (Figure 81) :

- du dégazage de CO₂ au niveau de la plage de l'aéroport ;
- des remontées de CO₂ dans un puits au centre de l'île.

Ces observations indiquent l'existence probable d'une zone perméable passant par ces deux points, formant une direction N150°E. Il s'agit de la direction principale observée sur les affleurements de l'île et correspond également à la direction géodynamique régionale (Famin *et al.*, 2020).

Ces éléments permettent de tracer une faille sub-verticale passant par ces points et définissant une limite nord-est au réservoir dans le sous-sol (Figure 77) :

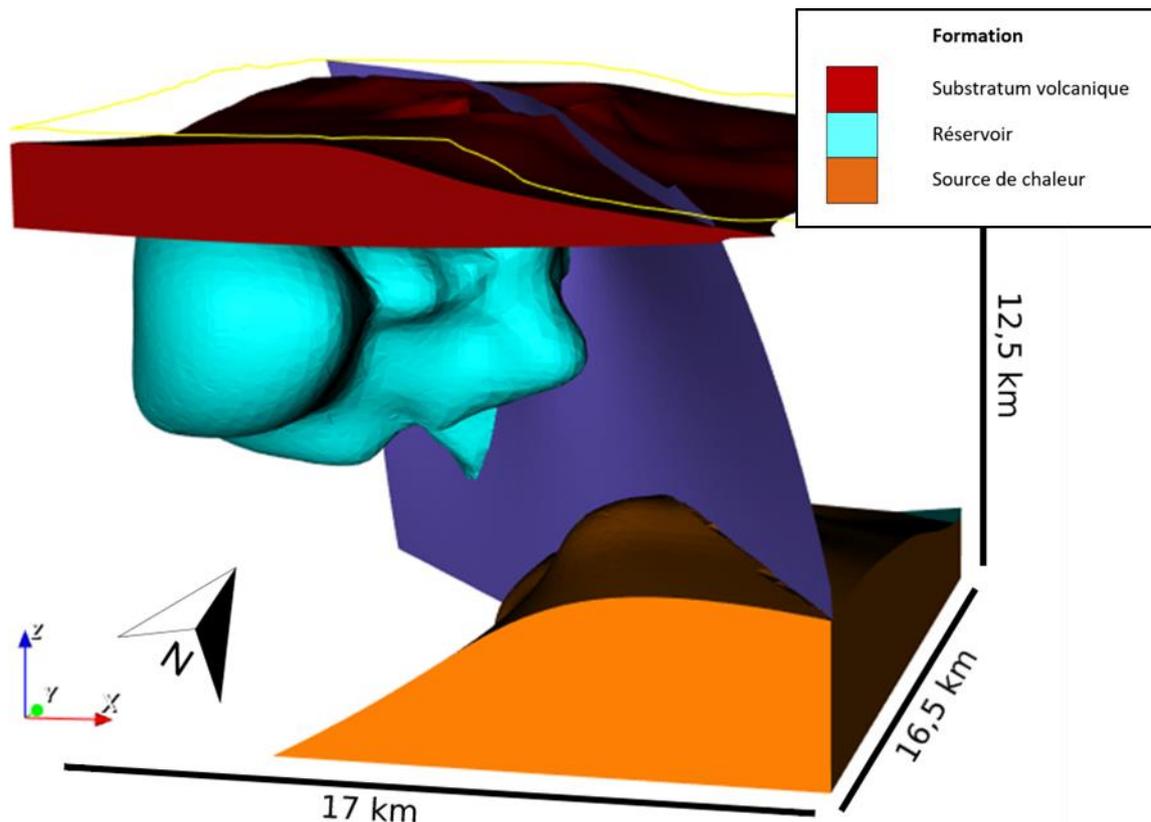


Figure 77 : Toujours le premier modèle auquel a été ajoutée une faille N150°E basée sur les observations de terrain. La confiance en la présence de cette faille demeure cependant faible à ce stade de la modélisation.

5.1.4. Intégration des données du panneau électrique

Dans le but de mieux définir le modèle en surface, des données de plus faibles profondeurs sont disponibles.

Comme expliqué précédemment, un profil électrique traversant l'île de part en part (Figure 78 et Figure 79) a été réalisé par la première campagne géophysique (Pajot *et al.*, 2007), puis a été complété par une seconde série d'acquisitions (Sanjuan *et al.*, 2008).



Figure 78 : Localisation du profil électrique (Sanjuan et al., 2008).

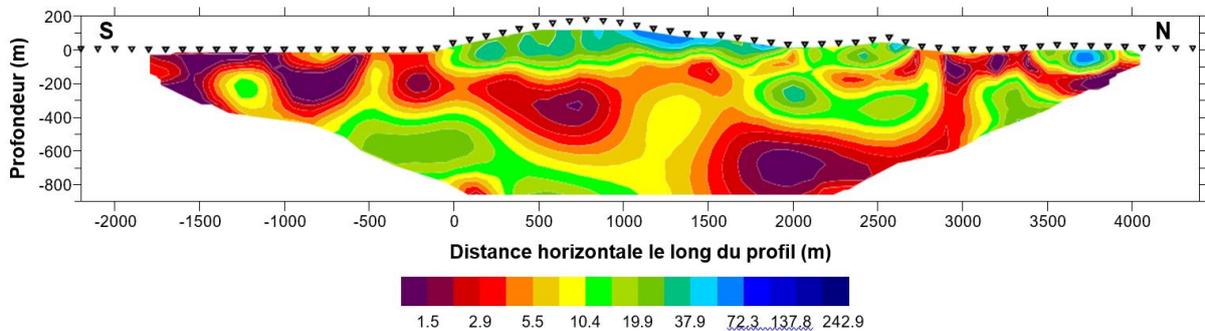


Figure 79 : Résultat de l'inversion en résistivité (Ohm.m-1) du profil électrique (Pajot et al., 2007).

Une première interprétation avait déjà été effectuée, mais elle n'était pas suffisamment complète pour être intégrée telle quelle au modèle (Figure 80). Au regard des données récentes, une nouvelle interprétation est proposée, en prenant en compte les formations identifiées.

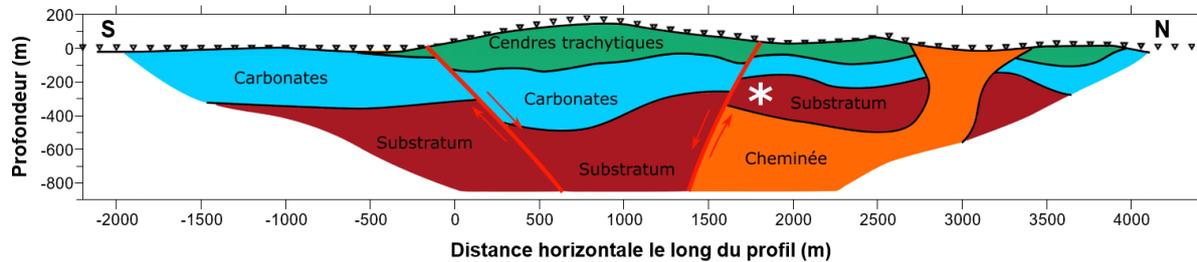


Figure 80 : Nouvelle interprétation du profil électrique précédent.

Cette interprétation concorde avec l'architecture globale de Petite Terre, où du matériel volcanique vient traverser les carbonates pour se déposer par-dessus et former l'île. La partie supérieure est donc constituée de cendres et tufs trachytiques résistifs. En dessous, la plateforme carbonatée est conductrice, en raison de la très forte circulation d'eau et en particulier des intrusions salines qui font baisser les valeurs de résistivité. La zone du lac Dziani présente une résistivité faible. Cette zone se propage très clairement en profondeur. Or, le lac Dziani est un maar créé par phréatomagmatisme. Il est donc raisonnable de penser que cette zone de résistivité faible soit un conduit de circulation de fluide. Une zone de faible résistivité, qui serait à relier à une zone de forte perméabilité, pourrait, d'une part, expliquer la remontée de magma, et d'autre part, la circulation postérieure d'eau qui engendre l'hydrothermalisme permettant l'altération des roches magmatiques, et donc une résistivité faible.

La forme arrondie résistante identifiée par l'astérisque blanche sur la Figure 80 serait *a priori* un morceau de substratum magmatique pris entre les remontées volcaniques et n'étant pas directement lié aux cendres de résistivités similaires observables en surface.

Sur le profil, deux failles peuvent être interprétées. La première au sud est dans l'alignement de celle interprétée précédemment à partir des données de terrain. Cela vient ajouter un argument supplémentaire à sa présence, qui n'était auparavant supposée que par la présence d'émissions gazeuses. La seconde faille interprétée présente un pendage vers le sud-ouest pour venir former un petit graben au milieu de Petite Terre. Afin de tracer cette faille sur la carte, il est nécessaire, cependant, de trouver un autre point d'ancrage.

Lors d'une des premières campagnes de terrain (Traineau *et al.*, 2006), un point de suintement d'eau avait été observé au niveau de la pointe d'une des anses de la plage de Moya (Figure 81). Cependant, un éboulement avait rendu la zone inaccessible, si bien que la seconde campagne de terrain de 2021 n'a pas pu confirmer et mieux définir cette zone. Malgré tout, en considérant qu'il s'agit de la même zone de faille que celle définie sur la coupe (Figure 80), sa direction N140 apparaît cohérente avec celle au sud et avec le contexte géodynamique (Famin *et al.*, 2020 et Figure 81). La confiance en cette structure reste, cependant, relativement faible.



Figure 81 : Emplacement des indices de perméabilité verticale permettant de placer les traces des deux failles. Les points en rouge indiquent l'emplacement des failles sur le profil électrique.

Ces points donnent une orientation aux failles. Afin de les modéliser dans le GeoModeller, il faut fournir un pendage au logiciel. À partir des pendages apparents observés sur la coupe (Figure 80) et de l'angle supposé par rapport à l'azimuth des failles, récupéré grâce aux points d'observation en surface (Figure 81), il est possible de donner au modèle un pendage réel avant de créer les surfaces en 3D (Figure 82).

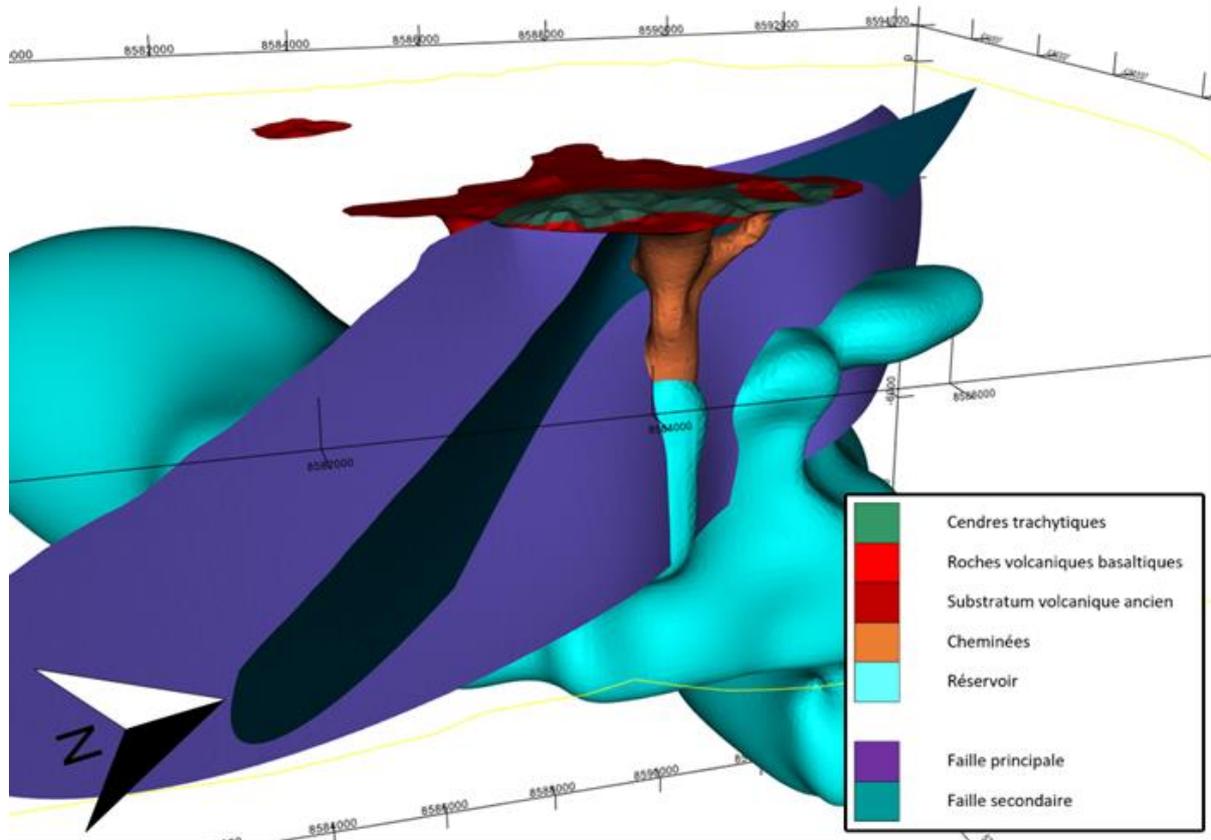


Figure 82 : Capture d'écran des deux failles normales modélisées sous Petite Terre.

Il est à noter que d'autres cheminées ont été ajoutées, par rapport au modèle précédent, dans le but de relier le réservoir aux zones connues d'éjection de matériel (à savoir les cratères), suivant le principe des observations faites sur le profil électrique.

5.1.5. Intégration de l'inversion gravimétrique

Comme expliqué dans la présentation des méthodes (section 5.1.1), une grille de magnétotellurique inversée en densité est également disponible.

Étant donné que le résultat de l'inversion est dépendant des mêmes signaux magnétotelluriques que l'inversion en résistivité, il n'est pas surprenant de retrouver les mêmes tendances globales. Cela étant, cette inversion permet de mieux déterminer les contacts et, en la comparant avec la grille en résistivité, d'affiner un peu plus les contours du réservoir.

Par ailleurs, les résultats en surface montrent une anomalie négative entre les deux failles interprétées formant un petit graben. La direction principale reste toujours la même, ce qui apporte un élément de plus à la présence de ces failles qui n'apparaissaient pas sur l'inversion en résistivité (Figure 83).

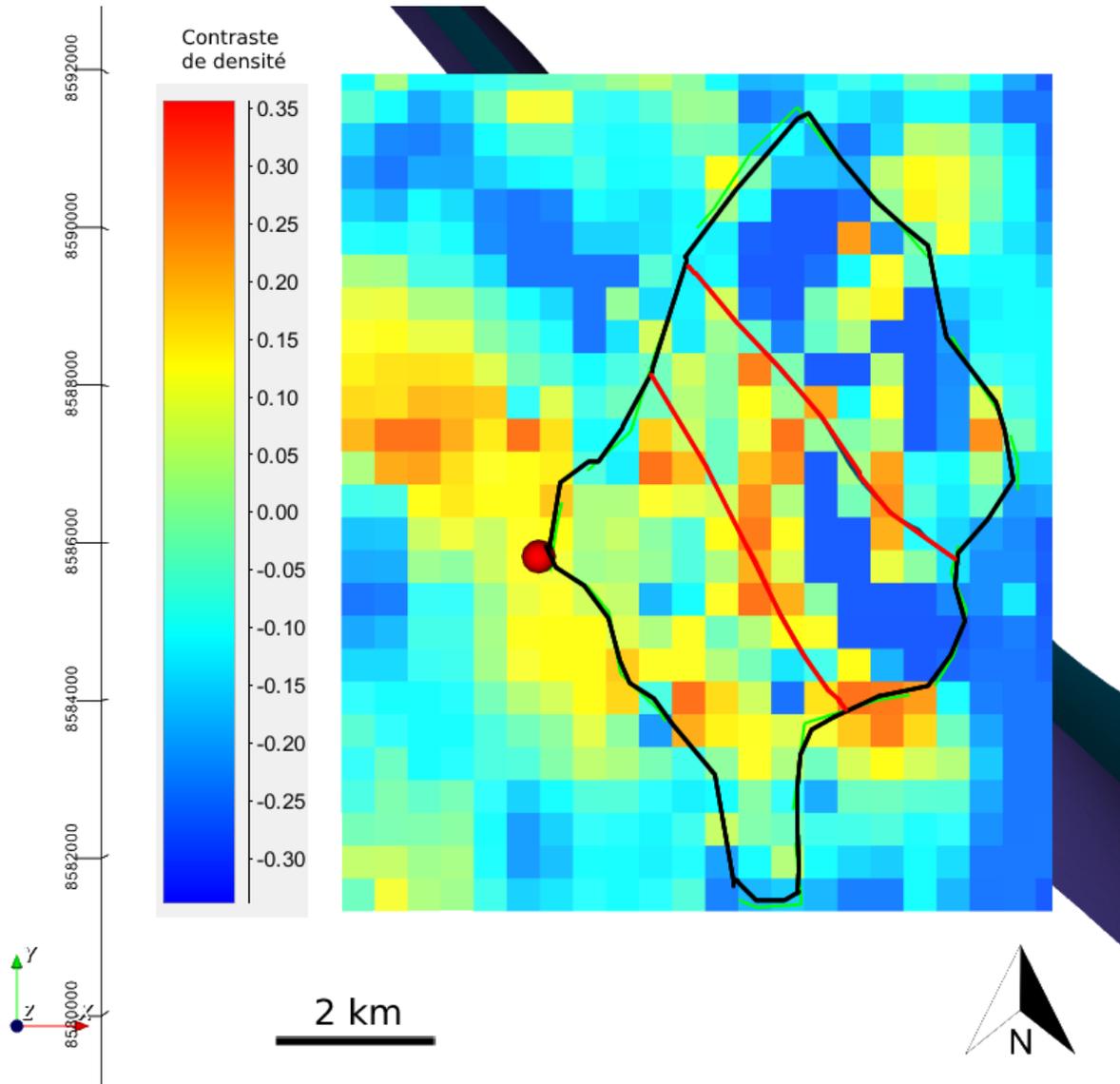


Figure 83 : Grille de densité en surface, avec le contour de Petite Terre en noir et la trace des failles en rouge. Une anomalie négative est observée entre les deux failles, ce qui peut constituer une zone d'effondrement.

5.1.6. Modèle final

Les données de géophysique ont permis de placer un réservoir, une source de chaleur, la base du substratum volcanique, ainsi qu'un certain nombre de zones de plus fortes perméabilités verticales (cheminées) reliant ledit réservoir aux zones d'éjection de matériel en surface. Ces zones correspondent probablement à des milieux relativement fracturés, les deux grands cratères du Lac Dziani et de la Vigie se situant, par ailleurs, dans l'alignement de la direction de déformation principale N150°E. Le profil électrique a également permis de discriminer les roches volcaniques entre les zones plus denses de roches se rapprochant du basalte et les cendres trachytiques résistives, présentes autour des maars.

La combinaison de l'ensemble des données a, quant à elle, servi à placer, à des degrés de confiance variables, deux failles d'orientation N150°E, la plus au sud étant relativement sûre tandis que des incertitudes demeurent sur celle au nord.

Suite à ces étapes d'interprétation, le modèle subit une phase de mise en cohérence globale où de nombreuses modifications sont réalisées pour coller au mieux à la réalité. Parmi celles-ci, le positionnement de la barrière corallienne qui entoure Mayotte est modifié. Dans les premiers modèles, cette dernière avait été représentée selon le modèle d'île volcanique plus classique où les récifs viennent s'accrocher à la pente du volcan. Il s'avère que cette représentation ne s'applique pas à Mayotte, dont l'activité volcanique est irrégulière et la subsidence peu importante. Dans ce système où l'érosion est donc dominante, la barrière vient s'installer sur une surface plane. Dans notre modèle, elle est placée sur les coupes en utilisant une rupture de pente visible à partir de la topographie (Figure 84) comme point d'ancrage. Sa structure et son épaisseur sont peu documentées, mis à part le panneau électrique de 2007. Une inversion dans ce sens des données MT aéroportées aurait pu permettre d'apporter des éléments de réponse, mais les résultats n'ont pas pu être fournis à temps pour être intégrés dans le modèle.



Figure 84 : Emplacement de la rupture de pente qui a servi de point de référence pour placer la base de la barrière corallienne, sur la coupe EW3 (Figure 9), Ouest à gauche.

Une dernière cheminée a également été ajoutée dans le sud de l'île, afin d'expliquer une forte valeur sur la magnétotellurique à cet endroit-là, qui corrobore également avec des expulsions de scories visibles en surface (Figure 85).

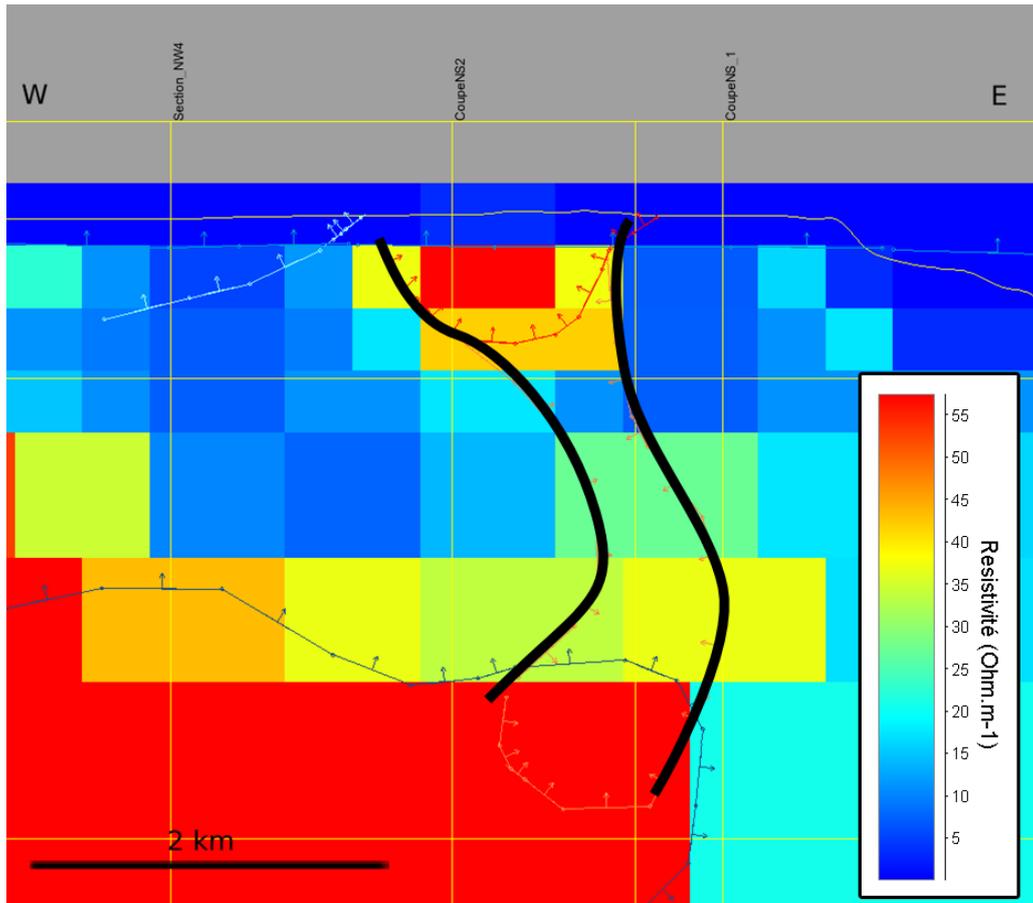


Figure 85 : Coupe EW2 (voir Figure 9) qui met en lumière une potentielle zone de remontée de matériel. Les traits oranges marquent les limites de cette "cheminée".

Le modèle géologique est alors globalement finalisé (Figure 86). Il est conforme en surface à la carte géologique et respecte les géométries générales observées. Quelques simplifications ont été effectuées, notamment le choix d'assimiler l'ensemble de la partie de Grande Terre comprise dans le modèle à du substratum volcanique, bien qu'en réalité la zone soit recouverte de coulées mineures plus récentes. Étant donné que le projet se concentre avant tout sur Petite Terre, les approximations sur le bord du modèle ne présentent pas d'importance majeure. Il en va de même pour la géométrie du réservoir, qui est bien sûr grandement extrapolée là où les données sont absentes.

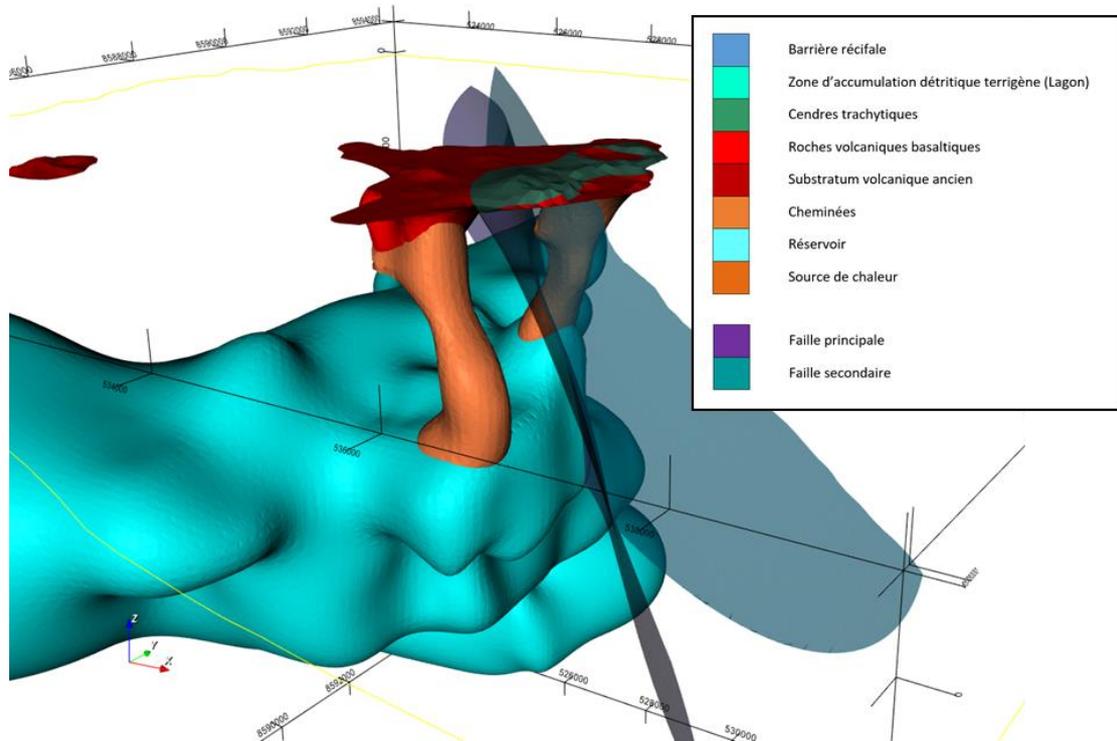
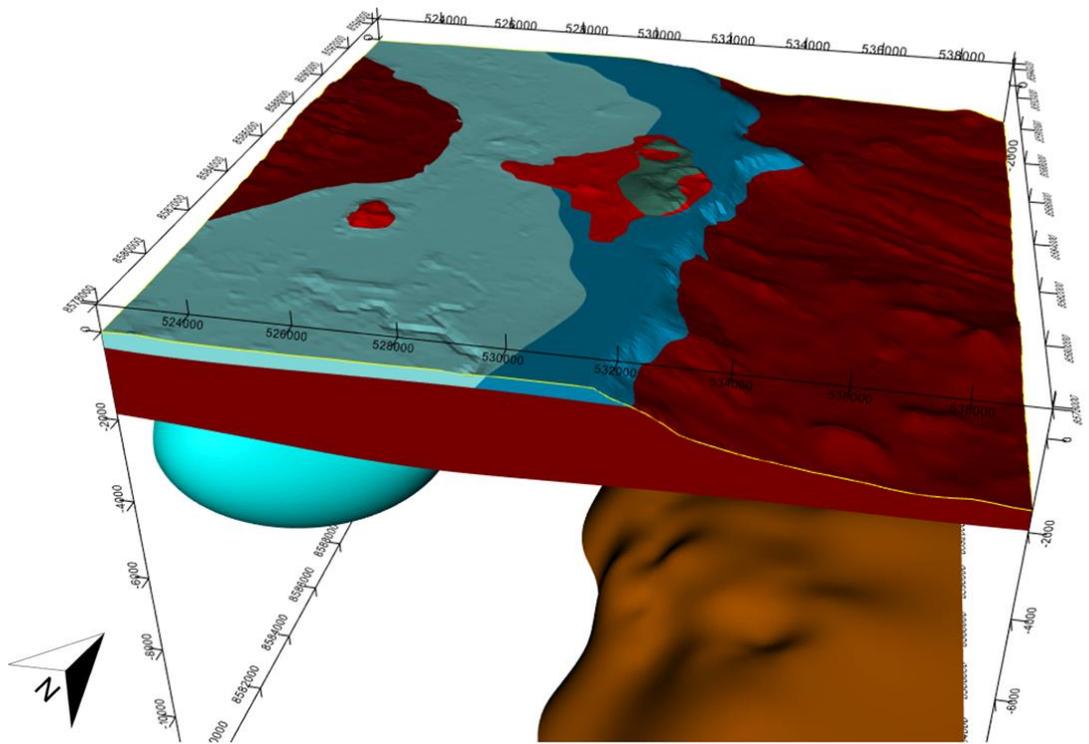


Figure 86 : Modèle final. Sur la deuxième image le substratum et les parties plus superficielles ont été masquées pour une meilleure vision des failles et des cheminées. Les valeurs numériques affichées sont en mètres.

Le modèle géologique 3D finalisé, la partie suivante consiste à réaliser un modèle hydrothermique. Cette étape permet de déterminer les comportements des flux de chaleurs selon la géométrie créée, afin d'estimer la région la plus favorable à l'implantation d'un premier puits.

5.2. SIMULATIONS HYDROTHERMIQUES

5.2.1. Construction et paramétrisation du modèle

Une fois le modèle géologique construit avec Geomodeller, celui-ci doit être exporté et maillé afin de pouvoir réaliser des simulations hydrothermiques avec le code ComPASS.

Dans ce cas, un maillage non-structuré utilisant des éléments tétraédriques a été produit à l'aide du code SALOME. L'utilisation d'un tel maillage a notamment la vertu de pouvoir respecter au mieux la complexité inhérente aux éléments du modèle géologique (exemple : courbure des failles). Au sein de ce maillage, des sous-groupes d'éléments ont été identifiés afin de pouvoir appliquer des conditions limites ainsi que de pouvoir définir les paramètres hydrauliques et thermiques des différents éléments composant le modèle géologique (Figure 87). Ces groupes d'éléments correspondent à des ensembles :

- de cellules (tétraèdres) qui correspondent, par exemple, au réservoir géothermique ou aux lithologies (substratum volcanique, barrière récifale...);
- de faces qui correspondent, dans ce cas, aux zones fracturées et à la surface (émergée) de l'île de Petite Terre;
- de nœuds avec, comme exemple, l'océan.

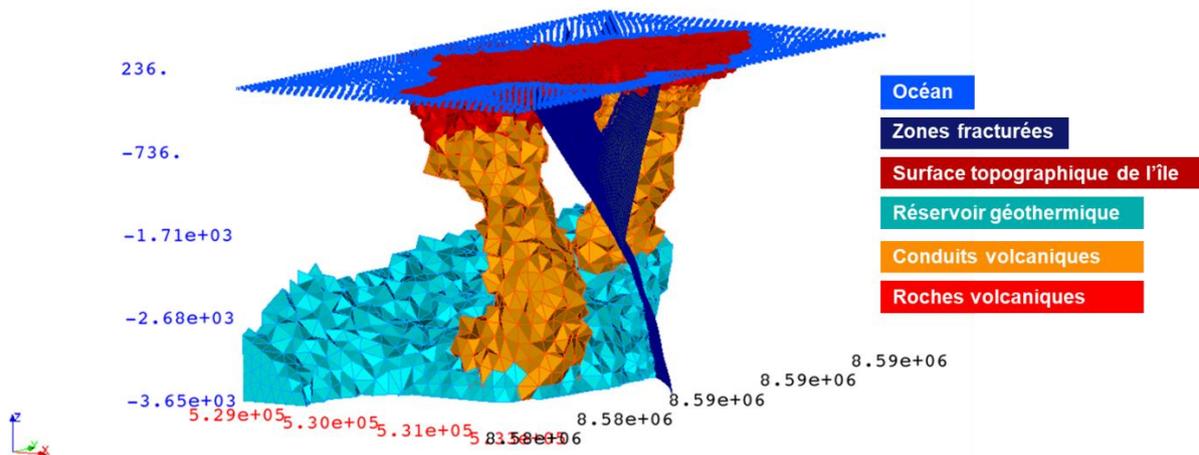


Figure 87 : Maillage du modèle avec certains groupes d'éléments (1D, 2D et 3D) utilisés dans les simulations hydrothermiques (ComPASS).

Ces informations sont ensuite utilisées dans le code ComPASS comme conditions limites ainsi que pour attribuer les paramètres hydrauliques et thermiques. Les paramètres utilisés pour la simulation initiale sont synthétisés dans le tableau suivant (Tableau 15) :

Formation	Porosité	Perméabilité (m ²)	Source
Barrière récifale	0,30	2,00E-10	Lam (1974)
Zone d'accumulation détritique terrigène (Lagon)	0,30	6,00E-10	Lam (1974)
Cendres trachytiques	0,34	4,00E-14	Navelo <i>et al.</i> (2018)
Roches volcaniques basaltiques	0,23	1,00E-15	Navelo <i>et al.</i> (2018)
Substratum volcanique ancien	0,03	6,00E-18	Navelo <i>et al.</i> (2018)
Cheminées	0,22	2,00E-14	Navelo <i>et al.</i> (2018)
Réservoir	0,22	2,00E-14	Navelo <i>et al.</i> (2018)

Tableau 15 : Paramètres hydrauliques utilisés dans le modèle hydrothermique initiale.

Concernant les zones fracturées, la perméabilité initiale est de 1.10^{-12} m² et l'épaisseur de 20 m.

Les conditions limites appliquées pour la simulation initiale sont les suivantes :

- dirichlet pour l'océan (pression de 1 bar et une température de 20 °C) ;
- neumann flux de chaleur à la base du modèle de $0,213 \text{ W.m}^{-2}$; cette valeur a été appliquée afin d'obtenir une température au toit du réservoir de l'ordre de 250 °C, valeur estimée à partir de l'étude des géothermomètres ;
- application d'une condition atmosphérique (flux lié aux précipitations) à la surface de l'île.

La température et la pression au toit du modèle 3D, représentant la surface topographique et l'océan, sont celles existantes dans les conditions atmosphériques réelles. En effet, la pression atmosphérique $P_{\text{atm}} = 1 \text{ bar}$ ne varie pas significativement entre la surface de la mer et celle du plus haut sommet du modèle. On considéra, de plus, que l'effet de l'altitude reste négligeable sur la température atmosphérique.

À la base de l'océan, une pression hydrostatique et une température sont appliquées en évoluant linéairement avec la hauteur d'eau jusqu'à atteindre la pression atmosphérique et la température de surface. De même, une pression hydrostatique et une température variant linéairement avec la profondeur est appliquée sur toute la hauteur du modèle. À noter qu'à la surface du modèle, un flux d'eau est appliqué et est équivalent à la moyenne des précipitations annuelles (données météorologiques obtenues à partir de relevés de stations).

Les simulations réalisées dans la suite de l'étude démarrent à partir d'un état d'équilibre calculé sur un temps long, lui-même calculé à partir des conditions initiales décrites ci-dessus. Enfin, il est à noter qu'en première approximation, les simulations présentées par la suite ne considère pas l'influence de la salinité ; seuls les effets thermo-hydrauliques sont pris en considération.

5.2.2. Simulations initiale de référence

À l'issue des étapes d'initialisation et des paramètres appliqués (voir ci-dessus), un premier état du système est obtenu. Ces résultats sont présentés dans les figures suivantes (Figure 88 et Figure 89).

La Figure 88 montre l'état initial obtenu d'un point de vue de l'état de saturation. Au sein de la partie émergée de l'île, une zone non-saturée s'est développée. Cette zone non-saturée résulte de l'équilibre avec l'océan et du flux d'eau apporté par les précipitations.

La Figure 89 montre l'état initial obtenu d'un point de vue hydraulique et thermique, et permet, notamment, d'observer la dynamique du système en profondeur. L'image de gauche permet d'observer les phénomènes convectifs qui se mettent en place au sein des zones fracturées. La Figure 90 montre, notamment, que ces phénomènes convectifs sont directement en lien avec la présence du réservoir puisque ces phénomènes sont au droit de l'intersection entre le réservoir et la zone fracturée principale. Ces flux convectifs ascendants résultent, principalement, en des perturbations du champ thermique avec des températures relativement élevées à moins de 1000 m de profondeur. Dans cette configuration, on notera la présence de deux anomalies thermiques positives principales et remontant au-dessus de 1000 m de profondeur au sein de la zone fracturée principale (Figure 89). Cette perturbation peut être appréciée dans l'image de droite où l'on peut observer une différence de température (perturbation du champ thermique au contact de la faille) au sein du domaine matriciel environnant qui est moins perméable et dominé par la conduction.

La présence des deux anomalies thermiques positives peut être visualisée au sein de la Figure 91 qui montre le champ de température obtenu à 500 m de profondeur. Sur cette image, on peut remarquer que l'une de ces anomalies est localisée au nord-ouest de l'île (offshore) et l'autre, au centre de l'île.

En conclusion, des résultats de cette simulation initiale, il est à noter que nous retrouvons les hypothèses de fonctionnement faites lors de l'édification du modèle conceptuel avec, notamment, la remontée de fluides géothermaux au travers des zones fracturées à partir du réservoir situé en profondeur.

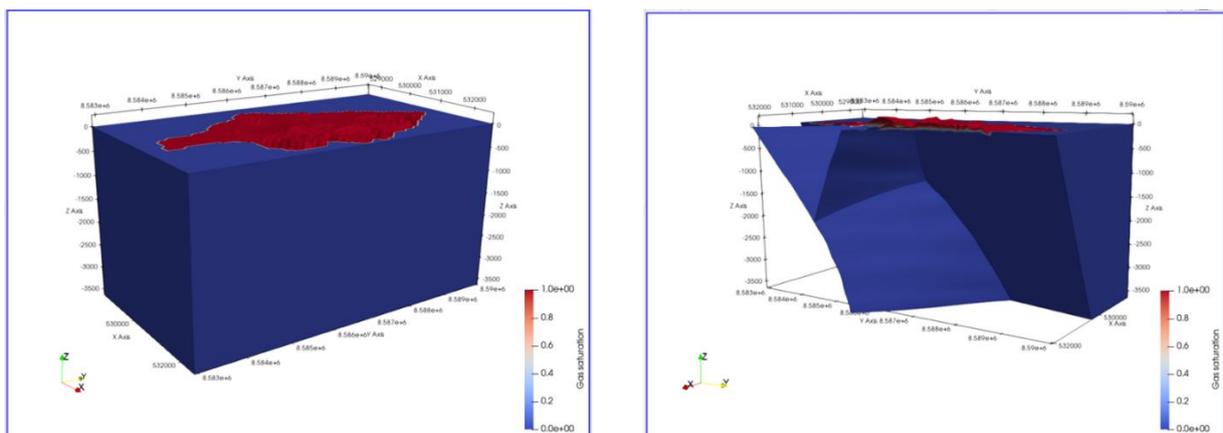


Figure 88 : État initial avec différenciation zone non saturée (île) et zone saturée (océan et sous le niveau de la mer), l'échelle représente la saturation en gaz. À gauche : Ensemble du domaine 3D modélisé. À droite : Coupe au sein du domaine 3D faisant apparaître les zones fracturées.

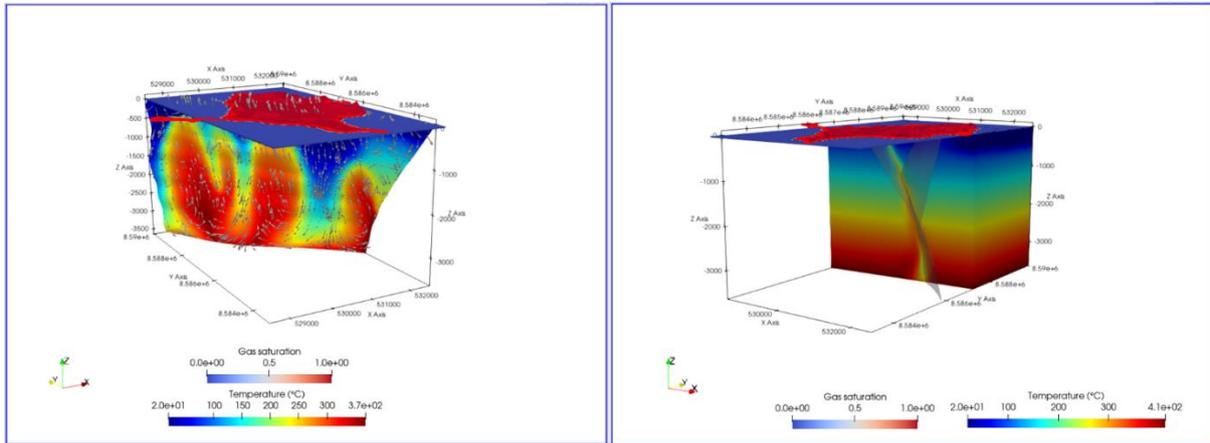


Figure 89 : À gauche : Champ de température (°C) simulée dans les zones fracturées et les vecteurs correspondant aux flux de masse. À droite : Champ de température (°C) dans la matrice avec une coupe passant par la zone fracturée.

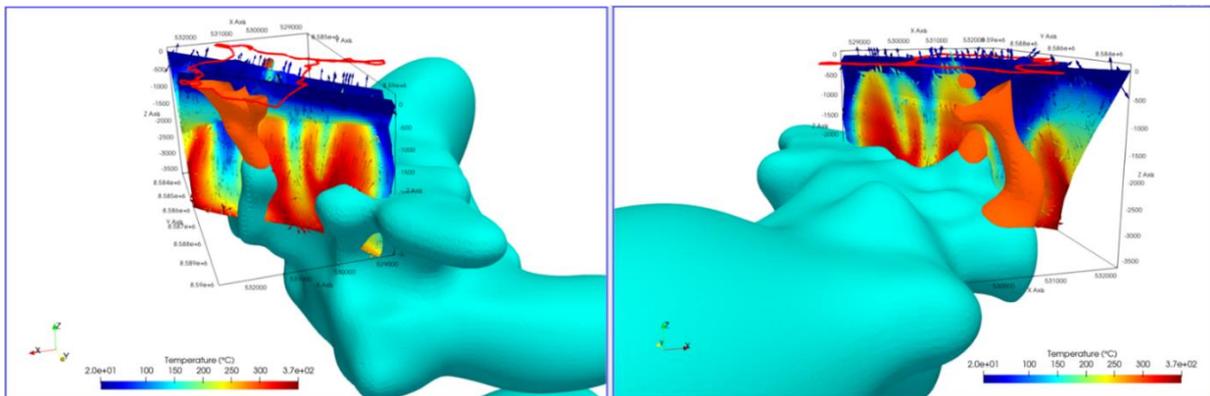


Figure 90 : Champ de température au sein des zones fracturées (notamment de la zone fracturée principale) et corrélation avec la disposition des éléments composant le modèle : réservoir et cheminées.

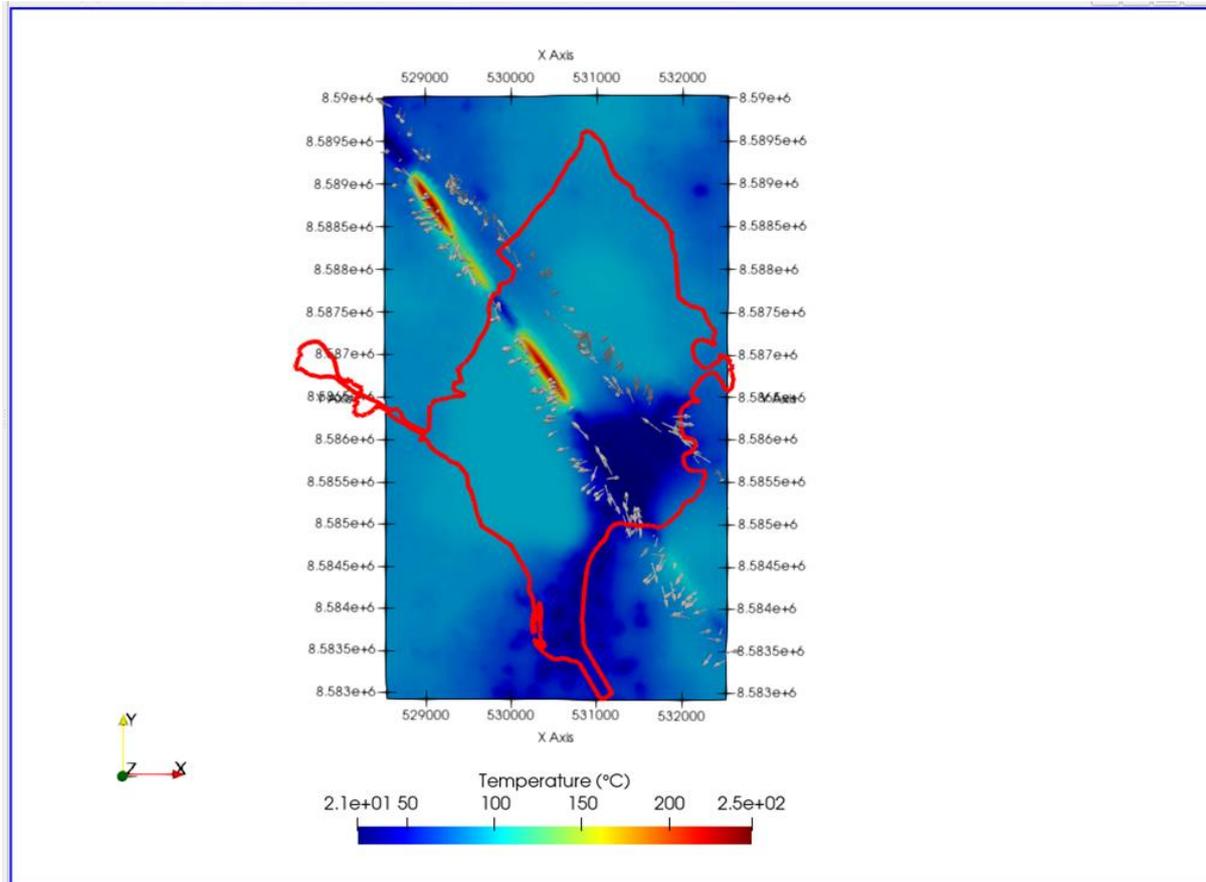


Figure 91 : Coupe à 500 m de profondeur montrant le champ de température (°C).

5.2.3. Étude paramétrique

Comme mentionné dans les paragraphes précédents, ces simulations ont pour objectif de donner une première image 3D du fonctionnement du système hydrothermal par l'intégration du rôle supposé des différentes structures identifiées. Les différentes simulations réalisées permettent de tester différentes hypothèses (rôle des éléments) et d'appréhender l'impact des incertitudes liées aux paramètres de ces structures qui sont à ce stade inconnus.

En effet, certains paramètres, comme la perméabilité des zones fracturées, sont définis, à ce stade, à partir d'informations recueillies au sein de la bibliographie et donc sans être contraints par de véritables données de terrain. Or, ces valeurs peuvent fortement varier en fonction du contexte. Il est donc nécessaire d'étudier l'impact des variations des valeurs de ces éléments sur la dynamique du système étudié et sur la répartition de la chaleur au sein de celui-ci. De plus, du fait du stade actuel de connaissance, plusieurs hypothèses de fonctionnement sont plausibles et doivent être testées. Ainsi, une étude de sensibilité est réalisée en considérant plusieurs jeux de paramètres.

Les paramètres testés lors de cette étude sont la perméabilité des différentes zones fracturées, la perméabilité de la barrière corallienne et l'impact du flux de chaleur. La « zone fracturée principale » est celle la plus au sud sur la Figure 87, la « faille secondaire » est celle la plus au nord.

Le récapitule les paramètres qui varient et l'étendue de leur variation.

Paramètre	Variations
Perméabilité de la zone de faille principale (m^2)	1.10^{-11} - 1.10^{-13}
Perméabilité de la zone de faille secondaire (m^2)	1.10^{-11} - 1.10^{-16}
Perméabilité de la barrière corallienne (m^2)	2.10^{-9} - 2.10^{-11}
Flux de chaleur ($W.m^{-2}$)	0,1 - 0,213

Tableau 16 : Gamme de valeurs pour les différents paramètres testés.

Afin d'avoir des paramètres de contrôle objectifs et de pouvoir comparer l'ensemble des différentes simulations effectuées, les températures maximales et moyennes enregistrées, sur des sections horizontales aux profondeurs 250 m, 500 m, 750 m et 1000 m ont été utilisées.

5.2.4. Résultats de l'étude paramétrique

Effet de la perméabilité des failles

La Figure 92 présente l'impact de la perméabilité de la zone de fracturation sur la température.

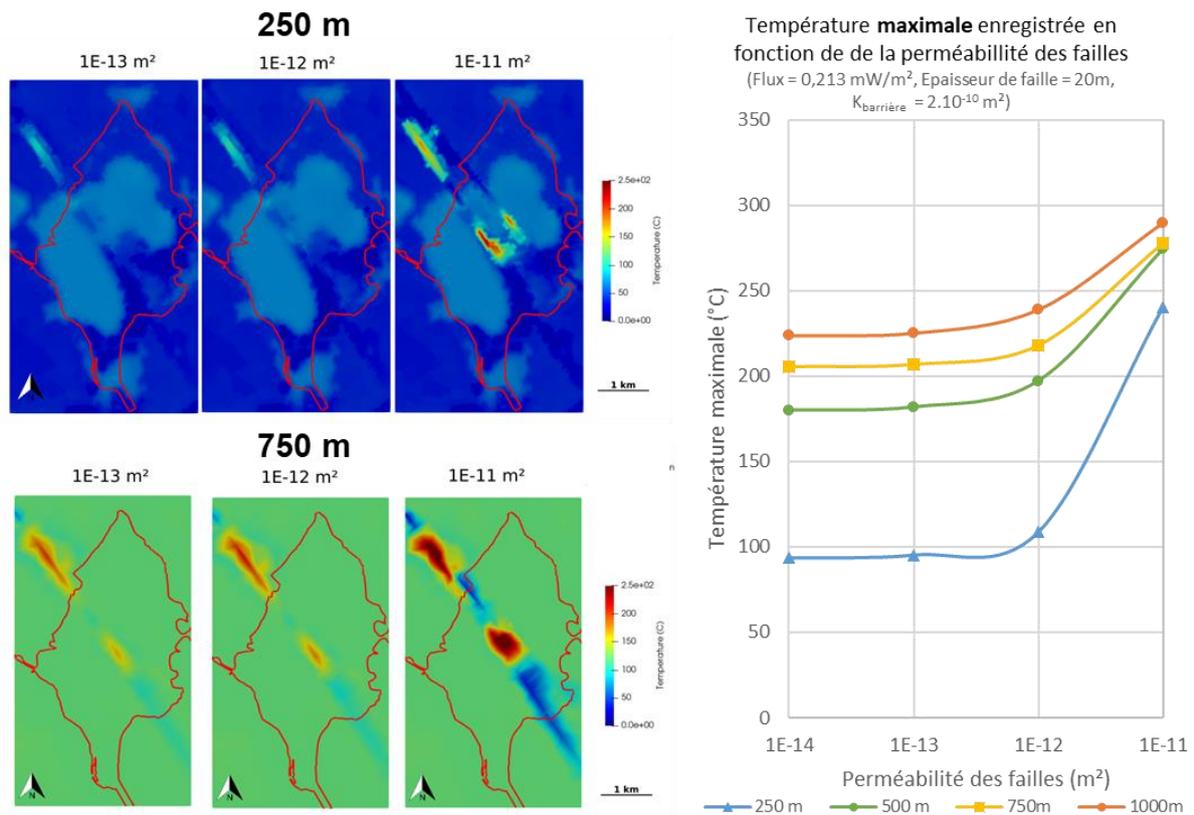


Figure 92 : À gauche : Carte de température à 250 m et 750 m de profondeur pour différentes valeurs de perméabilités de la zone de faille. À droite : Évolution de la température maximale à différentes profondeurs en fonction de la perméabilité des failles.

Il ressort de ces résultats que la zone de faille a un impact sur la température mais, plus particulièrement, sur l'intensité de la température. Néanmoins, la distribution globale de l'anomalie de chaleur n'est dans l'ensemble pas affectée par la perméabilité. On notera une variation importante de la température pour une perméabilité dépassant 1.10^{-12} m^2 et que cet effet est d'autant plus marqué pour les profondeurs faibles.

Il apparaît également que les fortes perméabilités induisent également une augmentation des flux descendants (apport d'eau de mer) dans la zone de faille, ce qui tend à refroidir cette portion de la zone fracturée (voir la coupe à 750 m de profondeur dans la Figure 92 pour une perméabilité de 1.10^{-11} m^2) ; si l'anomalie de chaleur est globalement plus large, une zone plus froide apparaît également présente et engendre une température moyenne plus basse.

Effet de la barrière récifale

Les graphiques suivants présentent l'effet de la barrière corallienne sur la température à différentes profondeurs.

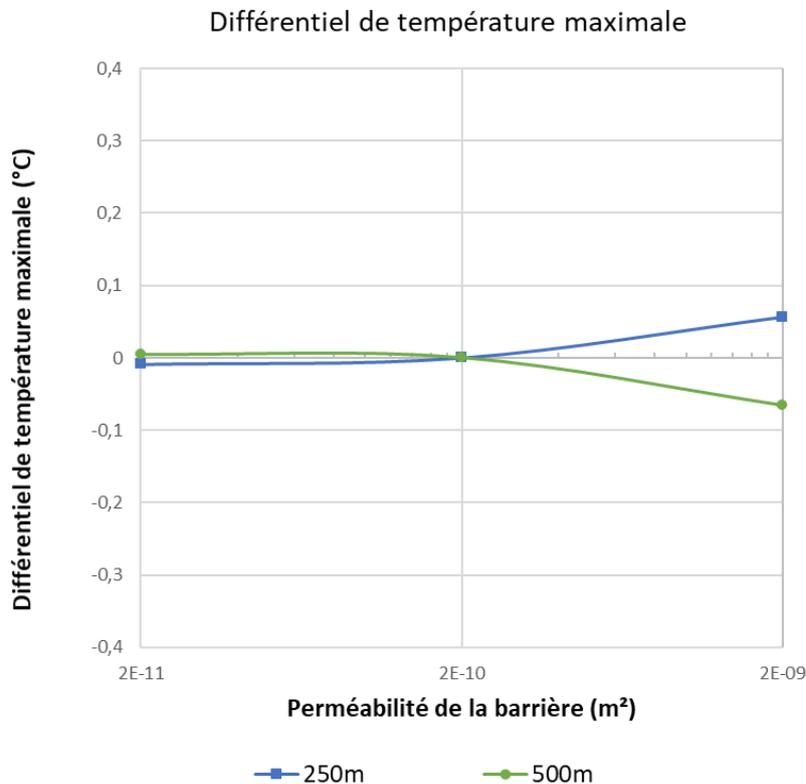


Figure 93 : Différentiel de température maximale obtenue pour les profondeurs de 250 et 500 m en fonction de la perméabilité de la barrière.

Il apparaît que la perméabilité de la barrière influe de manière négative sur la température moyenne à 250 m (Figure 93). En effet, plus la barrière laisse circuler facilement l'eau de mer, d'une température de $20 \text{ }^\circ\text{C}$, et plus les températures diminuent. Cependant, ce paramètre n'a pas d'effet notable sur la température maximale. En d'autres termes, la perméabilité de la barrière ne semble pas avoir d'impact significatif sur les maximums de température. Ce paramètre semble pouvoir être mis de côté, quant à l'objectif. Néanmoins, le rôle de la

barrière (en lien avec sa perméabilité) pourrait avoir un rôle d'« écran » et pourrait empêcher les remontées de fluides chauds vers la surface.

Effet de la perméabilité de la faille secondaire

Les graphes suivants présentent les résultats obtenus quant au rôle de la faille secondaire ; dans ces simulations, différentes valeurs de perméabilité ont été considérées pour celle-ci au regard de la perméabilité de la zone de fracturation principale. La Figure 94 montre que dans la très vaste majorité des cas, la perméabilité de la zone de fracturation secondaire a un impact négligeable sur la température. Ce résultat est en accord avec les observations faites auparavant où les remontées de fluides chauds semblent principalement contrôlées par le contact entre la zone de faille principale avec le réservoir. Cette zone de fracturation secondaire intersectant la zone de fracturation principale plus au nord, n'est pas en contact direct avec le réservoir, ce qui explique sa faible influence.

Cependant, il est à noter que si la zone de fracturation devait posséder une perméabilité relativement importante de l'ordre de 1.10^{-11} m^2 , la distribution des flux pourrait être impactée ce qui résulterait en l'apparition d'une anomalie positive de température au sein de la zone de fracturation secondaire (à proximité de celle identifiée au sein de la zone de faille principale). Ce résultat est notamment visible dans la Figure 95.

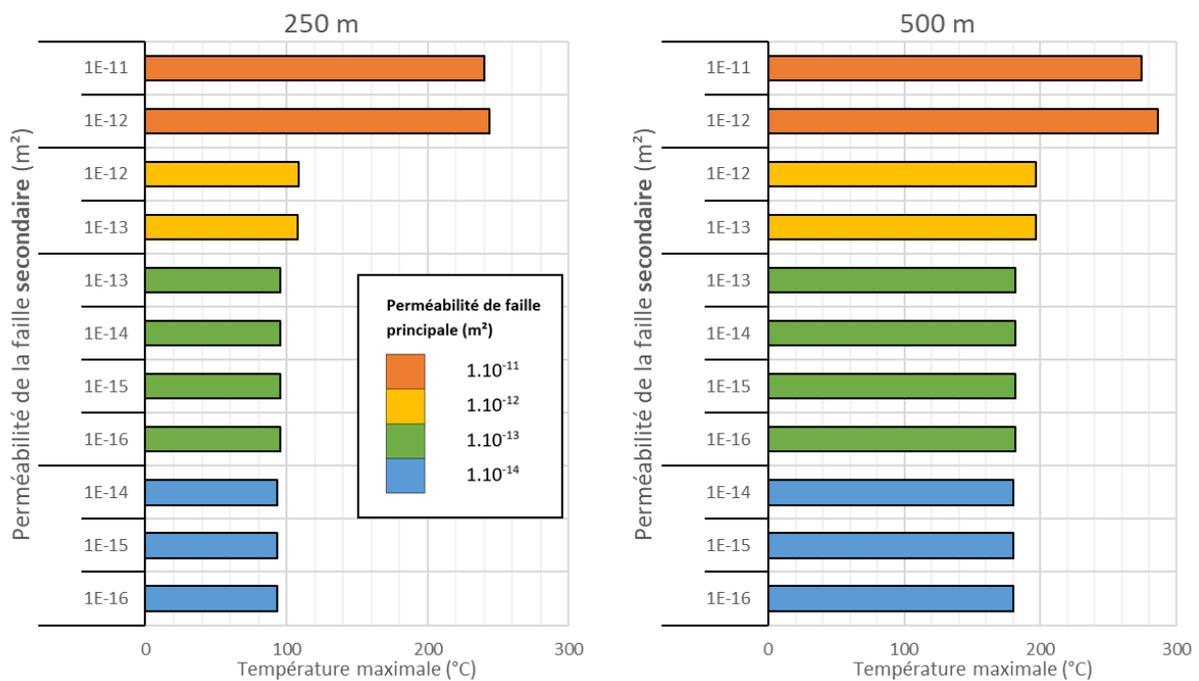


Figure 94 : Comparaison de l'impact de la perméabilité de la seconde zone de fracturation sur la température maximale à 250 m et 500 m de profondeur.

Perméabilité de faille principale à $1\text{E-}11\text{m}^2$

Perméabilité de faille secondaire :

$1\text{E-}12\text{ m}^2$

$1\text{E-}11\text{ m}^2$

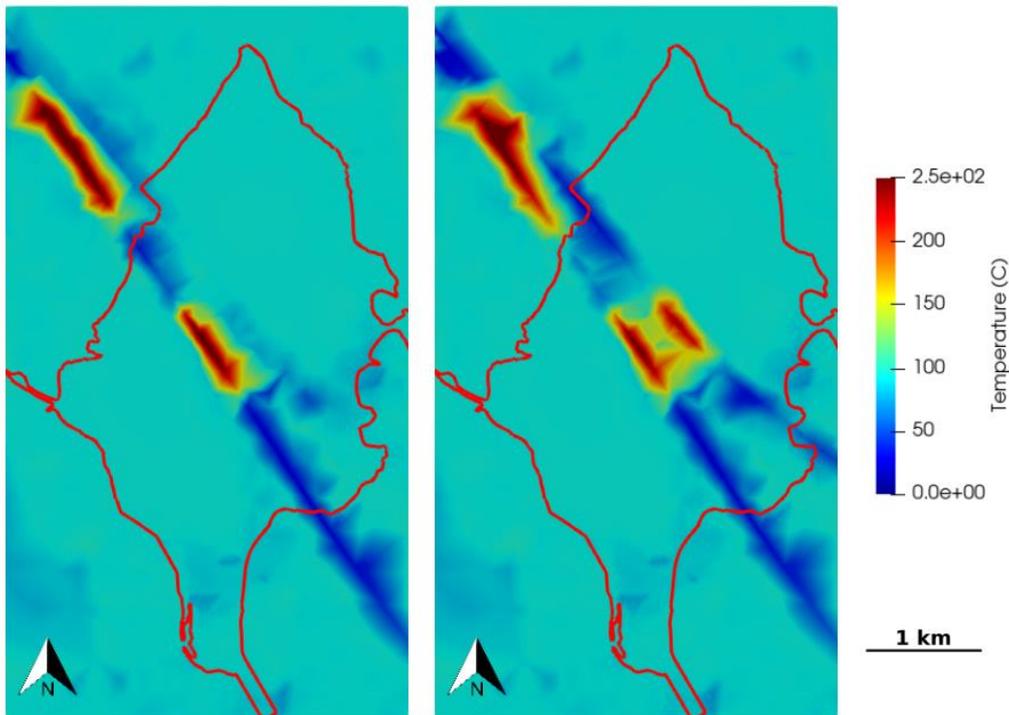


Figure 95 : Carte de température à 500 m pour une perméabilité de faille secondaire de 1.10^{-12} m^2 (à gauche) et 1.10^{-11} m^2 (à droite).

Effet du flux de chaleur

Le flux initial de 213 mW.m^{-2} utilisé reste particulièrement élevé même en contexte volcanique. Une série de simulations identiques aux précédentes, mais prenant en compte un flux de 100 mW.m^{-2} , a donc été lancée, un exemple de résultat étant présenté en Figure 96.

Il apparaît, de cette série de simulations, que le flux de chaleur n'a que peu d'impact sur la répartition de la chaleur au sein de ce système. On pourra noter aussi que les résultats obtenus à des profondeurs plus importantes donnent sensiblement les mêmes résultats.

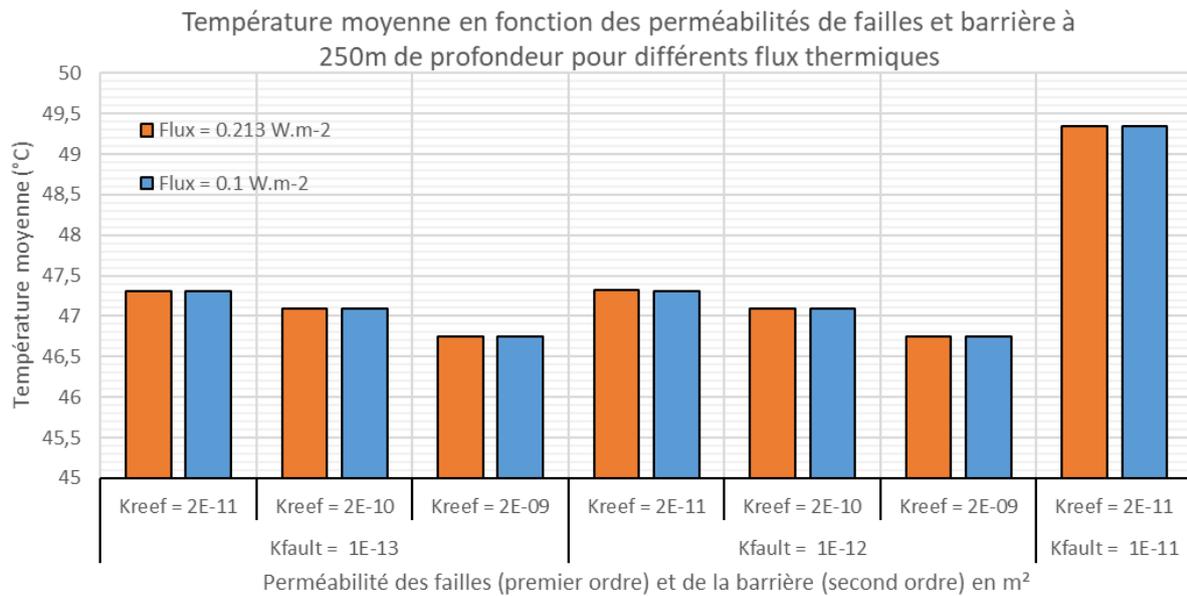


Figure 96 : Effet du flux de chaleur sur la température moyenne à 250 m de profondeur.

Rôle des cheminées

Jusqu'à présent, il a été considéré que les failles étaient le principal vecteur de transfert de chaleur au sein du modèle. Cependant, une autre hypothèse de fonctionnement est possible, celle où les écoulements seraient aussi contrôlés par les conduits volcaniques (Figure 97). Leur perméabilité y est fixée à $2 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$.

Les résultats de la simulation montrent un déplacement de l'anomalie de température positive. Dans ce cas, les cheminées deviennent les voies de circulation préférentielle du fait de leur perméabilité plus élevée. La redistribution des flux résulte donc en un déplacement de l'anomalie. Les flux se localisent principalement au sein d'une des deux cheminées qui est directement reliée au réservoir et l'anomalie apparaît au toit de cette cheminée (Figure 97).

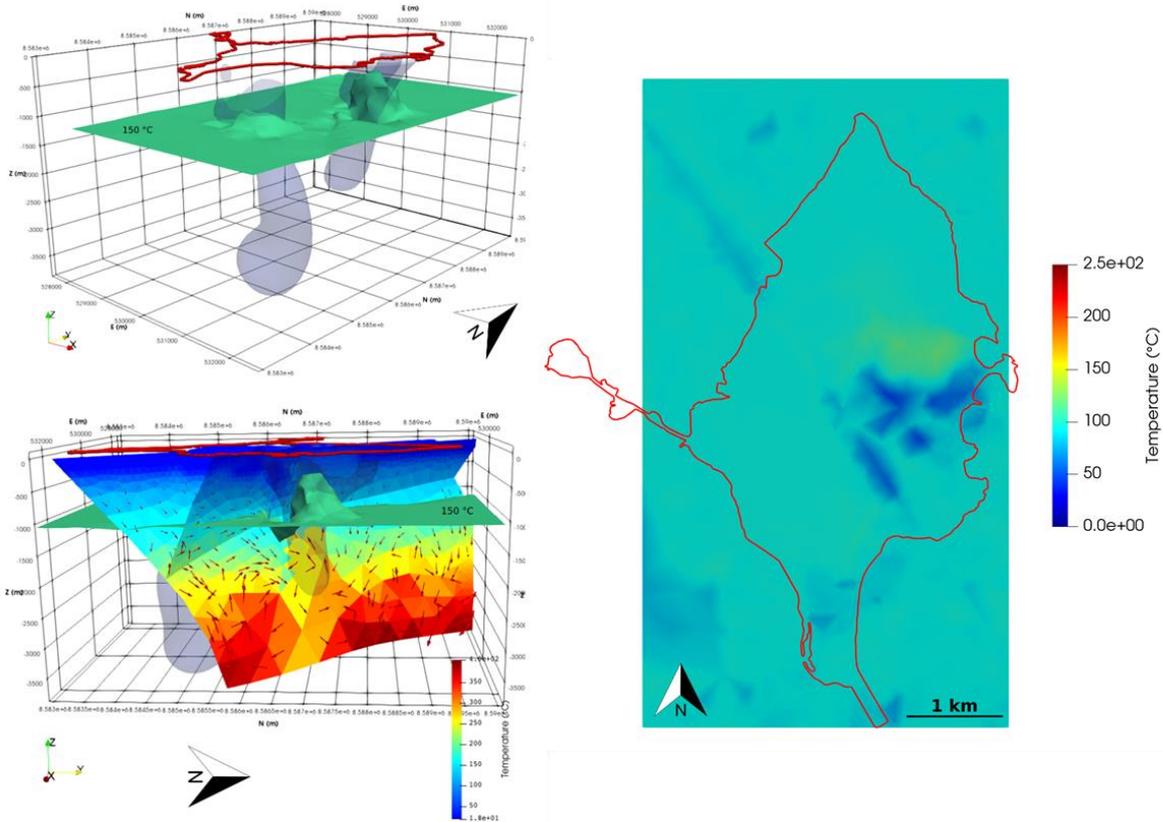


Figure 97 : Haut gauche : Cheminées en transparence et isovaleur de température à 150 °C. Bas gauche : Résultat de simulation dans le cas de flux contrôlés par les cheminées. La surface verte représente un isovaleur de température à 250 °C. Les cheminées sont visibles en transparence. À droite : Carte de température à 500 m.

5.2.5. Conclusion sur le modèle dynamique

L'ensemble des simulations effectuées au travers du modèle dynamique, lui-même obtenu à partir de l'élaboration des modèles géologique 3D et conceptuel, permet de donner une première image 3D du fonctionnement possible du système hydrothermal par l'intégration du rôle supposé des différentes structures identifiées ainsi que de tester différentes hypothèses (rôle des éléments) et d'appréhender l'impact des incertitudes liées aux paramètres de ces structures (notamment en lien avec le stade de connaissance : absence de forages fournissant des données sur site). Ces modélisations complémentaires au géomodèle 3D et aux différentes acquisitions réalisées ont pour but d'aider à préciser le schéma de fonctionnement du système géothermique tout en donnant la distribution du champ de température et des écoulements en fonction de différentes hypothèses (scénarii).

Scénario 1 : Prédominance de la zone de fracturation principale

À partir des simulations réalisées qui considèrent que les failles sont les voies de circulations préférentielles, il semblerait que le paramètre le plus influent sur le fonctionnement du système étudié (vis-à-vis de l'objectif), soit la perméabilité de la zone de fracturation principale, mais également sa géométrie (et son positionnement) par rapport au réservoir.

Dans l'hypothèse où ces deux ensembles sont sécants, il est observé une remontée importante de chaleur à l'endroit des intersections (Figure 90). Dans cette situation, deux zones

semblent intéressantes, c'est-à-dire présentant une température supérieure à 200 °C à une profondeur moindre (dans ce cas, 500 m de profondeur) :

- la première zone potentielle se situerait au milieu de l'île (Figure 98), au droit de la faille principale ;
- la seconde zone se situerait au nord-ouest de Petite Terre, au niveau du lagon. Cette possibilité repose cependant sur de nombreuses hypothèses, notamment celle que la faille se prolonge effectivement jusque-là, ce qu'aucun indice en surface ou de géophysique n'a permis d'affirmer jusqu'à présent.

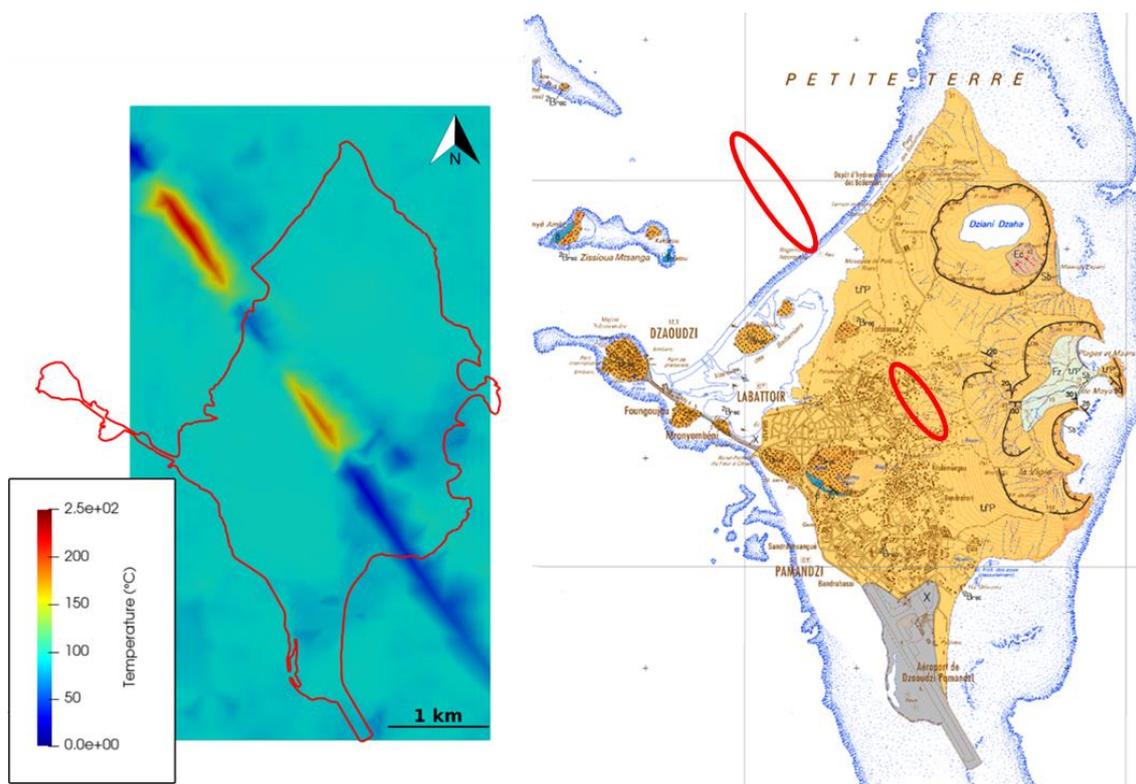


Figure 98 : À gauche : carte de température (extrait du modèle) à 500 m. À droite : Carte géologique de l'île. Les traits violets et bleu indiquent les traces des zones de fracturation. Les cercles rouges représentent les zones où la température est supérieure à 200 °C à 500 m de profondeur.

Scénario 2 : Prédominance des conduits volcaniques

Dans le scénario où les circulations sont contrôlées par les conduits volcaniques, l'anomalie se déplace vers l'est entre l'édifice volcanique du lac Dziani et les maars de Moya (Figure 99). Cette possibilité n'est pas à négliger en raison de la présence de gaz dans le lac Dziani.

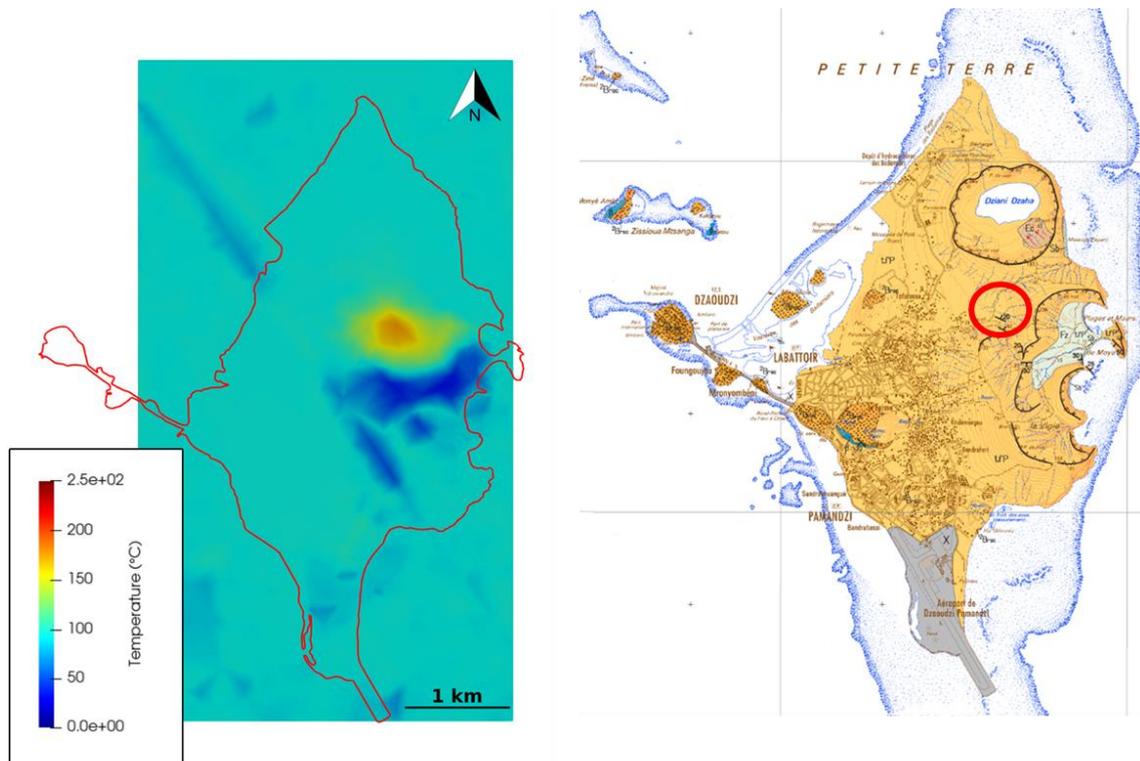


Figure 99 : À gauche : carte de température (extrait du modèle) à 500 m de profondeur où les cheminées constituent les voies préférentielles d'écoulements. À droite : Carte géologique de l'île. Le cercle rouge indique la zone où la température est supérieure à 200 °C à 500 m de profondeur.

5.3. ANALYSE SIG

En complément des simulations hydrothermiques pour la détermination des zones les plus favorables pour l'exploitation de la géothermie, nous avons eu l'opportunité de réaliser une analyse de type Play Fairway Analysis, à partir des données disponibles sur Petite Terre. Nous résumons, ici, ce travail qui n'était pas inclus dans la convention et donnera lieu prochainement à une publication de congrès.

Cette méthode est issue de l'industrie pétrolière et gazière et est considérée comme une méthode flexible, évolutive et efficace. Elle consiste à intégrer l'ensemble de données dans un système d'information géographique (SIG), de réaliser des sous-ensembles en fonction du type d'indications apportées (source de chaleur, perméabilité, présence de réservoir) et de leur attribuer un poids, compte tenu de leur importance relative dans la définition d'un système géothermique (Figure 100).

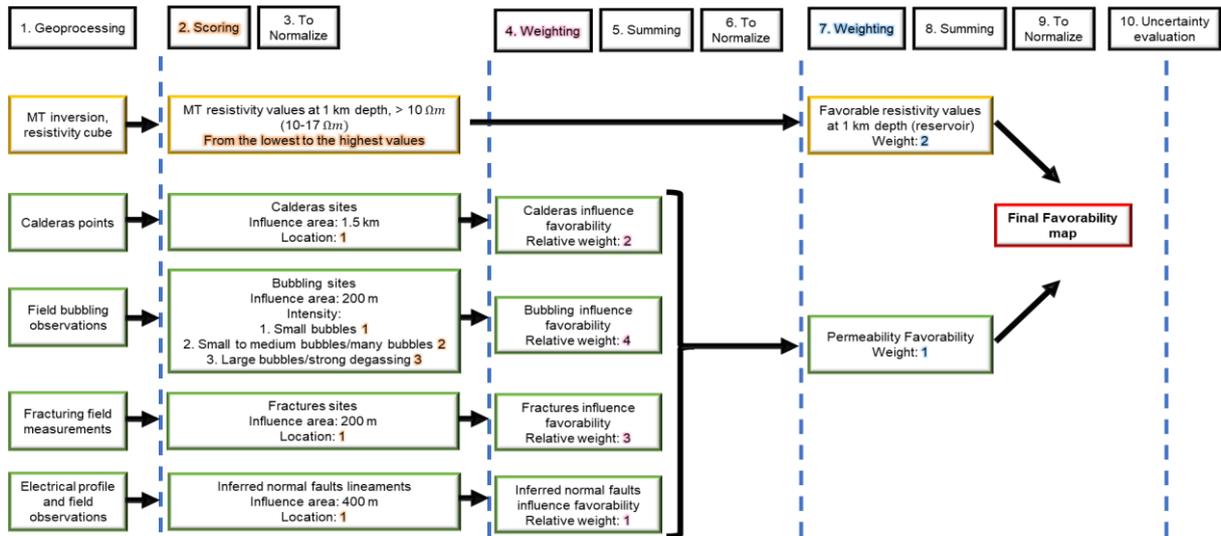


Figure 100 : Modèle SIG et workflow d'exécution pondéré.

L'ensemble des données est placé sous SIG et traité pour obtenir des cartes (Figure 101).

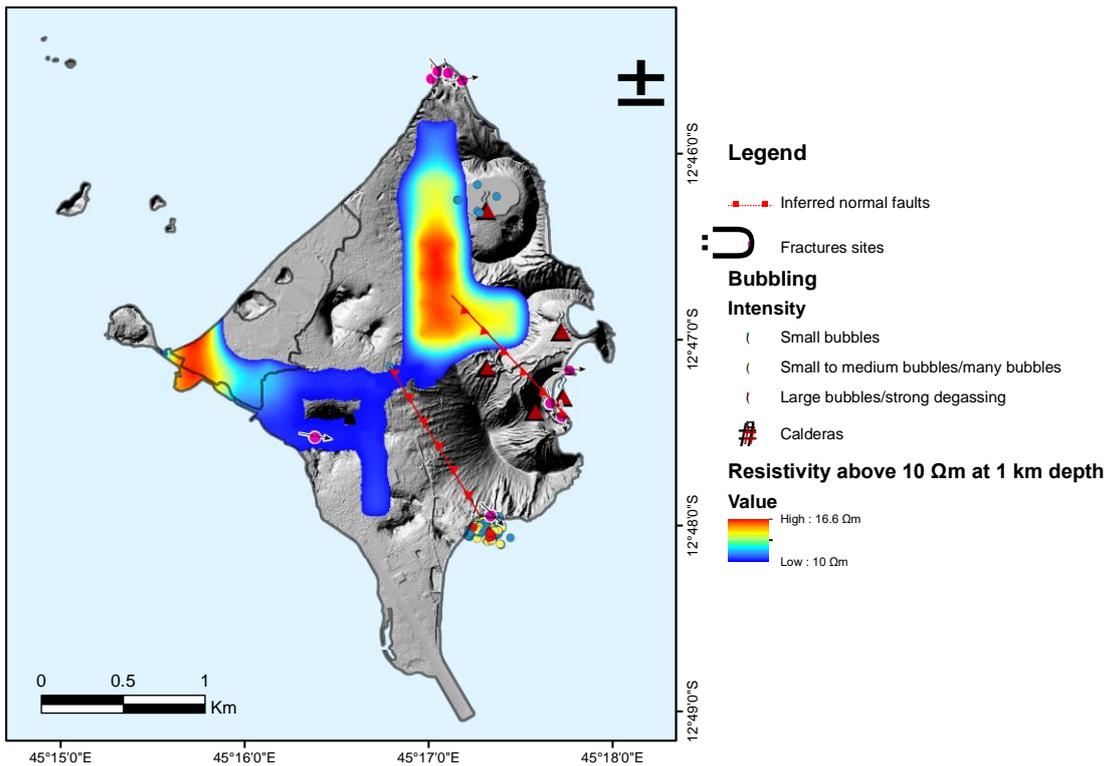


Figure 101 : Ensemble des données disponibles et utilisées dans l'analyse.

Pour cela, les données de résistivité sont délimitées à la valeur de 10 Ω.m à la profondeur de 1000 m afin de mettre en évidence la limite cap rock réservoir d'après le modèle de Johnston *et al.* (1992) (Figure 102).

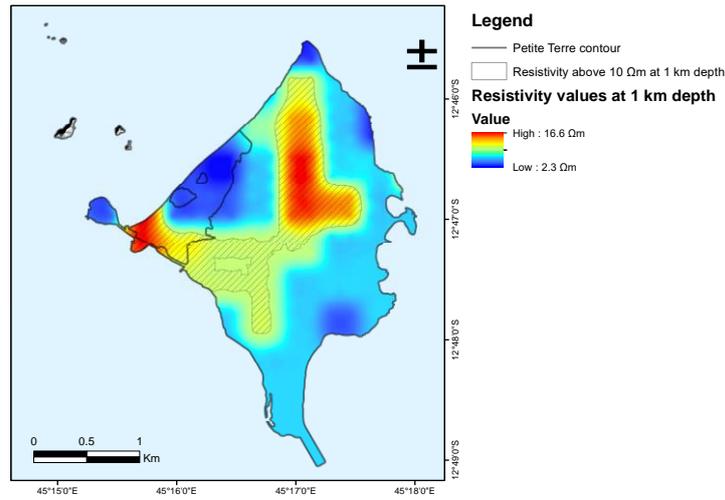


Figure 102 : Résistivité à 1 km de profondeur et contourage des valeurs supérieures à 10 Ω .m.

Les autres données, édifice volcanique, bullage, fractures et zones de failles, sont représentées par une fonction de Kernel suivant l'estimation de leur zone d'influence (Figure 103).

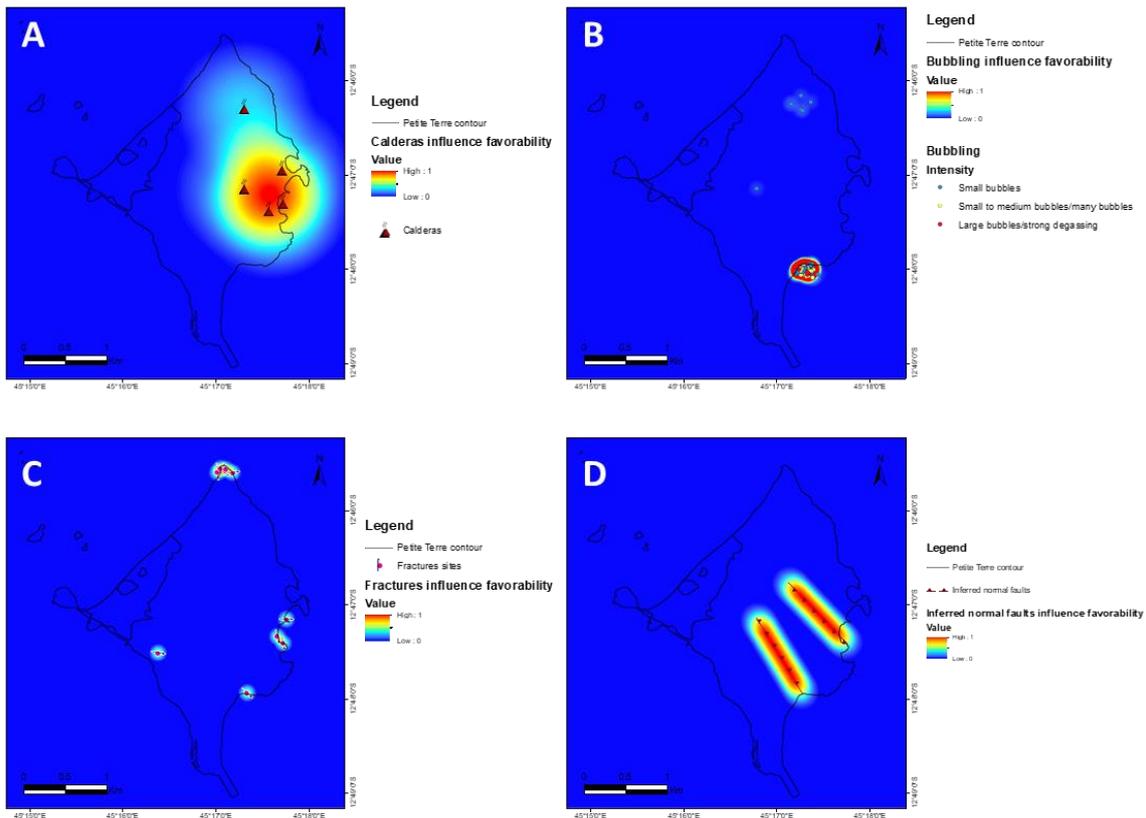


Figure 103 : Zones d'influence des données ponctuelles. A : Édifices volcaniques avec un rayon d'influence de 1,5 km ; B : Bullage avec un rayon d'influence de 200 m ; C : Fractures avec un rayon d'influence de 200 m ; D : Zones de failles avec un rayon d'influence de 400 m.

Les surfaces sont ensuite rastérisées à une maille de 10 x 10 m pour pouvoir effectuer les sommes et les normalisations suivant le modèle présenté Figure 100. Le résultat est finalement seuillé à 0,90 (Figure 104) et plusieurs valeurs de poids sont testées afin d'estimer la sensibilité du workflow et l'incertitude sur le résultat. Il s'avère qu'on observe peu de variations sur la zonation du potentiel géothermique finale.

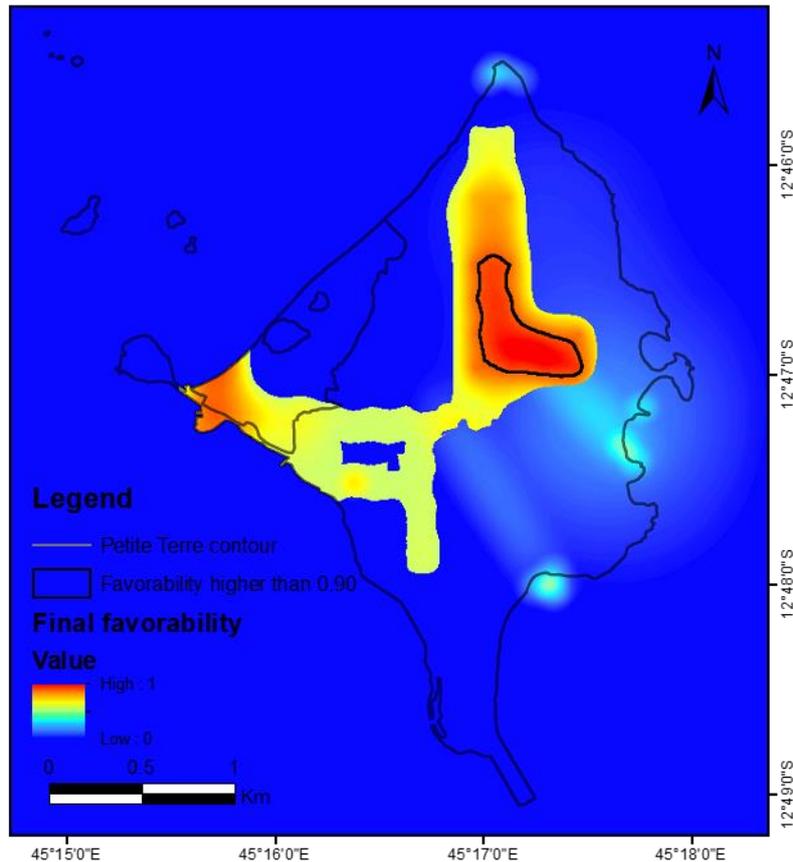


Figure 104 : Zone à plus forte favorabilité et contour du seuil à 90 %.

La comparaison entre les résultats de cette méthode, entièrement basée sur l'analyse des données, et la modélisation hydrodynamique, met en évidence des similarités dans la détermination des zones les plus favorables pour l'implantation de sondages d'exploration (Figure 105).

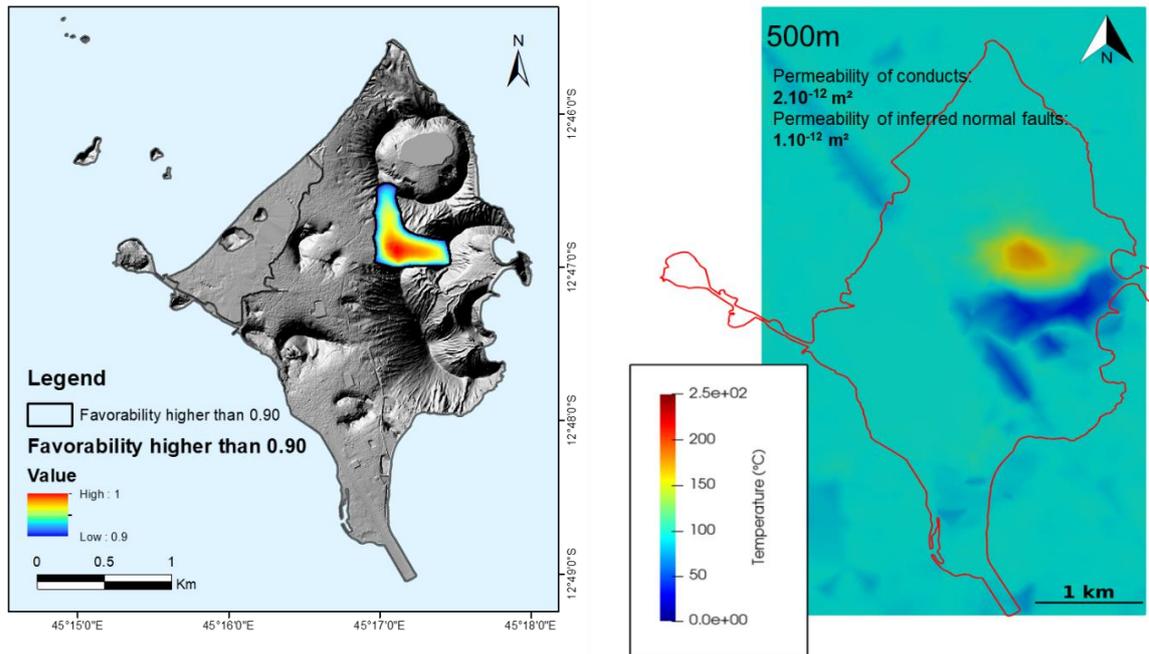


Figure 105 : Comparaison entre les résultats de l'analyse SIG (à gauche) et la simulation hydrothermique (à droite ; températures simulées à 500 m de profondeur).

6. Définition de la stratégie de sondages d'exploration

6.1. LES CIBLES D'IMPLANTATION DES SONDAGES

La définition des zones d'implantation s'est faite ici uniquement sur la base des informations analysées dans le cadre de ce projet, c'est-à-dire selon les données géoscientifiques et sans prise en compte des contraintes d'infrastructures de surface (routes, foncier, etc.), ni des éventuelles contraintes environnementales. Nous présentons donc, dans ce chapitre, la synthèse des travaux d'analyse et de simulations hydrothermiques qui ont amené à définir des cibles à explorer. Les critères utilisés pour les définir sont :

- les remontées de gaz observées en surface ;
- les directions structurales en ouverture N140°E ;
- les zones supposées favorables d'après l'analyse croisée des données par modèle SIG ;
- les remontées supposées de fluides d'après le modèle hydrothermique.

Ainsi, quatre sites cochant au moins deux de ces critères peuvent être retenus, toujours en tenant compte des incertitudes qui existent sur les données (Tableau 17).

	Critère certain	Critère probable		Critère supposé
	Remontée de gaz observée	Direction structurale en ouverture	Zone favorable d'après l'analyse SIG	Remontée de flux d'après le modèle hydrothermique
Entre le lac Dziani et les maars Moya	X	X	X	X
Nord de la plage de l'aéroport	X	X		
Centre de l'île		X		X
Nord-ouest de Petite Terre		X		X

Tableau 17 : Critères de définition et zones retenues pour l'implantation de sondages d'exploration.
Location des sites : voir Figure 106.

Considérant que les observations directes sur le terrain constituent un critère certain de présence d'un réservoir géothermique alors que l'analyse de données peuvent être entachées d'incertitudes comme la modélisation hydrothermique qui, en plus, ne constituent qu'une des possibles interprétations et ne prends pas en compte certains éléments comme la salinité, nous avons déterminé 3 niveaux probabilités pour nos critères : certain, probable, supposé (Tableau 17).

Les zones définies peuvent alors être classées par ordre de priorité pour la suite de l'exploration suivant le nombre et le type de critères retenues pour chacune d'elles. Ainsi, la priorité sera donnée aux zones cochant le plus de critères, puis aux zones de critères

probable et enfin à celles de critères supposées. Nous obtenons alors le classement suivant (Figure 106) :

Priorité 1 : la zone entre le lac Dziani et les maars Moya apparaît comme une zone de remontée de fluide chaud dans les simulations hydrothermiques et comme une zone de favorabilité dans l'analyse SIG (Figure 105). La présence de remontées de gaz dans le lac Dziani et la direction formée par les deux édifices volcaniques, bien que diachrone, pourrait suggérer la présence d'une zone de fragilité en connexion avec le réservoir. Cependant, il s'agit d'une zone à topographie accidentée, ce qui pourrait rendre difficile l'installation d'une plate-forme de forage.

Priorité 2 : le centre de l'île, au droit de la zone de faille principale, pourrait constituer une zone de remontée des fluides chauds, d'après les simulations hydrothermiques prenant en compte, de manière prédominante, cette zone de faille déduite. Cette zone présente l'avantage d'être relativement peu pentue en comparaison avec le reste de l'île, mais en revanche, elle est densément peuplée.

Priorité 2 : la zone au nord de la plage de l'aéroport, proche de la zone de bullage, aurait le même niveau de priorité que la zone précédente. Elle constitue une zone évidente de remontée de gaz magmatiques, située à la croisée entre la zone de faille principale et la direction formée par les cônes magmatiques présents à Dzaoudzi et à Labattoir, qui semble être une direction bien présente dans le schéma structural régional (Famin *et al.*, 2020).

Priorité 3 : la zone située au nord-ouest de Petite Terre, au niveau du lagon. Hormis le fait que cette zone est située off-shore et demanderait des techniques de forage particulières, sa localisation repose, cependant, sur de nombreuses hypothèses, notamment celle que la zone de faille se prolonge effectivement jusque-là, ce qu'aucun indice en surface ou de géophysique n'a permis d'affirmer jusqu'à présent.

Il faut, cependant, bien garder à l'esprit que pour les zones au centre de l'île et celle situées au nord-ouest en off-shore, il faudrait que la faille se prolonge bel et bien en profondeur jusqu'au réservoir. Les données de géophysique, en particulier le profil électrique, ne permettent de contraindre la faille avec certitude que jusqu'à 500 m. Les remontées de gaz en surface semblent indiquer qu'il y a bien une communication entre le réservoir et la faille, mais la géométrie précise de ce contact est sujette à interprétation. Cependant, le fait que le réservoir observé en magnétotellurique s'arrête sur le prolongement de la faille observée en électrique va dans le sens de l'existence du contact entre les deux ensembles.

Néanmoins, il convient de rappeler que la délimitation de ces zones repose sur les hypothèses établies (conceptualisation du système géologique et hydrothermale et choix de modélisation) et sur de nombreuses incertitudes qui n'ont pas été quantifiées à ce stade. Ainsi, il faut rappeler que la distribution des flux est contrôlée par la position et la géométrie des éléments (par exemple des zones de fracturation) et des hypothèses effectuées quant au rôle de ces structures (voies de circulation préférentielles) (exemple : Figure 95). En d'autres termes, une modification du modèle géologique (par exemple, sur la position ou l'orientation des zones de fracturation) pourrait engendrer une modification de la localisation de ces zones. Il convient, donc, de rester prudent quant aux résultats présentés ici qui doivent être accompagnés d'incertitudes. Enfin, il convient de rappeler que le modèle hydrothermique n'intègre pas, à ce stade, certains aspects dont la salinité, paramètre qui pourrait modifier la distribution des écoulements et donc les résultats. De plus, le modèle actuel ne montre pas d'apparition de phénomènes de vaporisation en profondeur, ce qui ne permet pas de faire le lien avec certaines observations (dégazage en surface). Néanmoins, ceci pourrait être investigué par l'intégration de l'aspect compositionnel dans le modèle.



Figure 106 : Ensemble de ces zones potentiellement favorables pour l'implantation de sondages d'exploration et priorités retenues.

6.2. LES GRANDES LIGNES D'UN PROGRAMME DE SONDAGES D'EXPLORATION PROFONDS

6.2.1. Hypothèses sur le programme de sondages

L'objectif des sondages d'exploration est d'apporter des informations complémentaires, mais ponctuelles, sur le réservoir, ainsi que sur les formations sus-jacentes, et d'améliorer le modèle conceptuel du système géothermique supposé en confirmant et validant certaines des conclusions tirées des acquisitions d'exploration de surface. La profondeur cible des sondages d'exploration sera donc entre 1000 et 1500 m afin d'atteindre le toit du réservoir supposé. Le type de puits qui apparaît comme étant le mieux adapté est un puits vertical doté d'un cuvelage interne en 7" jusqu'à environ 800 m de profondeur et foré en diamètre 6"1/8 au niveau du réservoir. Ce diamètre final permet d'envisager la réalisation d'essais d'injectivité et des tests de production représentatifs des caractéristiques du milieu. Il permet également de réaliser des diagraphies standard et des imageries de paroi de la section en trou nu.

En l'absence de cible précise à atteindre et sans connaissances précises de la lithologie du substratum et de l'orientation des structures tectoniques principales qui pourraient être des zones de circulation préférentielle des fluides, il est envisagé de réaliser des puits verticaux. Ce type de puits réduit les coûts de forage. Il réduit également les difficultés lors de la foration et facilite l'atteinte de la profondeur visée (1000-1500 m).

Pour les mêmes raisons budgétaires et de chance d'atteindre la profondeur cible, il est préconisé de réaliser ces puits en forage destructif plutôt qu'en carottage.

Le nombre de puits reste ouvert avec un puits minimum et trois puits maximum.

6.2.2. Colonne lithologique et coupe technique prévisionnelle

La colonne lithologique prévisionnelle, qui avait été élaborée en 2019, reste valide, de même que la coupe technique des puits, qui avait été envisagée en 2019, n'a pas lieu d'être modifiée (Tableau 18 et Figure 107) (Traineau et Hirsinger, 2019).

Phases	Profondeur (m)	Forage	Cuvelage	Cimentation
Avant-trou	20	17"1/2	13"3/8	Oui
Phase 1	300	12"1/4	9"5/8	Oui
Phase 2	800	8"1/2	7	Oui
Phase 3	1000-1500	6"1/8	Liner 4"1/2	non

Tableau 18 : Gamme de forage proposé pour des sondages d'exploration géothermique profonds sur l'île de Petite Terre à Mayotte.

De 0 à 20 m de profondeur environ, il est prévu de forer un avant-trou (avec la machine de forage) qui sera tubé en 13"3/8. Cet avant-trou couvrira des formations volcaniques récentes, peu consolidées et perméables.

De 20 m à 300 m environ, il est prévu de forer en diamètre 12"1/4 et de tuber en 9"5/8. Cette phase traversera les formations de calcaire récifal plus ou moins consolidées et susceptibles de donner lieu à des pertes importantes pendant la foration. Il est donc important de les couvrir pour la suite des travaux. Au niveau de cette phase, les conditions de température attendues sont faibles.

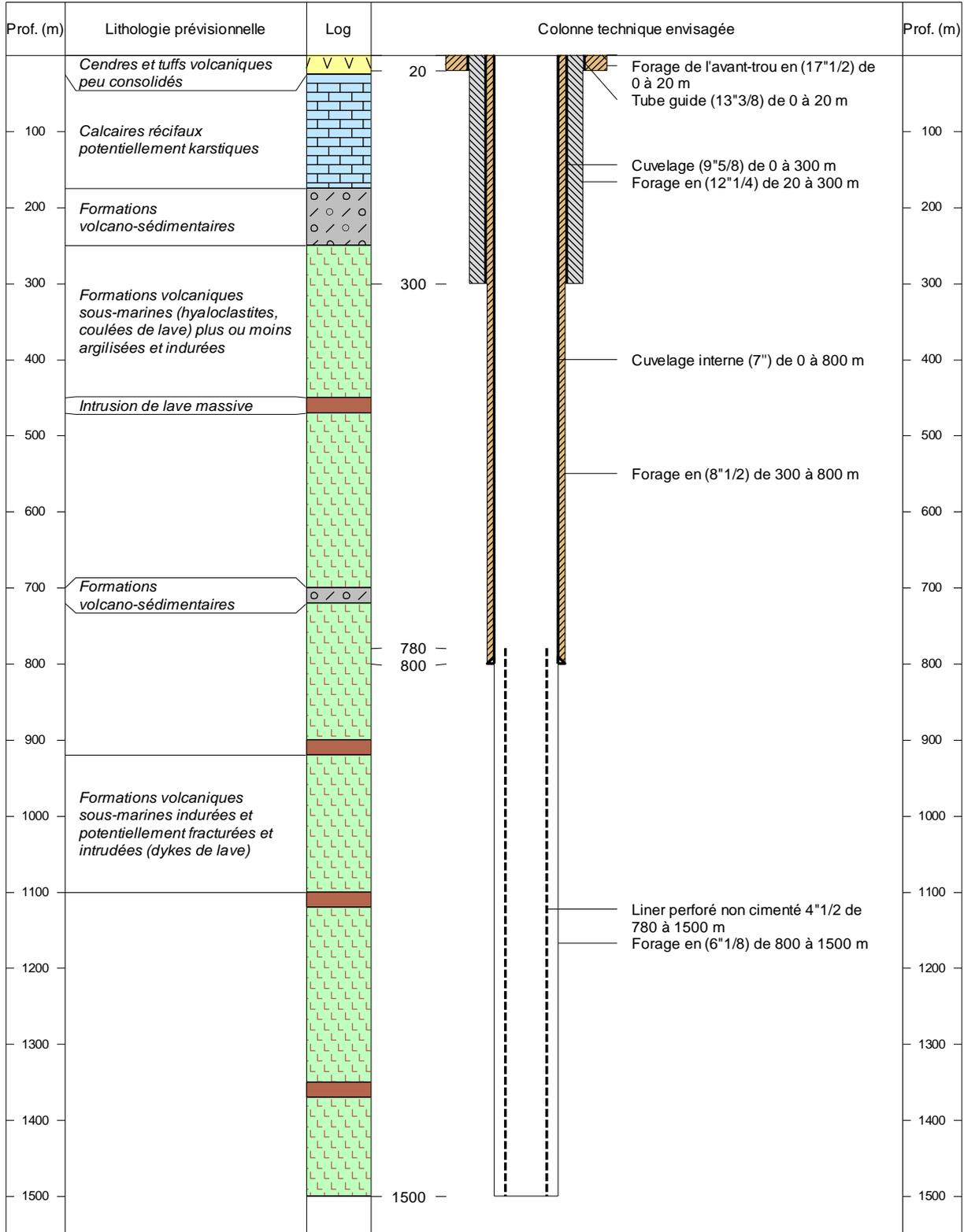


Figure 107 : Colonne lithologique et coupe technique prévisionnelles des sondages d'exploration géothermique profonds sur l'île de Petite Terre à Mayotte (d'après Traineau et Hirsinger, 2019).

De 300 à 800 m environ, il est prévu de forer en diamètre 8''1/2 et de tuber en 7''. Les formations traversées lors de cette phase seront des formations volcaniques sous-marines (hyaloclastites, coulées de lave, intrusions...) plus ou moins bréchifiées et argilisées. Elles sont considérées comme étant compactes et peu perméables, sauf au niveau d'éventuelles zones fracturées. Les conditions de température attendues peuvent progressivement augmenter avec la profondeur et dépasser 100 °C si le puits traverse la couverture d'un réservoir géothermal.

De 800 m à la cote finale, il est prévu de forer en 6''1/8. Des zones fracturées perméables et altérées avec un fluide géothermal à température élevée, peuvent être rencontrées. Cette section pourra éventuellement être couverte par un liner perforé en 4''1/2, si elle montre des signes d'instabilités.

6.2.3. Hypothèse sur la machine de forage

Le type de machine de forage qui peut être retenu pour réaliser un puits vertical à 1500 m de profondeur est le rig HH102 construit par Drillmec (Italie), avec une capacité au crochet de 100 tonnes.

6.2.4. Hypothèse sur le nombre de plateforme

À ce stade de l'exploration, la réalisation de puits verticaux est privilégiée par rapport à la réalisation de puits directionnels. D'autre part, l'implantation des puits d'exploration n'est pas encore définie. Ceci conduit à considérer la création d'une plateforme par puits. Ceci implique également la création pour chaque plateforme, de bassins de stockage pour les essais et d'un dispositif d'alimentation en eau de mer.

Cette disposition aura des répercussions importantes sur le coût des opérations de forage. Elle sera également plus impactante d'un point de vue environnemental.

6.3. ÉVALUATION BUDGETAIRE

Lors de la précédente étude (Darnet *et al.*, 2019), une première évaluation budgétaire avait été réalisée (Traineau et Hirsinger, 2019). Cependant, entre 2019 et 2022, différents facteurs ont profondément impacté les coûts de forages. Il s'agit d'abord de la crise sanitaire du COVID et des perturbations qui en ont découlé au niveau des coûts des transports, des matières premières et de l'énergie. Plus récemment, la crise énergétique liée à la guerre en Ukraine a eu elle-aussi des répercussions sur les coûts de l'énergie et des matières premières consommées par un chantier de forage, d'autant plus marquées pour un territoire insulaire comme Mayotte.

Les coûts évalués en 2019 ne sont plus d'actualité et il était devenu nécessaire de les actualiser. C'est l'objet de ce chapitre qui présente une actualisation des coûts sur la base de prix pratiqués fin 2022. En raison de la situation actuelle, il est fort probable que ces coûts seront de nouveau majorés au cours des prochaines années.

6.3.1. Aspects réglementaires

La réalisation de sondages d'exploration géothermiques profonds est encadrée par le Code Minier et ses décrets et arrêtés spécifiques d'application. La procédure habituelle comporte la préparation et le dépôt d'un Dossier de Demande d'Autorisation d'Ouverture de travaux

miniers (DAOTM) dont les modalités sont définies par le Décret n°2006-649 du 2 juin 2006 relatif aux travaux miniers, aux travaux de stockage souterrain et à la police des mines et des stockages souterrains.

Ce dossier comporte entre autres volets une étude d'impact environnementale des travaux de forage, abordant également les impacts environnementaux des travaux d'exploitation à venir de la ressource géothermale. La durée nécessaire à la préparation de ce dossier, à son instruction et à l'obtention de l'autorisation, est de l'ordre de 1 an.

Le démarrage des travaux de forage est conditionné à l'obtention préalable d'un Arrêté Préfectoral d'Autorisation d'ouverture de travaux de forage.

Le coût de préparation d'un tel dossier en 2022 est évalué à environ 100-120 k€.

6.3.2. Aspects logistiques

Accès routier

L'équipement de forage sera monté sur camion au gabarit routier. En fonction de l'implantation de la ou des plateformes de forage, l'aménagement d'une piste d'accès peut être nécessaire.

À ce stade, les implantations de puits ne sont pas encore connues. Le coût de cet aménagement n'a donc pas chiffré.

Génie civil

La surface d'une plateforme de forage pour le type d'appareil considéré est de l'ordre de 3000 m². Le coût de son aménagement sera fonction des conditions locales de topographie et de caractéristiques des sols.

À ce stade, faute de connaître l'emplacement des puits, il est encore difficile de chiffrer précisément le coût de ces travaux de génie civil.

La révision des coûts inclut la réalisation des avant-puits, caves et réseaux de drainage non chiffrés dans le rapport de 2019. L'augmentation générale des coûts constatée dans ce secteur a également été répercutée.

Les coûts des travaux de génie civil sont à ce jour estimés entre 300 et 500 k€ par plateforme.

Alimentation en eau

Les travaux de forage nécessitent un approvisionnement en eau continu pour la préparation du fluide de foration (boue de forage), du ciment et pour le nettoyage. Les besoins en eau peuvent aller de 10 à 100 m³/h en fonction des phases de forage et de l'importance des pertes dans la formation. Au niveau de Petite Terre, la seule solution qui semble envisageable pour ne pas impacter la nappe phréatique est un prélèvement en mer.

Il est donc nécessaire de prévoir un groupe de pompage et son alimentation en gasoil, ainsi que la pose d'une canalisation entre la/les station(s) de pompage et les plateformes.

Le coût de l'alimentation en eau du chantier de forage est chiffré en 2022 entre 300 et 400 k€ par plateforme en considérant les hypothèses suivantes :

- conduite d'environ 500 m de long pour chaque plateforme, posée enterrée ;
- pas de difficulté majeure d'accès pour les engins de chantier, terrains meubles et éventuellement des sections goudronnées en faibles proportions ;
- un groupe de pompage utilisé pour les 3 ouvrages.

Cette estimation 2022 est basée sur le récent retour d'expérience d'une opération similaire. Les hypothèses considérées dans le rapport de 2019 n'étaient pas clairement définies et les coûts étaient par conséquent sous-estimés.

Alimentation en énergie

Le chantier de forage nécessite une alimentation en électricité et en air, nécessaire au fonctionnement des organes électriques et pneumatiques. Cette énergie sera fabriquée sur place par les groupes électrogènes et les compresseurs de l'entreprise de forage.

Ce coût est intégré dans la prestation de l'entreprise de forage.

Évacuation des déchets solides et liquides

Les opérations de forage vont générer des déchets solides (déblais de forage) et liquides (boues de forage) qui devront être évacués vers des centres de traitement agréés. Il faut donc prévoir des coûts de transport et de traitement de ces déchets qui seront fortement dépendants des conditions locales (distance au centre de traitement, frais de mise en décharge...).

Par référence à des travaux de forages récents dans un département d'Outre-mer, on peut chiffrer en 2022 le coût d'évacuation et de traitement des déblais de forage entre 250 k€ et 350 k€ par puits. Ce coût peut globalement être divisé en 2 parts égales : 50 % pour le stockage sur site et le transport et 50 % pour le traitement en centre agréé.

Ce poste peut fluctuer drastiquement en fonction des capacités locales de traitement et de transports. L'estimation de 2019 a été revue à la hausse afin de prendre en compte ces incertitudes et les derniers retours d'expérience dans des contextes similaires.

Stockage des effluents liquides lors des essais de production

La réalisation de tests de production nécessitera le stockage temporaire des effluents liquides déchargés par le ou les puits avant leur réinjection dans les puits. Des bassins de stockage équipés d'une bâche étanche seront à prévoir pour chaque plateforme (jusqu'à trois). Ils seront dimensionnés en fonction des volumes envisagés.

Par rapport à 2019, une augmentation de 50 % est à considérer en 2022 en raison du renchérissement des coûts d'intervention des entreprises de travaux publics et de la fourniture des bâches imperméables.

Remise en états des sites

À l'issue des travaux de forage, l'entreprise de forage démontera son matériel et effectuera son repli. Les déchets seront évacués vers des centres de traitement agréés.

Les plateformes de forage seront conservées ou remises en état selon le choix du Maître d'Ouvrage et les préconisations de l'Étude d'Impact.

Le coût de ces travaux n'est pas encore estimable à ce stade.

6.3.3. Les travaux de forage

Amenée-repli des équipements de forage

Les coûts des transports connaissent depuis plusieurs années une forte volatilité. La révision des tarifs est basée sur l'augmentation moyenne des transports observée depuis 2019 ainsi que sur une estimation réalisée en 2021 par une entreprise de forage pour une prestation équivalente.

Ainsi, l'amenée-repli du matériel de forage et de son personnel est estimé entre 1300 k€ et 1800 k€ soit une augmentation de 30 % par rapport aux estimations de 2019. Cette prestation inclue :

- le transport terrestre de la base de l'entreprise de forage vers le port du Havre et retour ;
- le transport maritime jusqu'à Mayotte et retour ;
- le transport terrestre du port de Mayotte jusqu'à la première plateforme et retour ;
- le montage sur le premier puits ;
- le démontage après forage du dernier puits ;
- toutes les démarches administratives relatives au transport et au dédouanement.

Amenée-repli des équipements de services

Ce poste concerne notamment les coûts de transport pour les cabines et matériels des sociétés de services responsables du mud-logging, de la boue, du vissage et de la cimentation des tubages.

Une augmentation de 30 % par rapport aux estimations de 2019 a été appliquées au même titre que pour le matériel de forage.

Le coût est estimé entre 300 k€ et 400 k€.

Transferts de la machine de forage entre puits

La durée du transfert entre 2 puits est estimée entre 6 et 9 jours. En considérant un coût journalier de 25 k€ (incluant le matériel de levage), le montant global de cette prestation pour les 2 transferts est estimé entre 300 k€ et 450 k€ soit une augmentation de 50 % par rapport à 2019.

Travaux de forages

À la faveur de cette réactualisation, le coût des travaux de forage a été divisé en plusieurs catégories :

- régie forage incluant le fonctionnement quotidien de l'appareil de forage, le personnel dédié (chef de chantier, mécanicien, équipe de forage, responsable sécurité), le carburant et le matériel en dotation ;
- service de cimentation (matériel et personnel) ;
- service de boue (produit, matériel et personnel) ;

- fourniture des tubages ;
- outils de forage ;
- mud logging ;
- prestations et services divers (matériel de fishing, matériel de levage, main d'œuvre locale, bennes à déchets, gardiennage, diverses prestations quotidiennes...).

Le coût de l'ensemble de ces prestations en 2022 est estimé entre 5850 k€ et 7500 k€ soit une augmentation globale de 22 % sur la fourchette basse par rapport à 2019. La durée de forage considérée est de 45 jours par puits pour l'hypothèse basse et 55 jours pour l'hypothèse haute.

Mud-logging

Le service de mud-logging comprend la mise à disposition d'une cabine, des capteurs de mesure des paramètres de forage, du matériel informatique pour la visualisation et l'enregistrement des données de forage, des moyens nécessaires pour prélever, nettoyer et conditionner les échantillons de cuttings, et du personnel travaillant en continu 24h x 24h et 7 jours/7 jours.

Le cout de ce service en 2022 a été évalué à 500-600 k€ pour trois puits.

Supervision de forage

L'hypothèse de base suppose la présence de 2 superviseurs en travail posté pendant toute la durée du chantier, y compris lors des phases de montage/démontage/transfert du matériel de forage. Cette prestation est estimée en 2022 entre 550 k€ et 680 k€, légèrement supérieure à l'estimation de 2019.

6.3.4. Suivi géologique des travaux de forage

Pendant le forage, un suivi géologique est généralement assuré pour renseigner l'entreprise de forage et la supervision forage sur la nature des formations traversées. Il permet également de détecter les indices de l'existence d'une ressource géothermale.

Ce suivi est assuré par deux géologues de sonde expérimentés travaillant en rotation pendant des périodes de 2 à 3 semaines.

Sur la base d'une durée prévisionnelle de 2 mois par puits, le coût de ce suivi est chiffré en 2022 à 90-110 k€ par puits, contre 60-80 k€ en 2019 ; le renchérissement du coût étant imputable essentiellement aux frais de transport aérien.

6.3.5. Test de puits et essais de production

À la fin du forage, un programme de test est généralement réalisé. Sa durée moyenne est de 1 à 2 jours par puits. Il inclut :

- un test de perte d'eau ou « Water loss test » pour identifier les zones perméables ;
- des tests d'injectivité pour déterminer l'indice d'injectivité et la transmissivité du puits ;
- des profils de pression et température à intervalles réguliers lors de la phase de récupération thermique, lorsque l'injection d'eau sera stoppée.

Les principaux équipements qui seront utilisés seront les suivants :

- les moyens de pompage de l'entreprise de forage et un approvisionnement en eau ;
- un treuil de mesure et des sondes de pression et de température.

Après une période de réchauffement du puits, un essai de production de courte durée (une semaine) sera réalisé pour évaluer sa capacité de production. Parallèlement, le fluide géothermal déchargé par le puits est échantillonné (phases vapeur, liquide et gaz) en vue de l'analyser et déterminer ses caractéristiques géochimiques. Les principaux équipements qui seront utilisés seront les suivants :

- un équipement d'essai de production comportant une ligne de test équipée d'une vanne de régulation et de capteurs, d'un séparateur/silencieux, d'un bac déversoir, d'un bassin permettant le stockage temporaire des effluents liquides ;
- un équipement de prélèvement du fluide géothermal déchargé par le puits.

L'équipement d'essai de production représente un poste important de dépenses, en termes de fabrication et de transport. Ce coût est affecté au premier puits réalisé. Il est évalué en 2022 à 250-300 k€.

Les coûts en personnels pour réaliser les tests en fin de forage et l'essai de production (ingénieur réservoir, géochimiste) et le coût des analyses de fluides sont évalués à 60-80 k€ par puits.

6.3.6. Diagraphies en puits

Pendant le forage, des mesures de température peuvent être réalisées afin de détecter l'existence de températures élevées qui pourraient témoigner de l'approche d'un réservoir géothermique haute température.

À la fin du forage, des diagraphies lithologiques (densité, porosité, résistivité, radioactivité...) peuvent être réalisées dans la section non tubée afin de caractériser les diverses lithologies traversées et mettre en évidence les zones fracturées et altérées. Parallèlement, des imageries de la paroi des puits peuvent être réalisées afin de mesurer l'orientation et le pendage des fractures. Le coût de ces diagraphies est fortement tributaire des conditions de température et il n'a pas été chiffré à ce stade.

6.3.7. Coût de l'ingénierie/maitrise d'œuvre

Il est habituel que le maître d'ouvrage d'un programme de forage contracte une mission de maîtrise d'œuvre auprès d'un bureau d'étude ; mission qui comprend la préparation du programme de forage (ingénierie) et la supervision des travaux.

Le coût de cette mission peut varier selon le type de forage, le mode de contractualisation avec l'entreprise de forage, la localisation géographique du projet, etc. Dans le bassin parisien où les retours d'expériences sont très nombreux, ce poste s'élève à environ 5 % du montant des travaux du programme de forage. Dans le cas de Mayotte, le contexte sera très différent ; la préparation et la conduite d'un programme de forage seront beaucoup plus complexes. C'est la raison pour laquelle ce poste a été évalué de façon prudente à environ 10 %.

6.3.8. Assurance TRC

De façon classique, ce poste a été fixé à 9 % du montant des travaux de forage et de l'ingénierie.

6.3.9. Synthèse des coûts

Le Tableau 19 présente l'évaluation budgétaire d'un programme de forage de 3 puits d'exploration à Mayotte, actualisé avec les coûts de novembre 2022.

Les hypothèses envisagées en 2022 sont les mêmes qu'en 2019, à savoir trois forages verticaux en diamètre 6-1/8" au niveau du réservoir, de 1500 m de profondeur, implantés sur des plateformes distinctes, et réalisés avec un appareil de forage de type HH102.

	Fourchette basse	Fourchette haute
Durée forage hors DTM pour 3 forages (jours)	135	165
Durée transfert entre 2 puits (jours/2 transferts)	12	18
Accès routier	non chiffré	non chiffré
Aménagement d'une plateforme avec avant trous (hors mur anti-bruit)	900k€	1 500k€
Approvisionnement en eau	900k€	1 200k€
Bassin de stockage des effluents	300k€	400k€
Amenée repli équipements de forage	1 300k€	1 800k€
Amenée repli équipements de service	300k€	400k€
Transfert du rig entre puits	300k€	450k€
Régie forage	3 600k€	4 400k€
Cimentation	350k€	450k€
Directionnel	N/A	N/A
Fluide de forage et solid control	400k€	600k€
Tubages	500k€	700k€
Outils de forage	100k€	150k€
Mud logging	500k€	600k€
Autres (matériel de fishing, matériel de levage, main d'œuvre locale, bennes à déchets, gardiennage, divers prestations quotidiennes...)	400k€	600k€
Evacuation et traitement des cuttings	750k€	1 050k€
Supervision forage	550k€	680k€
Suivi géologique	270k€	330k€
Mesures , tests et essais	430k€	540k€
Diagraphies	non chiffrées	non chiffrées
sub-total	11 850k€	15 850k€
Ingénierie (10% des travaux)	1 185k€	1 585k€
TRC (9% travaux et ingénierie)	1 173k€	1 569k€
Coût total pour 3 puits	14 208k€	19 004k€

Tableau 19 : Évaluation budgétaire d'un programme de 3 forages d'exploration à Mayotte selon les coûts disponibles en novembre 2022.

En 2019, le coût de 3 forages d'exploration avait été évalué entre 9760 k€ et 13250 k€. Fin 2022, ce coût est évalué entre 14208 k€ et 19 004 k€. Pour un puits, il peut être estimé entre 6230 k€ et 8450 k€, les postes d'aménés-replis étant mutualisés pour les 3 puits. Cette augmentation importante est à mettre principalement au compte du renchérissement des coûts de transports, des coûts de travaux, de fournitures des équipements et de l'énergie (fuel) nécessaires à un chantier de forage. Elle est à mettre au compte également d'une définition plus complète de ces travaux en 2022. En effet, un certain nombre de postes de dépenses ont pu être affinés en 2022.

7. Conclusions

Cette nouvelle campagne d'exploration de l'île de Petite Terre à Mayotte a permis d'affiner la connaissance du sous-sol et de préciser les zones favorables à l'implantation de sondages d'exploration.

Les données géologiques, géochimiques et géophysiques acquises lors de la première phase du projet suggèrent la présence probable d'un réservoir géothermique et ont permis de définir un nouveau modèle conceptuel des circulations des fluides profondes et chauds qui pourraient provenir d'un tel réservoir. Le toit de ce dernier se situerait autour de 1000-1500 m de profondeur et il posséderait une température estimée autour de 250 °C, voire supérieure, à partir des résultats donnés par les géothermomètres à gaz. La direction NW-SE a été identifiée comme étant une direction préférentielle pour le drainage des fluides *via* probablement des zones de failles en transtension. Néanmoins, cette étude confirme aussi qu'aucun indice de fuites d'eau chaude provenant de ce réservoir n'est toujours détectable en surface. Seules des fuites de gaz, composées principalement de dioxyde de carbone d'origine magmatique, avec un peu de méthane et des traces d'hélium, qui ont permis d'estimer la température du réservoir, sont observées sur des zones restreintes de Petite Terre.

Ces données ont permis de construire le modèle géologique 3D qui a servi de base à des simulations hydrothermiques. Une intégration complète des données et son analyse sous SIG a également été réalisée. Ces modélisations montrent plusieurs zones où le forage de sondages d'exploration permettrait d'améliorer le modèle conceptuel du système géothermique supposé en confirmant et validant certaines des conclusions tirées des acquisitions de surface et apporterait des éléments complémentaires indispensables à toute production géothermique, c'est-à-dire la profondeur du réservoir, la présence de fluides, la température, le débit de ces fluides... Les modélisations convergent vers 3 zones prioritaires, plus une quatrième offshore, probablement plus compliquée à atteindre techniquement (Figure 106) :

- 1- la zone entre le lac Dziani et les maars de Moya ;
- 2- la plage de l'aéroport ;
- 3- le centre de l'île à l'ouest de la zone 1.

Une campagne de sondages a été définie et son coût estimé sur la base de ces nouvelles connaissances. Ce programme comporte 3 puits de 1500 m de profondeur en diamètre 6''1/8 au niveau du réservoir et doté d'un cuvelage en 7'' jusqu'à environ 800 m de profondeur. Ce diamètre final permet d'envisager la réalisation d'essais d'injectivité et des tests de production représentatifs des caractéristiques du milieu. Il permet également de réaliser des diagraphies standard, des imageries de paroi de la section en trou nu et de la géophysique de puits. À l'heure actuelle, c'est-à-dire fin 2022, le coût de cette campagne de forages est estimé entre 14 M€ et 19 M€. L'objectif de cette campagne de sondage est de fournir des paramètres que les investigations de surface ne peuvent pas apporter et qui sont indispensables pour le succès d'une opération géothermique, c'est-à-dire la température, la présence de fluides, la perméabilité et le débit.

8. Remerciements

Afin de permettre un bon travail de terrain, les auteurs ont dû avoir accès à des zones privées et en exploitation. Pour cela, ils remercient :

- M. Moustafa HAMADA d'ETPC pour l'accès à la carrière de Koungou et à l'ancienne carrière de Pamandzi ;
- M. David NAGAR, secrétaire général d'IBS Group, et M. Eric JUHEL pour l'accès à la carrière de Kangani ;
- M. Ali JAYE de Tetrama pour l'accès à la carrière de Doujani en cours de réhabilitation.

Ils remercient également l'équipe BRGM du REVOSIMA (REseau de surveillance VOLcanique et Sismologique de MAyotte) et Eline Malcuit, hydrogéologue au BRGM, pour les échanges réguliers et fructueux qui ont permis de faire progresser la connaissance de Petite Terre. Pour plus d'informations sur les activités du REVOSIMA et les études en cours autour du volcan Fani Maore : www.ipgp.fr/revosima.

9. Bibliographie

Acevedo-Anicasio A., Santoyo E., Pérez-Zárate D., Pandarinath K., Guevara M., Díaz-González L., (2021). GaS_GeoT: A computer program for an effective use of newly improved gas geothermometers in predicting reliable geothermal reservoir temperatures. *Geothermal Energy* 9, 1. <https://doi.org/10.1186/s40517-020-00182-9>.

Battani A., Deville E., Faure J.L., Jeandel, E., Noirez S., Tocque E., Benoit Y., Schmitz J., Parlouar D., Sarda P., Gal, F., Le Pierres K., Brach M., Braibant G., Beny C., Pokryszka Z., Charmoille A., Bentivegna G., Pironon J., de Donato P., Garnier C., Cailteau C., Barres, O., Radilla G., Bauer A., (2010). Geochemical Study of Natural CO₂ Emissions in the French Massif Central: How to Predict Origin, Processes and Evolution of CO₂ Leakage. *Oil & Gas Science and Technology-Revue D Ipf Energies Nouvelles* 65, 615–633. <https://doi.org/10.2516/ogst/2009052>.

Briole (2018). Notes sur la crise tellurique en cours à Mayotte (Notes 1 à 4). <http://volcano.iterre.fr/mayotte-seismo-volcanic-crisis>.

Bottinga, Y., (1969). Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33, 49–64.

Burton M.R., Sawyer G.M., Granieri D., (2013). Deep Carbon Emissions from Volcanoes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 75, 323–354. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.11>

Calcagno P., Chilès J.P., Courrioux G., Guillen A., (2008). Geological modelling from field data and geological knowledge. *Phys. Earth Planet. Inter.* 171, 147–157. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.013>.

Camarda, M., Gurrieri, S., Valenza, M., (2006). CO₂ flux measurements in volcanic areas using the dynamic concentration method: Influence of soil permeability. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JB003898>.

Chiodini G., Cioni R., Guidi M., Raco B., Marini L., (1998). Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Appl.Geochem.* 13, 543–552. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(97\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(97)00076-0).

Chiodini G., Marini L., (1998). Hydrothermal gas equilibria: the H₂O-H₂-CO₂-CO-CH₄ system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 2673–2687. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00181-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00181-1).

D'Amore F., Panichi C., (1980). Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 44, Issue 3, 549-556, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90051-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90051-4).

Darling W.G., Talbot J., (1994). Gas geothermometry for geothermal exploration in the East African rift system. *Science et Environnement* 25–28.

Darnet M., Dezayes C., Sanjuan B., Tronel F. et Traineau H., (2019). Étude de définition d'un programme d'exploration du potentiel géothermique profond à Petite Terre. Rapport final. *BRGM/RP-69398-FR*, 72 p., 36 fig., 9 tabl., 1 ann.

Famin V., Michon L., Bourhane A., (2020). The Comoros archipelago: a right-lateral transform boundary between the Somalia and Lwandle plates. *Tectonophysics* 789. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228539>.

Fiebig J., Stefánsson A., Ricci A., Tassi F., Viveiros F., Silva C., Lopez T.M., Schreiber C., Hofmann S., Mountain B.W., (2019). Abiogenesis not required to explain the origin of volcanic-hydrothermal hydrocarbons. *Geochemical Perspectives Letters* 11, 23–27. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.1920>.

Gal F., Leconte S., Gadalia A., (2018). The “Escarot” gas seep, French Massif Central: CO₂ discharge from a quiescent volcanic system – Characterization and quantification of gas emissions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 353, 68–82. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.01.026>.

Gal F., Michel K., Pokryszka Z., Lafortune S., Garcia B., Rouchon V., de Donato P., Pironon J., Barres O., Taquet N., Radilla G., Prinnet C., Hy-Billiot J., Lescanne M., Cellier P., Lucas H., Gibert F., (2014). Study of the environmental variability of gaseous emanations over a CO₂ injection pilot—Application to the French Pyrenean foreland. *International Journal of Greenhouse Gas Control* 21, 177–190. <https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2013.12.015>.

Gal F., Pokryszka Z., Labat N., Michel K., Lafortune S., Marblé A., (2019). Soil-Gas Concentrations and Flux Monitoring at the Lacq-Rousse CO₂-Geological Storage Pilot Site (French Pyrenean Foreland): From Pre-Injection to Post-Injection. *Applied Sciences* 9. <https://doi.org/10.3390/app9040645>.

Gamble T.D., Goubau W.M., & Clarke J., (1979). Error analysis for remote reference magnetotellurics. *Geophysics*, 44(5), 959-968.

Giggenbach W.F., Gonfiantini R., Jangi B.L., Truesdell A.H., (1983). Isotopic and chemical composition of parbati valley geothermal discharges, North-West Himalaya, India. *Geothermics* 12, 199–222.

Giggenbach W.F., Sano Y., Schmincke H.U., (1991). CO₂-rich gases from Lakes Nyos and Monoun, Cameroon; Laacher See, Germany; Dieng, Indonesia, and Mt. Gambier, Australia—variations on a common theme. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 45, 311–323. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(91\)90065-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(91)90065-8).

Johnston J., Pellerin L., Hohmann G., (1992). Evaluation of electromagnetic methods for geothermal reservoir detection, *Transactions - Geothermal Resources Council*, 16, 241–245.

Kämpf H., Bräuer K., Schumann J., Hahne K., Strauch G., (2013). CO₂ discharge in an active, non-volcanic continental rift area (Czech Republic): Characterisation ($\delta^{13}\text{C}$, $3\text{He}/4\text{He}$) and quantification of diffuse and vent CO₂ emissions. *Chem.Geol.* 339, 71–83. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.08.005>.

Lacquement F., Nehlig P., Bernard J., (2013). Carte géologique de Mayotte. Feuille 1179. Édition BRGM.

Lajaunie C., Courrioux G. and Manuel L., (1997). Foliation fields and 3D cartography in geology: Principles of a method based on potential interpolation, *Mathematical Geology*, 29(4), pp. 571–584.

Lemoine A., Pedreros R., Filippini A., (2020). Scénarios d'impact des tsunamis pour Mayotte. Rapport Final. BRGM/RP-69869-FR, 169 p., 21 ill., 8 tabl., 61 ann.

Lepillier B., Bruna P.-O., Bruhn D., Bastesen E., Daniilidis A., Garcia Ó., Torabi A., Wheeler W., (2020). From outcrop scanlines to discrete fracture networks, an integrative workflow. *J. Struct. Geol.* 133, 103992. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2020.103992>.

Lewicki J.L., Bergfeld D., Cardellini C., Chiodini G., Granieri D., Varley N., Werner C., (2005). Comparative soil CO₂ flux measurements and geostatistical estimation methods on Masaya volcano, Nicaragua. *Bulletin of Volcanology* 68, 76–90. <https://doi.org/10.1007/s00445-005-0423-9>.

Liuzzo M., Di Muro A., Rizzo A.L., Caracausi A., Grassa F., Fournier N., Shafik B., Boudoire G., Coltorti M., Moreira M., Italiano F., (2021). Gas Geochemistry at Grande Comore and Mayotte Volcanic Islands (Comoros Archipelago), Indian Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 22, e2021GC009870. <https://doi.org/10.1029/2021GC009870>.

Lopez S. et al., (2018). Geothermal Modeling in Complex Geological Systems with the ComPASS Code. Stanford, United States (Stanford Geothermal Workshop 2018 - 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering).

Marini L., (1987), Geochemistry of North Ghoubbat-Asal region. *Doc. Geothermica Italiana*, vol.28.

Milesi V., Debure M., Marty N., Capano M., Jézéquel D., Steefel C., Rouchon V., Albéric P., Bard E., Sarazin G., Guyot F., Virgone A., Gauche, E., Ader M., (2020). Early diagenesis of lacustrine carbonates in volcanic settings: the role of magmatic CO₂ (Lake Dziani Dzaha, Mayotte, Indian Ocean). *ACS Earth and Space Chemistry* 4, 363–378. <https://doi.org/10.1021/acsearthspacechem.9b00279>.

Milkov A.V., Etiope G., (2018). Revised genetic diagrams for natural gases based on a global dataset of >20,000 samples. *Organic Geochemistry* 125, 109–120. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2018.09.002>.

Nehlig P. et al., (2013). Notice de la Carte géologique de Mayotte. *BRGM/RP-61803-FR*, 135 p., 1 ann.

Nehlig P., Lacquement F., Bernard J., Audru J.C., Caroff M., Deparis J., Jaouen T., Pelleter A.-A., Perrin J., Prognon C., Vittecoq B., (2013). Notice de la carte géologique de Mayotte à 1/30 000. Rapport BRGM RP-61803-FR. 135 p.

Pajot G., Debeglia N., Miéché J.-M., (2007). Estimation du potentiel géothermique de Mayotte : Phase 2 - Étape 1. Investigations géophysiques par gravimétrie, magnétisme et panneau de résistivité électrique. Rapport intermédiaire. BRGM/RP-56027-FR, 60 p.

Pokryszka Z., Adelise F., Farret R., Lafortune S., Michel E., Rupasinghe S., (2017). Valeurs de référence du flux de CO₂ et de CH₄ d'origine naturelle biogénique des sols, Rapport INERIS DRS-17-164646-05731A. (48 p). https://www.ineris.fr/sites/ineris.fr/files/contribution/Documents/INERIS_DRS-17-164646-05731_Referentiel-flux-CO2-CH4-sols_ZPo.pdf.

Priest S.D., Hudson J. A., (1981). Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 18, 183–197. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(81\)90973-6](https://doi.org/10.1016/0148-9062(81)90973-6).

Rizzo A.L., Caracausi A., Chavagnac V., Nomikou P., Polymenakou P.N., Mandalakis M., Kotoulas G., Magoulas A., Castillo A., Lampridou D., Maruszczak N., Sonke J.E., (2019). Geochemistry of CO₂-Rich Gases Venting From Submarine Volcanism: The Case of Kolumbo (Hellenic Volcanic Arc, Greece). *Frontiers in Earth Science* 7, 60. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00060>

Romanak K.D., Bennett P.C., Yang C., Hovorka S.D., (2012). Process-based approach to CO₂ leakage detection by vadose zone gas monitoring at geologic CO₂ storage sites. *Geophysical Research Letters* 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL052426>.

Sanderson, D.J., Peacock, D.C.P., (2019). Line sampling of fracture swarms and corridors. *J. Struct. Geol.* 122, 27–37. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2019.02.006>.

Sanjuan B., Baltassat J.-M., Bezelgues S., Brach M., Girard J.-F., Mathieu F., avec la collaboration de Debeglia N., Dupont F., François B., Miehé J.-M., Pajot G., Traineau H., (2008). Estimation du potentiel géothermique de Mayotte: Phase 2 - Etape 2. Investigation géologiques, géochimiques et géophysiques complémentaires, synthèse des résultats. Rapport BRGM/RP-56802-FR, 82 p.

Sanjuan B. et al., (2008). Estimation du potentiel géothermique de Mayotte : Phase 2 - Étape 2. Investigations géologiques, géochimiques et géophysiques complémentaires et synthèse des résultats. Rapport final. BRGM/RP-56802-FR, 2 vol. 106 p.

Serra H., Sanjuan B., (2004). Exploration géothermique : synthèse bibliographique des géothermomètres à gaz et des méthodes de mesures de gaz dans les sols. Rapport BRGM/RP-53312-FR.

Toutain J.-P., Baubron J.-C., (1999). Gas geochemistry and seismotectonics: a review. *Tectonophysics* 304, 1–27. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00295-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00295-9).

Traineau H., Sanjuan B., Brach M., Audru J.-C., (2006). Etat des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte. BRGM/RP-54700-FR, 81 p., 31 ill., 2 ann.

Traineau H., Sanjuan B., Brach M., Audru J.-C., (2006). Etat des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte. Rapport BRGM/RP-54700-FR, 81 p.

Traineau H. et Hirsinger L., (2019). Exploration du potentiel géothermique profond à Petite-Terre, Mayotte - Eléments préliminaires d'un programme de sondages d'exploration profonds. Note Technique 19 CFG 119, novembre 2019, 19 p.

Annexe 1

Proceeding ARGeo C-9

Résumé étendu de la presentation faite à la 9^{ème} conférence African Rifting Geothermal Energy à Djibouti le 3 novembre 2022.

Proceedings, 9th African Rift Geothermal Conference
Djibouti, 3rd November – 5th November 2022

Exploration of the deep geothermal potential of Petite- Terre Island in Mayotte

**C. Dezayes, A. Stopin, P. Wawrzyniak, F. Gal, T. Farlotti, P. Calcagno, A. Armandine
les Landes**

BRGM, Georesources Division, 3 avenue C. Guillemin, 45060 Orléans, France

c.dezayes@brgm.fr

Keywords

Exploration, Mayotte, gas, fractures, modelling, magnetotellurics, 3D inversion

ABSTRACT

In 2017, the electricity mix of the Department of Mayotte included 5% photovoltaic production, spread over more than 70 installations on the island, and 95% diesel thermal production, provided by two power plants. Nevertheless, since 2005, in order to diversify its electricity supply, the local authorities of Mayotte set up a vast program to develop renewable energies, including the evaluation of Mayotte's geothermal potential to produce electricity.

In this framework, BRGM started a program to explore the deep geothermal potential of the department of Mayotte. The conclusions of the different studies confirmed the idea of a strong potential under Petite Terre (Traineau *et al.*, 2006; Sanjuan *et al.*, 2008; Darnet *et al.*, 2019).

Our present study aims at refining the knowledge of the subsurface and the geothermal system potentially present beyond a depth of 1000m. This new phase, carried out between 2021 and 2022 includes a geophysical measurement campaign accompanied by a fracture analysis and the study of gas emanating from the ground.

The different data set acquired during the campaigns are analysed and interpreted jointly with the data acquired in the framework of the monitoring of the exceptional seismo-volcanic activity observed since May 2018 off the coast of Mayotte.

The result of this analysis is a 3D geological model of the structure of the island of Petite Terre, completed by a hydrothermal model of the functioning of the geothermal system, with the aim to help in locating the most favourable zones for geothermal exploitation.

1. Introduction

In 2017, the electricity mix of the Department of Mayotte included 5% photovoltaic production, spread over more than 70 installations on the island, and 95% diesel thermal production, provided by two power plants. Nevertheless, since 2005, in order to diversify its electricity supply, the local authorities of Mayotte set up a vast program to develop renewable energies, including the evaluation of Mayotte's geothermal potential to produce electricity.

In this framework, BRGM started a program to explore the deep geothermal potential of the department of Mayotte. The conclusions of the different studies confirmed the idea of a strong potential under Petite Terre (Traineau *et al.*, 2006; Sarjuan *et al.*, 2008; Darnet *et al.*, 2019).

Our present study aims at refining the knowledge of the subsurface and the geothermal system potentially presents beyond a depth of 1000m. This new phase, carried out between 2021 and 2022 including field campaigns accompanied by a 3D geological model multi-data gathering and hydrological simulation in order to define the best place to the first exploration drilling.

This paper shortly presents results of field campaigns and a 3D geological model, the other phase of the study being on going.

2. Geological context

Mayotte is a volcanic island lying on the ocean floor of the southern Somali Basin between Africa and Madagascar belonging to the Archipelago (Figure 1). It is mainly composed of volcanic formations and surrounded by the largest closed lagoon in the Indian Ocean, bounded by a reef barrier. The main lithologies observed at the surface are stacked basalt, nepheline and tephrite flows, phonolite domes and pyroclastic deposits dating less than 5Ma (Figure 2; Nehlig *et al.*, 2013; Lacquement *et al.*, 2013).



Figure 1 : Sismotectonic map from CCGM-UNESCO, 2002

3. Methodology

Investigations of Mayotte island geothermal potential has started in 2000's by geological and geochemical studies (Traineau *et al.*, 2006), then geophysical surveys (Pajot *et al.*, 2007). This latter study highlights a heavy and magnetic body under Petite Terre Island close to the Airport Beach, where CO₂ gas emanations occur. These news results allow to complete and confirm the previous ones (Sanjuan *et al.*, 2008). Based on these results, a more detailed exploration program has been defined (Darnet *et al.*, 2019) and new investigations have been done during the summer 2021.

These complementary surveys focused on Petite Terre Island in order to acquire:

- geological data, and in particular a detailed analysis of the fracturing and the mineralogy associated with this fracturing in order to estimate the permeability of the rocks and to identify the zones most likely to be permeable;
- geochemical data, with a study of the geothermometry of the gases in order to better estimate the temperature of the source of these gases and the associated hydrothermal system;
- additionnal magnetotelluric data onshore and offshore to image in three dimensions the electrical conductivity of the subsurface and to specify the geometry of the hydrothermal system.

All data, previous and recent ones, has been included together in GeoModeller™, a 3D geological modeller developed by BRGM. This software allows a coherent interpretation in three dimensions of geological objects, based on different types of data to constrain their geometries. We obtain a 3D representation of geological formations, which will serve as a basis for hydrothermal simulations using the ComPASS platform, also developed by BRGM (<https://charms.gitlabpages.inria.fr/ComPASS>).

4. Results

The main results are summarized below.

4.1 Geological data

The structural analysis of fractures observed in various location of Mayotte shows four main sets: N140°E ± 20°; N90°E ± 20°; N0°E ± 20°; N50°E ± 20° (Figure 2).

The N140°E ± 20° (or NW-SE) direction is the major direction and is in relation to the regional geodynamic interpretation, which consider the Comoros archipelago as a large Riedel shear structure (Famin *et al.*, 2020).

The fracture density is around 1fr/m and the distribution is random with few clustering. This can indicate a low formation permeability with a probable anisotropy.

No filling elements have been found in the fracture, except rare alteration.

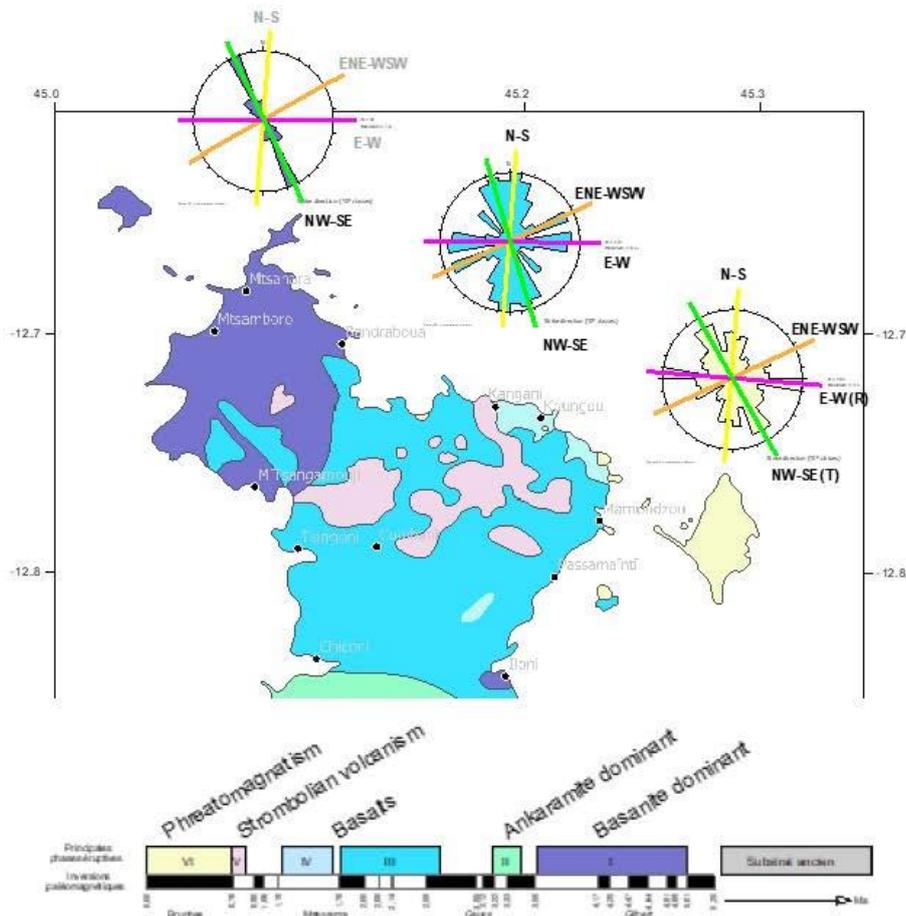


Figure 2: Fracture directions found in the different volcanic formations and main sets highlighted (background : volcano-structural map of Mayotte, Nehlig et al. (2013)).

4.2 Geochemical analysis

The main magmatic emanation is present on the Airport Beach of Petite Terre Island. Gas analysis shows that CO₂ is deep and of magmatic origin.

Geothermometer methods have been applied by various teams (Sanjuan *et al.*, 2008; Liuzzo *et al.*, 2021; this study, Figure 3) and assess an equilibrium temperature higher than 250°C, which could be the geothermal reservoir temperature at depth.

Dezayes et al.

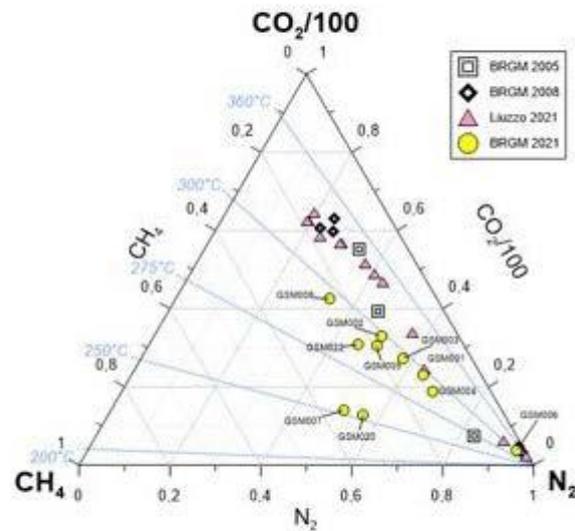


Figure 3: CO₂-N₂-CH₄ ternary diagram (Giggenbach *et al.*, 1991) with recent and previous measurements plotted. Temperature lines reported in blue are the equilibrium temperatures given by the CH₄/CO₂ geothermometer.

We also measured the gas flux directly on various location and visually estimated the gas flux by walking on the beach. Based on that, we drawn a CO₂ flux map that shows a NW-SE trend equivalent to that of the fractures. This could highlight a large structure with NW-SE direction that allow the magmatic fluid upwelling. This structure have the same direction as the main fracture set and then could constitute a major driving element for the geothermal system.

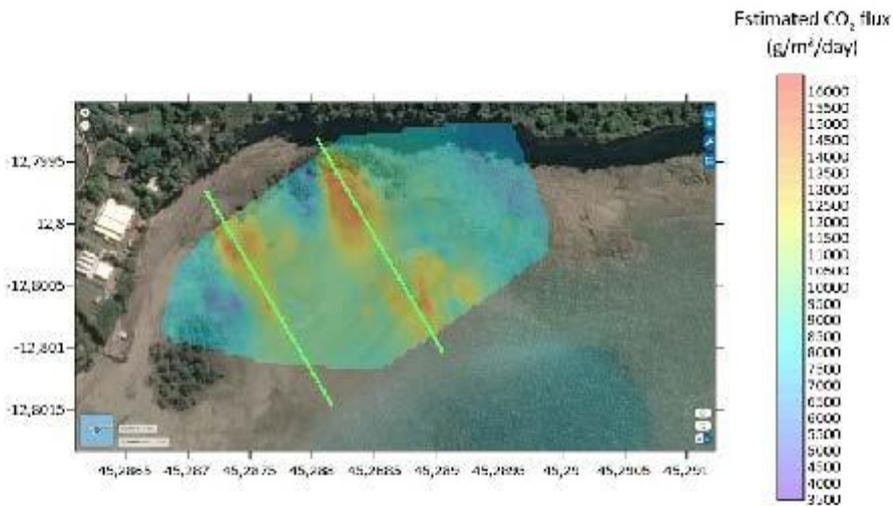


Figure 4: Map of gas flux assessment on the airport beach. Green lines: NW-SE trend tendency

4.3 Geophysical survey

Inversion of 32 land (Metronix ADU MT stations) + marine MT (Mappem Geophysics Statem stations) soundings with MININ3D code (Hautot et al., 2000, Hautot et al., 2007) provide a 3D resistivity model (Figure 5). These images display a conductive structure overlaying a resistive body with a varying depth interface (600m below Moya beach and 1.6km below the airport) (Figure 5). Similarities with the Johnston *et al.* (1992) model can be established but with a more complex geometry. We can interpret this interface as the frontier between a geothermal reservoir and its caprock. On the map view at 2432m depth, the resistivity body has a NW-SE global trend (Figure 5). This overall good quality of the hybrid land + sea MT measurement permitted to give a well-constrained 3D imaging of a potential geothermal target.

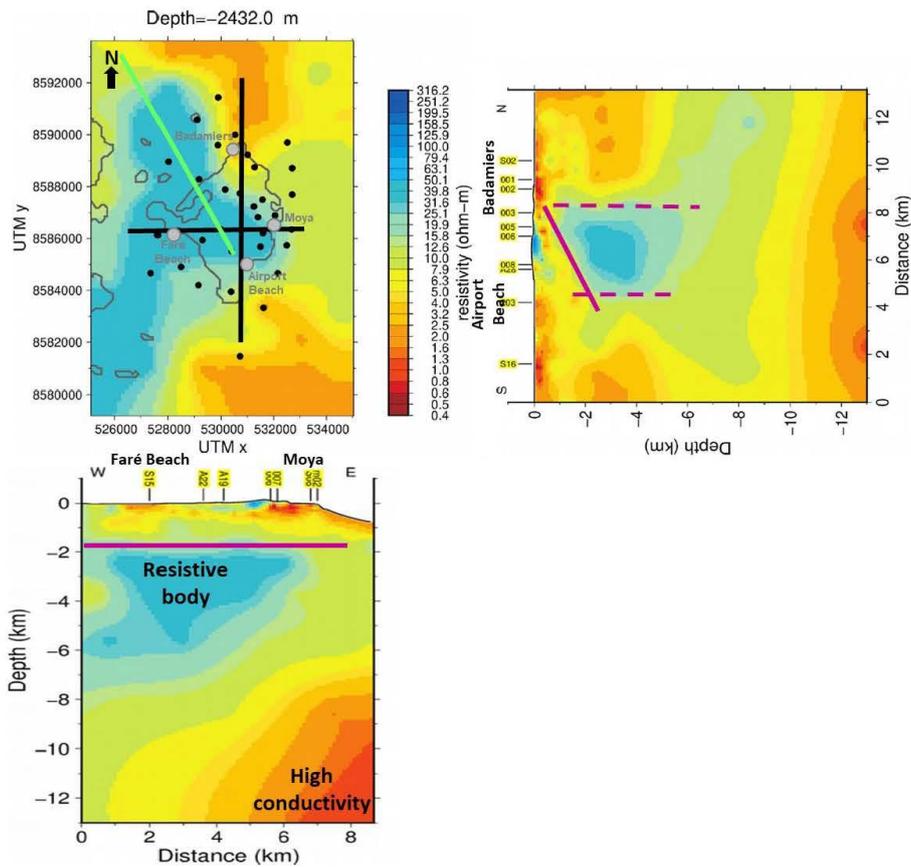


Figure 5: Resistivity map and cross-section on Petite Terre Island. On the map, black points: station location, black lines: location of cross-section, green line: SW-SE trend tendency. On cross-section, purple lines: limitation of resistive body.

Dezayes et al.

4.4 3D geological model and hydrothermal conceptual model

Resistivity inversion has been used as base of the 3D geological model in order to define the main subsurface structures, such as geothermal reservoir, cap rock, heat source (Figure 6). In surface and for the first hundred meters, geological map and previous geological observations have been integrated in the model. A previous electrical profile has been reinterpreted under the light of the new geological observation and integrated. This brings strong arguments for the two faults crosscutting the island: one by at the Airport Beach and another by Moya, where little circulation has been previous observed (Traineau *et al.*, 2006) (Figure 6).

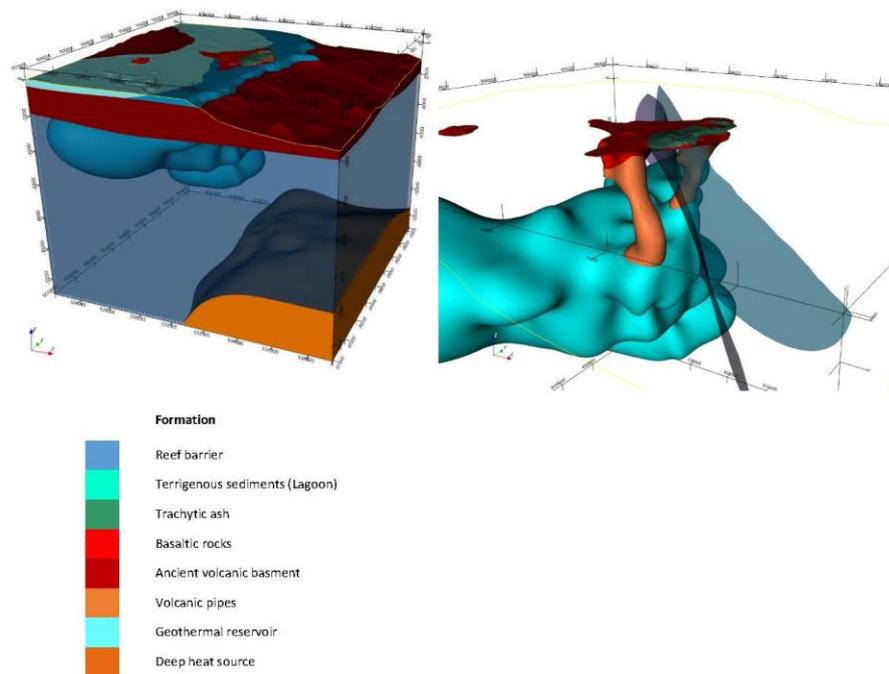


Figure 6: 3D geological model of Petite Terre Island and its surrounding. Total depth of model is 12km. Y=North. Left: global view. Right: geothermal reservoir, pipes, and faults.

Based on this geological model, the conceptual model define the hydrothermal behavior. The deep high conductivity zone constitutes the heat source. The resistive body constitutes the geothermal reservoir with a higher permeability than the basaltic rocks surrounding, with the upper high conductivity zone as the impermeable cap rock. Faults and pipes could drive deep geothermal fluid near the surface and have also been considered with a higher permeability. This conceptual model is using for hydrothermal simulations in order to define the best target to future drilling.

5. Conclusions

The geothermal exploration of Mayotte beginning in 2000's is still ongoing with new investigations and modelling of Petite Terre Island. This on-going work highlighted a geothermal reservoir at around 2 km depth with a temperature about 250°C, and a major NE-SW trend not mentioned previously. This trend constitute by faults and fractures could drive geothermal fluid near the surface.

A 3D geological and hydrothermal conceptual model has been performed based on whole data available. This is the base for a hydrothermal model and circulation simulations of deep geothermal fluid to near surface, which is still an ongoing work.

These hydrothermal simulations could give help to locate the best place for future exploration geothermal drilling.

REFERENCES

Famin, V., Michon, L., Bourhane, A., 2020. The Comoros archipelago: a right-lateral transform boundary between the Somalia and Lwandle plates. *Tectonophysics* 789. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228539>

Giggenbach, W.F., Sano, Y., Schmincke, H.U., 1991. CO₂-rich gases from Lakes Nyos and Monoun, Cameroon; Laacher See, Germany; Dieng, Indonesia, and Mt. Gambier, Australia—variations on a common theme. *J.Volcanol.Geotherm.Res.* 45, 311–323. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(91\)90065-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(91)90065-8)

S. Hautot, P. Tarits, K. Whaler, B. Le Gall, J.J. Tiercelin, C. Le Turdu. Deep structure of the baringo rift basin (Central Kenya) from three-dimensional magnetotelluric imaging: Implications for rift evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105 (2000), pp. 23493-23518

S. Hautot, R. Single, J. Watson, N. Harrop, D. Jerram, P. Tarits, K. Whaler, D. Dawes. 3-d magnetotelluric inversion and model validation with gravity data for the investigation of flood basalts and associated volcanic rifted margins. *Geophys. J. Int.*, 170 (2007), pp. 1418-1430

Johnston J. M., Pellerin L., Hohmann G.W. (1992) - Evaluation of electromagnetic methods for geothermal reservoir detection. *Geothermal resources transactions*, vol. 16, oct. 92.

Lacquement, F., Nehlig, P., Bernard, 2013. Carte géologique de Mayotte. Feuille 1179. Edition BRGM.

Liuzzo, M., Di Muro, A., Rizzo, A.L., Caracausi, A., Grassa, F., Fournier, N., Shafik, B., Boudoire, G., Coltorti, M., Moreira, M., Italiano, F., 2021. Gas Geochemistry at Grande Comore and Mayotte Volcanic Islands (Comoros Archipelago), Indian Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 22, e2021GC009870. <https://doi.org/10.1029/2021GC009870>.

Nehlig, P., Lacquement, F., Bernard, J., Audru, J.C., Caroff, M., Deparis, J., Jaouen, T., Pelleter, A.-A., Perrin, J., Prognon, C., Vittecoq, B., 2013. Notice de la carte géologique de Mayotte à 1/30 000. Rapport BRGM RP-61803-FR. 135 p.

Dezayes et al.

Pajot G., Debeglia N. et Miché J.-M. (2007) – Estimation du potentiel géothermique de Mayotte : Phase 2- Etape 1. Investigations géophysiques par gravimétrie, magnétisme et panneau de résistivité électrique. Rapport BRGM/RP-56027-FR, 59 p., 27 fig., 2 ann.

Sanjuan B., Baltassat J.-M., Bezelgues S., Brach M., Girard J.-F., Mathieu F., avec la collaboration de Debeglia N., Dupont F., François B., Miché J.-M., Pajot G., Traineau H., 2008. Estimation du potentiel géothermique de Mayotte: Phase 2 - Etape 2. Investigation géologiques, géochimiques et géophysiques complémentaires, synthèse des résultats. Rapport BRGM/RP-56802-FR, 82 p.

Traineau H., Sanjuan B., Brach M., Audru J.-C., 2006. Etat des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte. Rapport BRGM/RP-54700-FR, 81 p.

Annexe 2

Proceeding EAGE – GET2022

Résumé étendu de la présentation faite à la 3^{ème} EAGE Global Energy Transition Conference & Exhibition.

On the importance of nearshore extension of MT arrays for geothermal exploration of coastal geothermal systems

P. Tarits^{1,2,3}, S. Hautot², J-F. D'Eu³, P. Wawrzyniak⁴, F. Bretaudeau⁴, S. Védrine^{1,4}, M. Darnet⁴, A. Stopin⁴,

¹Geo-Ocean, IUEM, Brest, France, ²Imagir Sarl, ³Mappem Geophysics Sas, ⁴BRGM, France

Summary

Within the framework of the development of the exploration of geothermal energy resources in coastal areas, we tested the importance of nearshore magnetotelluric (MT) prospecting at the land-sea interface (less than 1 km from the coast). Indeed, the current exploration methods in geothermal, in general exclusively terrestrial, do not allow to extend the knowledge of the environments for the evaluation of the energy resource, the coast being the physical limit of the methods used. The objective of these explorations is to better understand the volumetric extent of the resource and in particular its possible extension beyond the coast to optimize the positioning of geothermal drilling and increase the production of these renewable energies. In all coastal geothermal regions (seas but also lakes), without information beyond the terrestrial domain, subsoil models are poorly constrained and the resource poorly evaluated. We deployed new marine MT systems designed for shallow water and light deployments in Mayotte (Comoros Archipelago) and Guadeloupe (French West Indies) to investigate the impact of offshore MT sites on the resistivity distribution in depth.

Introduction

High temperature geothermal energy is one of the renewable resources that can be used to produce sustainable and non-intermittent electricity. Geothermal energy is booming in many regions of the world. The most classical geothermal sites are exploited in active or recent volcanic areas. Their study, evaluation as a resource and their exploitation requires mapping the resource at depth to : determine if the resource is economically viable, detect the resource at the shallowest possible depths (1-2km) to limit the cost of drilling, and determine the sites to be drilled to optimize the exploitation.

The geophysical technique used to explore the geothermal resources is mainly magnetotelluric (MT). This passive method of electromagnetic measurement, which has no impact on the environment provides an image of the electrical resistivity of the subsoil down to a depth of several kilometres. The electrical resistivity depends on the materials encountered, but also strongly depends on the temperature of the environment. However, many volcanic domains around the world border on the sea or on volcanic lakes. Thus, for example in the French ultra-marine territories (Antilles, Reunion, Mayotte) the knowledge of these resources is currently limited by the proximity of the sea and their extension under the coastal domain remains uncertain.

From a technical and methodological point of view, the extension of terrestrial exploration methods nearshore implies a new generation of light waterproof instruments because of coastal access. In many regions, only local boats are available, sometimes very small. Beyond these technical issues, the processing and modelling of the data acquired on the water bottom requires special treatments because of the land/water interface and bathymetry. The data must also be included in the main network constituted of land MT sites in majority. This whole workflow induces additional costs to the planned inland MT survey and the importance of nearshore MT must be assessed.

Here we tested the importance of nearshore MT sites onto the general 3D inversion scheme of MT networks acquired for geothermal exploration of coastal geothermal resources. We deployed new MT systems off the island of Petite Terre (Mayotte) and off the Bouillante geothermal plant in Guadeloupe. In Mayotte, the resource is localised in the small island of Petite Terre and the need of marine sites in and outside the lagoon is mandatory to obtain a relevant model for geothermal assessment. In Bouillante, we inverted the MT network of land and marine sites and will compare the resulting model with the one obtained from land sites only.



Figure 1: STATEM magnetotelluric instrument

Underwater nearshore MT system

Marine magnetotelluric instruments must be compact but offer similar performance as the terrestrial devices. In addition, it must be possible to deploy them from light boats for reasons of availability of nautical means, accessibility and cost. We developed a new generation of marine MT systems (STATEM). The STATEM system (Figure 1) records the two horizontal components of the electric field with 5m-long electric dipoles and marine Ag–AgCl electrodes. The three components of the magnetic field were obtained from a 3-component fluxgate sensor. With an optimized datalogger, the measurements were performed synchronously at a sampling rate of 512 Hz. The design of the system is such that motion of the system induced by oceanic current is minimized. During the survey, bidirectional tiltmeter measurements performed every second showed that motion and drift of the sensor were minimum (less than ± 0.2 deg). The STATEMs were deployed and tested in two areas: Mayotte Islands (Comoros Archipelago in Indian Ocean) and Guadeloupe Island (French West Indies) in water depths from 5 to 30m (Figure 2).

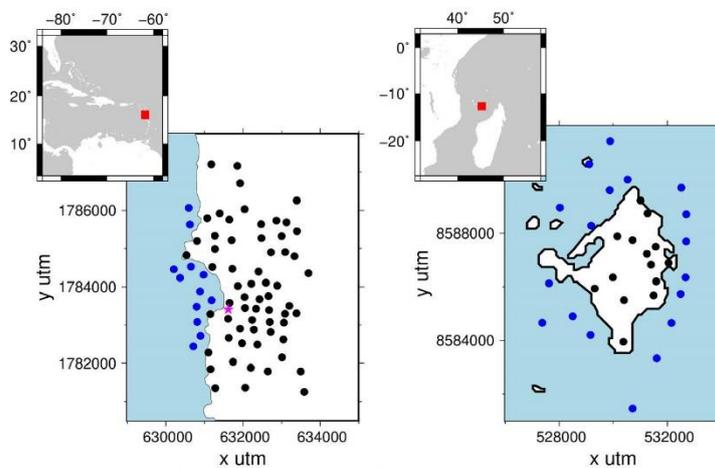


Figure 2: Left: Guadeloupe MT survey (French West Indies). Black dots: land MT sites; Blue dots: STATEM marine sites. Purple star is the Bouillante geothermal plant. Right: Petite Terre, Mayotte Islands (Comoros Archipelago) MT survey. Black dots: land MT sites; Blue dots: STATEM sites.

3-D MT inversion

We performed the 3D modeling of the two MT arrays with minim3D 3D inversion software (Hautot et al., 2007). The inversion scheme is based on a steepest descent technique to minimize a misfit function plus regularization terms. The technique does not involve any Jacobian or Hessian estimates. Hence, the inversion grid and the forward computation grid are disjoint which provides a strong degree of flexibility to adjust the inversion grid and the regularization with respect to the data (number and distribution). The 3-D inversion uses the full impedance tensor at all frequencies and sites. In volcanic and nearshore context, MT data are affected by near-surface heterogeneities (topography, bathymetry, coast effect). We either directly include the bathymetry in the 3D inversion process (hereafter the case study of Mayotte) or calculate bathymetry and topography distortion coefficients that are applied on the MT field computed for a flat earth 3D model (Hautot et al., 2015). The latter approach is preferable in contexts with strong topography (hereafter the case study of Bouillante).

Geothermal prospect of Petite Terre (Mayotte Islands)

Figure 2 shows the Petite Terre geothermal prospect explored first in 2007 (Pajot et al. 2007) then in 2019 with MT (Darnet et al. 2020) and completed in 2021 with a denser array of MT sites. The 3D inversion of the full MT array included a total of 32 MT sites including 18 marine (STATEM instruments) sites (Figure 2). Given the size of Petite Terre (4x5km), it was mandatory to extend the array in the lagoon to the West and in open waters to the East. An illustration of the 3-D resistivity model is presented in Figure 3.

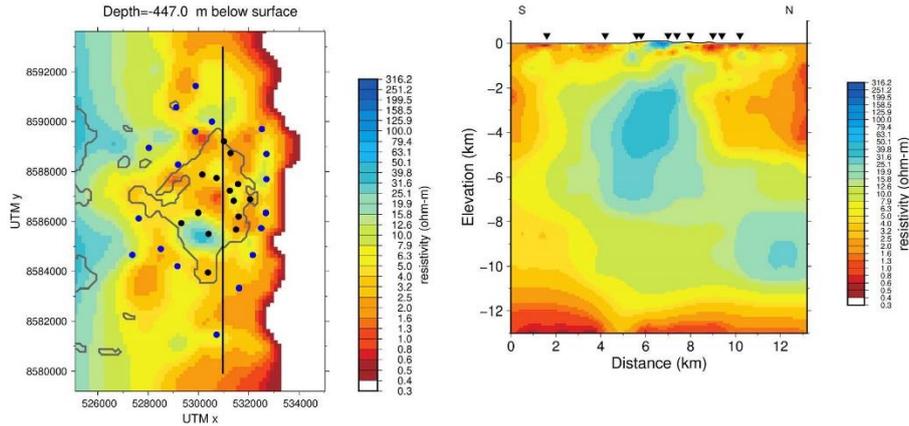


Figure 3: Petite Terre 3D resistivity model with the marine sites (in blue). Left: Horizontal section at 450m. Right: Vertical section along the black line on the map to the left.

Geothermal site of Bouillante (Guadeloupe Island)

The Bouillante geothermal plant is located on shore at the SW of Guadeloupe Island (Calcagno et al. 2012) and belongs nowadays to the company Ormat which commissioned a MT survey in 2016 (Owens et al., 2016). In 2021, we carried out a CSEM and MT survey in the area with 12 marine MT/CSEM sites (Figure 2) using the STATEM instruments and 9 land MT sites (Metronix instruments). We carried out the 3-D inversion of this new data set together with a selection of 53 MT sites from Ormat (Figure 2).

Conclusions

One objective of the marine experiments carried out in these regions was to study the importance of the marine MT sites in the 3-D resistivity model. An illustration of the results is displayed in Figures 3-4. In Figure 4, the result can be compared to Owens et al. (2016). Next we shall invert the data set used for the model illustrated in Figure 4 without the marine sites for comparison.

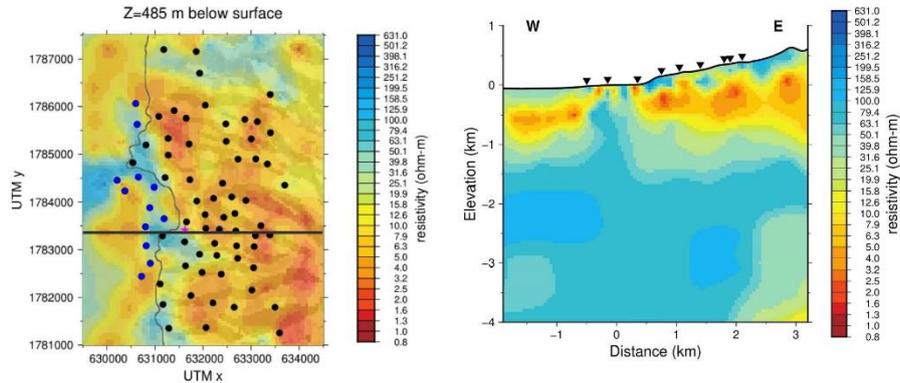


Figure 4: Bouillante 3D resistivity model with the marine sites (in blue). Left: Horizontal section at 485m. Right: Vertical section along the black line on the map to the left.

Acknowledgements

The Mayotte MT project was funded by the Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie, Département de Mayotte and Agence française de développement. The Bouillante MT project was funded by the Interreg V Transition Énergétique dans la Caraïbe. We would like to thank Ormat Technologies Inc. for providing access to their MT dataset and the right to publish.

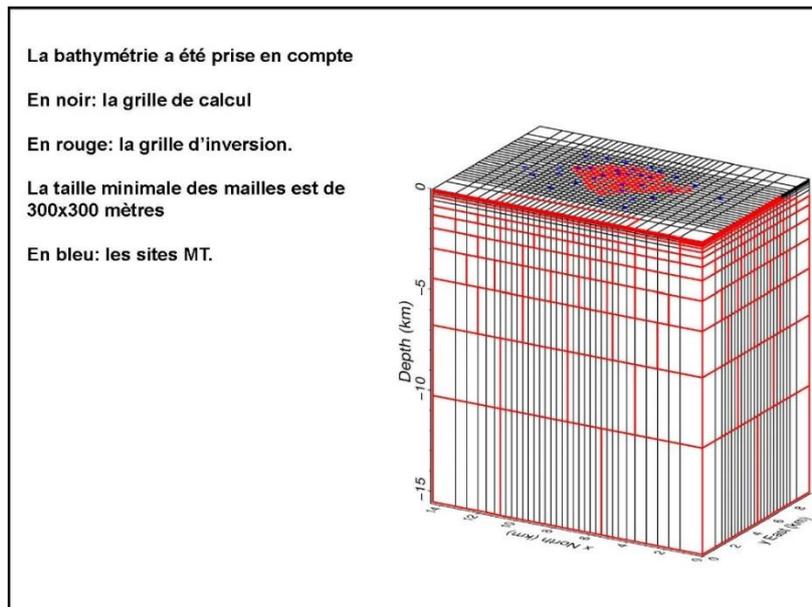
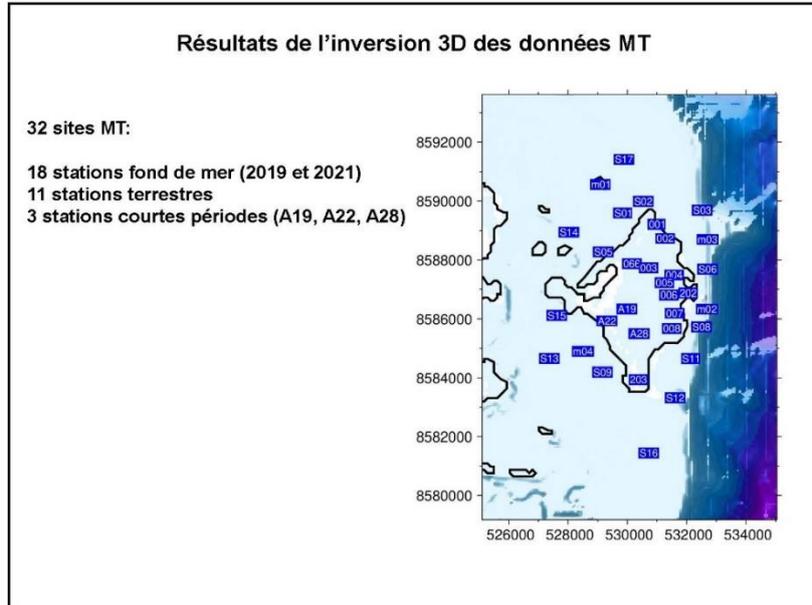
References

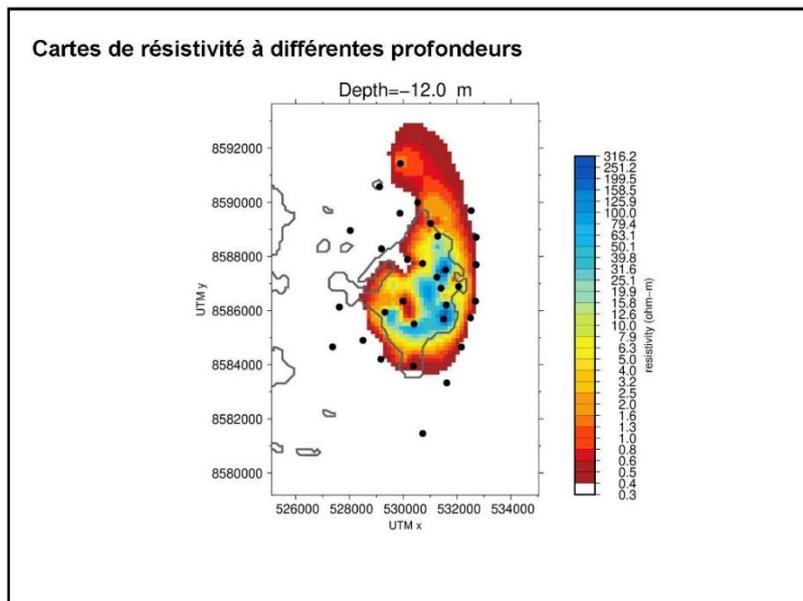
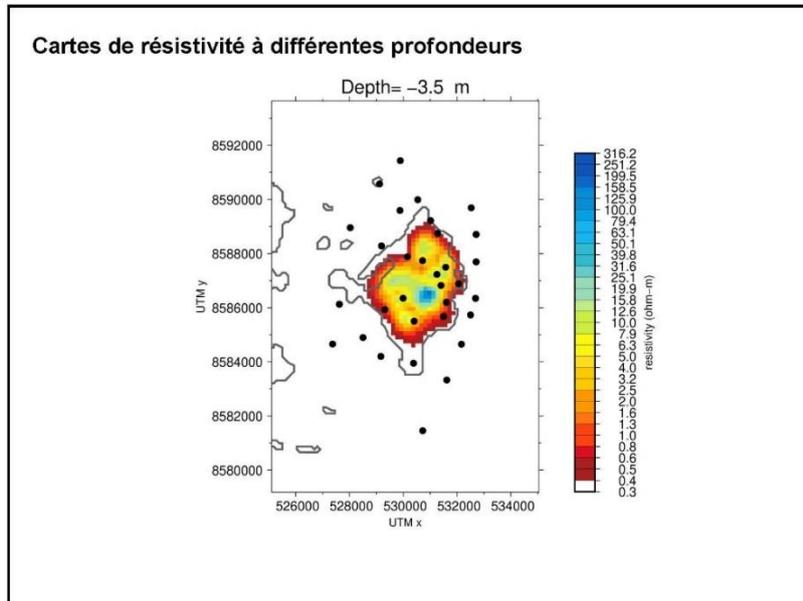
- Calcagno, P., Boucho V., Thion I., Bourguin, B. [2012] A new 3D fault model of the Bouillante geothermal province combining onshore and offshore structural knowledge (French West Indies). *Tectonophysics* 526–529, 185–195.
- Darnet M., P. Wawrzyniak, P. Tarits, S. Hautot, J.F. D'Eu [2020] Mapping the geometry of volcanic systems with magnetotelluric soundings: results from a land and marine magnetotelluric survey performed during the 2018-2019 Mayotte seismovolcanic crisis, *J. Vol. Geotherm Res.* V406, 15, 107046
- Hautot S., Single R.T., Watson J., Harrop N., Jerrham D.A., Tarits P., Whaler K. and Dawes G. [2007] 3-D magnetotelluric inversion and model validation with gravity data for the investigation of flood basalts and associated volcanic rifted margins. *Geophys. J. Int.*, 170, 1418-1430.
- Hautot, S., P. Tarits, N. Coppo, and B. Rondeleux, A simple implementation of bathymetry and topography in 3-D magnetotelluric inversion. 85th SEG Annual Meeting, New-Orleans, La, USA, October 18-23, 2015.
- Owens, L., Perkin, D., Garanzini, S. [2018] 3D MT Characterization of the Bouillante Geothermal Resource. *GRC Transactions*, Vol. 42.
- Pajot G., Debeglia N., Miché J-M [2007] Estimation du potentiel géothermique de Mayotte : Phase 2 - Etape 1. Internal Report, BRGM/RP-56027-FR.

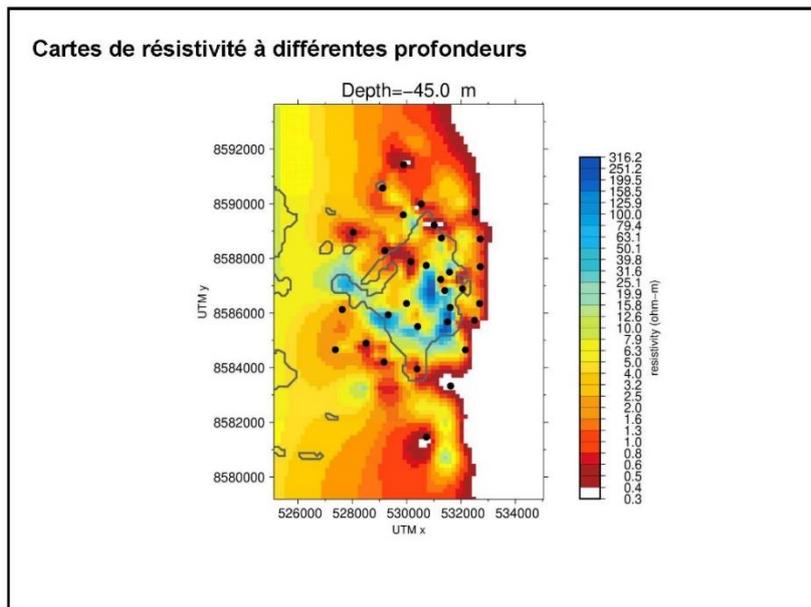
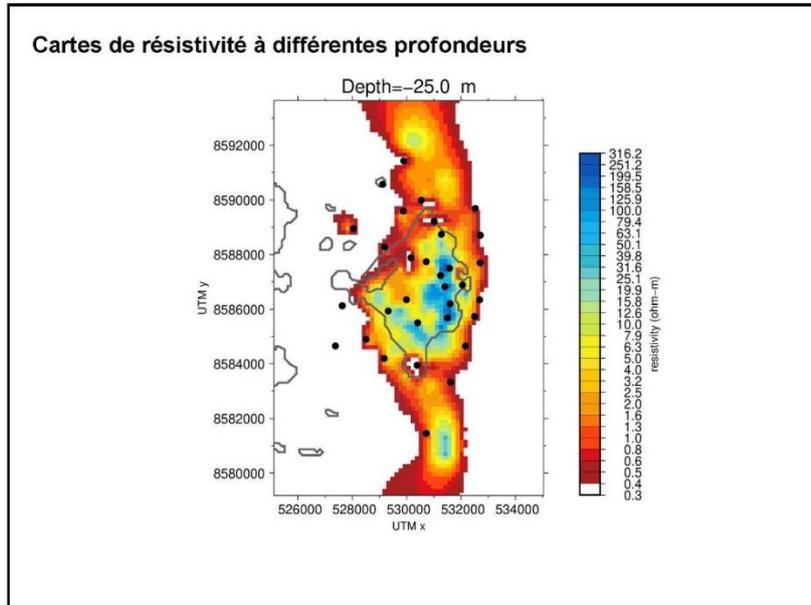
Annexe 3

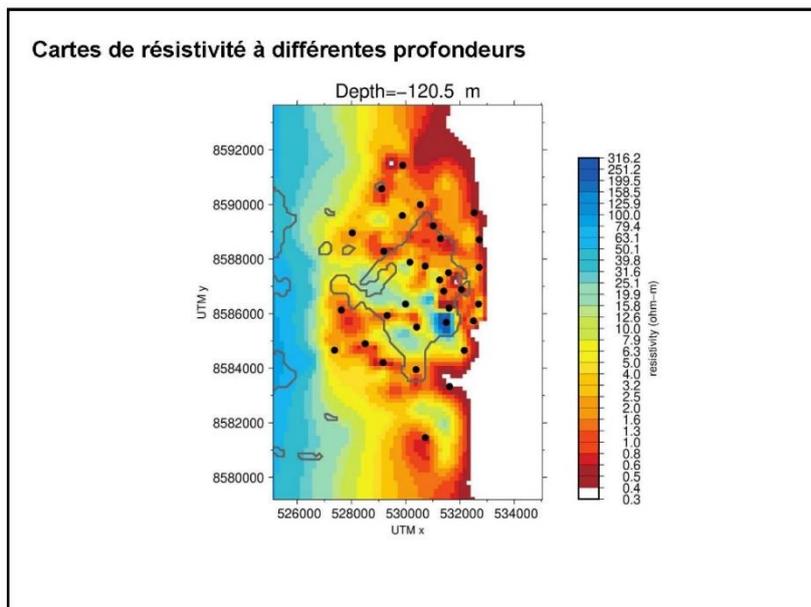
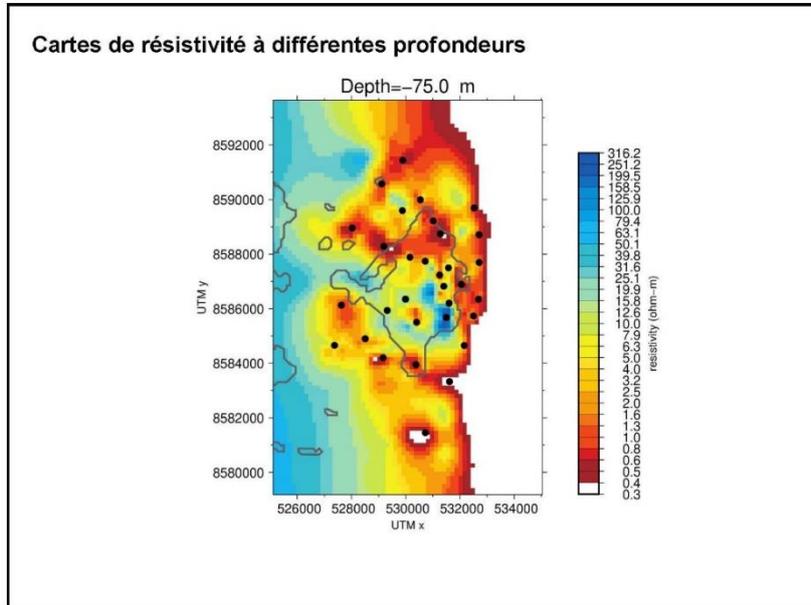
Rapport MAPPEN

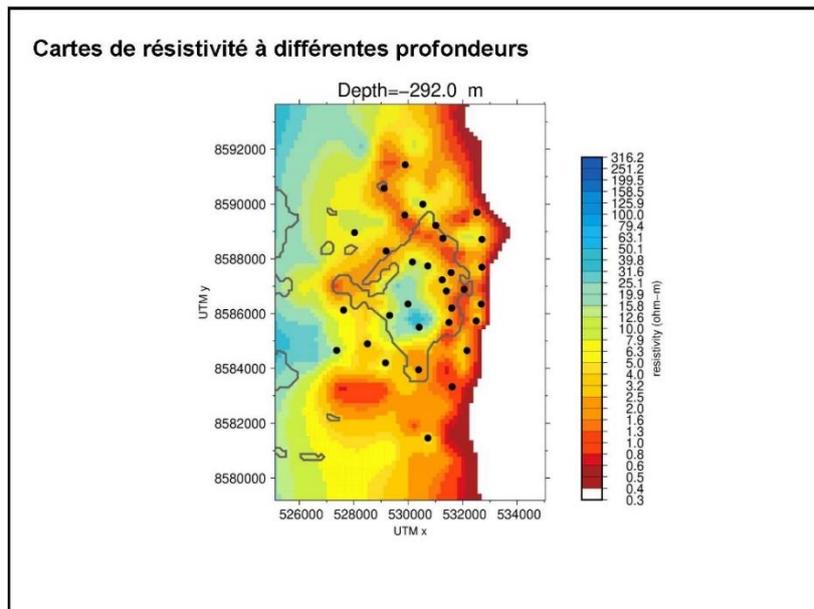
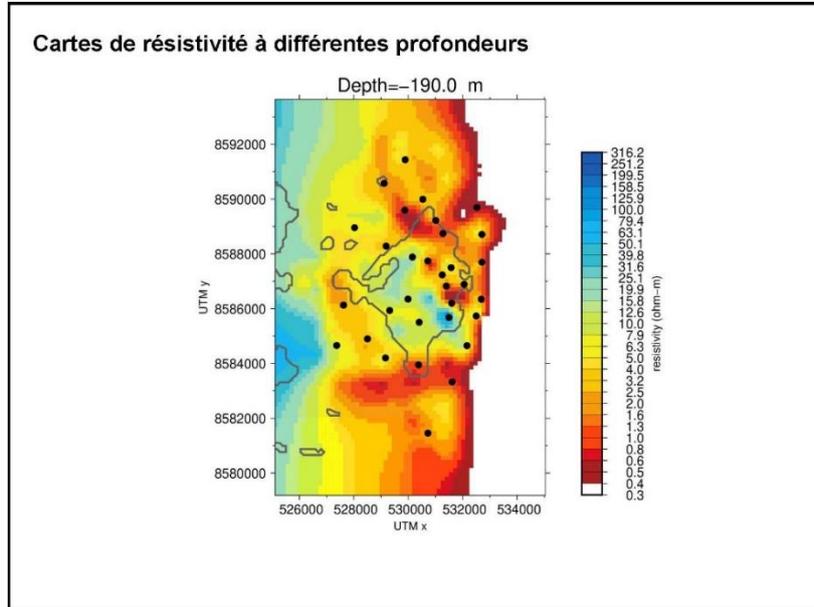
Power point rapport de l'inversion MT réalisée par la société MAPPEM.

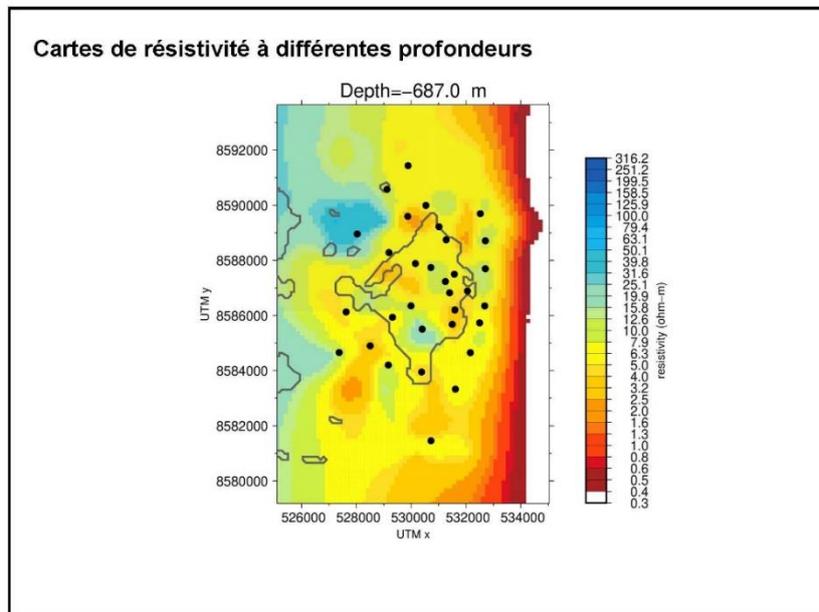
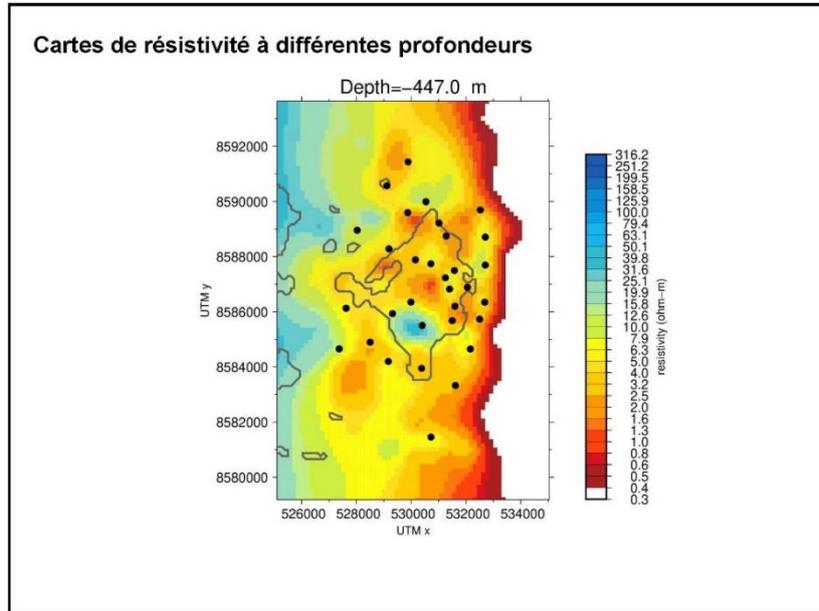


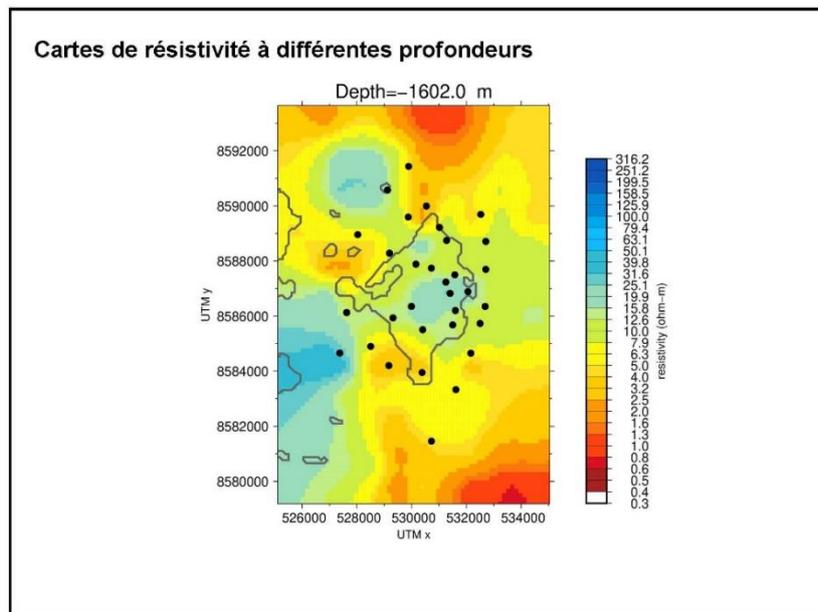
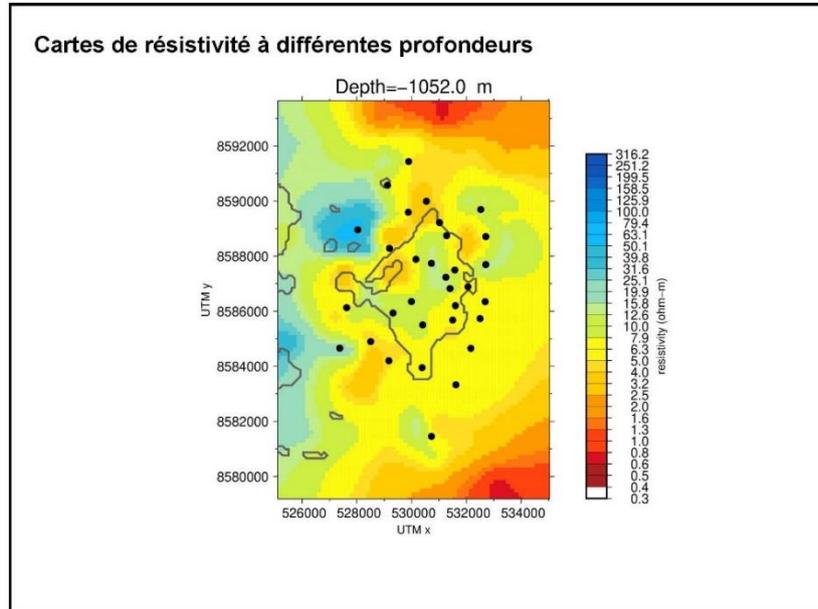


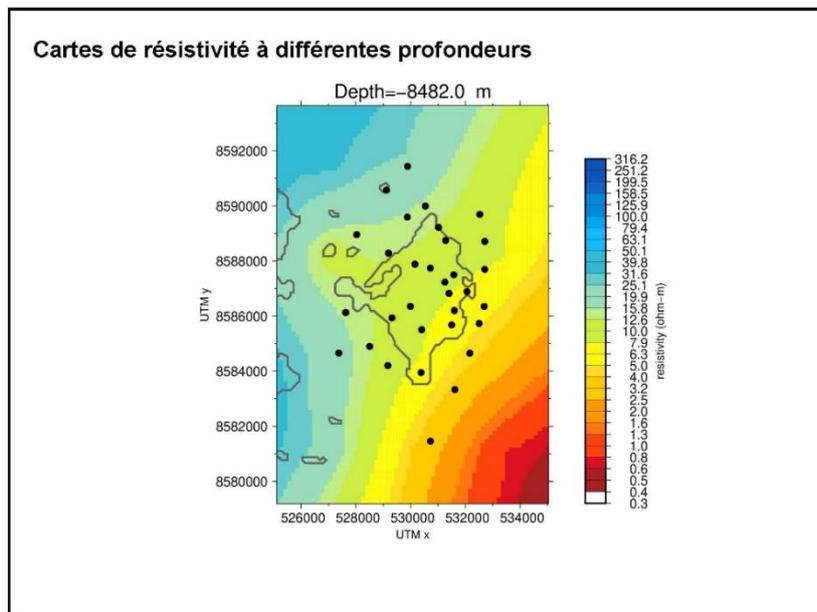
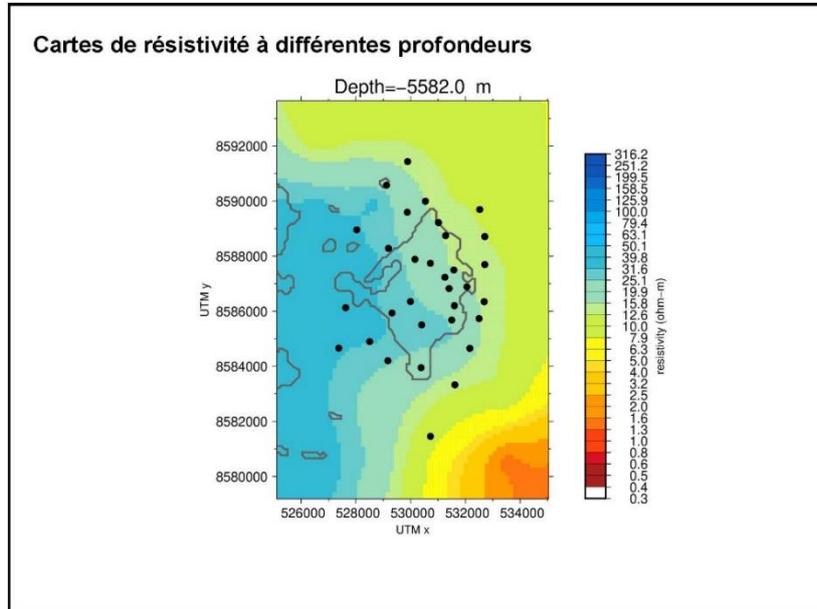


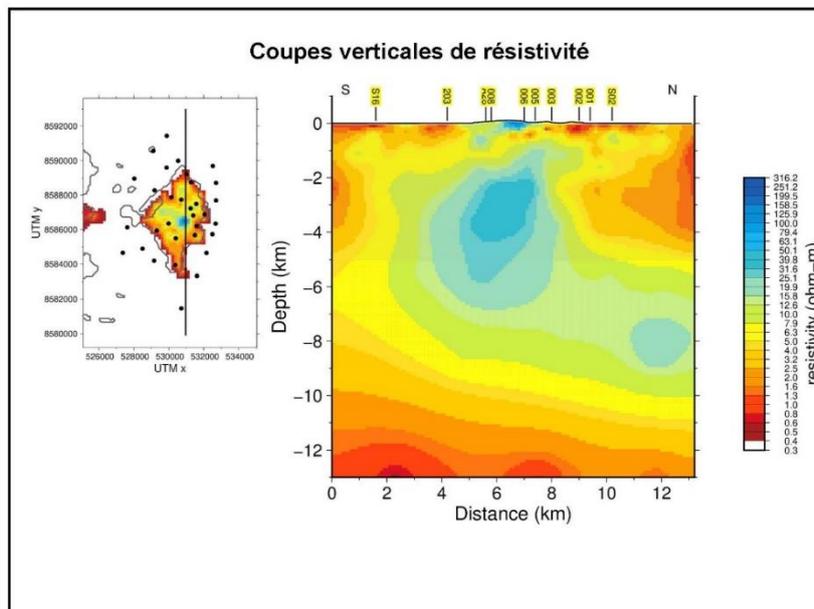
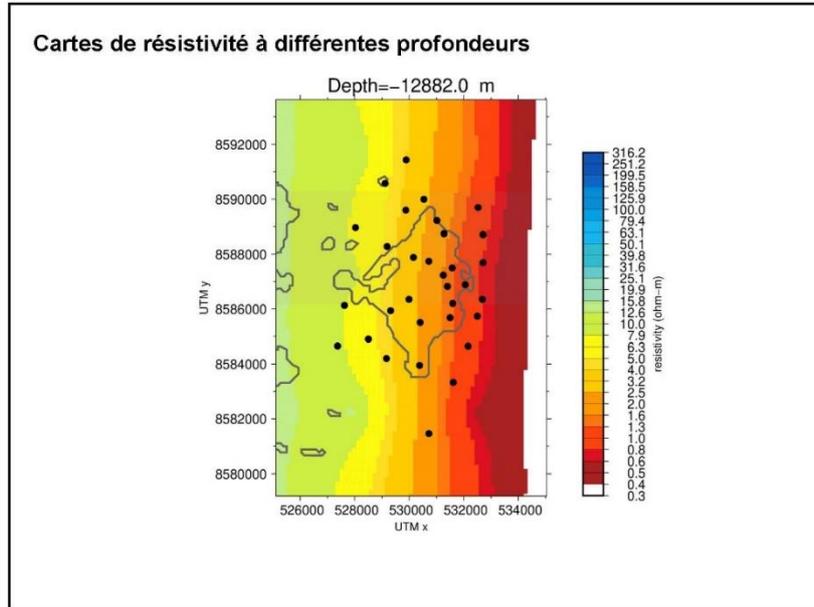


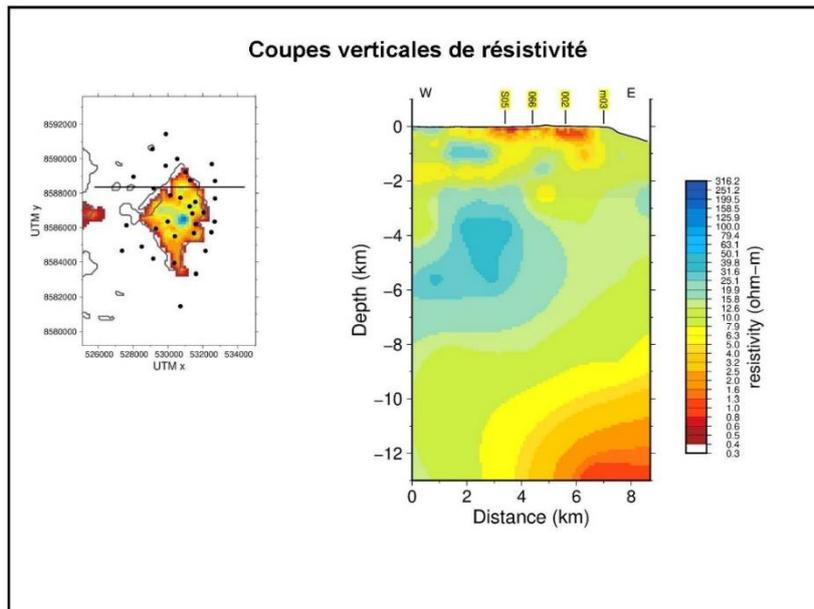
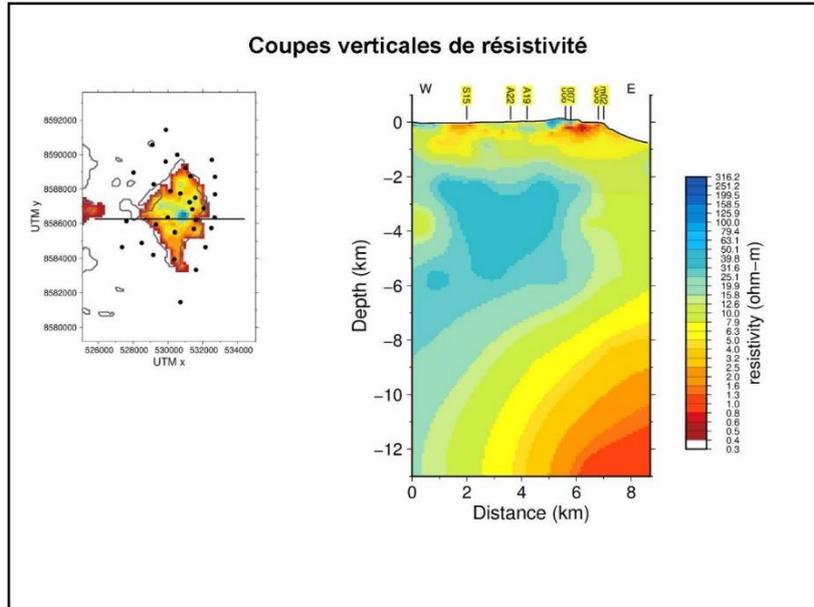


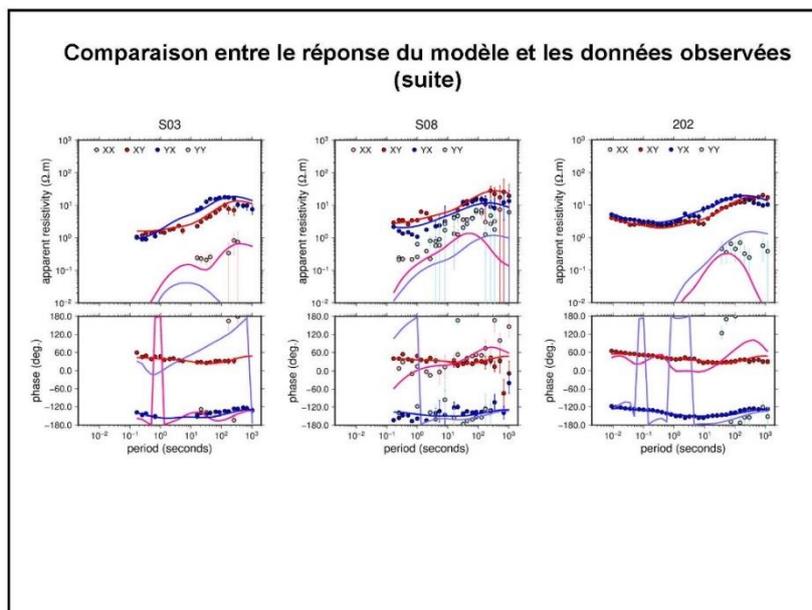
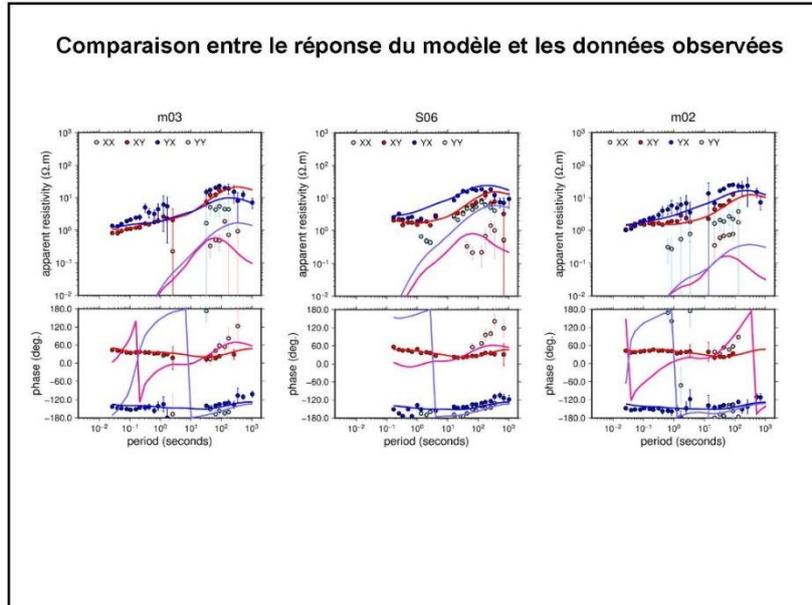


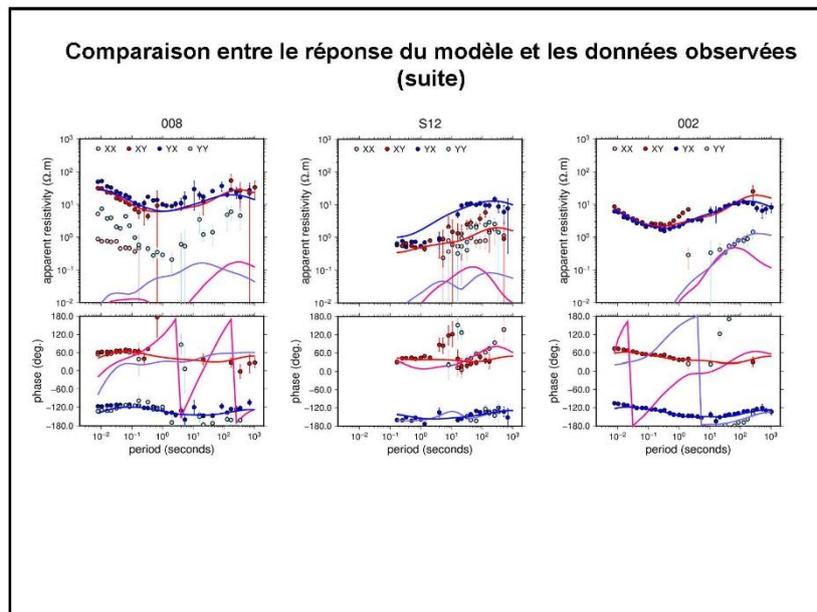
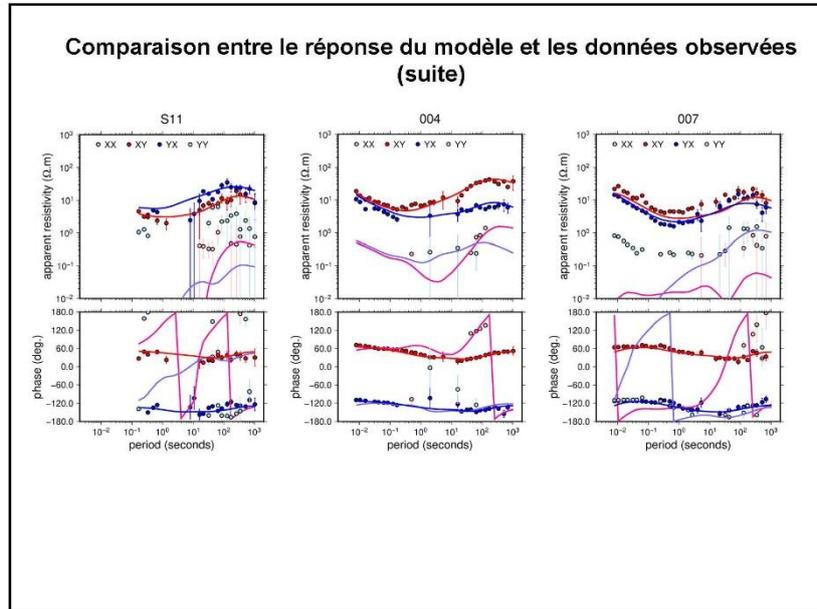


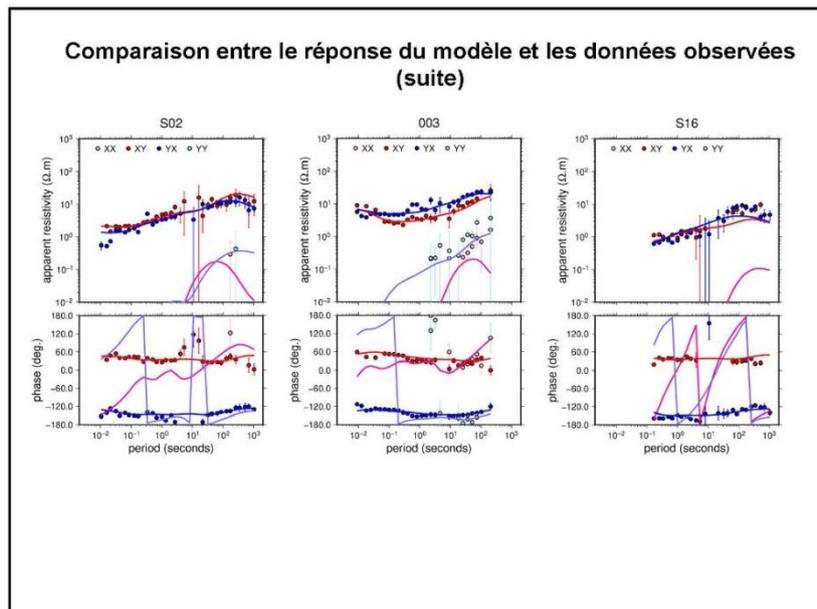
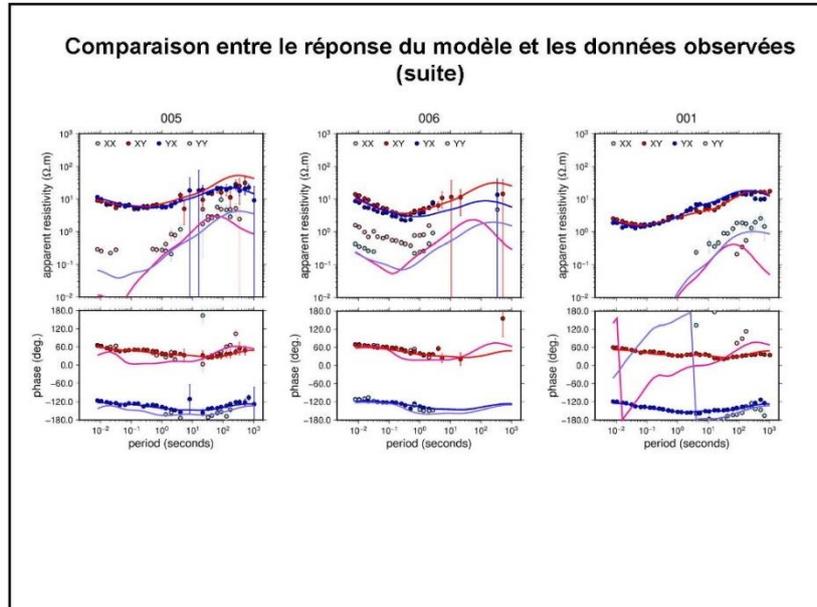


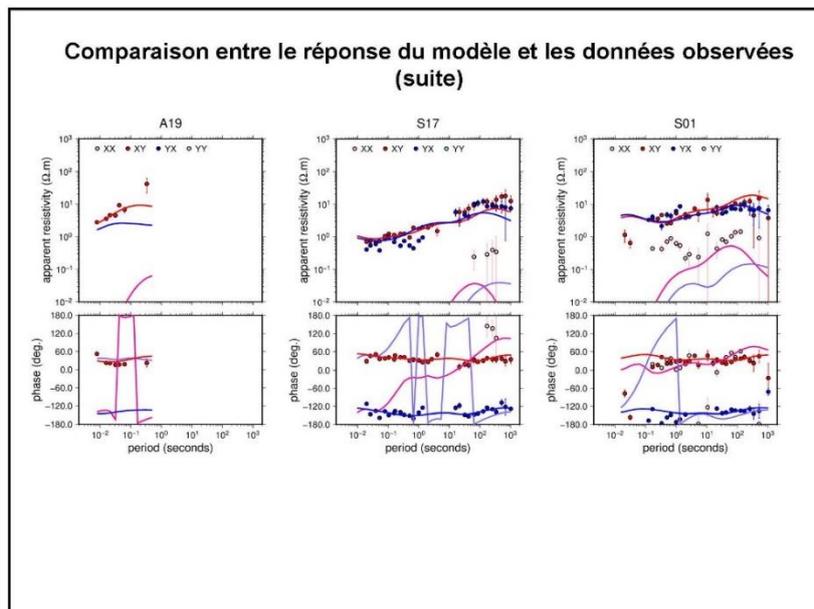
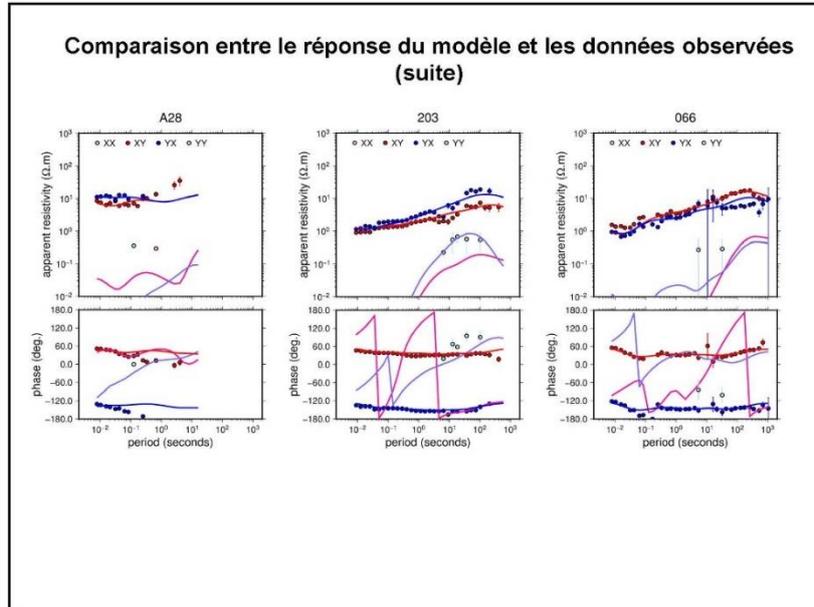


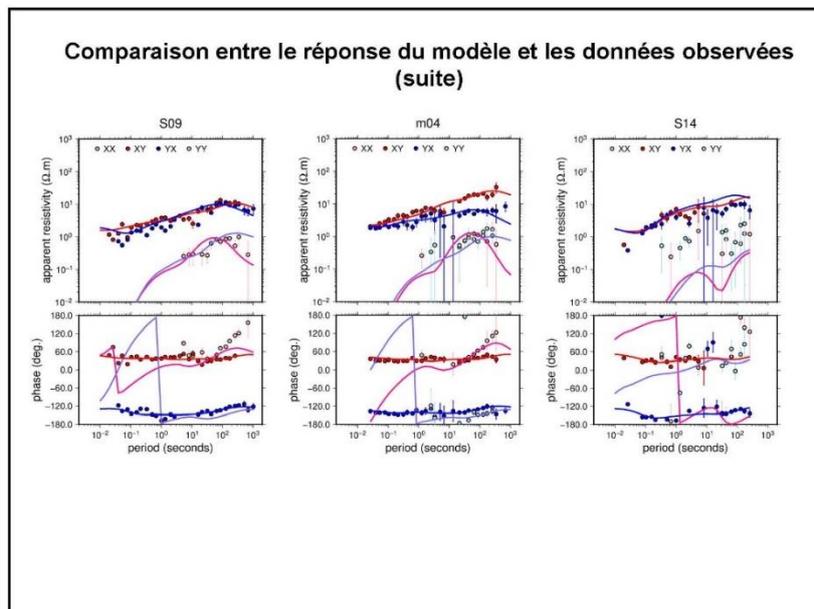
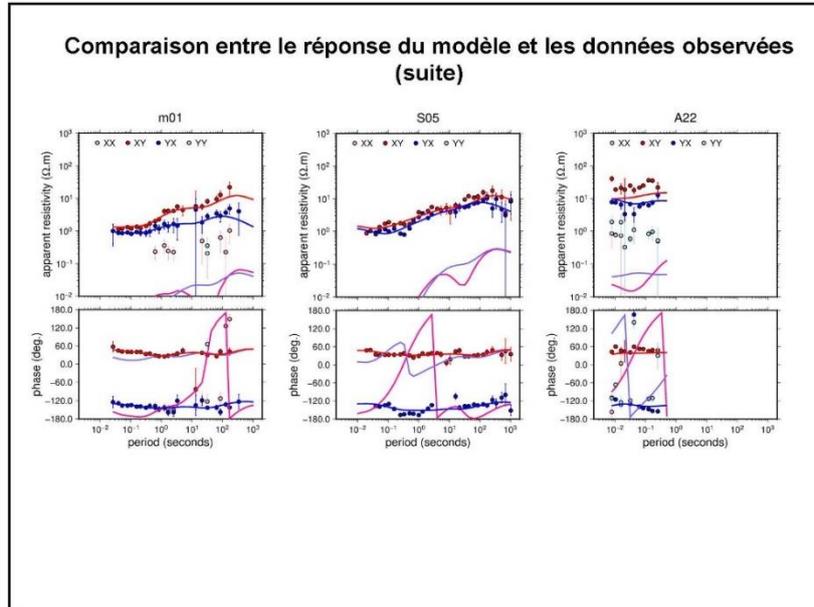


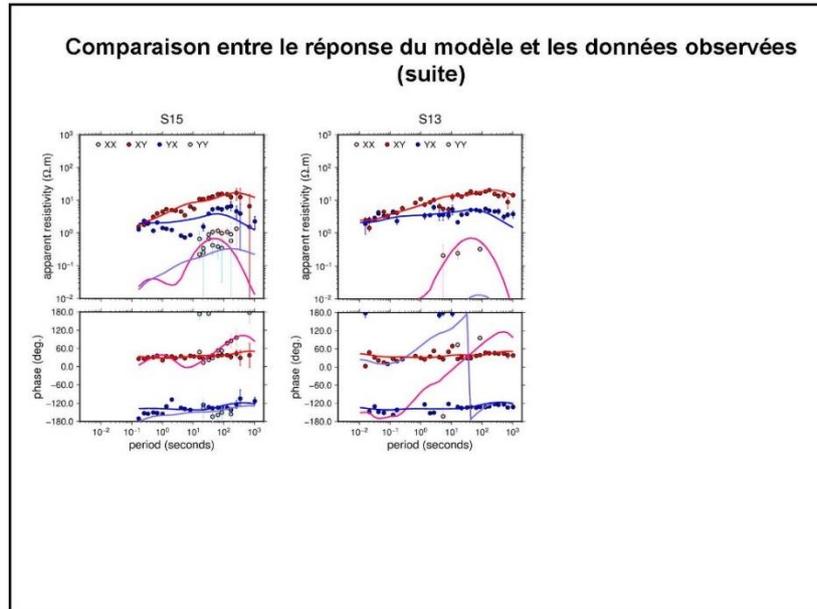












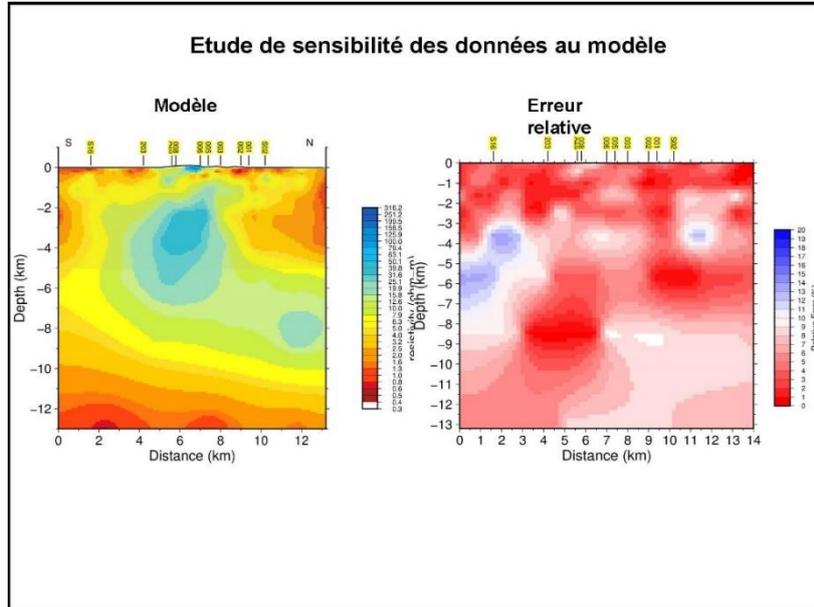
Etude de sensibilité des données au modèle

Pour chaque paramètre du modèle: La résistivité est augmentée d'un pourcentage croissant de sa valeur jusqu'à ce qu'une valeur seuil (ici 3.5%) de la fonction erreur soit atteinte. De la même manière, la résistivité est diminuée jusqu'à ce que la valeur seuil soit atteinte.

Cette analyse quantitative de la sensibilité permet de définir pour la résistivité d'un paramètre une erreur relative.

La méthode nécessite cependant un très grand nombre de calculs.

Les résultats sont présentés ci après pour les paramètres le long de la coupe NS (planche 20).





**RÉPUBLIQUE
FRANÇAISE**

*Liberté
Égalité
Fraternité*

**Centre scientifique et technique
Direction des Géoressources**

3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

www.brgm.fr



Géosciences pour une Terre durable

brgm