



Couplage de la modélisation géologique 3D et de la modélisation hydro-thermique : apport à la compréhension du système géothermique du Lamentin (Martinique)

Yannis Labeau

► To cite this version:

Yannis Labeau. Couplage de la modélisation géologique 3D et de la modélisation hydro-thermique : apport à la compréhension du système géothermique du Lamentin (Martinique). Sciences de la Terre. Université des Antilles, 2018. Français. NNT : 2018ANTI0375 . tel-03704700

HAL Id: tel-03704700

<https://theses.hal.science/tel-03704700>

Submitted on 25 Jun 2022

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

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

**Université des Antilles, ED 589 –Milieu insulaire tropical à risques :
Protection, Valorisation, Santé et Développement**

Thèse de Doctorat

Discipline : Physique

Présenté par Yannis LABEAU

Couplage de la modélisation géologique 3D et de la modélisation hydro-thermique. – Apport à la compréhension du système géothermique du Lamentin (Martinique).

Soutenue le 11 Décembre 2018

Membres du Jury de thèse

Président du Jury, Rapporteur : Philippe ACKERER, Directeur de Recherche CNRS (Unistra)
Rapporteuse : Patricia PATRIER, Professeure de l'Université de Poitiers
Examineur : Didier BERNARD, MCF HDR de l'Université des Antilles
Examineur : Benoît VITTECOQ, Directeur Régional du BRGM (Martinique)
Directrice de la thèse : Juliette SMITH-RAVIN, Professeure de l'Université des Antilles
Co-encadrant : Charles-Christophe JEAN-LOUIS, Docteur, PRAG à l'Université des Antilles

Membres Invités

Hélène PASCALINE : MCF HDR retraitée, première directrice de thèse
Alain GADALIA : Docteur, Ingénieur BRGM retraité



Remerciements

Des moments de joie, de stress surtout positif mais aussi de doutes rapidement dissipés par l'intérêt du sujet de thèse et surtout par les encouragements de tous ceux qui m'ont accompagnés, car voici j'y étais acteur avec eux dans cette théâtrale vie de thésard, dans cette aventure partagée.

Je tiens donc à remercier Juliette Smith-Ravin, Odile Marcelin François-Haugrain et Hélène Pascaline, les premières personnes que j'ai rencontrées à l'Université et qui m'ont permis de réaliser cette thèse, ô combien le premier contact détermine beaucoup de choses !

J'y associe chacun des autres membres de BIOSPHERES : Charles-Christophe, Marie, Roselyne, Laurent, Loïc, Frédéric, Christelle, Elodie, ..., une vraie équipe soucieuse du développement des sciences expérimentales toujours dans un esprit de collaboration. L'écologue René Dubos s'exprima ainsi lors du premier sommet sur l'environnement en 1972 : « Penser global, agir local », et je crois que BIOSPHERES y est fortement engagée.

Je n'oublie pas Anne ainsi que toute l'EA 929 pour leur accueil et leur accompagnement.

Je souhaite remercier de même l'ensemble du personnel du BRGM que j'ai côtoyé aussi bien à Orléans qu'en Martinique : Benoît, Anne-Lise, Thomas, Alain, Bernard, Séverine, Monique, Simon, Faïza, Philippe et Philippe, Gabriel (avec mention spéciale : « Plus on rate et plus on a de chances de réussir ! », bref : Ga Bu Meu Zo !!). J'ai particulièrement apprécié la campagne de terrain en géologie avec vous : Alain, Monique, Séverine et Anne-Lise, ainsi que celle de géophysique avec Thomas, même si la pluie était au rendez-vous les deux fois!

À Albert Genter d'Electricité de Strasbourg, Philippe Laplaige et Paul Courtiade de l'ADEME, j'adresse ma reconnaissance pour leur soutien et leur aide dans la progression de la thèse.

À Stéphanie, Joelle, Max, ma reconnaissance pour votre soutien et vos encouragements.

Cette thèse n'aurait pu aboutir au mieux sans l'encadrement de mes directrices de thèse, d'abord Hélène puis Juliette pour lesquelles je réitère mes remerciements. Je voudrais adresser ma gratitude en particulier à Charles-Christophe Jean-Louis et Alain Gadalia qui m'ont donné de leur temps et de leurs conseils. Ils ont été d'un accompagnement quotidien et, j'ose le dire, sans faille !! J'ai beaucoup appris à vos côtés.

Aux deux rapporteurs, Patricia Patrier et Philippe Ackerer, je vous adresse mes sincères remerciements d'avoir accepté ce rôle et de porter intérêt à mon sujet de thèse. Merci aussi à Monsieur Didier Bernard pour son implication dans la thèse.

Je veux aussi remercier l'ensemble des membres du PTME : la CTM, le SMEM, l'ADEME et le BRGM, qui ont accompagné et soutenu grandement la réalisation de cette thèse.

Enfin, merci à toute ma famille, leur soutien, leur accompagnement, leur attention, leur « tout » !

Résumé

La géothermie est devenue aujourd'hui l'une des solutions pour produire de l'énergie tout en limitant significativement les émissions de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Cette énergie de base renouvelable qui exploite la chaleur souterraine présente de nombreuses utilisations comme la production de chaleur, de froid et/ou d'électricité. Cependant la facilité d'accès à cette ressource n'est pas la même partout et seuls quelques sites privilégiés sont recensés dans le monde. Le réservoir géothermique doit en effet être perméable et facilement accessible.

Les îles des Petites Antilles s'inscrivent dans un contexte géologique de subduction favorable à l'existence de réservoirs géothermiques. Toutefois, l'insularité et le caractère volcanique complexifient l'exploration qui nécessite des échelles spatiales plus fines. À ces difficultés s'ajoutent la proximité de la mer qui perturbe notamment les méthodes électromagnétiques, la végétation dense favorisée par le climat tropical et la forte urbanisation.

Face à ces nombreux obstacles, il est indispensable d'appliquer des méthodologies adaptées qui aboutissent à l'élaboration de modèles conceptuels les plus complets et surtout les plus fiables possibles. La modélisation numérique peut y apporter une grande fiabilité et réduire ainsi le risque géologique.

Une méthodologie de couplage de modèles numériques est présentée et appliquée au prospect géothermique du Lamentin en Martinique, mais vise à être adaptée aux autres îles des Petites Antilles, voire à d'autres zones insulaires et volcaniques. Le logiciel Geomodeller et la plateforme ComPASS sont les deux outils numériques qui ont été employés pour générer un modèle géologique 3D et pour y réaliser des simulations hydro-thermiques.

La construction du modèle 3D apportera des éléments de compréhension et de réflexions sur la structure et le fonctionnement du système géothermique du Lamentin. La comparaison des géothermes obtenus par simulation hydro-thermique avec ceux mesurés dans les forages d'exploration profonde permettront d'éprouver certaines hypothèses sur la localisation et l'intensité de la source de chaleur responsable de l'activité hydrothermale du Lamentin.

Mots-clés : Géothermie, Couplage de modélisations, Risque Géologique, Lamentin, Martinique.

Abstract

Geothermal energy has become one of the recognized processes to supply energy and to stop significantly the emission of greenhouse effect gases in the atmosphere. This classical renewable energy consists to extract thermal energy into the Earth and to produce heat, cooling and/or electricity. But particularly for the last case, only a few places in the world can exploit it. Indeed, the geothermal reservoir must be permeable and easily accessible.

The subduction setting of the Lesser Antilles is favorable to the presence of geothermal reservoirs but its insularity and its volcanic nature have a negative impact on the exploration phases. The influence of the sea on electromagnetic methods, dense bush and the strong urban development add other obstacles. Thus, the risk of failure increases. Consequently, the localization and the characterization of the geothermal reservoir must be more precise. Facing these many constraints, it is essential to apply adapted methodologies and to build the best conceptual model as possible.

The coupling of numerical models is presented and applied to the low enthalpy geothermal system of Lamentin, in Martinique. This approach could be developed for other countries with the same geodynamical context. The Geomodeller software and the ComPASS Code are the two numerical tools which have been employed to generate a 3D geological model then to simulate the hydrothermal aspect.

The building of the 3D model gives elements of knowledge and thinking about the geothermal system of Lamentin and the hydrothermal simulations suggest some hypothesis on the localization and the intensity of the heat source.

Keywords: Geothermic, Coupling of models, Geological failure, Lamentin, Martinique.

Liste des figures

Figure 1: La transition énergétique, vers une meilleure qualité de vie.	17
Figure 2: Evolution de la concentration de CO ₂ dans l'atmosphère de 1700 à 2020 (Source : AGGI,[1]).	18
Figure 3: Répartition des capacités installées en géothermie dans le monde (Source: ESMAP[4]).	24
Figure 4: Etapes de la planification d'un projet de géothermie (Source: ESMAP[4]).	25
Figure 5: Conditions de réussite d'un projet de géothermie (Source: ESMAP[4])	27
Figure 6: Coût unitaire d'un forage géothermique.	29
Figure 7: Principe général du fonctionnement d'une centrale géothermique (*).	31
Figure 8: Principe de fonctionnement d'une centrale géothermique basée sur le cycle thermodynamique de Rankine.	32
Figure 9: Présentation de quelques nombres adimensionnels utilisés surtout pour les transferts thermiques par convection.	36
Figure 10: Principales zones favorables à l'existence d'une ressource géothermique.	41
Figure 11: Modèle conceptuel général d'un champ géothermique haute enthalpie en zone à faible relief.	45
Figure 12: Modèle conceptuel général d'un champ géothermique haute enthalpie en zone à fort relief.	45
Figure 13: Diagramme Pression-Enthalpie de l'eau pure. (*) (*) Ce diagramme montre les conditions thermodynamiques sous lesquelles l'eau se présente sous forme liquide (1), de mélange liquide-gaz (2) et gazeuse (3).	46
Figure 14: Géothermes de forages de gradients sur quelques sites géothermiques dans le monde (Source Guillou-Frottier [54]).	54
Figure 15: Evaluation théorique de la pesanteur	62
Figure 16: Effet de la pesanteur selon la répartition des masses du sous-sol (*).	64
Figure 17: Problème de la non-unicité de l'inversion gravimétrique (**).	64
Figure 18: Modèle géo-électrique conceptuel d'un système géothermique typique (d'après Johnston et al. 1992 [76] et Anderson et al. 1999 [77])	68
Figure 19: Estimateur de la variable aléatoire Z par krigeage (*).	80
Figure 20: Construction de l'interface entre deux formations géologiques. (*)	82
Figure 21: Description des formations géologiques dans le modèle 3D (Geomodeller). (**).	82
Figure 22: Principe de détermination des flux au travers d'un élément de volume.	88

Figure 23: Présentation d'un maillage admissible et d'un maillage non admissible.	89
Figure 24: L'Espace Caraïbéen au sens de la plaque Caraïbe (carte de N. Feuillet, IPGP +ajout personnel). La partie surlignée en jaune indique les frontières retenues.....	92
Figure 25: Carte de Sainte-Lucie montrant ses différentes formations géologiques (Seismic Research Unit, UWI 2005).	97
Figure 26: Carte géologique de la Dominique (Source : Lindsay et al. 2005[127]).	99
Figure 27: Carte géologique de la partie ouest de la Guadeloupe ([127]+ajout personnel)... ..	100
Figure 28: Carte de Montserrat montrant ses différentes formations géologiques ainsi que la zone d'intérêt géothermique (Source : Poux et Brophy, 2012[137]).	102
Figure 29: Evolution de l'arc antillais selon ses trois phases d'édification ([143]–[145]).	104
Figure 30: La zone du Lamentin dans le contexte des formations géologiques de la Martinique ([143], [157]).	113
Figure 31: Le cadre structural et hydrogéochimique du Lamentin.	114
Figure 32: Carte de synthèse du prospect du Lamentin (*).	117
Figure 33: Position des échantillons d'eau de sources thermales et d'eau rencontrée dans les forages du Lamentin et ses environs dans le diagramme ternaire Cl-HCO ₃ -SO ₄ de Giggenbach (1991)[161].	120
Figure 34: Anomalies gravimétriques résiduelles en mGal, obtenues après traitement des données par T. Jacob, Ingénieur géophysicien du BRGM (*).	124
Figure 35: Résistivité moyenne du conducteur peu profond après interprétation des résultats des méthodes électromagnétiques.	125
Figure 36: Mesure de l'accélération de la pesanteur à l'aide du gravimètre (appareil au premier plan) et acquisition des données de localisation par DGPS.	127
Figure 37: Répartition des stations gravimétriques sur le prospect géothermique du Lamentin.	128
Figure 38: Mesure physico-chimique réalisée sur l'une des sources chaudes du Lamentin (Carrère).	130
Figure 39: Extrait de la carte géologique au 1/50000 de la Martinique (*). ([157]).....	136
<i>Figure 40: Superposition des failles aux formations géologiques reconnues. Description des principales failles retenues et intégrées au modèle géologique 3D (Gadalia et al., 2017 [70]).</i>	138
Figure 41: Description de la pile géologique prise en compte dans le logiciel Geomodeller.	142
Figure 42: Construction de la pile géologique à l'aide du logiciel Geomodeller.	144
Figure 43: Carte géologique simplifiée du Lamentin obtenue à partir de la carte géologique au 1/50000 de D. Westercamp.	145

Figure 44: Délimitations en surface des contours des formations géologiques reconnues *.	145
Figure 45: Coupe verticale passant par les forages d'exploration de Californie (LA03) et d'Habitation Carrère (LA02) ainsi que certains forages de gradients (LA1, LA6, LA11 et LA12(*)).	148
Figure 46: Superposition des axes gravimétriques (positifs et négatifs) et des discontinuités gravimétriques avec la carte géologique obtenue avec Geomodeller.	149
Figure 47: Superposition des anomalies magnétiques avec les discontinuités gravimétriques repérées.	150
Figure 48: Superposition de la profondeur du toit du résistant, des axes gravimétriques (positifs et négatifs) et des discontinuités gravimétriques avec la carte géologique obtenue avec Geomodeller.	152
Figure 49: Modèle 3D comprenant le « Socle Indéfini » (en gris) seul avec les douze failles supposées.	153
Figure 50: Modèle 3D comprenant les 12 failles, le « Socle Indéfini » et la série Volc_VAUCLIN_PITAUULT_P1 (VP1).	154
Figure 51: Modèle 3D comprenant les 12 failles, le « Socle Indéfini » et les séries VP1 et Volc_VAUCLIN_PITAUULT_P2 (VP2).	154
Figure 52: Modèle 3D comprenant les 12 failles, les séries VP1, VP2 et Volc_SW_GROS_ILET (SW).	155
Figure 53: Modèle 3D comprenant les 12 failles, les séries VP1, VP2, SW et la série « Sedim_FORT_DE_FRANCE (Sed_FdF).	155
Figure 54: Modèle 3D comprenant les 12 failles, les séries VP1, VP2, SW, Sed_FdF et la série « Volc_MORNE_JACOB » (M_Jacob).	156
Figure 55: Modèle 3D comprenant les 12 failles, les séries VP1, VP2, SW, Sed_FdF et la série "Volc_TROIS_ILETS" (T_Ilets).	157
Figure 56: Modèle 3D comprenant les 12 failles et les séries VP1, VP2, SW, Sed_FdF, M_Jacob, T_Ilets ainsi que les séries du Carbet (Carbets) et des alluvions anciennes (Alluv_anc).	157
Figure 57: Visualisation 3D du modèle géologique généré par Geomodeller après intégration de toutes les données.	158
Figure 58: Identification des failles intégrées au modèle géologique maillé au sein du maillage tétraédrique (*).	160
Figure 59: Maillage grossier du modèle géologique ne considérant qu'une seule faille (ici celle dite Nord-Lamentin).	162

Figure 60: Localisation des quatre forages utilisés pour comparer les gradients thermiques mesurés sur site à ceux simulés avec ComPASS.	162
Figure 61: Coupe verticale du modèle géologique selon la faille Nord-Lamentin indiquant quelques paramètres d'entrée (*).	163
Figure 62: Influence de la température du fond de la mer T_{sea} sur les géothermes.....	165
Figure 63: Influence de la température de surface T_{atm} sur les géothermes.	166
Figure 64: Influence de la perméabilité de fracture k_F sur les géothermes.	167
Figure 65: Influence de la perméabilité matricielle k_M sur les géothermes.	168
Figure 66: Influence de l'écart des perméabilités k_F et k_M sur les géothermes(*).	168
Figure 67: Effet de l'intégration de plusieurs failles sur les géothermes (*).	169
Figure 68: Influence de la porosité matricielle sur les géothermes.....	170
Figure 69: Schéma de principe de la diffusion stationnaire et monodirectionnelle de la chaleur.	174
Figure 70: Prise en compte de la source de chaleur dans le modèle hydro-thermique. a) et b) : Choix du nœud de coordonnées (X_HS, Y_HS) pour lequel on impose la température ΔT_{HS} supplémentaire et définition son voisinage à l'aide du rayon R_HS. c) : Représentation graphique de la fonction de jonction utilisée dans le modèle numérique.	176
Figure 71: Localisation des forages d'exploration et des sources de chaleur considérées (échelle 1:20000).	177
Figure 72: Géothermes mesurés à partir des forages LA01, LA02, LA03 et LA101.	178
Figure 73: Comparaison des géothermes mesurés et simulés dans quatre cas de figures (*).	179
Figure 74: Résultats des simulations de géothermes pour différentes positions de source de chaleur (*).	180
Figure 75: Modèle conceptuel actualisé du système géothermique du Lamentin.....	188
Figure 76: Schéma hypothèse de la méthodologie à appliquer au niveau du couplage Geomodeller-ComPASS.	192
Figure 77: Localisation des différents lieux d'intérêt (échelle 1:20000).	196
Figure 78: Etendue des formations associées au volcanisme du Morne-Rouge et répartition de zones de silicification intense.....	198

Liste des tableaux

Tableau 1: Classification typique d'une ressource géothermique selon la température du fluide géothermal.....	40
Tableau 2: Conductivité thermique de quelques roches (source : J. Lemale [13]).	55
Tableau 3: Susceptibilité magnétiques de quelques minéraux.	66
Tableau 4: Porosité totale de quelques roches.....	69
Tableau 5: Analogie de l'hydraulique avec l'électricité et le transfert thermique.	70
Tableau 6: Résultats de tests de puits et paramètres hydrogéologiques ([86]).	73
Tableau 7: Objectifs territoriaux en matière d'énergies renouvelables de base (source : PPE[139]).	103
Tableau 8: Analyse chimique es éléments majeurs et traces (Sanjuan et al., 2002).	118
Tableau 9: Description des intersections entre failles dans Geomodeller.	146
Tableau 10: Description des relations entre les séries lithologiques et les failles intégrées au modèle géologique.	147
Tableau 11: Paramètres de définition retenus du maillage tétraédrique CGAL dans Geomodeller.	160

Table des matières

Remerciements.....	2
Résumé.....	3
Abstract.....	4
Introduction.....	12
Partie 1 : Etat des connaissances générales en géothermie.....	19
Chapitre 1 : La géothermie et son développement.....	23
1.1. La géothermie d’hier à aujourd’hui	23
1.2. La géothermie face à ses obstacles.....	25
1.3. Conditions de succès de la géothermie.....	26
Chapitre 2 : Définitions et Principe de fonctionnement.....	28
2.1. Définition et origine de la géothermie.....	28
2.2. Thermodynamique et Géothermie	30
2.3. Transferts thermiques	33
2.3.1. Conduction thermique	33
2.3.2. Convection thermique.....	35
2.3.3. Rayonnement thermique	36
2.3.4. Hydrodynamique des systèmes souterrains	37
Chapitre 3 : Classification des systèmes géothermiques.....	39
3.1. Classification selon la température des réservoirs	39
3.2. Classification selon le contexte géologique	40
3.2.1. Les systèmes géothermiques volcaniques	42
3.2.2. Systèmes géothermiques non-volcaniques	43
3.3. Classification selon la nature du fluide	44
Partie 2 : Outils d'exploration et modélisations.....	40
Chapitre 4 : Outils d’exploration pour la géothermie en milieu volcanique	50
4.1. Exploration géologique.....	51
4.1.1. Observations de terrain et analyse des cartes géologiques et structurales	51
4.1.2. Altérations hydrothermales	52
4.1.3. Forages de gradient et forages d’exploration	54

4.2. Exploration géochimique	56
4.2.1. Chimie des gaz des sols	56
4.2.2. Analyse chimique des eaux de sources chaudes.....	58
4.2.3. Analyse isotopique des eaux de sources chaudes	60
4.3. Exploration géophysique	61
4.3.1. Apport de la gravimétrie	62
4.3.2. Apport du géomagnétisme	65
4.3.3. Méthodes électriques et électromagnétiques.....	67
4.4. Hydrogéologie.....	68
4.4.1. Présentation de l'hydrogéologie quantitative	68
4.4.2. Tests hydrogéologiques.....	71
4.4.3. Propriétés hydrogéologiques des formations géologiques	72
4.5. Conclusion sur l'exploration géothermique	74
Chapitre 5 : Modélisations	75
5.1. Modélisation conceptuelle	75
5.2. Modélisation numérique	77
5.2.1. Modélisation géologique 3D - Présentation de Geomodeller	77
5.2.2. Modélisation hydro-thermique – Présentation de ComPASS.....	83
5.3. Conclusion sur la modélisation	90
Partie 3 : La géothermie en Martinique - Cas du potentiel géothermique de basse à moyenne enthalpie de la zone du Lamentin.....77
Chapitre 6 : L'exploitation de la géothermie dans l'espace Caribéen	92
6.1. L'espace Amérique Centrale	93
6.2. L'espace des Petites Antilles	94
Chapitre 7 : Exploration géothermique dans les Petites Antilles. – Cas de la Martinique ..	96
7.1. Généralités sur l'exploration dans quelques îles des Petites Antilles	96
7.1.1. Sainte-Lucie	96
7.1.2. Dominique	98
7.1.3. Guadeloupe	100
7.1.4. Montserrat	102

7.2. Etat de l’art de la géothermie à la Martinique	103
7.2.1. Contexte énergétique général	103
7.2.2. Contexte géologique de la Martinique.....	104
7.2.3. Différentes phases d’exploration.....	105
7.2.4. Les cibles géothermiques – Résultats d’exploration.....	110
Chapitre 8 : Le système géothermique du Lamentin (Martinique).....	113
8.1. Contexte géologique et structural	113
8.2. Forages profonds de reconnaissance (2000 – 2001)	115
8.3. L’exploration géothermique du Lamentin.....	116
8.3.1. Géochimie des fluides	116
8.3.2. Hydrogéologie	121
8.3.3. Géophysique.....	123
8.4. Les campagnes de terrain de 2016	126
8.5. Conclusion	131
Partie 4 : Application du couplage de la modélisation géologique 3D et de la modélisation hydro-thermique sur le prospect de moyenne température du Lamentin (Martinique).....	116
Chapitre 9 : Construction du modèle géologique 3D	134
9.1. Mise en œuvre du logiciel Geomodeller	134
9.2. Préparation des données – Lithologie et description des failles.....	135
9.2.1. Lithologie.....	135
9.2.2. Description des principales failles retenues.....	137
9.3. Intégration des données – Apport de la géologie.....	142
9.3.1. Constitution de la pile géologique et calage du modèle géologique.....	142
9.3.2. Intégration des failles	146
9.4. Intégration des données – Apport de la géophysique	149
9.4.1. Résultats de l’exploration gravimétrique et magnétique	149
9.4.2. Apport des méthodes de prospection électrique (CSEM + MT+ SkyTem)	151
9.5. Conclusion : Visualisation du modèle géologique 3D	153

Chapitre 10. Simulation hydro-thermique	159
10.1. Maillage tétraédrique du modèle géologique du Lamentin	159
10.2. Etude de sensibilité	161
10.2.1. Préparation des variables à évaluer	161
10.2.2. Influence de la température	164
10.2.3. Influence de la perméabilité	166
10.2.4. Effet de la porosité matricielle	170
10.2.5. Prise en compte des caractéristiques thermiques.....	171
10.3. Elaboration des inputs du modèle hydro-thermique.....	171
10.3.1. Ecoulements au sein du prospect du Lamentin	172
10.3.2. Hypothèse et prise en compte de la source de chaleur.....	174
10.4. Résultats des simulations	177
 Partie 5 : Conclusions, discussions et perspectives.....	185
 Bibliographie	202
 Annexes	211

Introduction

- **Un monde actuel à bout de souffle mais en quête d'inspiration !**

L'énergie a pris une telle ampleur aujourd'hui que les sociétés actuelles en sont devenues dépendantes au point de souvent être l'objet de conflits géopolitiques. En effet, les grandes puissances mondiales sont engagées dans une course au contrôle des sources d'énergie. Il faut à tout prix pallier le risque de défaillance en approvisionnement d'énergie à travers le contrôle et la sécurisation des zones géographiques de production. Cette recherche d'indépendance énergétique s'acquiert souvent au prix de relations internationales conflictuelles. Le transport de l'énergie à travers des espaces maritimes étrangers, notamment les passages stratégiques comme le sont le détroit de Malacca, le canal de Suez, ou encore le détroit d'Ormuz, est particulièrement sensible aux relations géopolitiques. L'énergie est devenue un instrument de pouvoir.

Le développement d'un pays est indissociable de la consommation d'énergie, mais celle-ci en devenant anarchique et irraisonnée, a des conséquences néfastes, nocives et contre-productives. Aujourd'hui, toutes les sociétés doivent faire face aux effets du réchauffement climatique dont elles en sont responsables. En effet, la majorité des sources d'énergie actuellement exploitées sont polluantes et dangereuses pour l'environnement et pour l'ensemble des êtres vivants (fig. 1).



Figure 1: La transition énergétique, vers une meilleure qualité de vie.

Autrefois la croissance se faisait au détriment de l'environnement (à gauche), demain on voudrait la croissance en la préservant mais elle ne peut être envisagée sans changer les modes de vie : par l'utilisation raisonnée du véhicule par exemple (à droite).

La proportion de gaz à effet de serre dont le CO₂ dans l'atmosphère, clairement associée au réchauffement climatique, a doublé au moment même des révolutions industrielles des sociétés aisées, passant de 280 ppm (parties par millions), il y a près de 1000 ans, à près de 400 ppm en 2015 (fig.2, [1], [2]).

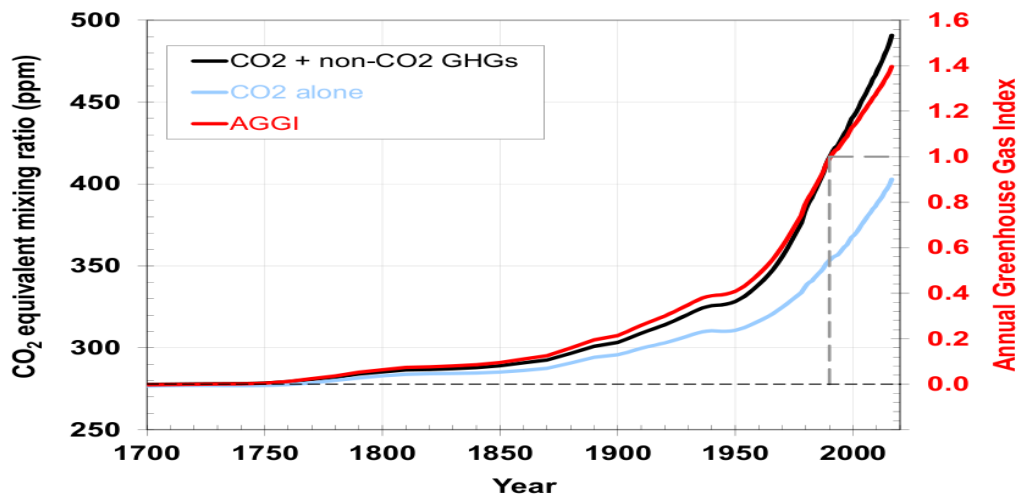


Figure 2: Evolution de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère de 1700 à 2020
(Source : AGGI,[1]).

Il devient urgent dès à présent de limiter cette progression en s'assurant que l'activité anthropique cesse à minima d'accélérer cette dynamique. Mais comment associer les besoins croissants de développement des sociétés à la préservation de l'environnement ?

- **La géothermie comme source d'inspiration**

La géothermie est un élément de réponse à cette problématique en constituant une source d'énergie renouvelable, respectueuse de l'environnement et qui a aussi l'avantage, quand elle est disponible, de fournir une puissance stable et à haut rendement indépendamment des conditions saisonnières. Cette énergie de base contrairement aux énergies intermittentes, comme l'éolien ou le solaire par exemple, constitue aujourd'hui une opportunité scientifique, technologique et sociétale car elle contribue à une meilleure compréhension du fonctionnement du sous-sol à l'échelle régionale, elle est source d'innovations dans les techniques et méthodologies d'études. Enfin, elle impose aux sociétés une vision à long terme indispensable pour lui garantir un développement stable.

En plus de répondre aux enjeux de la transition énergétique, la géothermie constitue un levier de développement pour les îles de la Caraïbe qui souffrent d'une dépendance à l'énergie fossile du fait de leur insularité. Mais la nature insulaire et volcanique de la quasi-totalité de ces îles complique les explorations géothermiques. Celles-ci doivent être réalisées sur des espaces plus restreints de façon plus précise et donc plus complexe car les réservoirs géothermiques sont de plus petites tailles, en tous cas moins étendus que ceux qui sont abrités dans des contextes géologiques plus vastes à l'intérieur des continents. Des méthodologies adaptées à ces environnements sont nécessaires. C'est précisément l'objectif du présent sujet de thèse qui propose une méthodologie de couplage d'outils numériques sur le prospect géothermique de basse à moyenne enthalpie du Lamentin en Martinique (Annexe 1).

Les outils numériques enrichissent le modèle conceptuel, représentation cohérente de l'ensemble des résultats d'exploration géothermique, en augmentant sa fiabilité et réduisant de fait le risque géologique. L'utilisation couplée des outils numériques Geomodeller et ComPASS en phase d'exploration dans les Antilles est assez novatrice. C'est pourquoi ce sujet de thèse vise à développer le caractère opérationnel de la méthodologie de couplage proposée sur le site du Lamentin en Martinique aux autres îles des Antilles, voire aux environnements insulaires volcaniques de façon plus générale.

Le présent sujet de thèse : « *Couplage de la modélisation géologique 3D et de la modélisation hydro-thermique. – Apport à la compréhension du système géothermique du Lamentin (Martinique)* » se décline en cinq parties :

- La partie 1 consiste à présenter les éléments de connaissances générales sur la géothermie et son fonctionnement.
- La partie 2 introduit en plus des outils d'exploration géothermique, les outils numériques qui seront utilisés dans cette thèse. La théorie qui régit leur fonctionnement est exposée et permet de comprendre comment les données ont été prises en compte.
- La partie 3 propose de se recentrer sur l'espace Caraïbe puis sur l'île de la Martinique et en particulier la zone du Lamentin. Les résultats en matière de géothermie y seront développés.

- La partie 4 correspond à l'application du couplage des logiciels Geomodeller et ComPASS sur le site du Lamentin. Les hypothèses et principes de construction y sont présentés.
- L'ensemble des résultats obtenus avec ces logiciels est discuté dans la partie 5 dans laquelle quelques points de réflexion et hypothèses alternatives autres que celles présentées dans la partie 4 pourront aussi être présentées.

Partie 1

Etat des connaissances générales en géothermie

Chapitre 1 : La géothermie et son développement

1.1. La géothermie d'hier à aujourd'hui

Il est vrai que la géothermie existe depuis l'antiquité voire la Préhistoire sans pour autant avoir connu le succès retentissant de la découverte du pétrole. L'existence des fumerolles et des sources chaudes permettaient de se chauffer, de cuire des aliments, de se baigner, voire de se soigner, faisant des régions volcaniques des lieux attractifs. Les sociétés d'autrefois ont rapidement trouvé un intérêt à exploiter des sources chaudes comme ce fut le cas à Aix-les-Bains en France, à Bath en Grande-Bretagne ou en Suisse à Baden marquant encore aujourd'hui ces villes de leur empreinte dans l'organisation de la « cité ». C'est en France, à Chaudes Aiguës en 1332 que le premier réseau de chaleur au monde a été conçu où une eau à 82°C était distribuée à l'aide de tuyaux en bois ([3]).

Ce n'est qu'à partir du XIXe siècle dans la région de Volterra en Italie que débute réellement le développement industriel de la géothermie avec l'exploitation de la vapeur d'eau chaude par François Larderel qui laissera son nom à la ville actuelle de Larderello. En 1904, naît la géothermie haute énergie dans cette même ville avec l'alimentation de cinq ampoules en courant électrique à partir de la vapeur géothermique puis avec l'installation d'une centrale en 1913 d'une puissance électrique de 0.25 MW. ([3], [4]).

En 2013, la part de la géothermie dans la production mondiale d'électricité d'origine renouvelable a connu une augmentation de 2% par rapport à 2012. On y dénombre une vingtaine de pays producteurs dont des pays comme l'Islande, le Salvador, le Kenya et les Philippines qui atteignent respectivement 30%, 25%, 20% et 15% de leur production d'origine géothermique ([5]) .

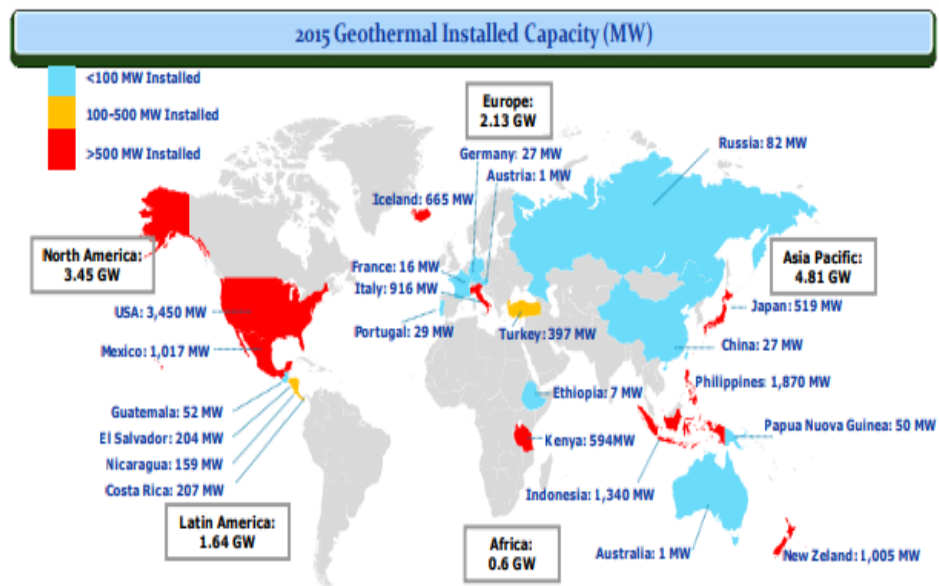


Figure 3: Répartition des capacités installées en géothermie dans le monde (Source: ESMAP[4]).

Jusqu'en 2015 ce sont les Etats-Unis et les Philippines qui occupaient le peloton de tête des pays producteurs d'électricité par géothermie avec respectivement plus de 2500MW et 1500MW de capacité installée (fig. 3, [4]). Mais en 2017, c'est l'Indonésie qui occupe désormais la deuxième place du peloton avec ses 1950MW de capacité installée ([6], [7]). Une fois la ressource géothermique confirmée, la phase d'exploitation peut être rapidement mise en place. Le temps de construction d'une centrale géothermique est de trois ans en moyenne soit du même ordre de grandeur qu'une usine à charbon, et inférieur à celui d'une centrale d'hydroélectricité ou nucléaire qui nécessitent près de 5 ans. Son coût d'investissement entre 0.75 et 3 M\$/MW peut être élevé mais reste comparable à celui de l'hydroélectricité ou du nucléaire (2.75 M\$/MW).

Dans les Petites Antilles, seule la Guadeloupe compte une centrale géothermique opérationnelle. Il s'agit de la centrale de Bouillante produisant aujourd'hui 15MWe soit près de 4-5% de part de la production électrique de l'île en 2016 ([8]) et qui devrait atteindre 25MWe dès 2021 selon les objectifs du groupe israélo-américain Ormat Technologies devenu majoritaire dans le capital de la centrale en 2016. Cette île devrait devenir une référence dans le développement de la géothermie pour toute la zone des Antilles.

1.2. La géothermie face à ses obstacles

Malgré l'intérêt croissant que l'on peut constater en faveur de la géothermie dans le monde, on ne peut ignorer les obstacles bien présents qui s'opposent à son développement. Ces mêmes difficultés expliquent peut-être en partie le fait qu'elle ne soit aujourd'hui considérée uniquement comme une « récente » alternative au même titre que l'hydroélectricité en tant qu'énergie de base capable de remplacer à terme le pétrole. La disponibilité des ressources hydro-thermiques sous forme de vapeur ou liquide n'est pas homogène sur toute la surface de la Terre. En effet, si on a l'assurance qu'il y ait de la chaleur partout en profondeur, il n'en est pas de même des moyens disponibles pour l'exploitation de cette énergie. En plus des limitations technologiques et techniques, les projets de géothermie sont particulièrement risqués en termes d'investissement puisqu'ils nécessitent d'engager d'importants fonds sans aucune garantie de résultats en faveur de l'exploitation.

En effet, avant même les phases d'exploitation et de maintenance, plusieurs phases du projet de géothermie doivent être rigoureusement menées. Les phases de pré faisabilité, d'exploration et de forages d'essai concentrent les risques les plus élevés puisque c'est seulement à leur issue qu'on pourra disposer d'éléments de réponse à une possible exploitation alors que des coûts ont naturellement déjà été engagés. Dans le cas où le projet à ce stade se poursuit, les risques deviennent relativement moins importants dans les phases de planification de l'exploitation (forages de production) pour finalement être plutôt faibles lors des phases de construction et de mise en exploitation d'autant plus que ces dernières phases sont assez bien maîtrisées car semblables au fonctionnement d'une usine standard. Un projet de géothermie peut ainsi se dérouler sur 5 voire 10 ans (fig. 4).

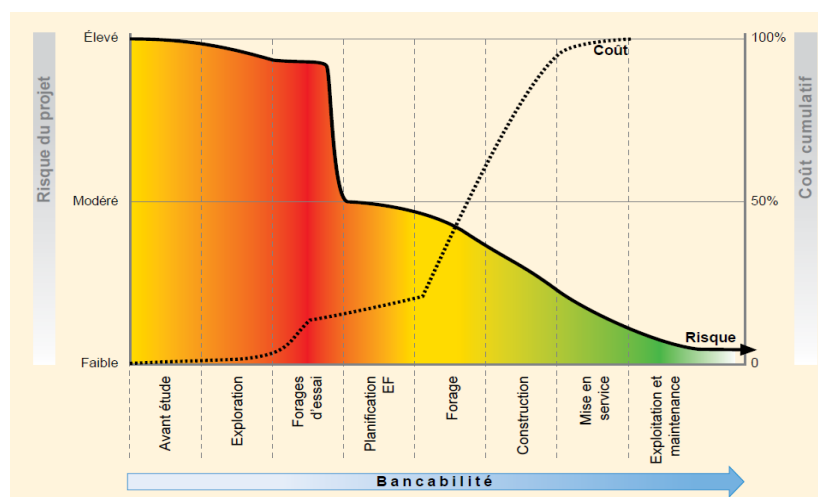


Figure 4: Etapes de la planification d'un projet de géothermie (Source: ESMAP[4]).

En dépit de tous ces obstacles dès lors qu'ils sont surmontés, la géothermie présente de nombreux avantages significatifs, qui ont des raisons de la rendre attrayante : cette énergie renouvelable est surtout une énergie de base stable et fiable avec des risques assez bien maîtrisés en raison de la maturité des technologies employées. Le coût par kWh est aussi un élément en faveur des investisseurs puisque pour des centrales de tailles moyennes (50 MW environ) il faut compter en moyenne 0.07 \$/kWh ([4], [6]) contre 0.11 \$/kWh pour l'énergie pétrolière. De plus les gouvernements peuvent :

- mettre en place des incitations tarifaires comme les Tarifs de Rachat de Garantie (TRG) pour encourager le développement des énergies renouvelables même s'ils génèrent des coûts qui sont finalement couverts par les usagers finaux ou par les finances publiques. En effet, il s'agit à l'aide d'un contrat de longue durée de garantir une quantité et un tarif par kWh d'énergie électrique à l'opérateur du réseau.
- proposer des dispositions législatives et réglementaires précises dans le domaine du foncier pour faciliter le bon déroulement des projets d'énergies renouvelables.
- établir des obligations de quota comme les Normes de Portefeuille d'Energie Renouvelable (NPER) qui obligent une société de distribution à acheter un certain quota d'énergie renouvelable.

1.3. Conditions de succès de la géothermie

Les conditions de succès du développement d'un projet de géothermie (fig. 5) reposent sur :

- la disponibilité de données suffisamment précises des ressources,
- l'efficacité et l'implication des institutions,
- des politiques favorables
- l'accès à un financement adéquat.

L'implication du secteur public est d'autant plus souhaitable qu'elle garantit une certaine autonomie et impulse l'exploitation effective d'une ressource géothermique. Ainsi le contrôle des prix par exemple ne dépend pas entièrement des grands groupes industriels souvent étrangers. En général, les phases en amont du développement d'un projet géothermique dépendent fortement des investissements du secteur public; le secteur privé intervenant une fois que le projet gagne en maturité.

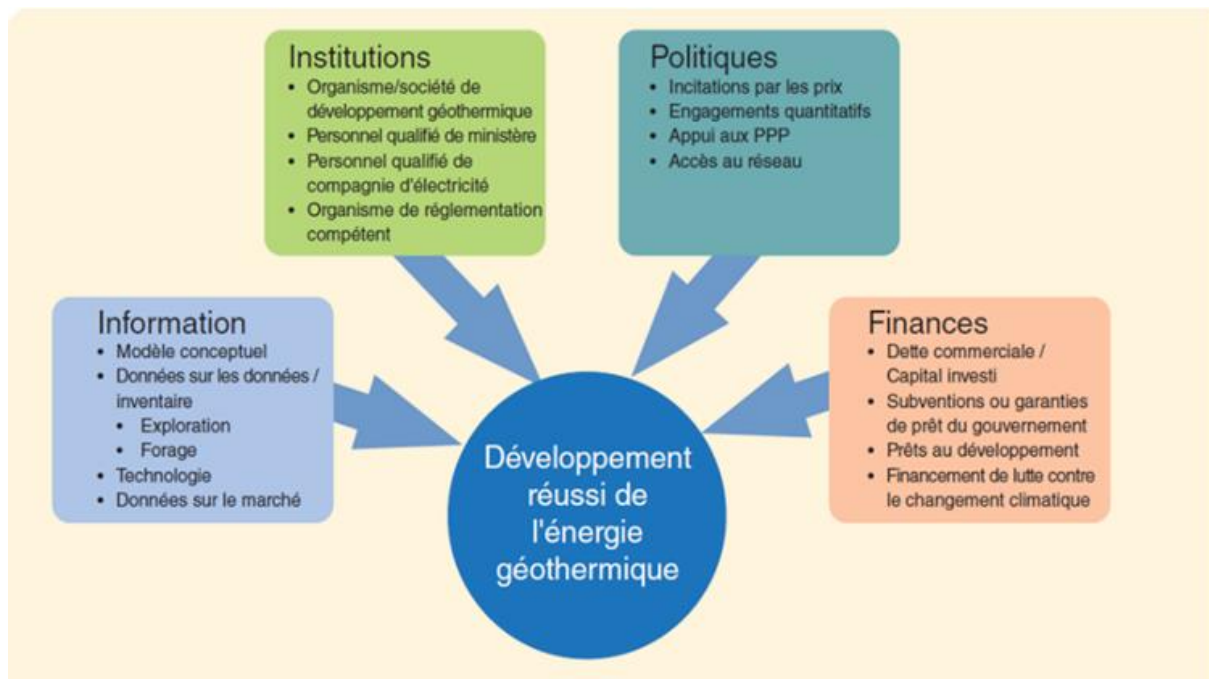


Figure 5: Conditions de réussite d'un projet de géothermie (Source: ESMAP[4])

Sur le plan technique, il s'agit de réduire le risque géologique, à savoir diminuer au mieux la probabilité d'échec à l'issue des forages d'exploration voire d'exploitation. On doit pouvoir être en mesure de garantir la capacité d'une ressource ainsi que les coûts associés à son développement et d'éviter le surdimensionnement d'une centrale. Dans ce dernier cas, il convient de ne pas concentrer les investissements sur un site unique et de mieux appréhender la durabilité de l'exploitation.

Chapitre 2 : Définitions et Principe de fonctionnement

2.1. Définition et origine de la géothermie

Les sources chaudes, les geysers, les volcans sur les continents et dans les océans, les nombreux séismes sont autant d'indices qui témoignent de la dynamique interne de la Terre. Toutes ces manifestations proviennent de la libération d'énergie à sa surface notamment sous forme de chaleur et capable, à l'échelle géodynamique, de mettre en mouvement les plaques lithosphériques.

On estime que la Terre diffuse environ 42 mille Gigawatts (42.10^3 GW) de chaleur alors qu'un EPR, réacteur nucléaire dernière génération en France, délivre une puissance d'un peu plus de 1 GWe¹ ([9], [10]). Il faudrait ainsi près de 40000 centrales nucléaires dernières générations pour fournir une puissance thermique équivalente à celle que dissipe la Terre à sa surface.

D'un premier abord, la géothermie se destine à étudier les mécanismes de diffusion de la chaleur de la Terre jusqu'à sa surface et vise à mieux comprendre la structuration, les interactions internes et les manifestations externes de la Terre.

L'origine de cette énergie provient principalement du processus de désintégration radioactive des éléments radiogéniques tels l'uranium : U^{235} , U^{238} , le thorium : Th^{232} et le potassium : K^{40} naturellement présents dans les roches de la croûte terrestre et du manteau. Ces éléments naturellement instables se désintègrent pour former des éléments fils plus stables et libèrent de l'énergie sous forme de chaleur, représentant près de 90% de l'énergie thermique totale dissipée. La deuxième cause de dissipation de la chaleur à la surface de la Terre est liée à l'énergie primitive de la Terre, à savoir la chaleur accumulée au moment de l'accrétion des corps célestes qui ont formé la Terre et qui continue encore aujourd'hui à se dissiper vers la surface. Ce dernier processus représente près de 10% de l'énergie thermique totale produite vers la surface ([9], [11], [12]).

¹ Il faut noter qu'un EPR produisant près de 1650 MWe délivre près de trois fois plus de puissance thermique, soit une puissance de 3GWth environ.

Bien que sa contribution ne soit pas significative dans le bilan global d'énergie interne, on peut mentionner le phénomène de cristallisation, siège de réactions exothermiques au sein du noyau externe, et qui a en revanche un rôle important dans les mouvements de convection du noyau externe, et donc des implications sur la génération du champ magnétique terrestre.

La géothermie montre des ressources énergétiques disponibles partout sous la Terre, mais leur exploitation demeure compliquée. Les contraintes techniques et économiques sont encore très nombreuses et constituent de vrais défis d'autant plus si les réservoirs géothermiques sont profonds. Les forages les plus profonds réalisés sur le continent ne dépassent pas 13km, et ceux de la croûte océanique ne sont pas plus profonds que 3km ([13], [14]) alors même que l'épaisseur de la croûte terrestre est évaluée à 35km en moyenne. Au vu du coût économique qu'engendrent les forages profonds, on constate manifestement la réalité d'un investissement risqué et onéreux. Par exemple, la réalisation d'un seul forage sans aucune déviation mobilise près de 5 millions d'euros pour une profondeur d'un peu plus de 2000m (fig. 6).

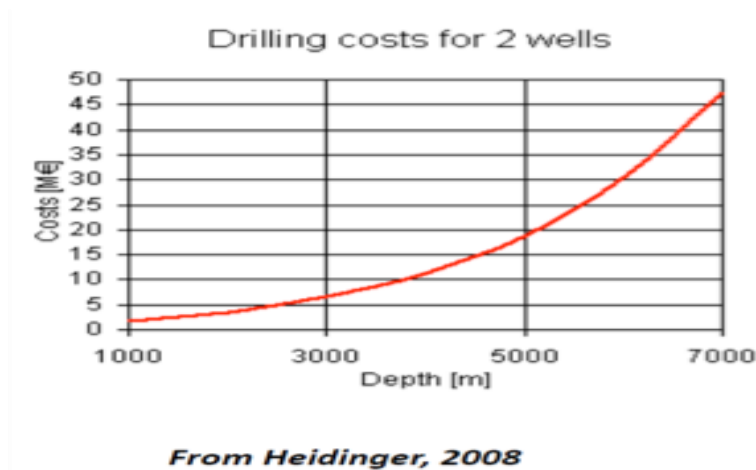


Figure 6: Coût unitaire d'un forage géothermique.

Face à ces deux difficultés, technique et économique, il est légitime et indispensable de s'assurer de la disponibilité d'un réservoir géothermique mais aussi de sa viabilité.

Aujourd'hui la géothermie s'étend au-delà de la seule étude de la diffusion de la chaleur interne de la Terre, elle intègre aussi la recherche des meilleures conditions d'exploration et d'exploitation des réservoirs géothermiques, et toutes les meilleures méthodes d'utilisation et de valorisation de l'énergie interne de la Terre : production de chaleur, de froid et/ou d'électricité.

2.2. Thermodynamique et Géothermie

La production d'électricité ou de chaleur par la géothermie revient à résoudre un problème de thermodynamique. En effet, on exploite l'échange de chaleur au niveau d'une turbine en extrayant de la chaleur du réservoir géothermique qui représente la source chaude du point de vue thermodynamique (fig. 7). Cette chaleur est généralement transportée par le fluide géothermal (vapeur et/ou eau liquide) qui à la sortie de la turbine est généralement réinjecté dans le réservoir pour raison environnementale. Cette réinjection se fait alors à température plus basse après avoir puiser le travail possible à extraire.

La puissance thermique générée par une centrale géothermale dépend à la fois des caractéristiques du sous-sol comme la perméabilité et la capacité thermique des roches constituant le réservoir, et de l'écart entre la température de production et celle de réinjection.

En effet, après avoir réalisé un bilan enthalpique à la turbine (premier principe de la thermodynamique pour un système ouvert) et pris en compte l'évolution de l'enthalpie avec la variation temporelle de température, on retrouve l'expression de la puissance thermique suivante :

$$P_{thermique} = \dot{m} c_p (T_{production} - T_{réinjection})$$

Avec \dot{m} le débit massique exprimé en kg.s^{-1} , c_p la capacité thermique massique à pression constante en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$, $T_{production}$ la température du fluide à l'entrée de la turbine (température de production) et $T_{réinjection}$ la température du fluide à sa sortie (température de réinjection) toute deux exprimée en Kelvin.

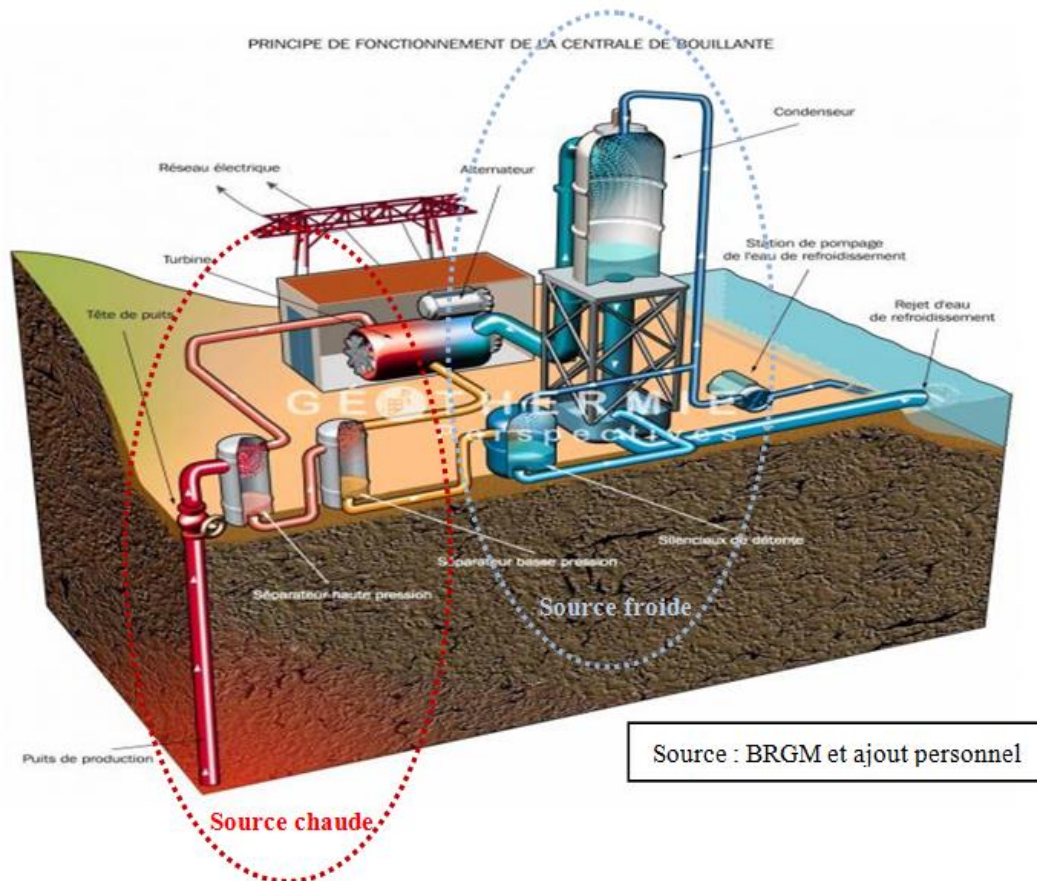


Figure 7: Principe général du fonctionnement d'une centrale géothermique (*).

(*) Un puits de réinjection, non représenté ici, est généralement réalisé afin de garder sous pression le réservoir et assurer le caractère renouvelable de la ressource.

Ainsi pour maximiser la production durant l'exploitation, il faudrait atteindre des différences de températures $\Delta T = T_{\text{production}} - T_{\text{réinjection}}$ les plus élevées possibles et pour réduire à la fois les coûts de production, atteindre des profondeurs les plus faibles possibles.

Le débit massique \dot{m} lié aux capacités hydrogéologiques du réservoir (porosité, perméabilité) et la capacité thermique spécifique c_p du réservoir influent significativement sur la production géothermique, ce qui explique en partie pourquoi la production géothermique diffère d'une localité à l'autre.

Dans le cas de la géothermie haute température ($T_{\text{production}} > 150^\circ\text{C}$), le fluide géothermique est essentiellement constitué d'eau et de vapeur en proportion variable selon la région concernée. Ce fluide présente la particularité de ne pas être de l'eau pure mais un mélange d'eau chargée en sels corrosifs et de gaz non condensables en quantité variable.

Le principe de fonctionnement de certaines centrales géothermiques comme les systèmes binaires de température comprise entre 90° et 150°C est équivalent à celui d'un cycle de Rankine (fig. 8).

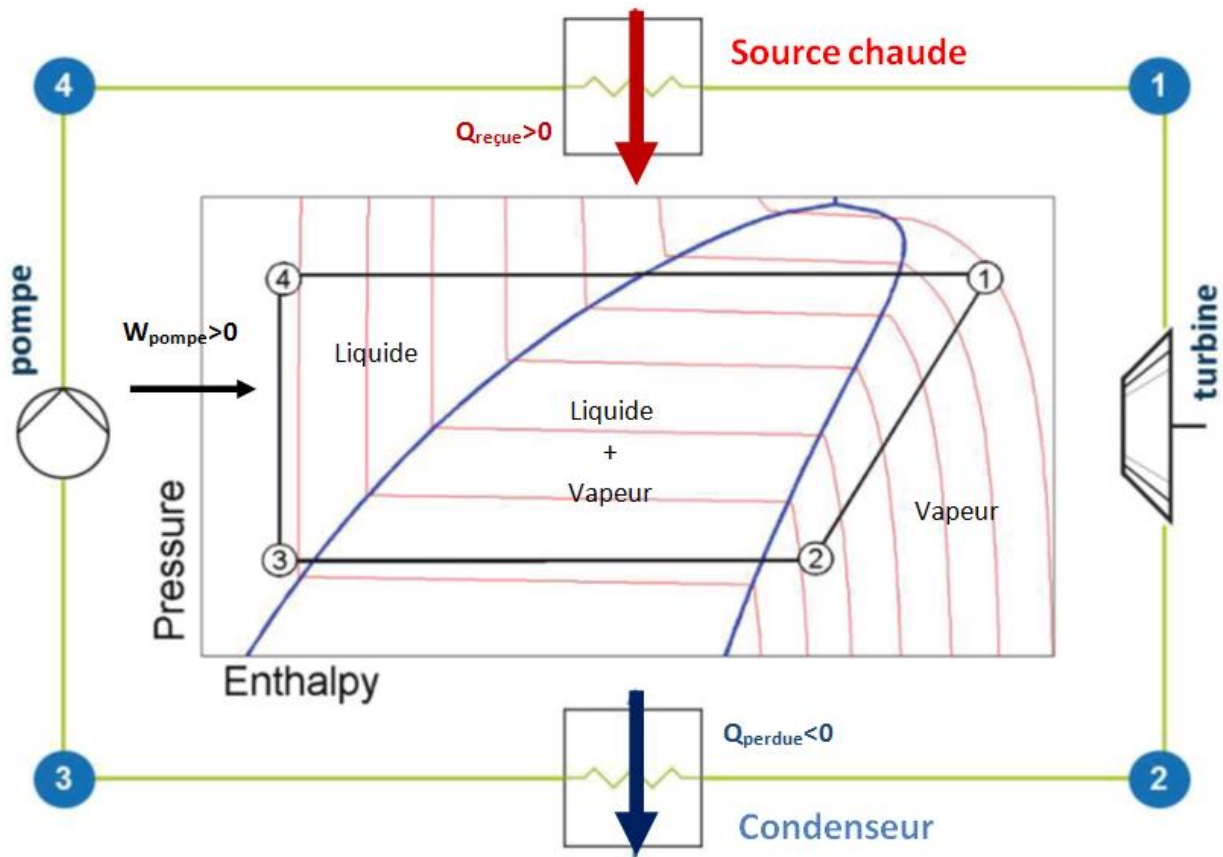


Figure 8: Principe de fonctionnement d'une centrale géothermique basée sur le cycle thermodynamique de Rankine.²

Ce cycle thermodynamique constitue une bonne approximation du cycle réalisé par une réelle centrale à vapeur. D'autant plus qu'en remplaçant les deux transformations isothermes que prévoit le cycle théorique de Carnot par deux transformations isobares, le cycle de Rankine rend possible une réalisation technique. Il indique par ailleurs un rendement énergétique plus proche de la réalité.

² Dans le diagramme pression-enthalpie du cycle de Rankine, la courbe en bleu dite courbe de saturation délimite les conditions de pression et d'enthalpie pour lesquelles le fluide peut être à l'état liquide, de vapeur ou à l'état de coexistence liquide-vapeur. Au-dessus du domaine délimité par la courbe de saturation, il s'agit des conditions supercritiques. Les courbes en rouge représentent les isothermes.

Le diagramme enthalpique du cycle de Rankine (fig. 8) montre deux isentropiques et deux isobares irréversibles que l'on peut associer aux processus réelles qui ont lieu au sein d'un site d'exploitation géothermique :

- Etat 1 à 2 : il s'agit d'une détente adiabatique et réversible (isentropique) du fluide de travail qui fournit du travail à la turbine associée à un alternateur, en la faisant tourner.
- Etat 2 à 3 : le fluide subit une condensation isobare et irréversible à l'intérieur d'un condenseur où il dissipe ainsi de la chaleur Q_{perdue} à l'aide d'eau de refroidissement qui peut être de l'eau de mer entre autre.
- Etat 3 à 4 : cette étape rend compte d'une compression adiabatique et réversible où un travail W_{pompe} est fourni par une pompe. La réversibilité de la transformation est envisageable dans des systèmes fermés et contrôlés.
- Etat 4 à 1 : la transformation décrit ici une vaporisation isobare et irréversible. C'est effectivement ce qui se passe au niveau de la source chaude où les échanges d'énergie n'étant pas contrôlés supposent que les transformations soient nécessairement irréversibles. L'extraction de la chaleur $Q_{reçue} > 0$ se fait à travers le fluide géothermal.

Les fluides résiduels, après passage à la turbine puis au condenseur, peuvent être réinjectés dans le réservoir afin d'assurer la pérennité de la pression du réservoir et permettent alors de former un circuit fermé assurant le caractère renouvelable de la ressource.

2.3. Transferts thermiques

L'étude des transferts thermiques consiste à comprendre la diffusion de l'énergie sous forme de chaleur dans un milieu. La conduction, la convection et le rayonnement thermique en constituent les trois modes de propagation, toutefois seule la conduction et la convection domineront les échanges de chaleur ayant lieu au sein d'un système géothermique.

2.3.1. Conduction thermique

La conduction thermique est le mode de propagation dominant au sein des solides. La transmission de la chaleur se fait de proche en proche du milieu le plus chaud vers le milieu le moins chaud, conformément au Second Principe de la thermodynamique.

A l'échelle microscopique, on peut imaginer que les molécules du milieu le plus chaud vibrent intensément autour de leur position d'équilibre en perturbant les molécules voisines qui à leur tour perturberont les leurs, tout cela permettant ainsi à la «perturbation thermique» de progresser vers le milieu le moins chaud. La loi phénoménologique éponyme du physicien français Joseph Fourier rendra compte de ce phénomène de diffusion :

$$\vec{\varphi} = -\lambda \overrightarrow{\text{grad}T}$$

$\vec{\varphi}$ représente le vecteur densité de flux thermique qui s'exprime en W.m^{-2} et qui renseigne sur la direction, le sens de propagation et la puissance thermique qui traverse une surface donnée, $\overrightarrow{\text{grad}T}$ représente le vecteur gradient de température dont le module a pour unité le K.m^{-1} et λ la conductivité thermique (tenseur d'ordre 2) qui indique l'aptitude du milieu à laisser se propager la chaleur, elle s'exprime en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

A partir du principe de conservation de l'énergie, il est possible théoriquement de décrire la répartition et l'évolution de la température dans un milieu sous la forme de l'équation de la chaleur dans un domaine Ω limité par sa surface fermée S :

$$\iiint_{\Omega} \frac{\partial}{\partial t} (\rho c T) d\Omega = - \oint_S \vec{\varphi} \cdot \vec{n} dS + \iiint_{\Omega} P d\Omega$$

(\vec{n} vecteur unitaire perpendiculaire à la surface élémentaire dS et dirigé vers l'extérieur du domaine Ω)

avec ρ : la masse volumique du milieu en kg.m^{-3} , c : la capacité thermique exprimée en $\text{kg.J}^{-1}.\text{K}^{-1}$ mesure l'aptitude du milieu à emmagasiner la chaleur, P : la puissance thermique par unité de volume générée par les sources internes exprimée en W.m^{-3} (radioactivité, présence de corps chaud dissipant de la chaleur par conduction, ...).

Cette équation explique que toute variation temporelle d'enthalpie $h = \rho c T$ à l'intérieur du domaine Ω provient de ses échanges d'énergie avec l'extérieur et de la production ou de la dissipation d'énergie qui s'établissent en son sein.

La modélisation basée sur la conduction thermique pourra reproduire fidèlement le processus de diffusion de la chaleur au sein des roches de la croûte terrestre, moyennant la connaissance précise de leurs propriétés physiques.

2.3.2. Convection thermique

La transmission de la chaleur par convection s'effectue principalement à l'occasion d'un mouvement macroscopique du milieu nécessairement fluide. Des différences de température dans le milieu et/ou les hétérogénéités du milieu engendrent des mouvements et la convection dite naturelle peut être amorcée et amplifiée, il en est de même lorsque le fluide est mis en mouvement par des actions extérieures, dans ce cas on parle de convection forcée. Un fluide en contact avec une paroi solide portée à une autre température peut aussi être mis en mouvement et assurer une transmission de la chaleur avec celle-ci. Il s'agit d'un cas intermédiaire entre la conduction et la convection thermique appelé conducto-convection.

La condition aux limites de Newton permet de relier l'écart de température entre la paroi d'un solide (T_p) et le fluide à son contact (T_∞) avec le flux thermique au niveau de l'interface :

$$\varphi = h(T_p - T_\infty)$$

Cette relation introduit le coefficient de conducto-convection h , qui contrairement à la conductivité thermique, ne dépend pas uniquement de la nature du milieu, mais dépend aussi du régime d'écoulement, laminaire ou turbulent, du fluide lui-même. Sa détermination revient globalement à la résolution d'un problème de mécanique des fluides. Pour résoudre les problèmes de convection, des méthodes empiriques peuvent être employées et font intervenir des nombres adimensionnels (fig.9) comme le nombre de Reynolds Re pour discuter de l'importance de la viscosité, le nombre de Nusselt Nu pour comparer la contribution de la conduction par rapport à la convection thermique au niveau des interfaces solide/fluide, ou encore le nombre de Grashof Gr pour prendre en compte la gravité et distinguer les cas où la convection forcée domine la convection libre. Les méthodes analytiques basées sur la notion de couche limite seront uniquement valables en régime laminaire.

La convection thermique représente le mode de transmission de la chaleur le plus approprié à travers la circulation des fluides au sein de milieux poreux et perméables.

Nombre de Nusselt	$Nu = \frac{hl}{\lambda}$	h : coefficient de convection l : longueur caractéristique λ : conductivité thermique du fluide	Nu traduit la qualité de l'échange thermique : une augmentation de ce nombre traduit une contribution importante de l'écoulement sur l'échange de chaleur avec la paroi
Nombre de Prandtl	$Pr = \frac{\nu}{a}$	ν : viscosité cinématique a : diffusivité thermique du fluide	Pr compare l'aptitude du fluide à diffuser la quantité de mouvement par le biais de sa viscosité à son aptitude à diffuser la chaleur par le biais de sa diffusivité thermique
Nombre de Reynolds	$Re = \frac{Ud}{\nu}$	U vitesse moyenne de l'écoulement, d dimension caractéristique et ν viscosité cinématique du fluide	
Nombre de Péclet	$Pe = \frac{Ud}{\alpha}$	U vitesse moyenne de l'écoulement, d dimension caractéristique et $\alpha = \frac{\rho C_P}{\lambda}$ diffusivité thermique du fluide	une valeur élevée de Pe traduit une distorsion importante du champ de température due à l'écoulement par rapport à ce qu'il serait si seule la diffusion était présente
Nombre de Grashof	$Gr = \frac{g\beta\Delta T l^3}{\nu^2}$	β coefficient de dilatabilité du fluide, l dimension caractéristique, g gravité et ν viscosité cinématique du fluide	une augmentation de Gr traduit une augmentation de l'intensité de la convection naturelle
Nombre de Rayleigh	$Ra = \frac{g\beta\Delta T l^3}{\nu a}$	ν viscosité cinématique, a diffusivité thermique du fluide	$Ra = Gr.Pr$ pour de l'air ou des fluides de nombre de Prandtl proche de l'unité, Ra et Gr sont très proches
Nombre de Richardson	$Ri = \frac{g\beta\Delta T l}{U^2}$		en convection mixte, $Ri \gg 1$ traduit l'importance de la convection naturelle par rapport à la convection forcée

Figure 9: Présentation de quelques nombres adimensionnels utilisés surtout pour les transferts thermiques par convection.

2.3.3. Rayonnement thermique

Contrairement aux deux modes de propagation précédents, le rayonnement thermique ne nécessite pas obligatoirement de milieux matériels, le transfert de chaleur peut se faire à distance à partir ou entre des surfaces portées à une température donnée. Le transfert de chaleur dépend de la géométrie, de l'émissivité des corps, de la température de leur surface et de la fréquence des radiations émises. Au sein de la Terre, le rayonnement thermique est très peu efficace par rapport à la conduction et à la convection, aussi on pourra négliger sa contribution aux échelles qui nous intéressent en géothermie.

2.3.4. Hydrodynamique des systèmes souterrains

L'exploitation d'une ressource géothermale nécessite de connaître le mieux possible l'hydrodynamique du milieu souterrain qui l'environne. C'est la condition indispensable pour être en mesure de maîtriser la production, maintenir sous pression et assurer le caractère renouvelable du système géothermal.

L'étude de la dynamique des eaux souterraines vise à décrire et à comprendre le cycle de l'eau dans la partie souterraine de la Terre. Trois équations de conservations la gouvernent ([15], [16]), et en distinguant les deux phases (vapeur et liquide), sous lesquelles se retrouvent très souvent le fluide géothermal, on a :

- le principe de conservation de la matière qui veille à ce que tout ce qui sort d'un volume donné soit compensé par ce qui y entre en prenant éventuellement en compte les sources et/ou les puits de matière, en d'autres termes ce qui est produit et/ou absorbé par ce même volume :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\phi S_i \rho_i) + \text{div}(\rho_i \vec{v}_i) - q_i - d_v = 0$$

Pour chaque phase $i = \{\text{vapeur, eau}\}$, on définit ϕ la porosité, S la saturation volumique, ρ la densité, d_v le gain de masse de vapeur due à la vaporisation, q le terme source et v la vitesse moyenne.

- la loi de Darcy issue des observations réalisées sur l'écoulement d'un fluide à travers un milieu poreux et qui rend compte de la conservation de la quantité de mouvement. Elle établit ainsi une relation de linéarité entre la vitesse du fluide à travers le poreux et la variation spatiale de charge hydraulique appelée gradient hydraulique :

$$\vec{v}_i = -\frac{k k_{ri}}{\mu_i} (\vec{\nabla} P_i - \rho_i g \vec{\nabla} D)$$

De même, pour chaque phase $i = \{\text{vapeur, eau}\}$, on fait intervenir k la perméabilité intrinsèque, k_r la perméabilité relative à la phase i , μ la viscosité dynamique, g la gravité et D la profondeur.

- le principe de conservation de l'énergie, commun aux principes précédents, bien qu'ici, on néglige l'énergie cinétique et l'énergie potentielle, compte tenu des conditions d'écoulement souterrain (vitesse d'écoulement faible) :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\phi S_i \rho_i h_i) + \text{div}(\rho_i h_i \vec{v}_i) + \text{div}(\vec{\varphi}_{ci}) + \text{div}(\vec{\varphi}_{di}) - \vec{v}_i \cdot \vec{\nabla} P_i - Q_i - q_i h_i = 0$$

Cette équation n'est valable qu'au sein du fluide sous la phase $i = \{\text{vapeur, eau}\}$, dans le cas des roches (r), on vérifie plutôt :

$$\frac{\partial}{\partial t}((1-\phi)\rho_r h_r) + \text{div}(\vec{\varphi}_{cr}) - Q_r = 0$$

Ces deux dernières équations font intervenir h l'enthalpie massique, $\vec{\varphi}_c$ le flux thermique par conduction, $\vec{\varphi}_d$ la dispersion thermique, Q_i et Q_r les termes d'échanges.

Ces équations ne suffisent pas à décrire complètement un système géothermique et d'autres équations, dites relations constitutives, sont nécessaires pour achever sa description. Ainsi, on peut se ramener à décrire complètement le système géothermique par les deux équations suivantes :

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\phi\rho) - \text{div}\left(\frac{kk_{rs}\rho_s}{\mu_s}(\vec{\nabla}P - \rho_s g \vec{\nabla}D)\right) - \text{div}\left(\frac{kk_{rw}\rho_w}{\mu_w}(\vec{\nabla}P - \rho_w g \vec{\nabla}D)\right) - q_m = 0 \\ \frac{\partial}{\partial t}(\phi\rho h + (1-\phi)\rho_r h_r) - \text{div}\left(\frac{kk_{rs}\rho_s h_s}{\mu_s}(\vec{\nabla}P - \rho_s g \vec{\nabla}D)\right) - \text{div}\left(\frac{kk_{rw}\rho_w h_w}{\mu_w}(\vec{\nabla}P - \rho_w g \vec{\nabla}D)\right) - \text{div}\left(K_m\left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_h \vec{\nabla}P + K_m\left(\frac{\partial T}{\partial h}\right)_p \vec{\nabla}h\right) - q_h = 0 \end{aligned}$$

Ces deux équations utilisent les mêmes variables que précédemment, en précisant explicitement cette fois par w la phase liquide et s la phase vapeur. Toutefois, on fait apparaître K_m le coefficient moyen de conduction-dispersion et ρ qui représente la densité totale du mélange vapeur-liquide et définit par $\rho = S_w\rho_w + S_s\rho_s$.

En pratique, un aquifère, milieu géologique en capacité de contenir et de laisser s'écouler un fluide, est le siège de deux phénomènes hydrauliques directionnels essentiels : l'écoulement de l'eau caractérisée par la transmissivité et la propagation de la variation de niveau dont rend compte la diffusivité. En effet, la transmissivité est directement liée à la conductivité hydraulique qui renseigne sur l'aptitude du milieu à laisser le fluide s'écouler en son sein, et la diffusivité est reliée au coefficient d'emménagement S qui informe sur la capacité du milieu, soumis à des variations de charges hydrauliques, à emmagasiner ou restituer le fluide qui y circule. Selon que la nappe soit captive ou libre, la propagation de niveau est fortement influencée. Ainsi cette dernière sera plus importante dans le cas des nappes captives.

Les transferts thermiques et en particulier la convection thermique est particulièrement dépendante de l'hydrodynamique souterraine. En effet, le fluide géothermal jouera pleinement son rôle de fluide caloporteur au sein du système géothermique. Aussi le couplage hydrodynamique et thermique devra être pris en compte surtout quand on sait que des variations de salinité et/ou de viscosité impactent la température des fluides et leur écoulement ([15], [17], [18]).

Chapitre 3 : Classification des systèmes géothermiques

Le système géothermique désigne toutes les parties du système hydrologique : un réservoir, une zone de recharge et une source de chaleur qui rentrent en jeu dans la mise en place de la ressource géothermique. Au sein de ce système, le réservoir représente la partie chaude et le champ géothermique concerne la délimitation du système géothermique en surface.

Le système hydrothermal sera constitué de trois éléments essentiels : une source de chaleur, de l'eau et des roches perméables. Dans le cas où l'eau peut circuler et être rechargée dans le réservoir géothermique, la convection thermique sera dominante, l'eau réchauffée par la source de chaleur, plus légère, pourra alors s'élever vers la surface et redescendre vers le réservoir une fois refroidie comme au sein de cellules de convection. De tels systèmes sont qualifiés de dynamiques par opposition aux systèmes statiques où la conduction thermique sera prédominante ([19]). Pour ces derniers, la recharge en eau est limitée voire inexistante (eaux connées par exemple). Selon que le système géothermique soit statique ou dynamique, l'exploitation géothermique sera différente. De même, selon la diversité de leurs caractéristiques et/ou de leur origine, plusieurs types de systèmes géothermiques peuvent être reconnus. Leur classification dépendra de critères comme la température du réservoir, le type de source de chaleur lié au contexte géologique et la nature du fluide.

3.1. Classification selon la température des réservoirs

Les analyses géochimiques des fluides permettent généralement de déterminer à quelle température initiale ils ont été portés dans le réservoir géothermique. Elles contribuent aussi à concevoir sous quelle forme la ressource géothermique peut être valorisée. En effet on identifie les ressources de basse température ($T < 90^{\circ}\text{C}$), celles de moyenne température ($90^{\circ}\text{C} < T < 150^{\circ}\text{C}$) et celles de haute température ($T > 150^{\circ}\text{C}$) dans différents contextes (Tab. 1).

Type de géothermie	Température du fluide circulant (°C)	Exemple de contexte géologique déjà exploité	Usages possibles
Basse température ou Basse enthalpie	< 90	Bassin sédimentaire (Paris)	« Chauffage » de serres et climatisation
Moyenne température ou Moyenne enthalpie	Entre 90 et 150	Rift (Soultz)	Chauffage collectif (...)
Haute température ou Haute enthalpie	>150	Zone de subduction (Guadeloupe)	Production d'électricité

Tableau 1: Classification typique d'une ressource géothermique selon la température du fluide géothermal.

De façon générale, les systèmes géothermiques de basse température ou encore de basse enthalpie sont destinés à un usage direct soit pour la production de chaleur soit au contraire pour la production de froid, alors que les systèmes de haute enthalpie certainement moins répandus sont utilisés pour la production d'électricité. La classification en fonction de la température est d'autant plus importante qu'elle conditionnera les matériaux à employés dans les forages et sera prise en compte pour estimer la durée de vie de l'installation géothermique ([20]).

En réalité, plusieurs classifications basées sur la température sont disponibles et n'ont cessé d'évoluer au fur et à mesure que les techniques et technologies se sont améliorées ([21], [22]). La classification en fonction de la température peut encore être plus précise selon que l'on s'appuie sur des considérations économiques ou thermodynamiques. Des classifications peuvent prendre en compte les ressources en condition supercritique ($T > 360^{\circ}\text{C}$), les systèmes de vapeur dominante qui permettent la production d'électricité sans apports de matériels très spécifiques ou au contraire les systèmes de production assistés par des dispositifs adaptés au but recherché ([19], [23]–[26]).

3.2. Classification selon le contexte géologique

La localisation des meilleurs sites d'exploitation géothermique nécessite en premier lieu la recherche d'indices visibles à la surface de la Terre. C'est pourquoi, les régions sismiques et volcaniques sont particulièrement ciblées ([27], [28]).

Les séismes correspondent à la libération de l'énergie élastique accumulée dans les milieux rigides sous forme de vibrations (ondes sismiques), et créent des fissures et des fractures propices à la circulation des fluides. Les volcans ne pourraient être mis en place sans être associés à une ou plusieurs source(s) de chaleur ayant progressé vers la surface. Ainsi, les limites des plaques lithosphériques et les points chauds sont des lieux privilégiés à fort potentiel géothermique. Il existe d'autres zones d'intérêt géothermiques comme celles qui sont concernées par le plutonisme qui contrairement au volcanisme se caractérise par une ascension du magma qui reste piégé dans la croûte sans pour autant atteindre la surface. C'est par exemple le cas des systèmes géothermiques à fort gradient thermique de Larderello et d'Amiata en Italie ([18], [29]), ou du Kizildere en Turquie ([30]–[32]). L'ensemble de ces lieux privilégiés pour le développement de systèmes géothermiques n'exclue pas pour autant de nouvelles zones d'intérêts (fig. 10).

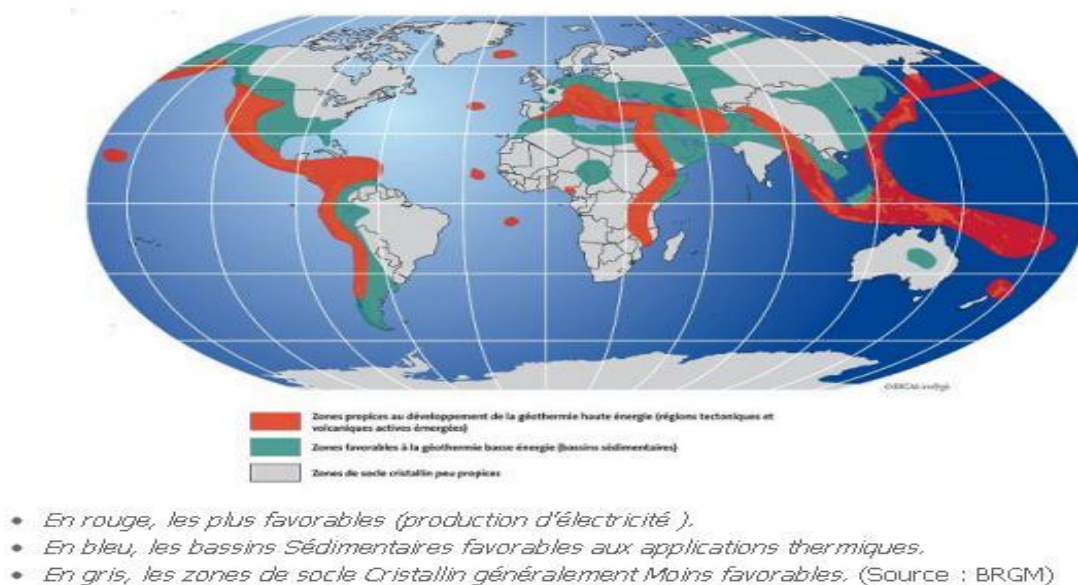


Figure 10: Principales zones favorables à l'existence d'une ressource géothermique.

Toutefois, les ressources géothermiques seront différentes selon les régions concernées voire au sein d'une même région. Il s'agira alors de déployer des outils d'étude adaptés pour une bonne compréhension du fonctionnement des réservoirs géothermiques, en s'appliquant de même à faire ressortir des caractéristiques communes selon le contexte géologique concerné.

De plus, la nature géologique du réservoir géothermique influe sur la composition des fluides géothermaux qui résulte des interactions avec les roches hôtes. Selon que les roches hôtes soient de nature volcanique ou pas, les réactions fluides-roches ne seront pas les mêmes et l'application adéquate des outils de la géothermométrie ainsi que la prévision du comportement du réservoir dans le cas d'une éventuelle exploitation, dépendront de la nature des roches hôtes ([19]). C'est pourquoi il est important de faire la distinction entre les systèmes géothermiques volcaniques et les systèmes géothermiques non-volcaniques comprenant en outre les systèmes géothermiques sédimentaires et ceux géopressurisés.

3.2.1. Les systèmes géothermiques volcaniques

Les systèmes géothermiques volcaniques actuels sont indubitablement associés à l'activité volcanique et leur existence est d'autant plus certaine que la mise en place du volcan y est récente. Ces systèmes sont très souvent de haute enthalpie et correspondent aux ressources des principaux pays producteurs mondiaux d'électricité via la géothermie comme les Philippines, l'Indonésie, le Kenya ([33]–[35]).

L'Indonésie, les Philippines ou encore les Antilles et la Cordillère des Andes correspondent à des zones de subduction naturellement propices au développement de systèmes géothermiques de haute énergie. Au niveau de la zone de contact entre la plaque subduite et la plaque chevauchante, la pression et la température deviennent de plus en plus intenses au cours de la plongée de la plaque subduite. Quand le point de fusion des roches est atteint, du magma se forme et subit une ascension gravitaire vers la surface au travers des failles et constitue des sources de chaleur à différentes profondeurs de la croûte continentale.

En s'exprimant à la surface, le magma sera à l'origine du volcanisme ou du plutonisme ([9], [14]). Les deux modalités d'expression du magmatisme sont à l'origine de l'existence d'une source de chaleur indispensable à la constitution d'un système géothermique, même si les indices fournis par le volcanisme seront beaucoup plus visibles que ceux du plutonisme.

Dans d'autres cas, il y a écartement de plaques et remontée de laves en fusion en provenance du manteau supérieur. Ces zones particulières appelées dorsales sont propices au développement des systèmes hydrothermaux en attestant d'emblée la présence d'une source de chaleur intense.

Enfin il y a les points chauds, des zones d'activité volcanique situées à l'intérieur même des plaques lithosphériques. Cette arrivée du magma à la surface résulte de l'ascension de panaches mantelliques par effet gravitaire et issus d'anomalies thermiques considérées comme fixes. La profondeur de ces anomalies fait encore débat. Les points chauds sont aussi à l'évidence des sites privilégiés de développement de systèmes géothermaux. L'Islande présente la particularité d'exposer simultanément un contexte de dorsale et de point chaud ([27], [36]).

3.2.2. Systèmes géothermiques non-volcaniques

Les systèmes géothermiques sédimentaires abritent généralement des zones perméables à de grandes profondeurs avec un gradient thermique important. Le transfert thermique dans ces systèmes, le plus souvent de basse enthalpie, y est plutôt de nature conductrice (systèmes statiques). Il est vrai que l'on trouve de façon moindre, des systèmes non-volcaniques de haute enthalpie, les plus connus étant les systèmes de Larderello en Italie et le système de Kizildere en Turquie ([19], [30], [31], [37]). Cependant, le système géothermique de Larderello présente des caractéristiques semblables aux systèmes statiques en régime permanent où la conduction thermique est le mode de transfert de chaleur dominant avec une recharge en eau faible voire inexistante ([38]).

On trouve aussi des systèmes à de très grandes profondeurs, de 3 à 7 km, comprenant des réservoirs de nature sédimentaire d'eau captive soumise à des pressions très importantes de l'ordre des pressions lithostatiques : on parle de systèmes géopressurisés. De tels systèmes ont été mis en évidence dans le Golfe du Mexique et aux Etats Unis ([39]–[41]). Ces réservoirs sont compris au sein de couches conductrices imperméables (des schistes dans le cas du Golfe du Mexique) et contiennent des quantités significatives de méthane conditionnant des indices typiques lors de l'exploration géothermique.

Enfin, les systèmes géothermiques stimulés (EGS) peuvent être considérés comme des cas particuliers dans la mesure où contrairement aux systèmes géothermiques conventionnels, la perméabilité des roches n'est souvent pas assez importante. La technique EGS consiste alors à avoir recours à la stimulation hydraulique afin d'en améliorer la perméabilité. On génère ainsi artificiellement un milieu fracturé dans lequel on injecte de l'eau qui se réchauffera dans la zone d'anomalie thermique préalablement repérée, puis on recueille l'eau réchauffée pour la réinjecter ensuite intégralement. C'est un circuit fermé qui est alors mis en place et qui assure une certaine pérennité de la ressource.

Ainsi, la technique et la technologie EGS rendent éligibles des zones qui ne réunissaient pas au départ les trois conditions essentielles à la possibilité d'exploitation d'une ressource géothermique : une source chaude, de l'eau et un milieu perméable. Elles nécessitent tout de même qu'une anomalie thermique soit reconnue et qu'il y ait une certaine perméabilité initiale.

La centrale de Soultz-sous-Forêt, en Alsace, a été la première centrale géothermique EGS à avoir été inaugurée en Juin 2008 après une vingtaine d'années de recherche. Cette centrale exploite une ressource géothermique à très grande profondeur dans des blocs de granite à 5000m et produit de la chaleur voire de l'électricité à hauteur de 1.5 MWe ([42], [43]).

3.3. Classification selon la nature du fluide

Les technologies employées pour exploiter une ressource géothermique dépendront naturellement du type du fluide géothermique, ce fluide étant assujetties aux conditions thermodynamiques qui règnent dans le réservoir géothermique. Ainsi on distinguera les systèmes à vapeur dominante et à liquide dominant, sachant que la plupart des systèmes se présentent sous les deux phases en proportion plus ou moins variable.

Les systèmes à liquide dominant sont le siège d'écoulement latéral des eaux chaudes qui s'élèvent du réservoir générées par le gradient hydraulique qu'imposent souvent les reliefs. Ces eaux peuvent atteindre la surface, sous forme de sources chaudes libérant des eaux chlorurées sans y exclure de phase vapeur ([19]). Elles s'étendent sur des distances latérales d'autant plus considérable que les reliefs sont importants. Pour les faibles reliefs, cet écoulement peut s'étendre sur près de 250m alors qu'il peut atteindre 10 à 50km quand les reliefs sont importants (fig.11 et 12).

Dans ces systèmes, la circulation des masses et de la chaleur est continue et atteint un état naturel d'équilibre dynamique. Le réservoir géothermique présente nécessairement une bonne communication hydraulique avec les aquifères adjacents aussi bien horizontalement, à la marge du système, que verticalement à la faveur de zones de fractures et de failles. Ainsi contrairement aux systèmes à vapeur dominante, les fluides géothermaux sont plus susceptibles de se mélanger avec les autres fluides souterrains, la perméabilité des formations rocheuses étant relativement plus importante ([44]).

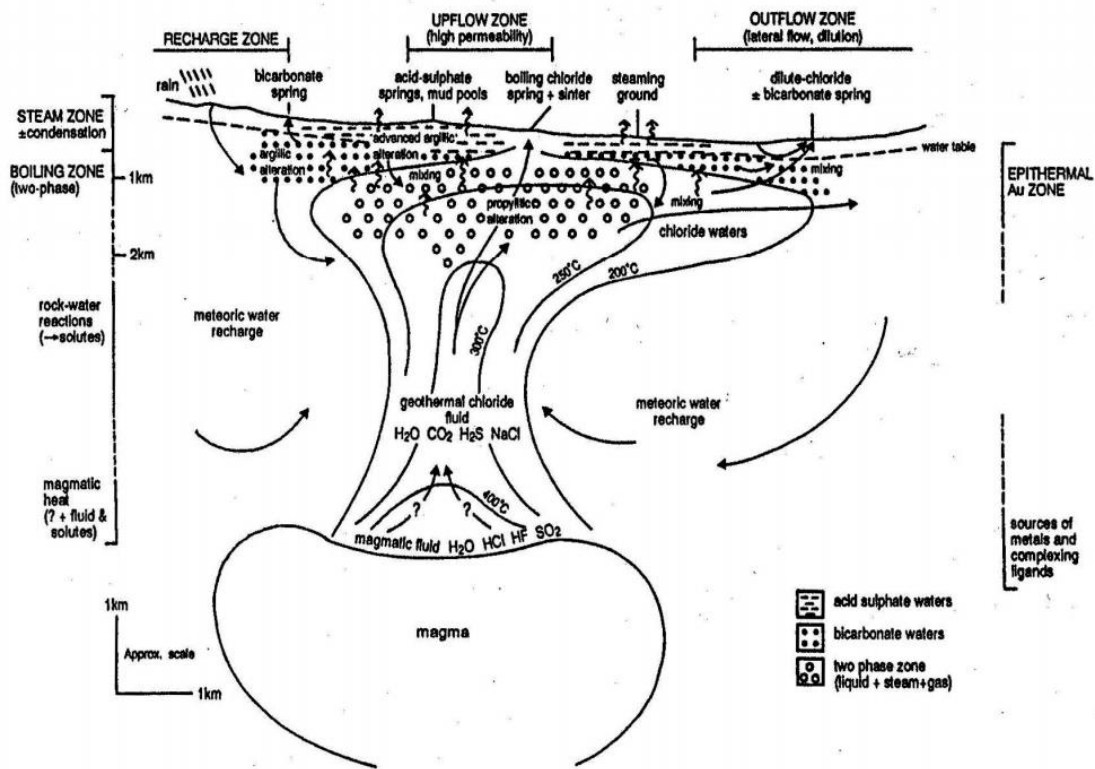


Figure 11: Modèle conceptuel général d'un champ géothermique haute enthalpie en zone à faible relief.

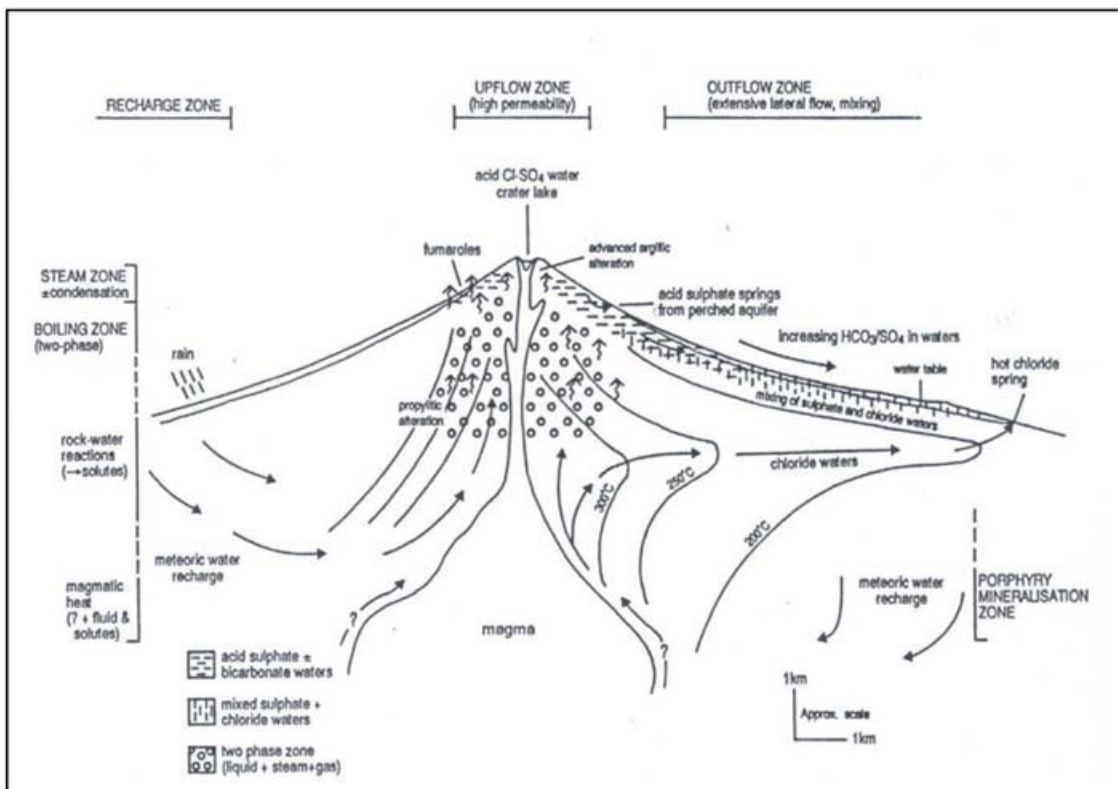
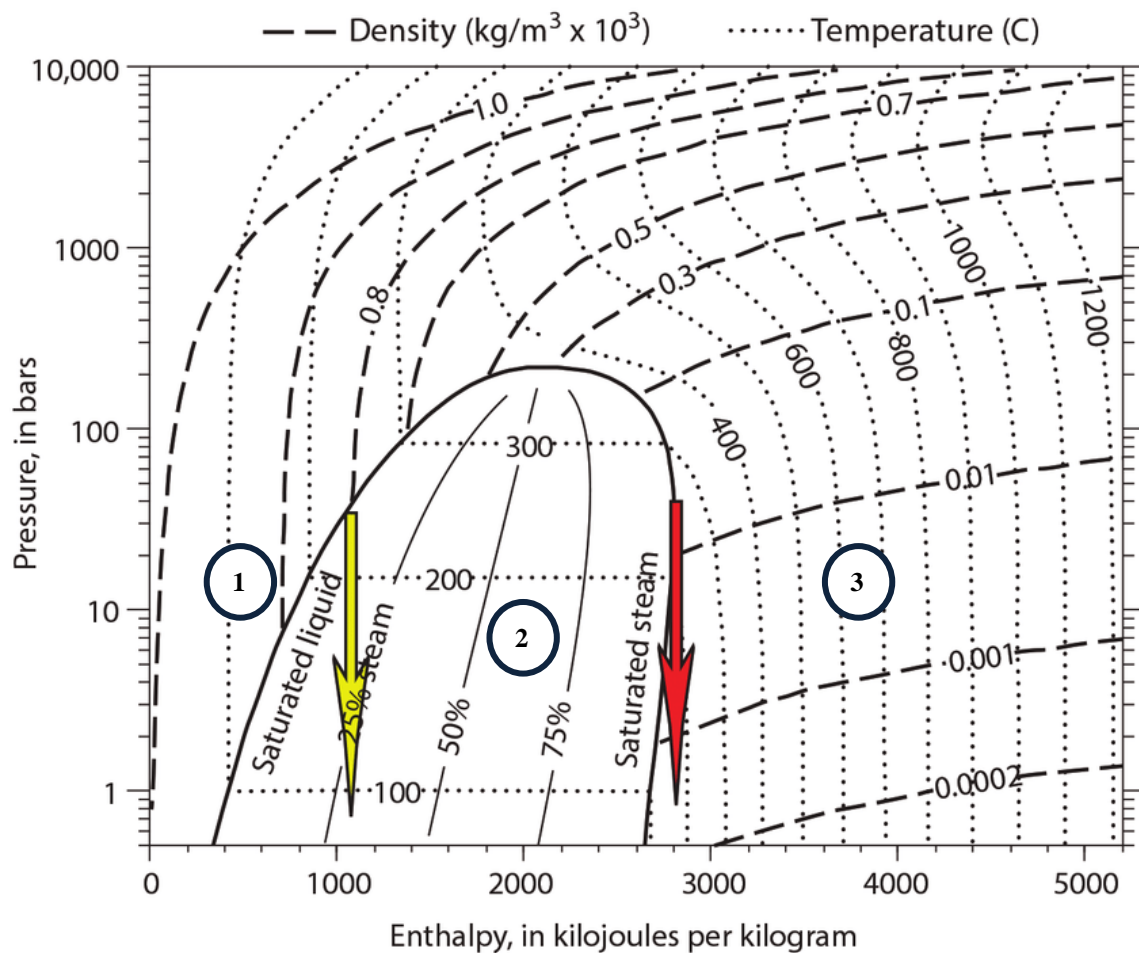


Figure 12: Modèle conceptuel général d'un champ géothermique haute enthalpie en zone à fort relief.

Les systèmes géothermiques à liquide dominant vérifient en général des conditions de température inférieures à celle du point triple de l'eau (température au-dessus de laquelle l'eau ne peut coexister sous deux états différents) ([16]). Le diagramme pression-enthalpie de l'eau pure (fig.13) permet de distinguer trois régions : la zone 1 présentant les conditions favorables aux systèmes à liquide dominant, la zone 2 caractérisant des réservoirs où il y a coexistence des phases liquide et vapeur et la zone 3 un peu plus exceptionnelle marquant les conditions favorables aux systèmes à vapeur dominante.



(*) Ce diagramme montre les conditions thermodynamiques sous lesquelles l'eau se présente sous forme liquide (1), de mélange liquide-gaz (2) et gazeuse (3).

Les systèmes à vapeur dominante sont beaucoup moins répandus que ceux à liquide dominant, les plus connus étant The Geysers en Californie, Larderello en Italie ou encore Kawah Kamojang en Indonésie ([34], [35]). Ces systèmes se caractérisent par la présence de fumerolles, de sources chaudes acides sulfatées. Dès qu'on atteint la profondeur pour laquelle l'enthalpie de vapeur saturé de l'eau géothermale est maximale, ces systèmes indiquent une température caractéristique de 236°C. Les systèmes à vapeur dominante sont des systèmes convectifs qui amènent la vapeur vers la surface puis latéralement le long d'un horizon de roche peu perméable ([12], [43]).

Partie 2

Outils d'exploration et modélisations

Chapitre 4 : Outils d'exploration pour la géothermie **en milieu volcanique**

L'exploration géothermique de surface débute indéniablement par un moyen simple ne nécessitant peu ou pas de moyens matériels : l'observation directe de l'environnement. Ainsi la présence de volcans, de sources chaudes et/ou de fumerolles rendent d'autant plus probable l'existence d'une ressource géothermique. Mais toutes ces manifestations de surface sont loin d'être suffisantes pour localiser voire exploiter le réservoir géothermique puisque bien des forages d'exploration ont abouti à des résultats infructueux (puits non producteur ou ressource pas assez chaude).

De plus, après avoir localisé un réservoir avec succès, son exploitation peut être à l'origine de conséquences non prévues comme les problèmes de chute de pression qui ont été observés dans le réservoir The Geysers en Californie et qui sont dus à une mauvaise gestion des opérations de forages ([4], [45]). Le risque d'échec après une phase d'exploration est estimé à 60%, 30% à la phase d'implantation des forages d'exploitation ([46]). C'est pourquoi désormais, l'exploration géothermique doit conduire à réduire significativement le risque d'échec en contribuant à la compréhension la plus complète et précise possible de la zone étudiée.

Elle mobilise plusieurs thématiques à la fois : la géologie, la géochimie, l'hydrogéologie, la géophysique et mobilise d'emblée un coût conséquent avant même d'avoir une idée des chances du projet à arriver à terme.

4.1. Exploration géologique

4.1.1. Observations de terrain et analyse des cartes géologiques et structurales

L'analyse des cartes géologiques peut révéler des structures géologiques d'intérêts tels des grabens, des horsts ou des caldeiras. Ces morphologies supposent des processus d'effondrement marqués par des failles actives ou l'ayant été, ou encore des phénomènes de surrection qui peuvent être les conséquences d'intrusions de chaleur ayant migré vers la surface.

Dans les régions volcaniques, la présence d'au moins une source de chaleur contemporaine en profondeur est d'autant plus certaine que les volcans y sont récents. On s'attend généralement à ce que les intrusions magmatiques ou la chambre magmatique constituent les sources de chaleur qui entretiendront le réservoir géothermique. Enfin, en termes de recharge, les forts reliefs suggèrent un gradient hydraulique (variation spatiale de hauteur piézométrique) important et donc des conditions de recharge importantes favorables. Ainsi, l'observation des affleurements et l'étude des cartes géologiques permettent de repérer les premières zones susceptibles d'être des cibles géothermiques qui devront être étudiées plus précisément. Elles apportent aussi des éléments de contrainte que le modèle conceptuel devra respecter.

L'étude structurale est essentielle à la compréhension du parcours des fluides géothermaux et leur alimentation. Car les milieux faillés sont des zones propices à la circulation de fluides, essentielle à la formation du réservoir géothermique ; la description des réseaux de failles y sera alors systématiquement menée. Les campagnes de terrain constituent des occasions de quantifier l'information géologique en renseignant sur les directions et les pendages des failles, leur puissance et leur condition d'apparition (failles normales, inverses, coulissantes).

Les manifestations hydrothermales de surface se traduisent par la présence de sources chaudes, de fumerolles, de geysers, de sols chauds ou encore de zones de dégazage. Leur localisation sur une carte géologique peut donner une idée sur les possibles relations établies avec les structures plus profondes.

La seule présence de sources thermales suggère des zones de circulation assimilées à des zones de fuites, dont la répartition peut donner des indications sur le contrôle structural des écoulements en profondeur. Mais la présence nombreuse ou pas de sources et la puissance de leur débit ne renseignent pas de façon concluante sur la capacité du réservoir ni sur la température qui y règne. Des processus de colmatage et/ou de mélange d'eaux interviennent très souvent et peuvent masquer les conditions réelles du réservoir. En d'autres termes, il est possible qu'un réservoir géothermique de haute température existe en profondeur sans qu'il n'y ait de manifestations spectaculaires en surface ([37], [47]).

4.1.2. Altérations hydrothermales

Au sein des systèmes géothermiques, l'altération hydrothermale résulte des fluides chauds qui s'équilibrent avec les roches encaissantes. Il en résulte une modification de la minéralogie et de la texture des roches, et une modification de la composition du fluide hydrothermal. Ainsi, de nouvelles associations minéralogiques plus stables se forment dans de nouvelles conditions de pression et de température ([22], [48], [49]).

Le développement de l'altération hydrothermale peut être relié aux fissures et donc à des rapports fluide-roche importants. On distingue d'ailleurs l'altération pervasive, caractérisée par le remplacement de presque tous les minéraux originels de la roche, de l'altération non-pervasive où seulement certains minéraux sont remplacés.

Toutefois, ce type d'altération dépend en réalité de plusieurs facteurs : la température, la pression, la minéralogie de la roche hôte, la perméabilité, la composition du fluide, le rapport fluide-roche, à l'échelle de temps du processus ([49], [50]). Par exemple, le fluide géothermal, qui se présente le plus souvent sous deux phases (liquide et gazeuse), d'origine météorique, océanique, magmatique, ou résultant d'un mélange, est impliqué dans les processus de lessivage des formations traversées : les alcalins pouvant être remobilisés, les oxydes de fer et de magnésium FeO et MgO pouvant passer en solution dans le fluide contrairement à la silice qui reste dans les roches. Les minéraux hydrothermaux qui cristallisent à partir du fluide géothermal affectent les formations perméables par remplissage de cavités ou de fissures. Browne et Ellis ([51]) ont su relier la perméabilité des puits géothermiques à la nature des Feldspaths et ont conduit à considérer que les zones les plus perméables sont plus riches en K₂O que celles les moins perméables.

L'analyse des roches altérées permet de mettre en évidence certains minéraux n'apparaissant qu'à haute température comme l'épidote qui se forme quand la température est supérieure à 200°C, renseignant ainsi sur les conditions de mise en place du système géothermal.

Les altérations de surface constituent de bons guides d'exploration géothermique à condition de pouvoir faire la distinction entre celles qui proviennent de l'altération supergène, à savoir celle due à l'action climatique et à l'érosion, de celles qui résultent de l'hydrothermalisme. L'étude des minéraux argileux est particulièrement efficace pour indiquer les zones de circulations des fluides et pour estimer la température des fluides dans les systèmes de haute température ([52]). Dans le cas des systèmes de faible à moyenne température, il est possible de s'appuyer sur l'étude de la « cristallinité » de la kaolinite (minéral argileux) pour aboutir au même objectif puisque cette dernière propriété décroît avec la température ([53]).

La datation des altérations hydrothermales est également importante pour s'assurer de la pérennité de l'éventuel réservoir géothermal, en effet celui-ci peut avoir existé et ne plus exister dans la période contemporaine comme cela a été le cas dans la Plaine du Lamentin en Martinique. D'ailleurs, le type d'altération argileuse semble marquer une distinction entre des activités hydrothermales anciennes et des activités plus récentes. L'étude des minéraux à partir des forages profonds réalisés au Lamentin ([53]) ont amené d'ailleurs à voir la kaolinite comme une signature minéralogique d'une circulation actuelle de fluides avec une température proche de 90°C. Lorsque les températures sont moins importantes, de 50 à 70°C, sa cristallinité s'en trouve plus faible.

Enfin, les altérations hydrothermales impactent les conditions d'écoulement souterrain. D'abord, on reconnaît principalement trois faciès d'altération :

- Le faciès « silicifié » qui correspond à l'état d'altération le plus avancé, le lessivage complet de la roche d'origine par circulation de fluide acide ($\text{pH} < 2$) laisse place à une roche exclusivement constituée de silice amorphe résiduelle associée à des halogénures, du soufre et plus rarement de la barytine.
- Le faciès « d'argilisation avancée » où il y a substitutions partielles de la roche originelle par des minéraux appartenant essentiellement au groupe de l'alunite.
- Le faciès « d'argilisation modérée » qui suggère un phénomène d'argilisation moins prononcé avec la formation de halloysite, hématite et de smectite.

La présence de ces altérations contribue à réduire fortement la perméabilité liée à la formation des minéraux argileux. De plus, les zones concernées par la circulation de fluides subissent une imperméabilisation et la circulation des fluides vers la surface s'en trouve limitée voire interrompue. Ainsi le stockage d'eau sous forme liquide est favorisé et l'interaction fluide-roche devient plus grande.

4.1.3. Forages de gradient et forages d'exploration

La température de la Terre croît avec la profondeur comme le prédit la loi de Fourier. En pratique, les forages de gradient (fig. 10) permettent d'établir ces géothermes, courbes donnant l'évolution de la température en fonction de la profondeur, et montre qu'en dehors des zones d'anomalie thermique, la température croît en moyenne de 3°C tous les 100m ([9]). La faiblesse de ce gradient de température est à relier aux médiocres propriétés conductrices des roches qui constituent la lithosphère (Tab. 2), ces dernières présentant de faible valeur de conductivité thermique.

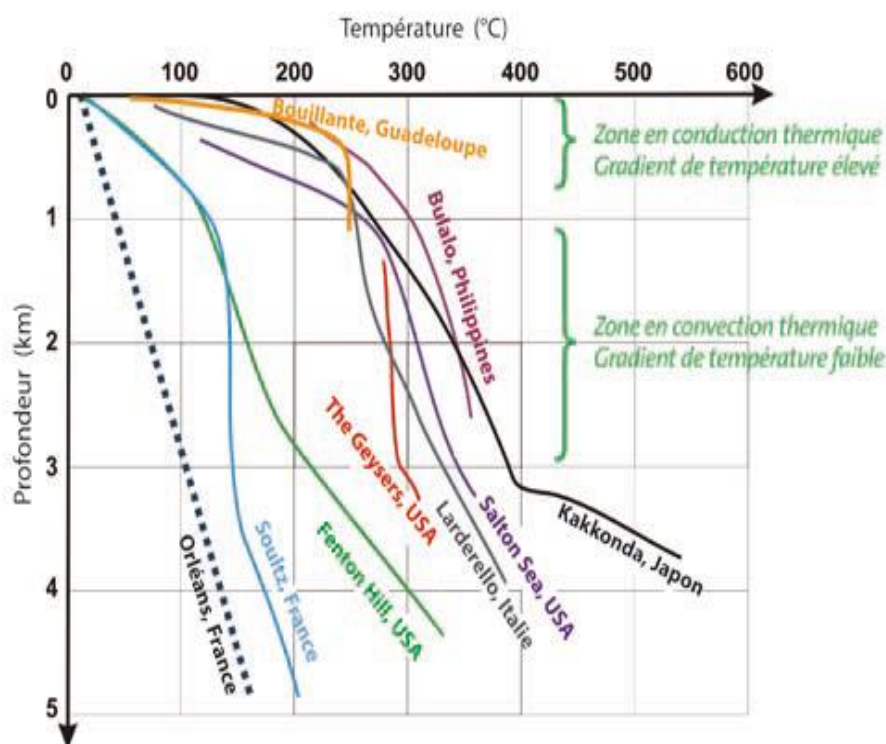


Figure 14: Géothermes de forages de gradients sur quelques sites géothermiques dans le monde (Source Guillou-Frottier [54]).

Roches	Conductivité thermique (W/m.K)
Granite	2.5 à 3.8
Basaltes	1.7 à 2.5
Calcaires	1.7 à 3.3
Dolomite	5
Argiles	0.8 à 2.1
Sédiments marins	0.6 à 0.8
Péridotites	4.2 à 5.8
Eau	0.6

Tableau 2: Conductivité thermique de quelques roches (source : J. Lemale [13]).

Le géotherme obtenu en dehors des zones d'anomalies thermiques est bien reproduit en première approximation, par la théorie basée sur un transfert conductif de la chaleur. L'application de l'équation de la chaleur et de la loi de Fourier conduit à prévoir la répartition de la température en fonction de la profondeur z pour une température initiale T_0 (température à la surface du sol) et pour un flux thermique sortant initial à la surface φ_0 :

$$T(z) = -\frac{P}{2\lambda} z^2 + \frac{\varphi_0}{\lambda} z + T_0$$

avec P la puissance thermique par unité de volume et λ la conductivité thermique du milieu.

La conductivité thermique d'une même roche varie selon sa teneur en eau, sa porosité et sa température, ainsi la forme parabolique du géotherme que décrit l'équation précédente est susceptible d'être déformée mettant en évidence des « anomalies géothermiques » suggérant la présence d'une source de chaleur. C'est pourquoi l'utilisation des forages de gradient sera particulièrement efficace lors des phases d'exploration géothermique, à condition que les sources de chaleur ne soient pas trop profondes. Par ailleurs, une inversion de la pente du géotherme (fig. 10) est caractéristique d'un mode convectif de propagation de la chaleur. Cette anomalie géothermique indiquerait d'éventuelles zones de circulation de fluide.

En plus de l'influence de la conductivité thermique sur la répartition de la température en profondeur, l'anisotropie du milieu ainsi que l'influence de la température sur les propriétés du milieu, ignorées par l'équation précédente, doivent être prises en compte.

Les forages de gradient atteignent des profondeurs de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de profondeur et sont nettement moins onéreux que les forages d'exploration plus larges, plus chères qui peuvent atteindre 1 à 2 km de profondeur. Tous deux fournissent en plus du géotherme, un grand nombre d'informations sur la lithologie, la répartition des éventuelles altérations, les zones de venue d'eau ou encore la densité de fracturation. Les forages de gradient sont davantage employés dès le début des explorations géothermiques pour donner une idée de l'extension des zones d'anomalies thermiques alors que les forages d'exploration sont réalisés seulement après avoir rassemblé suffisamment d'informations en faveur de l'existence d'une ressource géothermique. Ces derniers constituent ainsi l'aboutissement d'une première phase qui vise à confirmer la présence d'une ressource géothermique et à en améliorer la connaissance. Mis à part les mesures réalisées sur le terrain au niveau des affleurements (pendage, direction des failles, ...) ou encore la géochimie des eaux dans une certaine mesure, les deux types de forages sont les seuls moyens de mesure directe du sous-sol et constituent des éléments de référence pour toute validation de modèles réalisés.

4.2. Exploration géochimique

4.2.1. Chimie des gaz des sols

En veillant à distinguer leur origine biologique ou géologique, les émanations de gaz constituent des expressions en surface du dynamisme interne, elles sont considérées comme des zones de fuites du réservoir géothermique. Elles supposent des interactions chimiques et/ou métamorphiques dont l'étude permet de déterminer dans quelle condition thermodynamique, elles ont été initiées.

La détection et la répartition de certains éléments en trace dans le sol: le mercure (Hg), l'arsenic (As), l'hélium (He), le monoxyde de carbone (CO), le dioxyde de carbone (CO₂) et le radon (Rn), sont particulièrement intéressantes dans le cadre d'une exploration géothermique. Leur détection suppose qu'ils présentent des concentrations suffisamment différentes en profondeur et en surface. De plus, il faut que ces éléments soient influencés par la présence d'un aquifère chaud et soient suffisamment mobiles pour migrer vers les lieux de prélèvement ([55]–[64]).

La mesure des teneurs en arsenic et en mercure dans les champs géothermiques, s'est avérée être une technique d'exploration efficace qui s'est généralisée dès la fin des années 70. Leur transport, d'autant plus accru que la zone est faillée, vers les zones superficielles se fait soit par dégazage progressif des roches portées à haute température, soit par les fluides chauds qui interagissent avec les roches du réservoir. Leur solubilité dans les fluides est liée à la température et leur dépôt peut conduire à deux types d'anomalies :

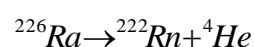
- celles issues de leur diffusion, puis de leur condensation lorsqu'ils remontent sous forme de vapeur.
- celles résultant de leur précipitation lors de leur remontée au sein du fluide géothermal.

L'arsenic restant plus longtemps sous forme liquide est le plus souvent concerné par ce dernier type d'anomalie alors que le mercure lui ne reste en phase liquide que dans les zones chaudes proches du réservoir.

Ainsi, de fortes anomalies en arsenic associées à de faibles anomalies en mercure devraient être rencontrées dans les zones les plus chaudes, et on devrait observer le contraire en bordure du système géothermique.

L'hélium est un gaz inerte qui n'est pas affecté par les réactions chimiques. Sa rétention ou sa libération résulte uniquement des conditions de perméabilité, de l'état de fracturation et du transfert de chaleur. Sa très faible masse lui confère une très grande mobilité qui lui permet d'atteindre la surface et il est particulièrement mobilisé en présence d'un aquifère chaud. Toutes ces caractéristiques font de cet élément un excellent indicateur de la présence d'une source de chaleur en profondeur. Notons qu'il y a trois origines possibles de l'hélium :

- naturellement présent dans l'atmosphère
- d'origine profonde liée au dégazage de chambre ou d'intrusion magmatique
- issu de la désintégration radioactive de l'uranium et de ses sous-produits, en particulier lors de la désintégration alpha suivante :



La migration du radon (Rn) sera d'autant plus aisée que la perméabilité sera grande. Le radon peut ainsi être considéré comme un bon indicateur des structures géologiques quand bien même celles-ci ne sont pas visibles en surface. La migration du radon sur de grandes distances est aussi facilitée par la convection des fluides engendrée soit par le déplacement des nappes d'eaux souterraines, soit par le gradient thermique ou encore le gradient de pression.

Le dioxyde de carbone (CO₂) est assez ubiquiste et est systématiquement observé dans tous les champs géothermaux, et généralement dans les fumerolles des zones volcaniques quelle que soit leur température. Le monoxyde de carbone (CO) est un élément instable à basse température et s'oxyde pour former du CO₂. Il se forme en revanche à haute température, ce qui fait que sa détection en surface peut être interprétée, a priori, comme l'expression d'une zone de haute température en profondeur. Mais cette interprétation peut être mise en difficulté quand on sait que le monoxyde de carbone peut résulter de l'oxydation du méthane ou du méthanal (formaldéhyde). De plus, contrairement au radon ou à l'hélium, le monoxyde et le dioxyde de carbone réagissent assez facilement avec les autres gaz majeurs.

4.2.2. Analyse chimique des eaux de sources chaudes

La composition chimique des eaux de sources chaudes nous renseignent sur leur origine. Elle fournit aussi les informations indispensables au dimensionnement et au fonctionnement d'une centrale géothermique (température du réservoir, nature du fluide extrait, corrosivité, ...).

L'analyse chimique de la plupart des eaux dans les systèmes géothermaux de haute température montre que ces eaux sont plutôt neutres avec des concentrations en ions chlorures Cl⁻ élevées par rapport aux autres anions. Ces eaux seraient à l'origine des autres types d'eau que l'on retrouve dans ces systèmes après un certains nombres de processus physiques et chimiques. On distingue plusieurs types d'eau par critère chimique ([19]) :

- **Les eaux chlorurées** : Ces eaux, de pH plutôt neutre, sont typiquement rencontrées en grande profondeur dans la plupart des systèmes géothermiques de haute température. On peut les reconnaître à leur couleur claire et bleue - vert dans les bassins profonds. Elles sont les seules eaux où l'application des géothermomètres est efficace avec un niveau de confiance élevé.

- **Les eaux sulfatées** : Ces eaux chaudes et acides peuvent dissoudre les roches et provoquer de grands effondrements de cratères ou de cavités, elles résultent de la condensation des gaz en sub-surface et sont oxygénées par les eaux souterraines. On retrouve ces eaux dans les niveaux topographiques au-dessus des nappes phréatiques, dans les nappes perchées et les bassins turbides, les mares de boue et quelques sources chaudes attestent leur présence en surface.

- **Les eaux bicarbonatées** : Ces eaux de pH neutre représentent celles issues des phénomènes de condensation de vapeur et de gaz au sein même des eaux souterraines de subsurface pauvrement oxygénées. On les retrouve dans les zones de condensation en forme de parapluie qui surmontent le système géothermique et se trouvent en général en marge des champs. Ces eaux sont très réactives et leur corrosivité doit être prise en compte pour tout développement du champ géothermique.

On trouve aussi des eaux de type intermédiaire à ces dernières.

La caractérisation de ces types d'eau fournit d'excellents éléments d'exploration et un moyen de préciser le mode de fonctionnement du système géothermique dans le modèle conceptuel. La composition chimique de ces eaux peut renseigner sur les conditions de température dans lesquelles elles se trouvaient dans le réservoir géothermique avant migration vers la surface : les éléments chimiques de ces eaux permettent l'application de géothermomètres ([65]). En effet, il est possible de relier la concentration de certaines espèces chimiques à la température à laquelle elles se sont formées, elles constituent dès lors, des géothermomètres.

L'équilibre fluide-roche au sein des systèmes hydrothermaux dynamiques est rarement atteint et le fluide échantillonné présente une composition chimique très complexe. En effet, cette composition chimique reflète les contributions cumulées de la cinétique de dissolution, des dépôts secondaires de minéraux, des changements de température et de pression lors de l'ascension du fluide. A toutes ces contributions s'ajoutent les processus de mélange et de dilution des eaux.

Malgré le grand nombre de facteurs intervenant dans la composition du fluide échantillonné, il est possible d'évaluer le processus de dissolution isochimique (sans modification de la composition chimique) des roches en contact avec le fluide ascendant ainsi que l'état d'équilibre éventuel du fluide avec les assemblages d'altérations thermodynamiquement stable pour des conditions de température et de pression donnée ([66]). Sous ces hypothèses de conservation de la composition chimique et d'équilibre des assemblages d'altération avec le fluide ascendant, la composition chimique des eaux recueillies, notamment la concentration des principaux cations rencontrés dans les roches et eaux géothermales (Na, K, Ca, Mg), peut être reliée à la température initiale à laquelle elles ont été portées.

4.2.3. Analyse isotopique des eaux de sources chaudes

On rappelle que les isotopes sont les éléments chimiques qui présentent un nombre de neutrons différent et donc une masse atomique différente alors que leur numéro atomique reste identique. Dans le cas des éléments légers, les différences de masse entre isotopes peuvent être suffisamment significatives pour être mesurées et c'est sur cette propriété de fractionnement de masse que repose la géochimie isotopique ([19], [67]).

En particulier, la géochimie des isotopes stables non radioactifs, sera employée pour rendre compte de l'origine des eaux et des gaz, les isotopes les plus communément utilisés sont ceux

- de l'hydrogène (^1H , ^2H ou D pour deutérium),
- du carbone (^{13}C , ^{12}C),
- de l'oxygène (^{16}O , ^{18}O)
- et du soufre (^{32}S , ^{34}S).

La géochimie des isotopes radiogéniques issus de réactions de désintégration est davantage utilisée pour la datation et l'évaluation de temps de transit. Trois isotopes radiogéniques sont communément utilisés :

- le tritium ^3H bien qu'il serve de traceur, présente l'inconvénient d'avoir un temps de demi-vie très courte, 12.43ans, en regard des temps de transit dans un réservoir géothermique,
- l'iode ^{131}I et le radon ^{222}Rn dont les temps de demi-vie sont respectivement 8,02 jours et 3.823 jours.

Notons que le carbone ^{14}C d'un temps de demi-vie de l'ordre de 5730 ans est perturbé par le CO_2 produit dans les systèmes géothermaux.

La géochimie isotopique permet de distinguer des variations de composition isotopique qui résultent de processus naturels ou anthropiques. Les rapports isotopiques donnent des informations particulièrement importantes dans le contexte des systèmes géothermaux puisque la composition isotopique varie selon la température, le degré d'interaction entre les roches et l'eau, les changements de phases, les mélanges et les dilutions. Autrement, elle reste peu affectée par les processus physiques et chimiques au cours du déplacement de l'eau entre la zone d'origine et le point d'échantillonnage. Ainsi, les analyses isotopiques des eaux de sources ou de puits fournissent des informations sur l'origine et l'évolution des fluides géothermaux (mélanges avec des eaux d'origine différente), sur les effets de l'interaction eau-roche, sur la géothermométrie isotopique et les processus de séparation de la vapeur.

Par exemple, les systèmes d'eaux thermales à haute température montrent souvent un enrichissement caractéristique de la composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ (« oxygen-isotope shift ») par rapport à l'eau météorique locale. Ce décalage peut s'expliquer par les deux processus physiques suivants:

- l'échange isotopique liquide-vapeur: à l'équilibre, les deux phases ont même composition isotopique en hydrogène alors que l'isotope de l'oxygène présente encore une fraction significative.
- l'interaction avec la matrice rocheuse : l'eau météorique qui s'est infiltrée est en déséquilibre isotopique avec la roche. Le départ continu et rapide des isotopes lourds conduit à un appauvrissement permanent en ^{18}O de la roche.

On retiendra finalement que l'échange en isotope de l'oxygène entre l'eau et la roche décroît rapidement avec la diminution de la température. Ainsi la présence d'un décalage en ^{18}O de l'eau est généralement considérée comme l'évidence d'une haute température actuelle ou antérieure supérieure à 250°C. Toutefois, l'importance de ce décalage dépend aussi des proportions et des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et de la roche en contact.

4.3. Exploration géophysique

L'exploration géophysique en géothermie repose principalement sur des méthodes potentielles comme la gravimétrie et la magnétométrie, sur des méthodes électromagnétiques (MT, CSEM), ou encore sur des méthodes sismiques (sismique réflexion, sismique réfraction). Ces méthodes apportent surtout des informations indirectes sur la délimitation du système géothermique. En effet, à partir de la mesure et de la répartition des propriétés physiques étudiées, les « anomalies » de mesure étant particulièrement recherchées, on cherchera à localiser et à déterminer la géométrie des corps qui les génèrent. Ainsi, on s'intéressera aux anomalies de densité en gravimétrie, aux anomalies en termes de susceptibilité magnétique en magnétisme ou aux anomalies de résistivité pour les méthodes électriques et électromagnétiques.

Le problème de la non-unicité de l'inversion en géophysique est quasiment systématique et nécessite de confronter la géophysique aux autres disciplines d'exploration (géologie, géochimie, ...). ([68], [69]).

4.3.1. Apport de la gravimétrie

L'application de la deuxième loi de Newton à un corps de masse m soumis à la force d'attraction de la Terre conduit à définir la gravité comme l'accélération résultante que subit ce corps (fig. 11).

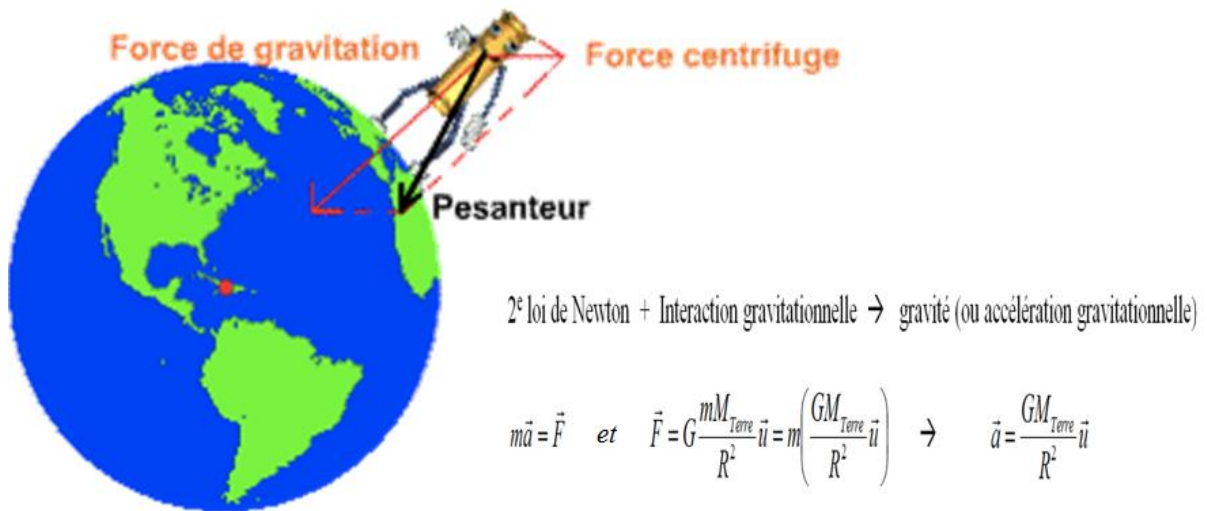


Figure 15: Evaluation théorique de la pesanteur

Le cadre dans lequel la gravité est définie précédemment ne correspond pas à la réalité puisque la rotation, la non-sphéricité et la non-homogénéité de masse de la Terre ne sont pas prises en compte. Par conséquent, le référentiel d'étude est non-galiléen et les forces d'inertie doivent être considérées. La pesanteur désigne justement l'accélération apparente de tout corps à proximité de la Terre qui dépend de la gravité, de l'accélération centrifuge et de l'accélération « corrective » liée à la forme non-sphérique de la Terre ; ces deux dernières accélérations étant liées à la rotation de la Terre.

Considérant la Terre comme un sphéroïde, sphère aplati au niveau des pôles, homogène en masse du moins radialement, la pesanteur peut être évaluée théoriquement sous la forme suivante :

$$g_{th} = \frac{GM_T}{R^2} \left[1 - \frac{3}{2} \frac{a^2}{R^2} J(3\sin^2 \phi - 1) \right] - \Omega^2 R \cos^2 \phi ,$$

avec a le rayon équatorial ($a = 6378$ km), R la distance qui lie le centre de la Terre au point de l'espace considéré, J un coefficient adimensionnel qui dépend des moments d'inertie principaux de la Terre et qui rend compte de l'écart à la sphéricité de la Terre. A l'aide des satellites artificielles, J peut être connue précisément : $J = 1.082639 \times 10^{-3}$.

La pesanteur dépend ainsi de l'altitude, de la latitude ϕ et de la masse M_T de la Terre. Il faut par ailleurs y ajouter les variations temporelles de la pesanteur liées à l'attraction gravitationnelle des autres corps célestes, essentiellement la Lune, à cause de sa proximité, et le Soleil du fait de sa masse importante. Selon l'échelle d'étude retenue, on pourra aussi prendre en compte l'effet des processus dynamiques internes comme par exemple le mouvement du magma en volcanologie ou encore l'effet de la fonte des glaces (isostasie).

La gravimétrie consiste justement à étudier les variations spatio-temporelles du champ de pesanteur. L'un des intérêts propre à la prospection géothermique repose sur la possibilité de décrire la répartition des densités dans le sous-sol. En effet, il s'agit de s'affranchir de tous les paramètres autres que la distribution des masses du sous-sol dont dépend la pesanteur.

Après réduction des mesures (correction à l'air libre, correction de Bouguer, dérive instrumentale, marée gravimétrique), la pesanteur ne dépend alors que de la densité des corps souterrains (fig.16). L'écart entre la pesanteur mesurée et calculée (pesanteur théorique) définit l'anomalie gravimétrique positive ou négative qui peut alors être interprétée. Pour une profondeur et une géométrie d'un corps donné, l'anomalie de pesanteur peut être retrouvée. On doit alors pouvoir considérer le problème inverse correspondant aux cas réels, soit d'associer aux anomalies gravimétriques mesurées, la profondeur et la géométrie des corps qui en sont responsables. Cette relation n'est cependant pas univoque : c'est le problème de la non-unicité de l'inversion en gravimétrie. En effet, plusieurs corps à différentes profondeurs peuvent donner la même anomalie, de même qu'un même corps à différentes profondeurs présentera des anomalies de pesanteur différentes (fig. 17).

Ainsi la détermination des cibles responsables des anomalies mesurées s'appuiera sur l'ensemble des formes connues par le problème direct. Le choix le plus pertinent parmi ces formes se fera à la lumière des autres disciplines (géologie, géophysique).

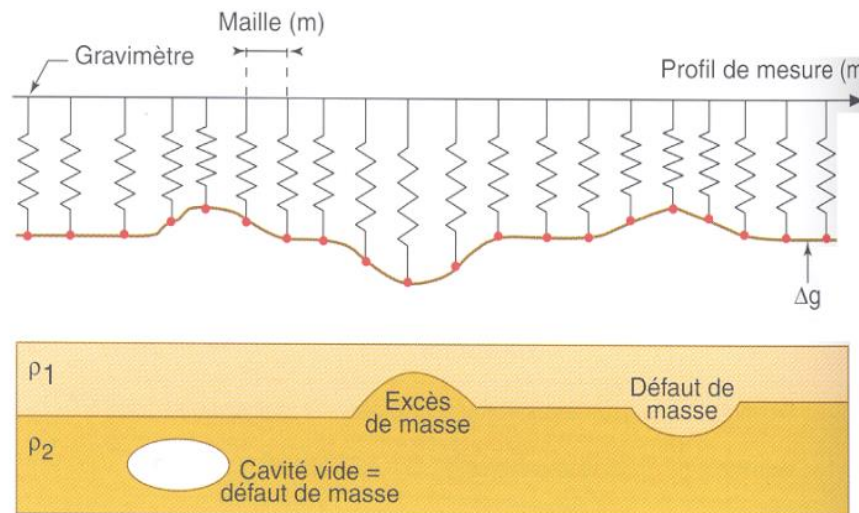


Figure 16: Effet de la pesanteur selon la répartition des masses du sous-sol (*).

(*) L'anomalie gravimétrique est positive (ou lourde) à l'aplomb d'un excédent de masse et est négative (ou légère) à l'aplomb d'un déficit de masse dans le sous-sol.

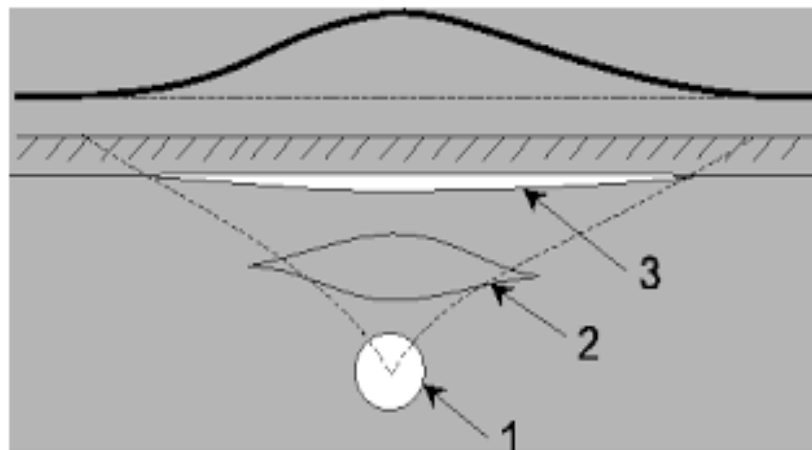


Figure 17: Problème de la non-unicité de l'inversion gravimétrique (**).

(**) Plusieurs corps de géométrie différente peuvent donner selon leur profondeur la même anomalie gravimétrique.

L'interprétation des anomalies de la pesanteur sera particulièrement intéressante dans l'exploration géothermique ([68], [70], [71]) car elle contribuera à identifier différentes structures constitutives du système géothermique :

- une anomalie positive (ou lourde) peut être interprétée comme une intrusion magmatique, les zones hydrothermalisées dès lors qu'il y a minéralisations avec sulfures, ou encore la présence d'une source de chaleur.
- une anomalie négative (ou légère) peut mettre en évidence des formations pyroclastiques, des zones de failles/ de fractures, des zones de réservoir ou des caldeiras.

4.3.2. Apport du géomagnétisme

Le principe de l'étude du champ géomagnétique dans le cadre de la géothermie est semblable à celui du champ de pesanteur. En effet, l'étude des variations spatio-temporelles du champ magnétique terrestre conduira à calculer des anomalies magnétiques, cette fois-ci vectorielles, à partir desquelles on cherchera à déterminer les corps qui en sont responsables.

Les variations du champ magnétique trouvent leurs origines du champ externe dû aux courants électriques dans la haute atmosphère (ionisation de la haute atmosphère sous l'effet de l'activité solaire), du champ interne dipolaire dû aux courants électriques dans le noyau externe, du champ interne secondaire de dimension continentale et des masses magnétiques présents dans la croûte.

La prospection magnétique à l'échelle de la géothermie consistera à s'affranchir des causes externes et des causes internes au noyau pour ne rendre compte que des réponses magnétiques des corps de la croûte terrestre. La susceptibilité magnétique μ des roches sera le paramètre essentiel du géomagnétisme en tenant le même rôle que la densité pour la gravimétrie (Tab.3), ce paramètre relie l'excitation magnétique \vec{H} au champ magnétique \vec{B} et caractérise la promptitude des milieux à répondre à l'excitation magnétique :
$$\vec{B} = \mu \vec{H}$$

Plusieurs minéraux comme les titano-illémites et les minéraux ferromagnétiques, ont des propriétés magnétiques qui gardent des traces de la température qui ont régné au moment de leur cristallisation (aimantation rémanente). Ces propriétés magnétiques sont susceptibles de disparaître dès lors que les températures deviennent supérieures à la température de Curie, température au-delà de laquelle les matériaux ferromagnétiques perdent leur champ magnétique. L'aimantation rémanente peut constituer ainsi des indicateurs du niveau de température, principalement dans les zones d'hydrothermalisme intense.

Minéraux	Composition chimique	χ (en $10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$)
Quartz	SiO_2	$\ll 0^*$
Calcite	CaCO_3	-4.8
Feldspaths potassiques sodocalciques	KAlSi_3O_8 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	$\ll 0^*$
Chlorite	$(\text{Ca}, \text{Na}, \dots)_{0-1}(\text{Mg}, \text{Fe}, \dots, \text{Zn})_{2-3}$ $(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10} \cdot n \text{H}_2\text{O}$	0.03 à 0.70**
Illite	$(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2, \text{H}_2\text{O}]$	0.01 à 0.17**
Gypse	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	-5.53
Biotite	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{11} \cdot \text{H}_2\text{O}$	0.05 à 0.98
Dolomite	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	-4.83
Glaucanie	$(\text{K}, \text{Na})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	0.58**
Goethite	FeOOH	0.38 à 0.50
Hématite	Fe_2O_3	0.5 à 3.8
Limonite	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	0.25 à 0.76
Pyrolusite	MnO_2	0.30 à 0.48
Rutile	TiO_2	0.012 à 0.05
Ilménite	$(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{TiO}_3$	0.2 à 1.5
Olivine	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$	0.11 à 1.26
Pyroxène (ortho)	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$	0.04 à 0.92
Pyroxène calcique	$\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{SiO}_3)_2$	0.08 à 0.80
Barytine	BaSO_4	-3.84
Pyrite	FeS_2	0.004 à 0.013
Magnétite	Fe_3O_4	1000 à 6000
Maghémite	$\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$	600 à 1800
Pyrrhotite	Fe_9S_9	90 à 400

Tableau 3: Susceptibilité magnétiques de quelques minéraux.

La forme et l'amplitude de l'anomalie magnétique générée par les corps aimantés dépendent de leur géométrie (forme, pendage) et de la latitude magnétique du lieu de mesure, et comme pour la gravimétrie, leur interprétation peuvent alimenter l'exploration géothermique. Dans les champs géothermaux de haute température, après réduction aux pôle : opération qui vise à se ramener au cas où on déterminerait l'anomalie magnétique à l'aplomb des cibles la créant, on peut associer aux anomalies magnétiques ([72], [64]) :

- de fortes teneurs en minéraux magnétiques dans les roches basiques, dans ce cas les anomalies sont positives et intenses,
- l'aimantation rémanente des roches, en effet les minéraux magnétiques cristallisent selon des directions parallèles au champ magnétique terrestre au cours du refroidissement des laves ou des intrusions. Les périodes d'inversions magnétiques engendreront des anomalies négatives marquées,
- des processus d'altération chimique et/ou hydrothermale, puisque la teneur des roches en minéraux magnétiques décroît avec les transformations ou encore la destruction des minéraux, ces processus peuvent expliquer que les anomalies soient négatives ou peu intenses,
- des remaniements des roches volcaniques dans des dépôts éluviaux, fluviaux ou marins conduisant à des anomalies de directions aléatoires et donc une anomalie globale peu intense.

4.3.3. Méthodes électriques et électromagnétiques

La résistivité des roches est le principal paramètre étudié dans les méthodes électriques car elle rend compte de la capacité qu'ont les milieux à laisser passer le courant électrique. L'étude de la répartition spatiale de la résistivité est d'autant plus intéressante qu'on a un moyen indirect de délimiter le système géothermique étudié. En effet, on associe par exemple aux intrusions magmatiques, aux altérations hydrothermales ou à des unités géologiques lourdes (socle, ...) de fortes résistivités, alors que des fluides minéralisés de haute température seront considérés comme conducteurs. De faibles résistivités sont globalement associées à de potentiels réservoirs géothermiques avec leur couverture.

De nombreuses méthodes électriques et électromagnétiques permettent de sonder le sous-sol en déterminant la répartition de sa résistivité électrique. On peut citer l'(audio-) magnétotellurique ((A)MT), l'électromagnétisme à temps discret (TDEM), ou encore l'électromagnétisme à source contrôlée (CSEM). Ces méthodes conduisent à repérer presque systématiquement dans un très grand nombre de champs géothermiques dans le monde, une structure conductrice appelée « caprock » surplombant le réservoir géothermique ([73]).

Dans le modèle géo-électrique conceptuel d'un système géothermique typique (fig. 18), les zones les plus superficielles et les plus froides sont caractérisées par une altération en smectite, argile électriquement conductrice qui se forme à plus de 50°C. Dans un environnement andésitique, quand la température augmente l'illite remplace progressivement la smectite avec une proportion d'illite atteignant 70%, à 180°C ([74], [75]). Au-dessus de cette température, la teneur en smectite continue de diminuer et de l'illite pure apparaît communément au-delà de 220°C avec d'autres minéraux d'altération haute température de l'assemblage d'altération propylitique (chlorite, épidotes, ...).

Outre l'altération, la température (jusqu'à 300°C) et la salinité qui réduisent notablement la résistivité des fluides hydrothermaux, sont susceptibles de causer des anomalies marquées de résistivité dans les milieux qui contiennent ces fluides.

Comme elles contiennent des fluides hydrothermaux chauds et salés et qu'elles sont le lieu d'une intense altération, les zones de failles et de fractures, drains possibles des fluides géothermaux, se marquent par des anomalies conductrices marquées.

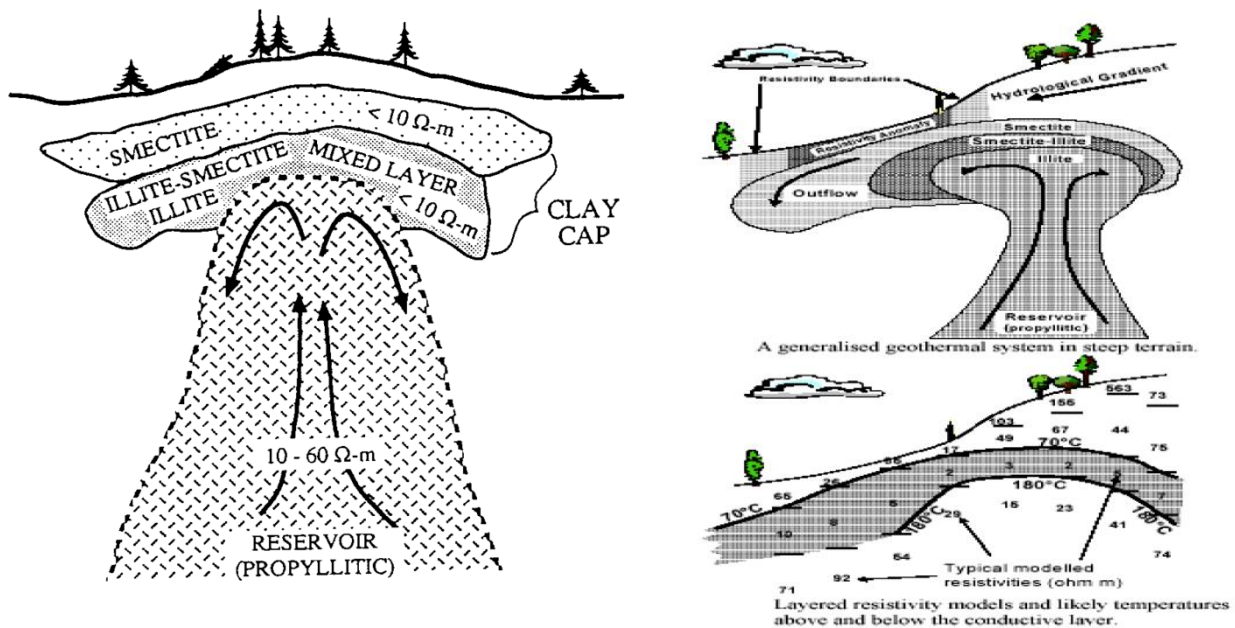


Figure 18: Modèle géo-électrique conceptuel d'un système géothermique typique (d'après Johnston et al. 1992 [76] et Anderson et al. 1999 [77])

En définitive, un des principaux objectifs poursuivis par les méthodes gravimétriques, électriques et électromagnétiques dans le cadre de la géothermie, consiste à mettre en évidence une zone où se superposent une anomalie gravimétrique lourde et une forte conductivité électrique. Cette condition est interprétée comme la présence très probable d'un réservoir géothermique au-dessus duquel la couverture minéralisée (« cap-rock ») s'est développée.

4.4. Hydrogéologie

4.4.1. Présentation de l'hydrogéologie quantitative

L'hydrogéologie étudie l'écoulement des fluides au sein des milieux souterrains. Elle est indispensable à la description quantitative des réservoirs géothermiques qui conditionne l'étude de faisabilité du projet de géothermie. Notons que contrairement à l'exploration pétrolière, l'exploration géothermique nécessite de suivre et comprendre tous les processus de circulation des fluides dans le réservoir en vue de maîtriser le caractère renouvelable de la ressource avec la réinjection des fluides ([4]).

La description quantitative de l'hydrogéologie passe par l'évaluation de paramètres indispensables comme la porosité (Tab. 4) et la perméabilité. La porosité renseigne sur la proportion d'espaces appelés pores, susceptibles d'être comblé par un fluide (liquide ou gaz) au sein de la matrice rocheuse. Plusieurs définitions ([78]) sont disponibles selon que l'on prenne en compte le volume occupé par l'eau ou encore le volume d'eau qui circule effectivement dans le milieu.

Par exemple, on définit ainsi la porosité totale comme le rapport entre le volume des pores et le volume total de l'échantillon du milieu étudié.

Roches	Porosité (en %)
graviers	25 à 40
Sables	25 à 50
argiles	40 à 70
Basalte fracturé	5 à 50
Calcaire karstifié	5 à 50
calcaire	0 à 20
Roche cristalline	0 à 5
grès	5 à 30

$$porosité = \frac{\text{volume des pores}}{\text{volume total}}$$

$$porosité\ cinématique = \frac{\text{volume d'eau qui peut circuler}}{\text{volume total}}$$

Tableau 4: Porosité totale de quelques roches.

On définit aussi la porosité cinématique comme le rapport entre le volume d'eau qui circule au sein du milieu poreux et le volume total de l'échantillon du milieu étudié.

Il convient dans ce dernier cas de rappeler la distinction faite entre porosité et perméabilité. La perméabilité qui suppose nécessairement un milieu poreux rend compte de l'interconnexion des pores permettant l'écoulement.

Si l'on parvient à estimer assez bien la porosité, il demeure plus délicat d'évaluer la perméabilité. Toutefois, la dynamique des fluides souterrains est en général assez bien décrite par la loi phénoménologique de Darcy qui relie linéairement la vitesse d'écoulement u au gradient hydraulique $i = \frac{\Delta h}{L}$ (rapport entre la perte de charge hydraulique Δh et l'épaisseur L du milieu poreux traversé par le fluide) :

$$u = K.i$$

avec K la perméabilité qui s'exprime en m/s.

Une autre forme de cette loi explicite les possibles causes de l'écoulement en termes de forces et permet de définir la perméabilité intrinsèque k indépendante de la nature du fluide :

$u = \frac{k}{\mu} \|\overrightarrow{grad}(P + \rho gz)\|$ et $K = \frac{\rho g k}{\mu}$ avec les mêmes unités décrites dans le tableau 5 qui suit. Une analogie pertinente avec d'autres branches de la physique comme en électrocinétique ou encore les transferts thermiques est alors possible:

Electrocinétique	Thermique	Hydraulique (souterraine)
Loi d'Ohm	Loi de Fourier	Loi de Darcy
$\vec{j} = \sigma \vec{E} = -\sigma \overrightarrow{grad} U$ (dans le cadre électrostatique) Avec \vec{j} le vecteur densité de courant électrique, σ la conductivité électrique, \vec{E} le champ électrique et U la tension électrique.	$\vec{\phi} = -\lambda \overrightarrow{grad} T$ Avec $\vec{\phi}$ le vecteur densité de flux thermique, λ la conductivité thermique et T la température absolue.	$\vec{u} = -\frac{k}{\mu} \overrightarrow{grad}(P + \rho gz)$ Avec \vec{u} la vitesse de filtration (celle qui traverserait le milieu poreux comme s'il n'y avait pas d'obstacle), k la perméabilité intrinsèque, μ la perméabilité, P la pression, ρ la masse volumique, g la pesanteur et z l'altitude.

Tableau 5: Analogie de l'hydraulique avec l'électricité et le transfert thermique.

Cette loi, sous réserve qu'elle soit applicable, associée aux équations générales en mécanique des fluides, conduit à l'élaboration de l'équation de diffusivité ([78]) qui vise à modéliser les écoulements souterrains :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q$$
, avec t le temps ; K_{xx} , K_{yy} et K_{zz} les perméabilités selon les axes x , y et z respectivement ; h la charge hydraulique ; S le coefficient d'emménagement spécifique et Q le débit volumique représentant les apports ou les prélèvements.

L'équation de diffusivité, à l'image des équations de diffusion utilisées en transfert thermique et en électrocinétique, traduit la diffusion des « ondes » de pression dont on rend compte ici à travers la charge hydraulique. De la même façon que la diffusivité thermique fait un bilan entre la rétention de la chaleur par le milieu évaluée par la capacité thermique c et l'aptitude à laisser passer cette chaleur estimée par la conductivité thermique λ , le coefficient d'emménagement spécifique S et la perméabilité K tiennent respectivement les même rôles du point de vue hydraulique.

4.4.2. Tests hydrogéologiques

Bien que ponctuels, les tests hydrogéologiques donnent accès à un ensemble d'informations indispensable à la compréhension du système hydro-thermique. Ainsi, la mise en production de puits producteurs permet d'estimer des paramètres comme le coefficient d'emmagasinement S , la transmissivité T ou encore la conductivité hydraulique K à partir du débit Q . Aux mesures in situ, on peut alors comparer, voire valider des modèles mathématiques comme ceux de Gringarten-Whiterspoon ou de Barker ([79]–[82]). Par exemple, le modèle de Gringarten-Whiterspoon permet d'évaluer les paramètres hydrauliques, comme la transmittivité et le coefficient d'emmagasinement, à l'aide de courbes selon des tests de réponse de l'aquifère.

Notons qu'au cours d'un forage où il y a venue d'eau, il est possible d'estimer l'épaisseur saturée de l'aquifère qui participe directement à la définition de la géométrie du réservoir géothermique.

Les sondages piézométriques sont encore des méthodes plus courantes et moins onéreuses que les forages d'exploration du fait de plus faibles profondeurs, classiquement employées pour mesurer le niveau des nappes d'eaux souterraines. L'observation d'éventuelles fluctuations piézométriques peuvent mettre en évidence la nature des réservoirs, statiques ou dynamiques.

A l'échelle régionale ou semi-régionale, la réalisation du bilan hydrologique donne accès quantitativement à l'infiltration. Ces mesures sont nécessaires à l'évaluation des conditions de recharge du système géothermique.

L'ensemble des paramètres mesurés, même indirectement (par exemple, la mesure de la résistivité électrique), liés à l'hydrogéologie, constituent des paramètres dimensionnant aussi bien pour la réalisation de l'étude de faisabilité du projet géothermique que pour le fonctionnement et le suivi de l'exploitation de la ressource.

4.4.3. Propriétés hydrogéologiques des formations géologiques

L'une des conditions essentielles à l'existence d'un réservoir géothermique est son caractère perméable qui permet la venue de l'eau au sein du réservoir. Cette circulation des eaux est possible grâce à la présence de fractures, la présence de failles, la porosité et la perméabilité des milieux traversés. La prospection hydrogéologique accompagne alors naturellement la prospection géologique.

Les propriétés hydrogéologiques sont significativement différentes selon que le volcanisme soit à dominante basaltique ou à dominante andésitique ([83], [84]). Le volcanisme à dominante basaltique regroupe les volcans boucliers et les ensembles volcaniques à dominante basaltique (maars, cônes de scorie, coulées, ...), et le volcanisme à dominante andésitique rassemble des hyaloclastites résultat du refroidissement explosif des laves avec l'eau de mer en l'occurrence, différents types de laves allant des basaltes aux rhyolites en passant par les andésites basiques et acides et par les dacites, des pyroclastites qui sont des produits de nature explosive comme les nuées ardentes, les ponces, les cendres, ainsi que des formations de démantèlement comme les lahars, coulée de débris, conglomérats.

Les propriétés hydrogéologiques de ces différentes formations sont assez bien connues :

- les laves : ces roches sont les plus à même d'avoir les meilleures propriétés hydrogéologiques, leur perméabilité de matrice est faible et ses propriétés aquifères dépendent des conditions de mise en place de fissurations et de fracturations.

Elles peuvent présenter une forte variabilité verticale de la perméabilité, liée à la structure interne des coulées. En effet, la coupe d'une coulée « aa » en mouvement montre une surface scoriacée, un cœur de coulée plus massif souvent diaclasé et une brèche de base de coulée ([84]). Leur refroidissement provoque l'apparition de fissures alors que l'altération supergène ou hydrothermale est responsable de l'argilisation partielle ou totale de ses minéraux constitutifs et conduit alors à une diminution de la perméabilité.

Les bordures des laves fluides sont plus sensibles à l'altération que dans le cœur, ainsi elles peuvent avoir différentes propriétés hydrogéologiques. La mise en place des laves visqueuses entraîne une bréchification de la roche.

- les pyroclastites : les nuées ardentes présentent une perméabilité d'interstice importante malgré leur forte hétérométrie, et les coulées de ponce une plus faible potentialité hydrogéologique, en effet leur altération est rapide et leur épaisseur est d'autant plus réduite que l'on s'éloigne des points de sortie. Selon leur teneur en argile, les tufs volcaniques ont de faibles perméabilités de matrice ; leurs propriétés hydrogéologiques sont meilleures s'ils sont indurés et fracturés. Les zones axiales étant plus pauvres en matières cendreuses montrent de plus fortes perméabilités.

- les hyaloclastites : ce sont des roches volcano-sédimentaires qui sont soit formées par l'accumulation directe de produits volcaniques finns émis en milieu sub-aquatique (hyaloclastites primaires), soit liées à la reprise de ceux-ci par les courants marins (hyaloclastites secondaires ou tuffites). Ces roches sont constituées d'éléments de lave de faible granulométrie en général jointif, ce qui suppose une porosité d'interstice initiale limitée.
- les conglomérats et les lahars : la matrice argilo-sableuse abondantes des lahars et le fort degré d'altération dès la mise en place des conglomérats conduisent à de faibles potentialités hydrogéologiques.

Cependant, il reste très difficile de décrire précisément l'hydrogéologie des îles volcaniques andésitiques, comparé aux milieux volcaniques basaltiques dont des modèles conceptuels sont disponibles ([85]). En effet, différentes formations coexistent souvent dans une même région, l'altération climatique et hydrothermale modifie considérablement les conditions de perméabilité conduisant à une forte variabilité aussi bien spatiale que temporelle.

Les formations basaltiques semblent présenter des perméabilités qui varient entre des valeurs minimales comprises entre $1,2 \cdot 10^{-8}$ m/s et $1,2 \cdot 10^{-3}$ m/s, et des valeurs maximales entre $1,2 \cdot 10^{-7}$ m/s et $6,3 \cdot 10^{-1}$ m/s. Leur porosité est comprise entre un minimum de 0.01 à 5 à un maximum de 5 à 20. Pour ce qui concerne les formations andésitiques, les valeurs de perméabilité et de porosité sont beaucoup plus variables (Lachassagne et Marechal, Charlier et al). Toutefois, une étude de Charlier, du fonctionnement hydrogéologique en contexte andésitique insulaire, indique des valeurs de perméabilité autour de $1 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹ pour les dépôts aériens, de $1 \cdot 10^{-7}$ à $1 \cdot 10^{-4}$ m.s⁻¹ pour des formations pyroclastiques. Le tableau suivant (Tab.6) montre quelques résultats de tests de puits et de paramètres hydrogéologiques, issus de l'étude de Charlier et al.

Well characteristics			Geological formations	Slug test			Injection tests					
Well	Well depth	Casing height from the bottom		Date	Initial water depth	K_{slug}^a	Date	Injected flow	Initial water depth	Draw-down	T_{inj}^a	K_{inj}
(-)	m	m	(-)	(-)	m	m s ⁻¹	(-)	L s ⁻¹	m	m	m ² s ⁻¹	m s ⁻¹
P1	3.9	2.5	Lapilli	31/07/06	3.3	1.4×10^{-5}	-	-	-	-	-	-
P3	2.6	2.3	Lapilli	04/07/06	1.8	6.9×10^{-6}	-	-	-	-	-	-
P6	4.1	3.8	Lapilli	01/06/06	1.8	6.8×10^{-6}	-	-	-	-	-	-
P11	4.8	3.6	Lapilli	16/06/06	2.0	3.3×10^{-6}	-	-	-	-	-	-
P12	5.5	4.4	Lapilli/Lava flows	06/07/06	3.8	7.2×10^{-7}	-	-	-	-	-	-
P13	3.4	3.2	Lapilli	28/06/06	2.8	8.6×10^{-6}	25/07/06	0.06	2.5	1.5	4.1×10^{-5}	4.6×10^{-5}
P14	3.8	3.0	Lapilli	28/06/06	2.4	9.2×10^{-6}	-	-	-	-	-	-
FA	31.5	28.5	Núeas ardentes	-	-	-	16/09/05	0.05	14.6	1.3	2.2×10^{-5}	1.3×10^{-6}
FB	20.0	17.0	Lapilli	12/05/05	8.7	2.4×10^{-6}	16/09/05	0.09	8.7	0.5	1.7×10^{-4}	1.5×10^{-5}
FC	15.0	12.0	Lahar/Núeas ardentes	-	-	-	31/08/06	0.02	4.0	1.9	1.7×10^{-6}	1.5×10^{-7}
FD	31.0	22.0	Breccia/Lava flows	-	-	-	21/10/05	0.10	21.6	13.3	4.2×10^{-6}	4.5×10^{-7}
FE	51.0	42.0	Breccia/Lava flows	-	-	-	10/11/05	0.16	46.8	18.1	9.4×10^{-7}	2.2×10^{-7}
FF	23.0	14.0	Núeas ardentes	26/04/05	5.7	9.2×10^{-7}	13/09/05	0.22	5.3	2.5	3.1×10^{-5}	2.2×10^{-6}
FG	24.0	18.0	Núeas ardentes	22/04/05	8.5	8.6×10^{-7}	15/09/05	0.08	7.1	1.8	1.7×10^{-5}	1.0×10^{-6}
FH	30.0	18.0	Lava flows	22/04/05	21.9	9.9×10^{-7}	15/09/05	0.09	19.8	1.2	6.0×10^{-5}	5.9×10^{-6}

^a Abbreviations are as follows: K hydraulic conductivity; T transmissivity.

Tableau 6: Résultats de tests de puits et paramètres hydrogéologiques ([86]).

4.5. Conclusion sur l'exploration géothermique

L'exploration géothermique en milieu volcanique nécessite une pluridisciplinarité en réponse à sa complexité. Quatre thématiques sont systématiquement abordées :

- La géologie : l'observation directe des affleurements et l'établissement de cartes géologiques contribuent à poser le cadre géologique et structural du lieu exploré. Complétée par l'étude des altérations hydrothermales, de la répartition des manifestations hydrothermales de surface et même des forages de gradient, l'exploration géologique consiste à repérer les cibles d'intérêt prioritaire et à émettre des hypothèses sur la localisation et le type de source de chaleur du potentiel réservoir géothermique.
- La géochimie : elle comprend les analyses chimiques et isotopiques des eaux et des gaz du sol et vise à caractériser le fluide géothermal : son origine, sa composition, la température à laquelle elle a été mise en place, etc...
- La géophysique : la gravimétrie, le magnétisme et l'électromagnétisme permettent d'étudier respectivement la pesanteur, le champ magnétique et la résistivité. La géophysique permet de sonder indirectement le sous-sol en donnant des informations sur la structuration du système géothermique.
- L'hydrogéologie : à travers des sondages piézométriques et des tests de mise en production quand il est possible de le faire, il s'agit de connaître les conditions de circulation du fluide géothermal, d'évaluer la recharge en eau du réservoir géothermique et de prévoir les conditions d'exploitation (pression, débit, ...) en vue de la pérennité de la ressource géothermique.

Les résultats de ces explorations doivent être réunis et doivent aboutir à une meilleure connaissance du système géothermique. L'objectif principal des modélisations est justement de synthétiser les très grandes quantités d'informations qui sont issues de ces explorations tout en faisant face aux contradictions liées aux interprétations nombreuses et de différentes natures.

Chapitre 5 : Modélisations

La modélisation est la démarche qui consiste à représenter la réalité observable de façon simplifiée. Le modèle en est un résultat non-unique qui dépend des données qui ont servi à l'alimenter : modèle mathématique, modèle physique, modèle informatique.

En particulier, il convient de distinguer la modélisation conceptuelle de la modélisation numérique. Si toute deux vise à résumer l'ensemble des observations faites sur le système étudié, la première ne peut exploiter les équations mathématiques qui régissent le fonctionnement du système étudié alors que la deuxième vise à produire un modèle sur ordinateur, ce qui suppose un deuxième niveau de simplification, à savoir la discrétisation du domaine d'observation et les données quantitatives y sont alors essentielles.

Enfin, un bon modèle, qui restera toujours perfectible, est celui pour lequel l'écart entre la restitution de son résultat et les observations de départ est appréciablement réduit.

5.1. Modélisation conceptuelle

Une fois que la phase d'exploration géothermique a été menée, il s'agit de confronter l'ensemble des résultats afin de donner une image cohérente et réaliste du prospect. Son élaboration est d'autant plus complexe que les sources d'information qui proviennent de l'exploration géothermique sont diverses, pourtant c'est précisément cette diversité des connaissances qui assurent sa fiabilité. L'enjeu consiste alors à intégrer le mieux possible les résultats des différentes disciplines (géologie, géophysique, géochimie, ...) sur l'ensemble de la zone étudiée.

Le fonctionnement d'un système géothermique peut être modélisé selon le principe suivant :

Les eaux rencontrées dans le réservoir géothermique sont d'origine essentiellement météorique, elles auraient pénétré la croûte terrestre à des profondeurs pouvant atteindre 7km avant d'y rencontrer le réservoir à la faveur de fractures ou d'horizons perméables. Au fur et à mesure de leur pénétration, elles se réchauffent et réagissent avec les roches hôtes et acquièrent alors une certaine minéralisation selon les conditions thermodynamiques qui

règnent dans le réservoir. L'eau réchauffée s'élève ensuite par convection vers la surface. ([19], [41], [87])

La dissolution des éléments de la roche hôte modifie sa minéralogie et conduit à la formation d'assemblages primaires d'altération caractéristiques du fluide et de sa température. Les fluides retenus dans le réservoir s'équilibrent avec les minéraux et entraînent l'apparition d'altérations secondaires. En remontant vers la surface, une phase vapeur peut se développer et le fluide résiduel peut s'exprimer en surface sous formes de sources chaudes ou encore migrer vers des exutoires latéraux à plusieurs kilomètres de la zone d'ascension du fluide chaud. Quant aux vapeurs, elles peuvent indépendamment de la phase liquide se libérer à la surface sous forme de fumerolles ou bien se dissoudre dans les fluides circulants ([19]).

Du point de vue géophysique, l'ensemble des minéraux d'altération possède une résistivité et ont un zonage marqué qui conduisent au modèle géo-électrique typique d'un système géothermique avec notamment l'identification du « caprock ». Les minéralisations elles-mêmes pourront être à l'origine des anomalies positives du champ magnétique local et d'une densification du milieu (anomalie gravimétrique positive) sauf si elles subissent les effets de l'altération hydrothermale ou chimique. En effet, l'altération hydrothermale peut conduire à la destruction des minéraux magnétiques et l'altération chimique peut amener à la diminution progressive de la teneur en minéraux magnésiens. Ces altérations sont alors responsables des anomalies négatives ou faibles du champ magnétique local.

Ainsi, le modèle conceptuel tend à être l'expression de la compréhension que l'on a de l'ensemble des observations faites et devient un outil de décision et d'accompagnement de la phase d'exploitation. Toutefois, si le modèle conceptuel suppose les mécanismes mis en jeu, à savoir la façon dont les différents éléments du modèle sont coordonnés entre eux, il ne peut être que figé, comme une image prise à un instant t bien déterminé. Le modèle conceptuel atteint alors sa limite là où une réponse peut être apportée par le modèle numérique, comme on pourra s'en rendre compte dans les parties suivantes.

5.2. Modélisation numérique

La modélisation numérique complète avantageusement le modèle conceptuel en y intégrant efficacement l'aspect dynamique du système géothermique étudié.

L'exploration géothermique aussi complète soit-elle fournit indéniablement des données ponctuelles dans l'espace et dans le temps, qu'il faut pouvoir compléter avec des hypothèses d'autant plus pertinentes que la densité de mesures est conséquente, en particulier dans les milieux complexes. Ces hypothèses constituent les données d'entrée des modèles numériques employés et conditionnent la représentation du système étudié. La démarche classiquement suivie dans les simulations numériques ([15], [88], [89]) consiste d'abord à produire un modèle géologique 3D suffisamment contraint, puis un modèle hydro-thermique. L'utilisation des simulations numériques est particulièrement intéressante si l'on veut comprendre les relations qui existent entre les manifestations géothermiques de surface, observables, et les processus souterrains invisibles. C'est aussi un moyen de mieux appréhender à terme l'exploitation de la potentielle ressource, en mettant à disposition une estimation des incertitudes liées à l'élaboration du modèle conceptuel (Annexes 2 à 4).

5.2.1. Modélisation géologique 3D - Présentation de Geomodeller

La modélisation géologique 3D est particulièrement adaptée à la mise en cohérence dans l'espace des connaissances géologiques, géochimiques et géophysiques et permet de renforcer la pertinence du modèle conceptuel ([70], [90]).

En effet, le modèle géologique 3D donne accès à une visualisation tridimensionnelle de la construction effectuée et met en relief les points de discordances entre les différents intervenants qui chercheront à aboutir à une interprétation consensuelle.

La modélisation géologique d'un prospect repose sur deux points distincts et essentiels : le modèle mathématique et la connaissance géologique du site. En effet, il s'agit de rechercher les interfaces entre les formations géologiques reconnues et rendre compte en même temps des relations (érosion ou dépôt) qui y sont établies.

Plusieurs méthodes mathématiques peuvent être employées pour décrire des surfaces dans l'espace, mais la méthode des fonctions implicites est l'une de celles qui est la mieux adaptée au contexte géologique ([91], [92]), surtout si le milieu géologique est complexe et présente des discontinuités. En effet, la méthode des fonctions implicites consiste à déterminer tous les points $P(x,y,z)$ de l'espace qui renvoient par une même fonction f , à une même valeur scalaire V . L'ensemble de ces points constitue ainsi une surface isovaleure, et il s'agit de rechercher en particulier celle qui correspond à l'interface entre deux formations géologiques. Ainsi, une fonction f est définie partout dans l'espace de sorte que $f(x,y,z)=V$. En somme, la détermination de la fonction f constitue le modèle géologique, puisque sa connaissance permet de représenter toutes les interfaces géologiques et donc la totalité de la structure géologique. De plus, quand f présente des discontinuités alors l'ensemble des points (x,y,z) forment aussi une surface discontinue. Ce n'est alors qu'à la suite du modèle mathématique qu'une visualisation 3D pourra être proposée (appelée de façon impropre modèle géologique).

Présentation de Geomodeller

Le logiciel Geomodeller conçu par le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) et développé par Intrepid Geophysics fournit un modèle 3D prenant en compte toutes les informations disponibles de terrain que l'on peut lui fournir, les cartes géologiques, les coupes verticales interprétatives, les logs lithologique, les coupes sismiques. La recherche des interfaces entre formations se fait par interpolation selon la méthode du champ potentiel scalaire et les relations entre les formations sont établies lors de la constitution de la notion de « pile géologique » ([91], [93]). Selon la complexité de la géométrie et la disponibilité des données, l'outil Geomodeller :

- suggérera la géométrie des corps géologiques en dépit de la rareté des données
- prendra en compte les données structurales (pendage, azimuth) mesurées au niveau des affleurements ou des forages
- donnera l'opportunité de tester différentes hypothèses alternatives pour l'interprétation du complexe géologique pour conduire à la construction d'un modèle 3D.

Avant de décrire la méthode de constructions des interfaces employées dans Geomodeller, il convient de présenter les quelques aspects mathématiques sur lesquels elle repose. En effet, il est important de comprendre comment à partir du positionnement des points de contacts entre deux formations géologiques et les données d'orientation, les interfaces sont construites. C'est aussi le moyen d'évaluer la robustesse et la qualité intrinsèque du modèle, c'est-à-dire en dépit des données d'interprétation qui alimentent le modèle final. C'est ainsi que seront abordées les notions qui atraient à l'interpolation spatiale.

Evaluer des paramètres en différents points de l'espace seulement à partir de données d'observation géoréférencées non nécessairement réparties de façon régulière est un enjeu dans de nombreux domaines comme la géologie, la météorologie, le marketing ! Ce principe est à la base de la géostatistique ([94], [95]) branche des statistiques qui traite de la description de variables spatialisées. Initialement, il s'agissait pour des ingénieurs des mines des années 50 d'évaluer les ressources en minerai d'un gisement à partir de quelques sondages. La réserve totale inconnue à évaluer était alors considérée comme une variable aléatoire dont l'hypothèse d'indépendance ne pouvait être appliquée. On comprend d'ailleurs assez bien que la source de minerai recherchée devait être d'autant plus proche de la localisation des sondages indiquant les concentrations les plus élevées ([95]). Alors que classiquement les statistiques reposent sur l'hypothèse d'indépendance des lois de probabilité, la géostatistique suppose que les lois de probabilité ne sont pas équidistribuées (la réalisation d'une variable aléatoire d'un site à l'autre dépend de la distance qui sépare ces deux sites) et va exploiter efficacement la dépendance spatiale des données. C'est précisément l'objectif poursuivi dans la construction du modèle géologique dans Geomodeller.

Il convient de distinguer approximation et interpolation. Dans le premier cas, on cherche une fonction qui passe au plus près des positions connues et représentées, alors que dans le deuxième cas, il faut absolument que la fonction recherchée passe par ces positions. En d'autres termes, une interpolation est une approximation qui passe obligatoirement sur les positions renseignées. Le krigeage est justement une méthode d'interpolation linéaire sans biais de variance minimale, qui à partir de sondages ξ_i évalue la valeur qui aurait pu être trouvée au site ξ_0 si une mesure avait été réalisée. Les données ξ_i sont dès lors assimilées à la réalisation d'une fonction aléatoire de fonction de covariance C connue.

En effet, à partir d'un certain nombre de sondages $z(\xi_i)$ sur plusieurs sites ξ_i d'un domaine spatial Ω , on souhaite pouvoir étudier les propriétés statistiques d'une variable aléatoire qui puissent en rendre compte. La variable régionalisée $z(x)$ s'interprète comme la réalisation du champ aléatoire $Z(x)$:

Pour toute position x d'un domaine spatial $\Omega = \mathbb{R}^n$, $z(x) = Z(x)$.

Mais il est impossible de connaître les propriétés statistiques de Z à partir d'une seule réalisation $Z(\xi_i)$ (inférence statistique) sauf à observer les hypothèses d'ergodicité³ et de stationnarité⁴. La distribution spatiale de la variable régionalisée $z(\xi_i)$ s'étudie à l'aide de l'analyse du variogramme outil géostatistique définie à partir de la variance sous la forme

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var}[Z(x+h) - Z(x)] \text{ qui, sous les hypothèses de l'inférence statistique, fait intervenir}$$

la fonction de covariance C : $\gamma(h) = C(0) - C(h)$.

La mise en œuvre du krigeage repose sur la recherche d'un estimateur de $Z(\xi_0)$ sous la

forme (fig. 19) :

$$\hat{Z}(\xi_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(\xi_i)$$

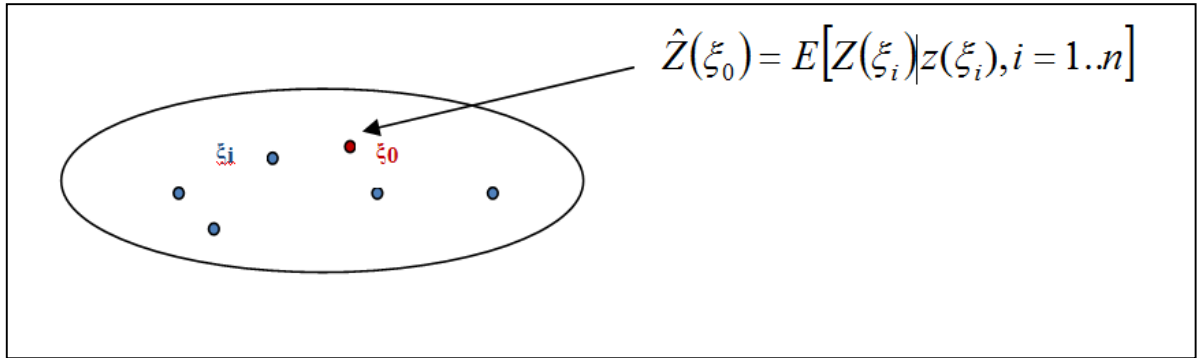


Figure 19: Estimateur de la variable aléatoire Z par krigeage (*).

(*) Sachant que le krigeage doit être sans biais et de variance minimale, le problème revient à chercher les poids λ_i tels que :

$$E[\hat{Z}(\xi_0) - Z(\xi_0)] = 0$$

$$\text{Var}[\hat{Z}(\xi_0) - Z(\xi_0)] = \min \left\{ \text{Var} \left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z(\xi_i) - Z(\xi_0) \right], \lambda \in \mathbb{R}^n \right\}$$

³ L'ergodicité consiste à considérer que la réalisation de la fonction aléatoire Z sur un grand nombre de variables est équivalente à plusieurs réalisations d'une même fonction aléatoire.

⁴ L'hypothèse de stationnarité suppose théoriquement que la loi de la fonction aléatoire Z soit invariante par translation. Cette propriété ne changeant pas si on découpe le domaine en morceaux.

Le krigeage désigne donc une méthode stochastique qui permet d'estimer des variables en des sites non échantillonnés à l'aide de l'étude de leur distribution spatiale à travers le variogramme ([96]).

La dispersion des erreurs est ainsi réduite, de plus la variance du krigeage ne dépend pas de la valeur des données mais uniquement de la covariance et du schéma d'échantillonnage.

Notons qu'il existe plusieurs types de krigeage: le krigeage simple, le krigeage ordinaire, le krigeage universel, ou encore le cokrigeage.

La méthode d'interpolation appliquée dans Geomodeller repose sur la méthode du « cokrigeage » des points de contact géologique laquelle localise les interfaces géologiques observées et les données d'orientation ([97]). En effet, on a vu que le krigeage est une méthode stochastique d'interpolation spatiale linéaire qui repose sur la minimisation de la variance, appliquée sur plusieurs types de données comme les points de contact et les données d'orientation dans Geomodeller, on parle de « cokrigeage » (interpolation multivariable). La description de la géométrie de la géologie repose ainsi sur l'interpolation d'un champ de potentiel scalaire continu. Les points de contact géologique donnent des isovaleurs de référence et les données d'orientation permettent de définir le gradient d'une fonction scalaire. Les failles peuvent être prises en compte avec la même méthode en insérant des discontinuités au champ de potentiel.

Construction de la pile géologique

Une fois que l'on dispose des points équipotentiels et des gradients du champ de potentiel, le champ scalaire représentant l'interface entre deux formations géologiques peut être interpolé par cokrigeage et on peut alors décrire les formations géologiques. Chaque interface correspondant à une équipotentielle du champ scalaire (fig.20), les valeurs des potentielles comprises entre celles représentant les interfaces décriront une formation géologique (fig.21). De plus, les données d'orientation constitueront un complément d'information nécessaire sur l'intérieur et l'extérieur du volume dont l'interface est la frontière.

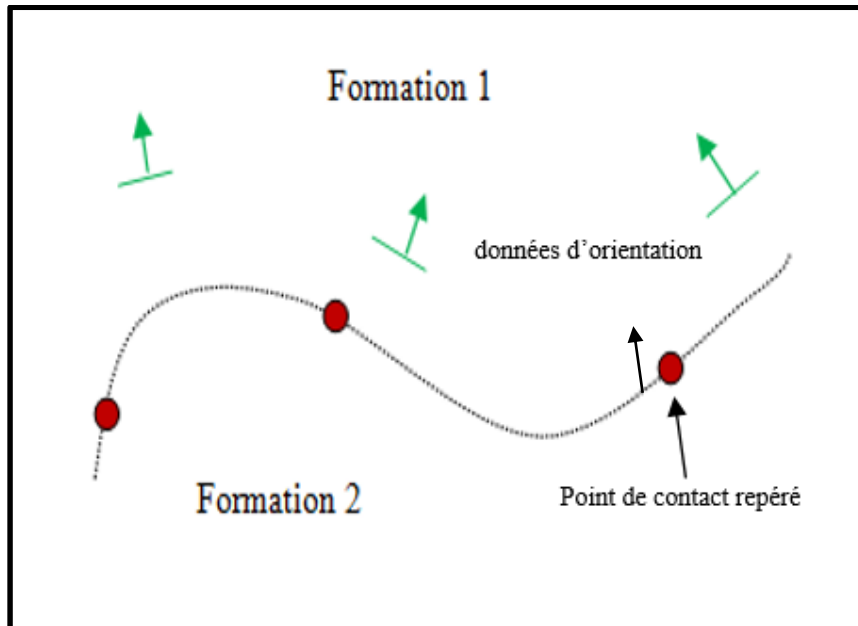


Figure 20: Construction de l'interface entre deux formations géologiques. (*)

(*) Les points rouges représentent les points de contacts entre deux formations géologiques différentes. Ils sont issus de l'observation directe des « carottes » de forage. Les flèches vertes correspondent aux données d'orientation (pendage, azimuth), et selon la référence choisie, le toit ou le substratum des formations, elles permettent d'indiquer l'intérieur d'une formation par rapport à l'interface. Dans le présent exemple, ces flèches indiquent que la formation 1 est l'espace situé au-dessus de la ligne en pointillé passant par les points de contact, à savoir la surface équipotentielle interpolée par cokrigage.

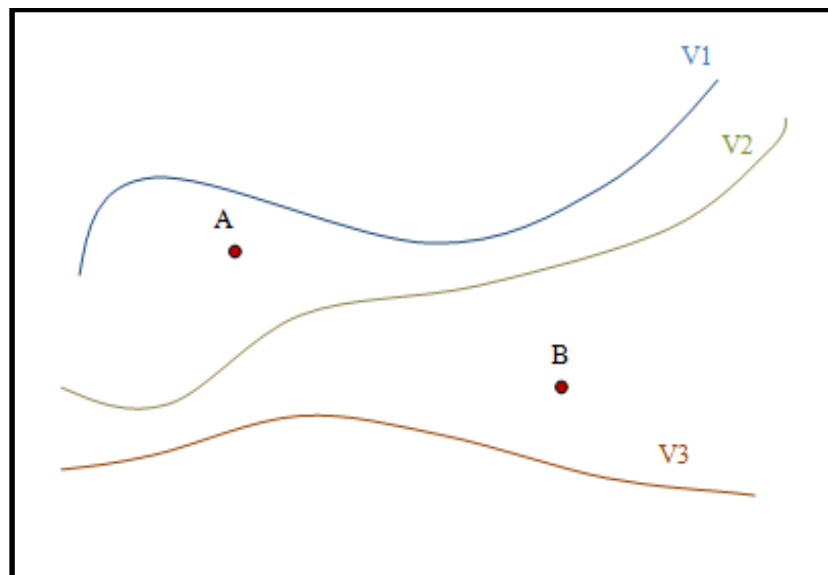


Figure 21: Description des formations géologiques dans le modèle 3D (Geomodeller). (**)

(**) Trois équipotentiels sont représentés : $f_1(x,y,z) = V_1$, $f_2(x,y,z) = V_2$, $f_3(x,y,z) = V_3$. Tout point $A(x_A, y_A, z_A)$ tel que $V_1 \leq V_A = f_A(x_A, y_A, z_A) \leq V_2$ permettra de délimiter une formation géologique, celle comprise entre les interfaces représentées par V_1 et V_2 . Ainsi les points A et B se trouvent respectivement dans deux formations géologiques distinctes et adjacentes.

Toutes les formations géologiques avec des géométries proches et une histoire commune forment un ensemble qui permet de définir la notion de série géologique. On considère systématiquement un champ de potentiel par séries de formations géologiques. Il est alors possible de construire une « pile géologique » qui visera à coordonner les séries entre elles en veillant à respecter la répartition spatiale et temporelle des formations reconnues. C'est précisément à ce niveau que l'on peut intégrer la connaissance géologique du site étudié ainsi que les règles générales appliquées en géologie (chronologie des dépôts, relation entre séries en termes de dépôt ou d'érosion). En somme, la partie interprétative de la construction de la « pile géologique » permet de contraindre le modèle mathématique et aboutir à une modélisation géologique cohérente compte tenu de l'ensemble des informations disponibles.

5.2.2. Modélisation hydro-thermique – Présentation de ComPASS

La mise à disposition d'un modèle géologique 3D d'un système géothermique est souvent le point de départ des simulations hydro-thermiques. Ces simulations numériques complémentaires au modèle géologique 3D apportent à la structure des systèmes géothermiques, une description notamment quantitative de la dynamique du système que ne fournit pas le modèle conceptuel. Ainsi on peut quantifier et préciser le schéma de fonctionnement des réservoirs géothermiques en simulant la répartition de la température et l'écoulement des fluides.

Comme toute opération de simulation, on est confronté au problème de la gestion des conditions aux limites dépendant du type de maillage généré. On distingue essentiellement les conditions de Dirichlet (ou conditions essentielles) qui supposent connues les valeurs des grandeurs étudiées au niveau des frontières du domaine maillé et les conditions de Neumann (conditions naturelles) qui permettent d'indiquer des flux aux frontières. Ces dernières conditions aux limites sont plus naturelles et leur interprétation physique en est plus aisée mais peuvent être beaucoup plus délicates à gérer du point de vue numérique. Notons qu'il existe bien d'autres conditions aux limites comme les conditions mixtes qui associent les deux conditions présentées précédemment (conditions de Robin, conditions de Fourier, ...).

Selon que le milieu étudié présente des discontinuités comme dans le cas d'un réseau de failles, il faut pouvoir identifier les failles et les mailler de sorte que l'on puisse y indiquer les valeurs et/ou les flux des grandeurs étudiées.

L'accès à la mesure directe de la température, à travers des forages de gradient, est d'autant plus difficile que les profondeurs deviennent de plus en plus importantes, il s'en suit que les conditions de Dirichlet qui contraignent le modèle numérique s'en trouvent particulièrement limitées. Au contraire, la prise en compte d'une source de chaleur apportant un flux au réservoir modélisé, est assez bien représentée à travers des conditions de Neumann beaucoup plus naturelle. Toutefois, la géométrie complexe des maillages au niveau des discontinuités compliquent le traitement déjà délicat des conditions de Neumann. La résolution de ces problèmes de maillages et de gestion des conditions aux limites est importante si l'on veut représenter assez fidèlement les échanges qui ont lieu au niveau des interfaces, car c'est à ce niveau que la simulation peut être contrainte puisqu'en dehors de ces interfaces le problème revient classiquement à résoudre numériquement des équations de conservations.

Aujourd'hui les avancées en matière de simulations numériques dans le domaine hydro-thermique prennent en compte les difficultés citées ci-dessus ainsi que celles liées à la nature des fluides étudiés qui peuvent coexister sous plusieurs phases et changer de phase au cours du temps. Alors qu'on les considérait autrefois séparément, plusieurs travaux de modélisation numérique simulent à la fois l'écoulement des fluides aussi bien monophasiques que polyphasiques et la diffusion de la chaleur dans différents types de milieux : milieux poreux, milieux fracturés, milieux karstiques, ... ([15], [98]).

Présentation de ComPASS

L'utilisation de ComPASS, plateforme académique développée par le partenariat BRGM-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 ([99], [100], Annexe 6). En effet, ComPASS est un ensemble de langages (C, Fortran, Python, ...) qui peut être exploité sur un maillage tétraédrique (CGAL) pour lequel un schéma VAG (Vertex Approximate Gradient), particulièrement bien adapté aux maillages polyédriques et aux milieux hétérogènes anisotropes, est appliqué ([101], [102]). La plupart des simulations d'écoulement et de transport dans les milieux poreux et fracturés s'appuient sur des modèles qui considèrent des réseaux de fractures bien connectés assimilés à des milieux continus couplés au milieu matriciel à travers de fonctions de transfert.

C'est précisément dans une approche similaire que fonctionne TOUGH2 (approche MINC), un logiciel de simulation hydro-thermique très employé dans le domaine de la géothermie ([103], [104]). Mais contrairement à TOUGH2, un autre choix est fait pour ComPASS qui s'appuie sur le Modèle de Fracture Discrète (DFM)([105], [106]). Dans cette approche les fractures sont explicitement représentées comme des milieux à part entière inclus dans le milieu matriciel environnant.

L'utilisation de la plateforme ComPASS dans ce sujet de thèse présente un double intérêt. Elle donne la possibilité du point de vue technique de travailler avec un maillage polyédrique non structuré lié à la nature implicite des surfaces modélisées dans les logiciels géologiques 3D. En d'autres termes, ComPASS offre donc un moyen de mieux prendre en compte les discontinuités que représentent les réseaux de failles dans le modèle de construction géologique 3D. La difficulté du maillage du domaine étudié étant assez bien surmontée, les simulations de transport et de diffusion de la chaleur pourront être mieux réalisées et plus précises.

D'autre part l'utilisation de ComPASS dans cette thèse sera l'occasion de l'appliquer en condition réelle sur le prospect géothermique du Lamentin en Martinique. Le site d'application de cette plateforme est bien choisi en raison de la complexité de la zone particulièrement fracturée et faillée, d'autant plus que l'hydrogéologie semble être contrôlée par le réseau de failles ([57]).

Modélisation des écoulements souterrains et de la diffusion de chaleur

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] $\text{div} \left(\bar{T} \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(h) \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q$, où \bar{T} désigne la transmissivité (en m²/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 m³/s).

[b] $\rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \overrightarrow{\text{grad} T} \right) = -\text{div} \vec{\varphi} + \beta T \frac{dp}{dt} + q + \phi$, avec ρ la masse volumique (kg/m^3), c_p la chaleur spécifique ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), t le temps (s), T la température (K), \vec{v} la vitesse (m/s), t le temps (en s), β le coefficient de compressibilité isotherme (Pa^{-1}), p la pression (Pa), $\vec{\varphi}$ 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.

La description de l'écoulement des fluides et de la diffusion de la chaleur revient à résoudre le problème mathématique de diffusion suivant :

Soit $\Omega \subset \mathbb{R}^d$ un domaine polyédrique borné de dimension d et $f \in L^2(\Omega) = \left\{ \phi / \int_{\Omega} |\phi|^2 < \infty \right\}$

(ensemble des fonctions de carré intégrables sur Ω) un terme source.

Il s'agit de trouver une approximation de la grandeur u (pression, température, enthalpie, vitesse de filtration, ...), solution faible du problème :

$$\begin{cases} -\text{div}(\lambda \overrightarrow{\text{grad} u}) = f \text{ sur } \Omega \\ u|_{\partial\Omega} = 0 \end{cases} \quad \partial\Omega : \text{frontière de } \Omega$$

En introduisant la forme bilinéaire a définie par :

$$\forall (u, v) \in (H_0^1(\Omega))^2, a(u, v) = \int_{\Omega} \lambda \overrightarrow{\text{grad} u} \cdot \overrightarrow{\text{grad} v} dx$$

on a le problème continu suivant :

$$\begin{cases} \text{Trouver } u \in H_0^1(\Omega) \text{ tel que } \forall v \in H_0^1(\Omega) \\ a(u, v) = \int_{\Omega} f(x) v(x) dx \end{cases} \quad \text{avec } H_0^1(\Omega) = \left\{ u \in L^2(\Omega) / \partial_{x_i} u \in L^2(\Omega) \text{ et } u|_{\partial\Omega} = 0 \right\}$$

Ce problème modèle est compatible avec l'équation de Darcy sur laquelle repose l'équation de diffusivité, en effet l'utilisation de schémas de volumes finis est bien adaptée à l'approximation des flux diffusifs de type Darcy où il reste alors essentiellement à évaluer des flux sur les bords de ces volumes.

La résolution du problème précédent revient finalement à trouver la solution u de l'espace des fonctions constantes par maille noté F_c telle que :

Partant d'une discrétisation admissible $D = (V, F, P, S)$ avec V l'ensemble des volumes de contrôle, F l'ensemble des faces de ces volumes, P l'ensemble des centres des mailles et S l'ensemble des sommets du maillage, on vérifie après application du théorème de Green

$$-\sum_{\sigma \in F_K} \int_{\sigma} \lambda \overrightarrow{\text{grad}}(u) \cdot \overrightarrow{n_{K,\sigma}} dS = \int_K f(x) dx, \text{ pour tout élément } K \text{ du maillage.}$$

On est amené à expliciter le flux numérique $F_{K,\sigma}(u) \approx \int_{\sigma} \lambda \overrightarrow{\text{grad}}(u) \cdot \overrightarrow{n_{K,\sigma}} dS$ en sachant par soucis de conservation, qu'au niveau de l'interface σ entre deux éléments K et L du maillage : $F_{K,\sigma}(u) + F_{L,\sigma}(u) = 0$

On est finalement ramené à résoudre le problème suivant :

$$\begin{cases} \text{Trouver } u \in X_D \text{ tel que } \forall v \in X_D, a_D(u, v) = \sum_{K \in M} \int_K f(x) v(x) dx \\ \text{où } a_D(u, v) = \sum_{K \in M} \sum_{\sigma \in F_K} F_{K,\sigma}(u) (\gamma_{\sigma}(v) - v_K) = \sum_{K \in M} \sum_{\sigma \in F_K \cap F_L \cap F_{\text{int}}} F_{K,\sigma}(u) (v_L - v_K) - \sum_{K \in M} \sum_{\sigma \in F_K \cap F_{\text{ext}}} F_{K,\sigma}(u) v_K \end{cases}$$

Ici, v_L et v_K désignent respectivement les valeurs de v sur les mailles L et K , $\gamma_{\sigma}(v)$ désigne l'opérateur trace de reconstruction à la face σ :

$$\gamma_{\sigma}(v) = \begin{cases} \frac{v_K d_{L,\sigma} + v_L d_{K,\sigma}}{d_{L,\sigma} + d_{K,\sigma}} & \text{si } \sigma \in F_K \cap F_L \cap F_{\text{int}} \\ 0 & \text{si } \sigma \in F_{\text{ext}} \end{cases}$$

La méthode des volumes finis est l'une des méthodes numériques de résolution des équations aux dérivées partielles essentiellement lorsque celles-ci se présentent sous forme conservative :

$$\text{div}(\vec{\varphi}(x, u, \nabla u)) = f(x) \text{ dans un ouvert } \Omega \text{ de } \mathbb{R}^d (d \geq 1)$$

En considérant un découpage de Ω en volumes de contrôle K (formant ainsi une partition du domaine total Ω), cette méthode consiste à se ramener à intégrer l'équation de conservation sur chaque volume de contrôle, et après application du théorème de Green-Ostrogradski à opérer une intégration sur les frontières ∂K de chaque volume de contrôle K :

$$\int_K \text{div}(\vec{\phi}(x, u, \nabla u)) dx = \int_K f(x) dx, \forall K \rightarrow \int_{\partial K} \vec{\phi}(x, u, \nabla u) \cdot \vec{n} d\sigma = \int_K f(x) dx, \forall K$$

En décomposant la frontière ∂K en plusieurs arêtes, il s'agit finalement d'approximer des flux $\vec{\phi}$ au travers de ces arêtes (fig. 22) :

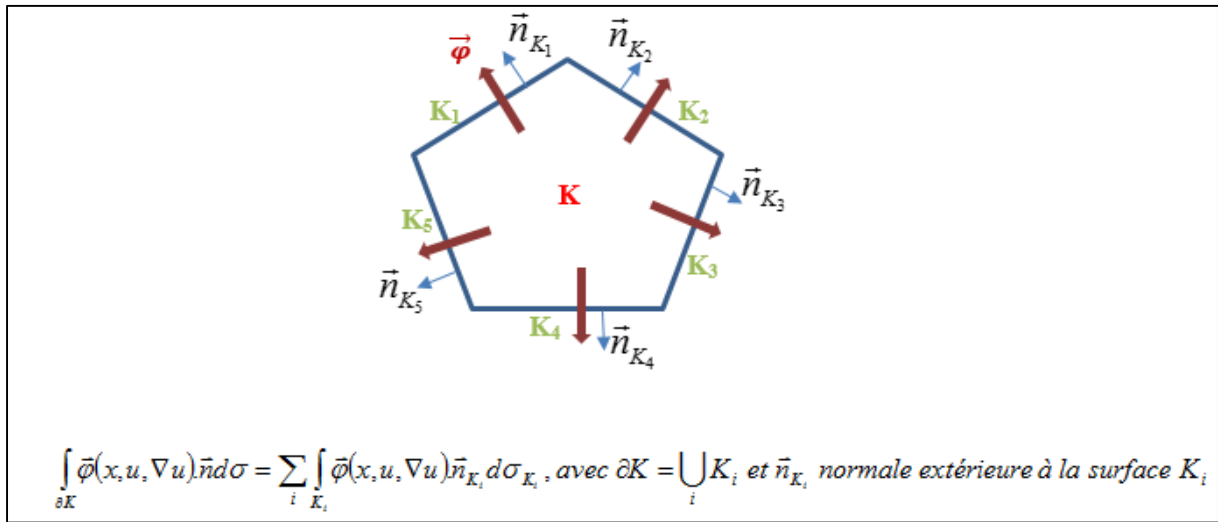


Figure 22: Principe de détermination des flux au travers d'un élément de volume.

Les flux $\vec{\phi}$ doivent être conservatifs et consistants, ce qui se traduit par la continuité des flux à l'interface. Mais la principale difficulté repose sur l'approximation d'un flux qui dépende du gradient ∇u . On retrouve ainsi plusieurs schémas, comme les schémas TPFA (Two Point Flux Approximation) et MPFA (Multi Point Flux Approximation), qui permettent d'évaluer les flux numériques ([107]–[109]).

Le schéma TPFA approxime le flux continu sur une arête K_i par un flux discret qui fait intervenir uniquement la maille voisine. Ce schéma stable souvent d'ordre 2 n'est consistant, si et seulement si le maillage est admissible (fig.23, [107]). Dans ce dernier cas, le gradient ∇u peut être approximé en utilisant les notations de la figure 23 : $\nabla u \approx \frac{u(x_K) - u(x_L)}{d_{KL}}$

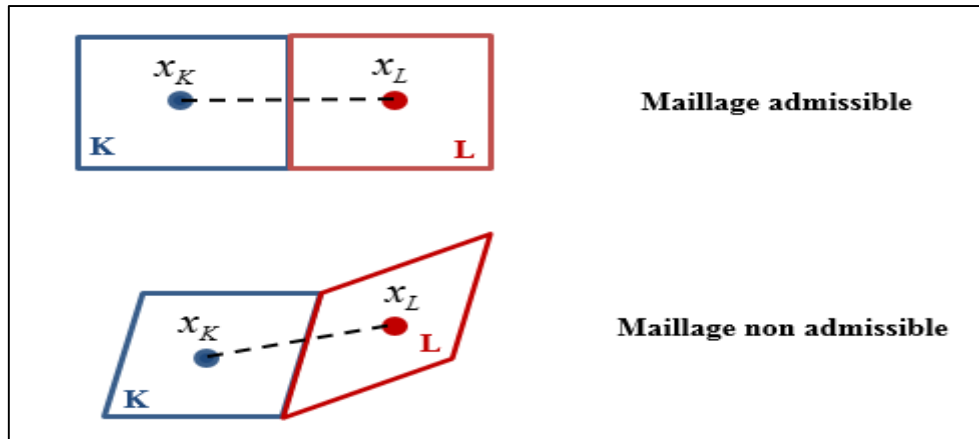


Figure 23: Présentation d'un maillage admissible et d'un maillage non admissible (*).

(*) x_K et x_L désignant respectivement les nœuds au centre des éléments K et L , $(x_K x_L)$ est orthogonal à la face commune des deux éléments dans le cas du maillage admissible.

Ce schéma assez performant, a l'avantage d'être linéaire mais toute convergence avec ce schéma est conditionnée par l'orthogonalité stricte du maillage avec la direction du tenseur de perméabilité.

Toutefois, le schéma TPFA est non adapté aux problèmes anisotropes et non linéaires qui nécessitent de connaître le gradient dans toutes les directions. Le schéma MPFA constitue une réponse à ce problème de consistance. Ce dernier est très utilisé dans l'approximation des flux darcéens et mieux adapté aux maillages polyédriques généraux. Vue comme une extension du schéma TPFA, elle présente en plus la possibilité d'approximer des flux locaux à travers une face donnée à partir de mailles additionnelles aux mailles adjacentes.

La flexibilité dans la construction des volumes de contrôle permet d'améliorer significativement la pertinence des schémas quand le champ de perméabilité est très hétérogène ([98], [110], [111]). En effet, contrairement à l'approche CVFE (Control Volume Finite Element), les volumes de contrôle sont définis dans les fractures sans aucune contribution du milieu matriciel environnant. Ceci permet d'éviter l'élargissement artificiel de la délimitation des zones d'écoulement et limite à la fois les phénomènes de diffusion numérique.

De plus, pour éviter d'avoir de trop petits volumes de contrôle aux nœuds situés dans les zones d'intersection de fractures, toutes les faces qui contiennent ces nœuds partagent avec

eux leur volume. Il en résulte que ces volumes de contrôle sont les plus petits par rapport aux autres degrés de libertés.

5.3. Conclusion sur la modélisation

La modélisation conceptuelle consiste à élaborer un cadre cohérent rendant compte de l'ensemble des informations issues de l'exploration géothermique. Elle en donne du sens pour concevoir les meilleures conditions d'exploitation.

La modélisation numérique lui apporte des précisions quantifiables qui augmentent sa robustesse. Basée sur des théories mathématiques assez bien maîtrisées, les modèles numériques sont à la fois des moyens d'analyse des processus physiques mis en jeu au sein du réservoir géothermique et des moyens de prévision de son comportement et sa réponse à différents stress. Ils ne remplacent pas pour autant les mesures in situ avec lesquelles ils doivent être systématiquement comparés pour validation.

Partie 3

La géothermie en Martinique – Cas du potentiel géothermique de basse à moyenne enthalpie de la zone du Lamentin

Chapitre 6 : L'exploitation de la géothermie dans l'espace Caraïbéen

L'espace Caraïbéen s'entend ici comme l'ensemble délimité par la plaque Caraïbe avec les pays de l'Amérique Centrale comme frontière ouest et les îles des Petites Antilles comme frontière est (fig. 24). Le Panama, les îles des Grandes Antilles ainsi que les pays de l'Amérique du sud notamment dans sa partie nord (Colombie, Venezuela, Guyane, ...) n'y seront pas retenues comme étant inclus dans cet espace.

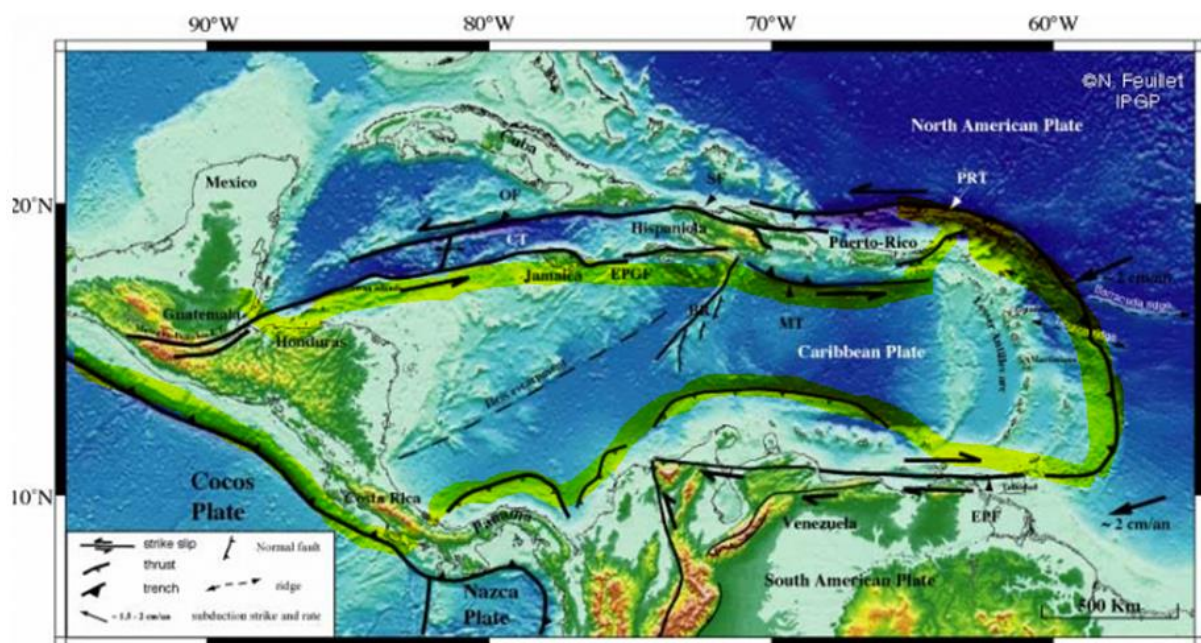


Figure 24: L'Espace Caraïbéen au sens de la plaque Caraïbe (carte de N. Feuillet, IPGP +ajout personnel). La partie surlignée en jaune indique les frontières retenues.

Les pays de l'Amérique centrale et des Petites Antilles présentent un contexte géodynamique similaire. Dans les deux cas, il s'agit de la subduction d'une plaque sous une autre, à l'est la plaque nord-américaine plonge vers l'ouest sous la plaque Caraïbe et à l'ouest c'est la plaque Cocos qui y plonge mais en direction est.

6.1. L'espace Amérique Centrale

Selon la Geothermal Energy Association (GEA) en 2014, le potentiel géothermique dans l'espace Amérique Centrale peut être estimé entre 3000 à 13000 MWe sur environ 50 sites ([112]). La Banque Européenne d'Investissement (BEI) s'est engagée dès août 2013, à favoriser les projets associés aux énergies renouvelables : hydroélectricité, éolien, géothermie, photovoltaïque, avec près de 230 millions de dollars.

Le Costa Rica, en bonne voie pour atteindre son objectif du « carbon neutral » (objectif Zéro Carbone) dès 2021, demeure en pointe en matière de capacité d'installation géothermique. Les champs géothermiques de Miravalles, avec ses 5 unités lui conférant une capacité totale installée de 163,5 MWe, sur le flanc sud du volcan du même nom, et de Pailas I (42,5 MWe), sur le flanc sud du volcan Rincon de la Vieja, apportent, au total, une capacité installée de 205MWe. La géothermie représente ainsi 15% de l'énergie totale produite par le système électrique nationale ([112]–[116])). Cette capacité est en voie d'augmentation avec le champ géothermique de Pailas II (55MWe) qui est en phase de développement et le champ de Borinquen (55MWe) en phase de faisabilité.

Le Salvador dispose déjà d'une puissance totale de près de 204,4MWe connectée au réseau, soit 15% de la capacité totale installée ([115]). La centrale double flash d'Ahuachapan contribue à hauteur de 95 MWe et celle du champ géothermique de Berlin (centrale flash simple et cycle binaire) à 109,4 MWe ([117]). Ces deux centrales géothermiques ont été exploitées par la compagnie nationale de géothermie LaGeo mais d'autres sites géothermiques sont aussi envisagés comme ceux de Chinameca, San Vicente ou de Lago Coatepeque. En 2014, la géothermie représentait 25% de la production d'électricité, elle doit atteindre, à terme, l'objectif de 40%. Même si le pays compte attirer des investisseurs privés via des « partenariats public-privé », le gouvernement doit assurer plus de 50% des investissements ([112]).

Le Nicaragua a su surmonter quelques difficultés en matière d'approvisionnement en énergie (restriction du gouvernement, « blackouts », ...) en produisant près d'un tiers d'énergie issue d'énergies renouvelables. En ce qui concerne la géothermie, c'est une puissance d'un peu plus de 100 MWe de puissance qui est connectée au réseau. Le Nicaragua compte porter la part d'énergie renouvelable à 90% d'ici 2020 selon un plan proposé en 2014 et qui devait mobiliser 2 milliards de dollars dont 638 millions pour la géothermie ([112]).

La plus grande centrale du pays, celle de San Jacinto-Tizate, produit 72 MWe soit 10% des besoins du pays ([112], [118]) alors qu'une capacité de 200 MWe serait envisagée. Opérée par Polaris Energy Nicaragua, une filiale de la compagnie de géothermie Ram Power, cette centrale couvre 12% de la consommation totale électrique.

Au Guatemala, le Ministère de l'Energie et des Mines envisage dès 2022 d'assurer les deux tiers des besoins énergétiques par la géothermie afin de diminuer les importations et de stabiliser la demande d'énergie du pays. Suite à l'obtention de leur licence environnementale en 2013, la US Geothermal a entrepris dès 2014 la construction d'une centrale géothermique d'une puissance de 25 MWe à El Ceibillo près de Guatemala City. En 2014, la centrale géothermique d'Ormat Technologies n'opérait qu'à 50% de sa capacité au regard des difficultés du champ géothermique mais des initiatives consistaient dès lors à augmenter la production en améliorant l'apport en chaleur ([112]). Au total, le Guatemala comptait en 2015 une capacité installée de 49MWe ([115]).

Confronté à d'importants déficits et troubles économiques le Honduras a dû ouvrir le marché de l'énergie aux investissements privés depuis Janvier 2014. Ormat Technologies a ainsi pu continuer les travaux d'exploration de la compagnie Nationale ELCOSA et envisager de développer et de commencer les opérations de forage en 2014 ([112]).

Au Mexique, les sources d'énergie renouvelables (hydroélectricité, géothermie, éolien) représentent 24,6% de la capacité électrique installée en 2016, soit 55 560 MWe quand la géothermie compte à elle seule 956,9 MWe (essentiellement pour les besoins en électricité). La première centrale (CerroPrieto) a été opérationnelle dès 1973 et aujourd'hui on dénombre 5 champs: CerroPrieto au Nord-Ouest du Mexique produisant 570 MWe, Los Azufres au centre du Mexique avec 247,8 MWe, Los Humeros au Centre-Est de Mexico (93,6 MWe), Las tres Virgenes au milieu de la péninsule California (10 MWe) et Domo San Pedro à Mexico (35,5 MWe). L'ensemble de ces champs ont été exploité par la Commission Fédérale d'Electricité du Mexique ([119]).

6.2. L'espace des Petites Antilles

La situation notamment économique des îles des Petites Antilles en matière d'énergie reste quelque peu semblable à celle de l'Amérique Centrale, avec en particulier une forte dépendance aux énergies fossiles. Pour autant, les capacités naturelles de ces îles en termes de ressources géothermiques sont nettement plus réduites et font que leur problématique se pose de façon nettement différente de celle de l'Amérique Centrale.

De plus, les îles caribéennes doivent supporter des coûts d'électricité très importants. L'introduction des énergies renouvelables dans les pays de la Caraïbe est une réponse à leurs problèmes de dépendance énergétique et de développement. Cela a aussi l'avantage de prendre en compte le souci de la préservation de l'environnement dans cet espace touristique. D'ailleurs, la Banque Mondiale a recommandé la géothermie comme solution pertinente, en particulier pour les îles en bordures de plaques lithosphériques compte tenue des probabilités d'existence de ressources géothermiques, dont le potentiel est évalué à 850 MWe. Ainsi les enjeux dans les Petites Antilles sont considérables. Le développement de la géothermie contribuerait à réduire le coût de l'électricité, à accéder à l'autonomie énergétique, à favoriser la compétitivité, à impulser une nouvelle économie et à faire reculer la pauvreté dans ces régions. Déjà la Banque de Développement de la Caraïbe (CDB), l'Agence Japonaise de Coopération Internationale (JICA) et la Banque Interaméricaine de Développement (IDB) ont signé un accord de coopération qui doit inciter la Caraïbe à développer les énergies renouvelables et en particulier la géothermie.

La Guadeloupe est la seule île des Antilles à être au stade de production géothermique avec la centrale de Bouillante qui atteint actuellement une capacité de plus de 15MWe ([120]), voire 20MWe. La compagnie Ormat Technologies désormais actionnaire majoritaire de Bouillante depuis 2016 a comme objectif d'accroître cette capacité à 45 MWe en envisageant des explorations un peu plus au nord du champ actuel.

La Dominique, qui montre de nombreux indices d'intense activité géothermale notamment autour de Wotten Waven, semble être en marche vers la construction et la mise en fonctionnement d'une centrale. Les études menées et la réussite de plusieurs forages d'exploration ([121], [122]) identifient un réservoir au potentiel suffisamment important pour envisager une exportation vers les îles voisines de la Guadeloupe et la Martinique ([123], [124]).

D'autres îles comme Saint-Kitts et Nevis, la Martinique ou Sainte-Lucie ([125], [126]) semblent s'engager dans cette voie.

Chapitre 7 : Exploration géothermique dans les Petites Antilles. – Cas de la Martinique

7.1. Généralités sur l'exploration dans quelques îles des Petites Antilles

La quasi-totalité des îles des Petites Antilles sont situées dans un contexte géologique favorable à l'existence de ressources géothermiques. En zone de subduction, elles montrent des signes d'activité volcanique, des manifestations hydrothermales, des fumerolles, qui attestent de la présence de sources de chaleur et de circulation de fluides. L'île de la Barbade, la plus à l'est des Petites Antilles, constitue une exception notable puisqu'elle constitue un prisme d'accrétion, et ne présente aucun des éléments présentés ci-dessus.

L'exploration géothermique sur chacune des îles des Petites Antilles met en évidence de nettes différences qui rendent l'exploration spécifique pour chaque île étudiée voire pour chaque site exploré au sein de la même île. C'est précisément l'objet de cette partie qui vise ici à présenter des éléments d'exploration géothermique menée sur les îles des Petites Antilles s'étendant, du Sud au Nord, de Sainte-Lucie à Montserrat. Une comparaison des explorations géothermiques menées sur toutes les îles de l'arc antillais ne permet pas pour le moment de proposer une cohérence des observations à cette échelle compte tenu, d'une part des méthodes d'explorations qui diffèrent d'une île à l'autre, et, d'autre part, de la diversité des cadres géologiques de chaque site. Toutefois, il existe des similitudes en termes d'activités géothermales qui peuvent aider à envisager les conditions de mise en place des réservoirs géothermiques.

7.1.1. Sainte-Lucie

D'une superficie de 610 km², l'île de Sainte-Lucie est presque entièrement volcanique ([127], fig. 25). L'activité géothermique est clairement identifiée dans la partie sud-ouest de l'île, en particulier dans la caldeira de Qualibou ([128], [129]), où d'intenses activités hydrothermales sont observées et seraient liées à la formation de dômes dacitiques dont les plus importants sont le Petit Piton (750 m) et le de Gros Pitons (800 m).

Des manifestations hydrothermales sont alignées le long des failles de Sulphur Springs dans la partie nord de la caldeira, là où des cratères d'explosion phréatique sont clairement visibles vers le sud ([130]).

La présence de très nombreuses sources chaudes, de fumerolles, de mares de boue chaude, d'altérations hydrothermales ou encore de dépôts hydrothermaux (travertins siliceux) s'ajoutent aux indices de surface qui indiquent une activité géothermale de haute température.

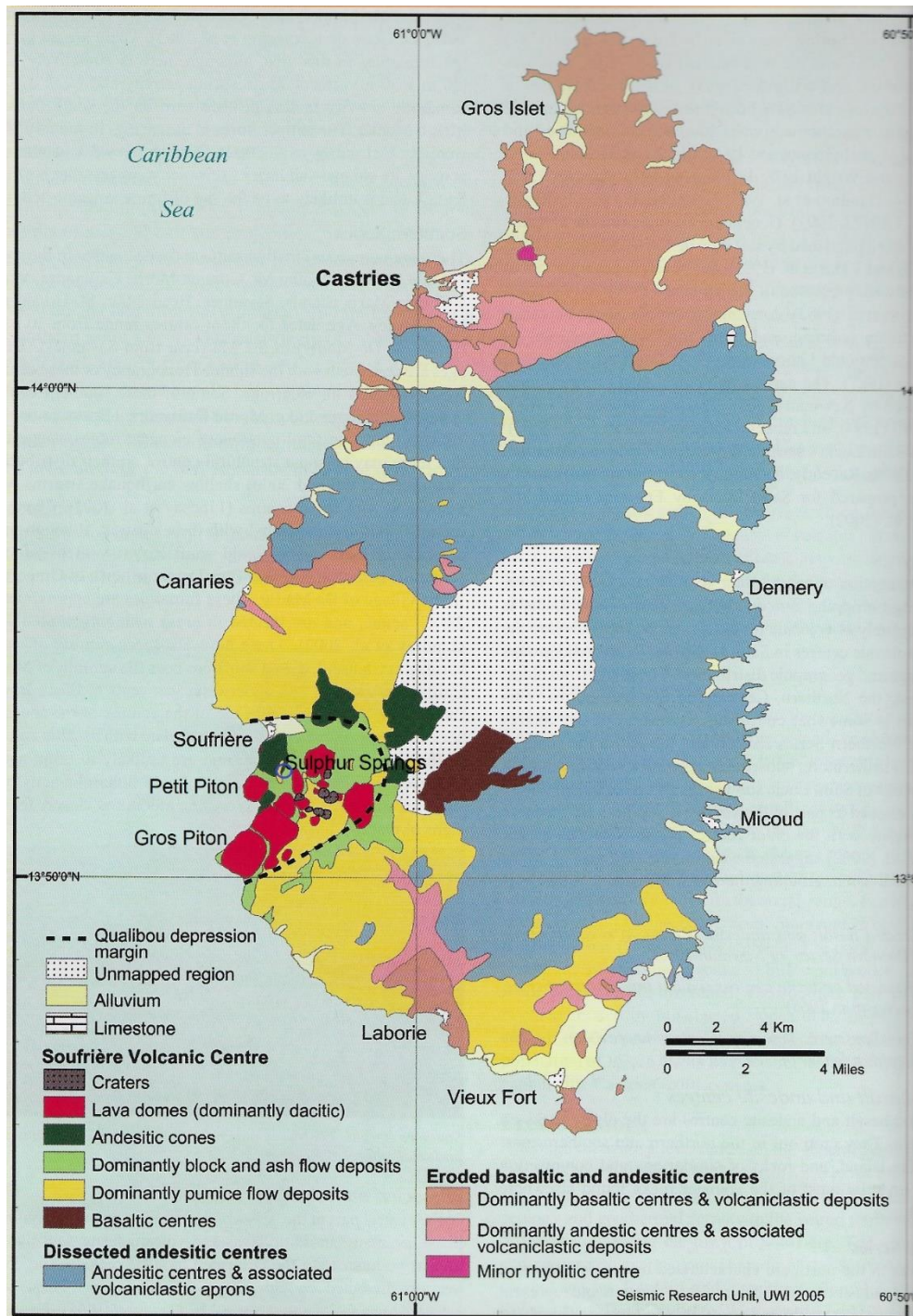


Figure 25: Carte de Sainte-Lucie montrant ses différentes formations géologiques (Seismic Research Unit, UWI 2005).

Les études structurales ont montré que les failles régionales et les failles associées à la formation de la caldera contrôlent l'arrivée des eaux thermales profondes vers la surface. Les principales failles qui contrôlent la circulation des eaux souterraines sont de direction NE-SW.

Du point de vue géochimique et des altérations, Sulphur Springs est l'une des zones sur l'île les plus spectaculaires de sources d'eaux acides. Les minéralisations en sulfures, gypse et pyrite sont importantes dans les zones proches des fumerolles et des sols chauds. Les oxydes de fer se retrouvent davantage en marge de la zone active. Tous ces paramètres sont caractéristiques de systèmes produisant des eaux sulfatées acides ([29]). Cette idée est confortée par les études géochimiques de la zone où l'on retrouve un pH relativement faible, de fortes teneurs en sulfates et de faibles teneurs en chlorures. L'enrichissement net en ^{18}O de la saumure géothermique indique une forte interaction du fluide avec la roche et des conditions de température supérieure à 250°C ([131]).

Dans les années 1975-1976, un programme de forage y a été entrepris par Merz et McLellan ([132]) : sept forages de 116 à 725m ont été réalisés parmi lesquels trois se sont révélés non-productifs. Les quatre forages productifs ont recoupé des zones de vapeur entre 230 et 350m de profondeur pour trois d'entre eux, et dès 50m pour le quatrième. D'autres forages ont été réalisés en 1986 à Belfond et à Sulphur Springs, afin de confirmer l'existence d'une ressource géothermique et d'étudier les conditions de son exploitation. Celui implanté à Belfond a échoué à recouper le réservoir supposé, et l'autre à Sulphur Springs a rencontré des températures de 220°C vers 610m de profondeur. La température du réservoir à Sulphur Springs a été extrapolée à 292°C et la production électrique potentielle estimée à 3MWe.

Actuellement, des sites prometteurs sont exprimés par le Gouvernement de Sainte-Lucie (zone de Soufrière, Choiseul et Laborie en dehors de la zone de Sulphur Springs) et la construction d'une centrale de 30 MWe est envisagée ([133]).

7.1.2. Dominique

Situé juste au nord de la Martinique, l'île de la Dominique (fig. 26) est celle qui présente la plus grande densité de volcans actifs, neuf volcans actifs pour une superficie de 750 km^2 , de toutes les Antilles et, dans une large mesure, du monde. L'exploration géothermique à la Dominique a débuté dès 1969 ([134]) et de premiers éléments d'exploration ont été présentés par le BRGM entre 1982 et 1984. Les régions de Wotten Waven et de la Soufrière sont, dès lors, considérées comme des zones d'intérêt. L'activité sismique montrant un réseau de faille encore actif ([122]) ainsi que l'activité géothermale, réparties aussi bien au nord qu'au sud témoignent de la présence de réservoirs magmatiques actifs ([127]).

De nombreuses manifestations hydrothermales : sources chaudes, piscine de boues chaudes, zones de vapeur, sont visibles dans la zone de Wotten Waven.

Les deux seules sources chaudes trouvées et étudiées sont chlorurées-sodiques avec des pH allant jusqu'à 8, avec de faibles concentrations de magnésium (Mg) témoignant a priori de conditions de haute température. D'ailleurs, les géothermomètres y indiquent des températures de l'ordre de 230°C.

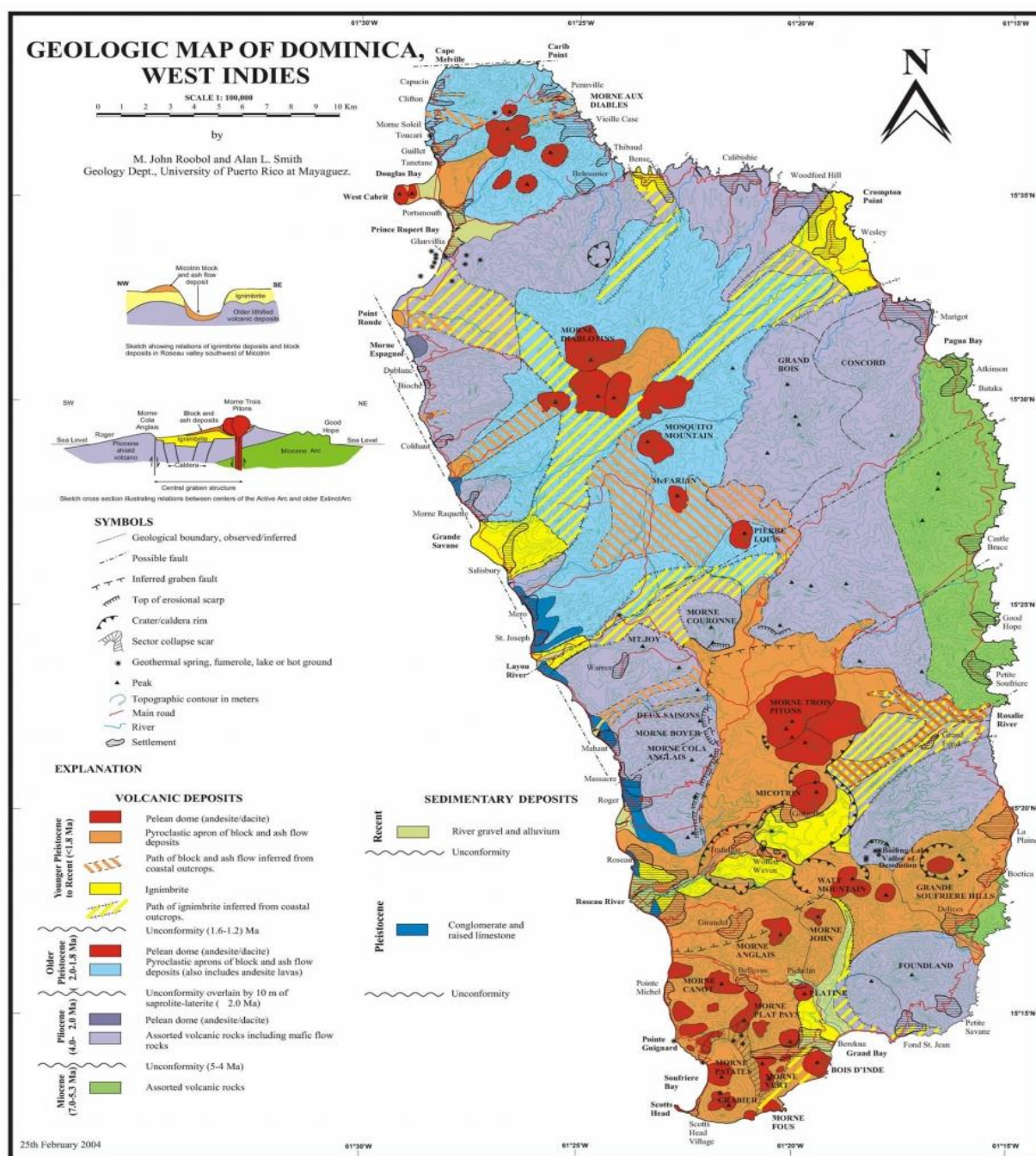


Figure 26: Carte géologique de la Dominique (Source : Lindsay et al. 2005[127]).

Les études menées en 2005 ainsi que l'étude de pré faisabilité sur la Dominique ont conduit à la réalisation de cinq forages profonds entre 2012 et 2014. L'hypothèse d'une ressource de haute température pour la production d'électricité a été confortée ([122]).

7.1.3. Guadeloupe

Le champ géothermique de Bouillante se situe dans l'île de Basse-Terre (fig. 27), de nature entièrement volcanique et la partie la plus à l'ouest de la Guadeloupe, à un peu plus de 15 km vers le nord-ouest du volcan de la Soufrière qui bien qu'actif ne présente aucune ressource géothermique exploitable ([127], [135]).

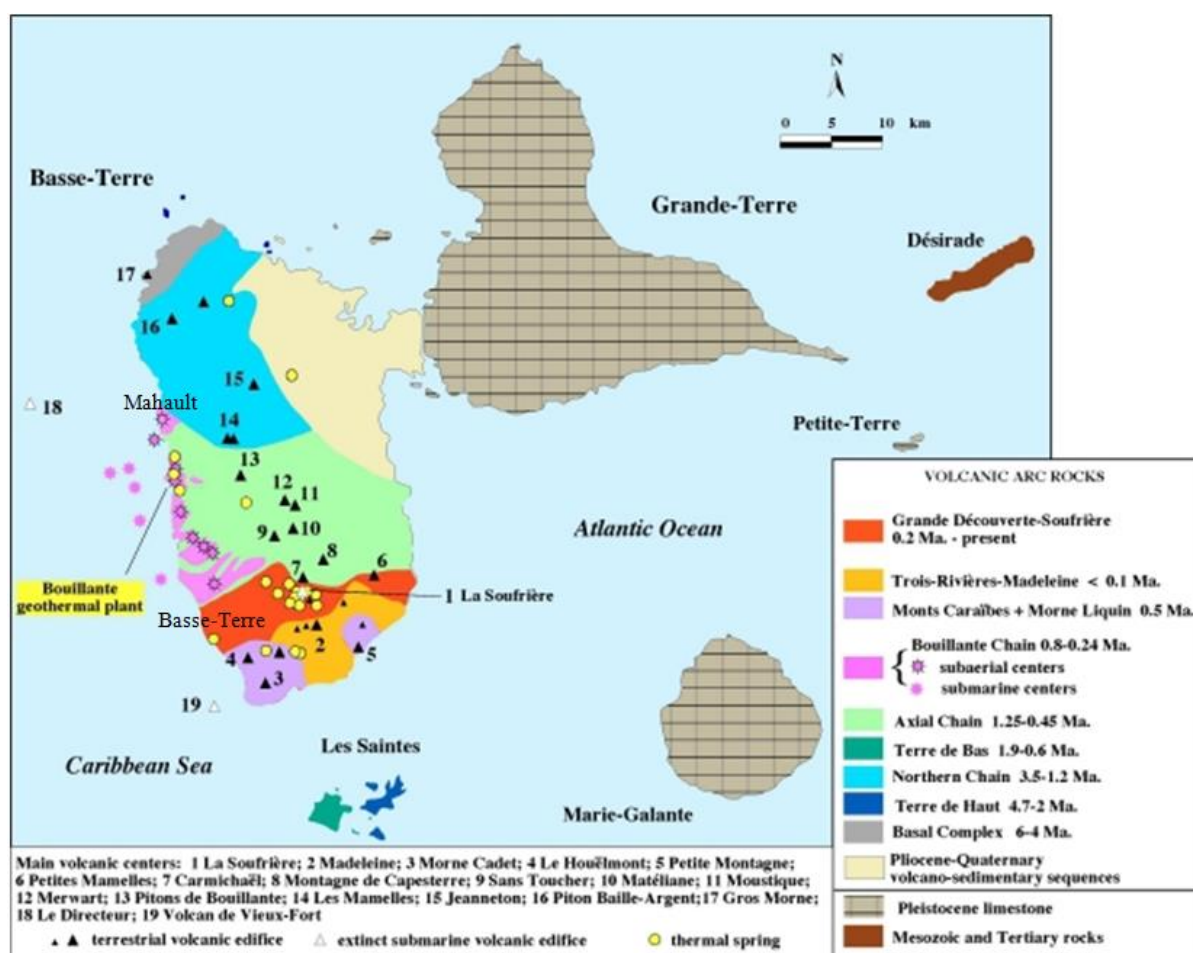


Figure 27: Carte géologique de la partie ouest de la Guadeloupe ([127]+ajout personnel).

L'exploration géothermique à la Guadeloupe a débuté dès les années 1960 et s'est réalisée en trois étapes ([136]). La première concerne la période comprise entre 1960 et 1980 où la zone de Bouillante y a, d'ailleurs, été la première à être explorée.

De nombreux indices comme les sources chaudes et les fumerolles témoignaient déjà d'une activité géothermique. Le lever d'une carte géologique aux environs de Bouillante, les campagnes de reconnaissance des sources thermo-minérales ainsi que la cartographie des températures à 1m de profondeur ont su mettre en évidence des anomalies thermiques superficielles. Ces premiers résultats ont abouti à la réalisation de trois forages d'une profondeur de 338 à 850m qui ont confirmé des conditions de température de l'ordre de 240 à 250°C à moins de 400m de profondeur. Parmi ces trois forages, un seul s'est avéré producteur, le puits BO-2 avec une productivité importante de 25-30 t/h de vapeur à la pression de 6bars. L'exploration s'est poursuivie avec des mesures géophysiques, 13 sondages de gradient thermique et la réalisation d'un quatrième forage d'exploration BO-4 réalisé en 1974. Des indices de perméabilité, en profondeur, ont particulièrement été recherchés, mais malgré des conditions de température élevée à 240-250°C, ce forage n'a pas recoupé de drains perméables majeurs et la productivité y est restée très faible.

La deuxième étape de 1981 à 1984 a voulu étendre l'exploration de Mahault au nord-ouest jusqu'à Basse-Terre au sud (fig. 21). Cela a été l'occasion de mettre en évidence la chaîne de Bouillante, une chaîne volcanique récente composée de plusieurs appareils volcaniques alignés le long de la côte et en mer. Ce résultat permet d'expliquer l'origine locale du champ géothermique de Bouillante sans faire intervenir de relation avec le volcan actif de la Soufrière. La persistance de l'activité volcanique sur près de 1Ma et la différenciation des magmas témoignent en faveur de l'existence d'un réservoir magmatique peu profond commun à l'aplomb de la chaîne de Bouillante et contrôlé par le système tectonique.

La troisième étape, jusqu'aux années 2000 environ, s'est focalisée sur Bouillante avec, en 1996, le développement du champ géothermique. Une opération de stimulation du puits BO-4 par injection d'eau de mer a permis d'améliorer la productivité et le rendre exploitable. L'analyse des eaux des forages BO-2 et BO-4 montre qu'elles sont du type chloruré sodique avec une salinité d'environ 20g/l. La contribution marine est évaluée à 58%, les 42% restant correspondent aux eaux météoriques.

Trois autres forages (BO-5, BO-6, BO-7) sont implantés dans les années 2000-2001 et montrent globalement une bonne productivité. Ils atteignent des profondeurs comprises entre 1200 et 1400m.

En résumé, une première unité dénommée Bouillante 1 correspond à l'implantation en 1986 d'une turbine à double étage d'une puissance de 4,7 MWe, puis une deuxième, Bouillante 2, est mise en place en 2005 fournissant près de 11 MWe. La puissance délivrée par les deux unités couplées s'élève à près de 15MWe avec trois puits producteurs BO-4, BO-5 et BO-6 et deux puits d'observation BO-2 et BO-7.

7.1.4. Montserrat

L'exploration géothermique de l'île suggère la présence d'une ressource géothermique dans la partie sud-ouest de l'île ([137]). Par ailleurs, la zone d'intérêt choisie pour l'exploration (fig. 28) correspond à une zone plutôt protégée des éruptions volcaniques, ayant débuté en 1995, où des données d'avant-éruption sur des sources chaudes étaient disponibles, à une zone d'intersection entre des failles et à la présence d'un « caprock » mis en évidence par la magnétotellurique (MT) associée aux méthodes électromagnétiques transitoires (TDEM).

Plusieurs indices d'altération hydrothermale sont relevés sur les roches affleurant au niveau des quatre centres fumeroliens identifiés. On y retrouve, d'ailleurs, des minéraux argileux comme la kaolinite, de l'alunite et un puissant sinter est repéré dans les laves altérées de Gages Upper Soufrière. Plusieurs zones d'altération hydrothermale anciennes sont identifiées sur la partie nord de l'île. Ces altérations seraient à l'origine de la formation des minéraux argileux et témoigneraient en faveur d'une activité hydrothermale qui persiste.

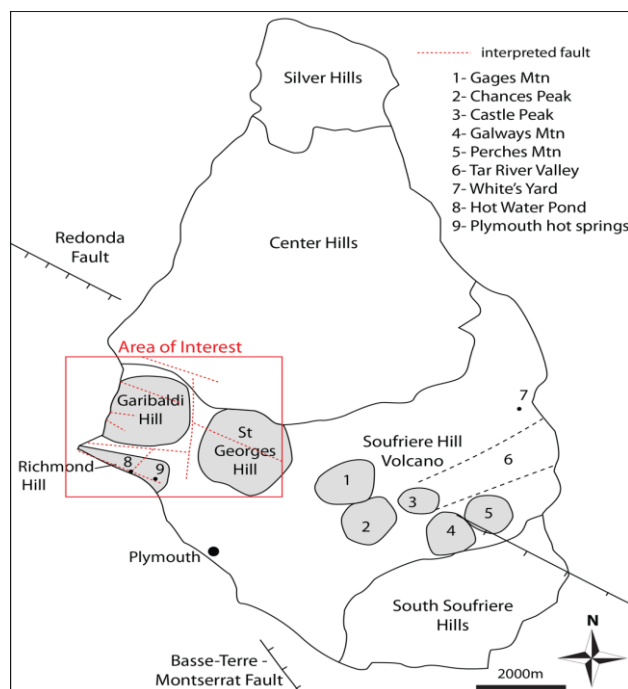


Figure 28: Carte de Montserrat montrant ses différentes formations géologiques ainsi que la zone d'intérêt géothermique (Source : Poux et Brophy, 2012[137]).

En 2013, deux forages menés avec succès à Montserrat ont su mettre en évidence une ressource de 298°C à une profondeur de 2347m ([123], [137], [138]).

7.2. Etat de l'art de la géothermie à la Martinique

7.2.1. Contexte énergétique général

La Martinique dépend encore aujourd'hui fortement de l'énergie fossile thermique, à hauteur de 93% en 2016 selon les chiffres de l'Observatoire Martiniquais de l'Energie et des Gaz à effet de serre (OMEGA). Toutefois, une dynamique de développement des énergies renouvelables a été enclenchée à la Martinique afin de relever le défi de la transition énergétique. En effet, le Grenelle de l'Environnement promulgué en 2012 fixe un objectif ambitieux pour l'Outremer, celui d'une autonomie énergétique d'ici 2030. Pour y parvenir, le Grenelle préconise en premier lieu, une production de 50% d'électricité grâce aux énergies renouvelables à l'horizon de 2020. D'ici la fin de l'année 2018, la Martinique devrait compter sur la mise en place de deux sources d'énergie renouvelable : l'énergie éolienne produite par sept éoliennes avec stockage dans la commune de Grand-Rivière au Nord et la biomasse dans la commune de Trinité à l'Est. En ce qui concerne la géothermie, la Programmation Pluriannuelle de l'Energie (PPE) de la Martinique envisage une part de la géothermie à hauteur de 40MWe d'ici 2023 (Tab. 7), comptant par ailleurs sur un projet de interconnexion avec l'île de la Dominique juste au nord ([139], [140]).

Filière	Raccordé 2015 MW	PPE 2015-2018 objectifs MW	PPE 2019-2023 Objectifs MW
Éolien avec stockage	0	12 MW	24 à 30 MW
Photovoltaïque avec stockage	2,5	17 MW	40 à 47 MW
Géothermie	0	0	40 à 45 MW
Hydroélectricité	0,015 MW	0,015 MW	2,5 MW
ETM	0	0	10 MW
Biogaz	0,8 MW	1,4 MW	2 MW
Bioéthanol	0	0	10-15 MW
Valorisation des déchets	6,6 MW	6,6 MW	16,8 MW
Projet H2DM (Hydrogène de Martinique)	0	1 MW	1 MW

Tableau 7: Objectifs territoriaux en matière d'énergies renouvelables de base (source : PPE[139]).

La prospection géothermique a débuté sur l'île de la Martinique dès la fin des années 1969 en même temps que celle de la Guadeloupe par la compagnie Eurafrep. Le Bureau de Recherches Géologique et Minière (BRGM) déjà présent dès le début, a poursuivi les prospections dès 1977. Compte tenu des enjeux énergétiques actuels et l'apparente volonté politique, tant au niveau régional que national, de relancer le développement des énergies renouvelables à la Martinique, la recherche de ressources géothermiques ainsi que son exploitation sur l'île est indispensable, certainement plus qu'elle ne l'était à ses débuts (Annexe 1).

7.2.2. Contexte géologique de la Martinique

L'édification de la Martinique s'est effectuée en trois phases d'activité volcanique majeures (fig. 29) qui sont assimilées au fonctionnement de trois arcs insulaires ([141]–[143]). Ces phases sont ponctuées par des périodes d'accalmie où la sédimentation calcaire domine. Grâce aux datations absolues K/Ar, on peut dire qu'il y a 20 Ma (Miocène) que l'activité de l'arc externe (ou ancien) s'est achevée, donnant naissance aux presqu'îles de la Caravelle et de Sainte-Anne. La période de sédimentation qui s'en suivra aura duré 7 millions d'années. Ensuite, une nouvelle activité volcanique intense (arc intermédiaire) se produit et l'on voit l'émergence de la chaîne volcanique sous-marine Vauclin-Pitault, il y a 6,5 Ma environ. Une nouvelle phase de sédimentation s'installe mais durant une période moindre, soit pendant 2,5 millions d'années. Enfin, la phase actuelle, toujours active, qui se confond avec l'arc interne des Petites Antilles a permis l'édification des volcans de Morne Jacob, la presqu'île des Trois-Ilets, les Pitons du Carbet, et la Montagne Pelée en dernier.

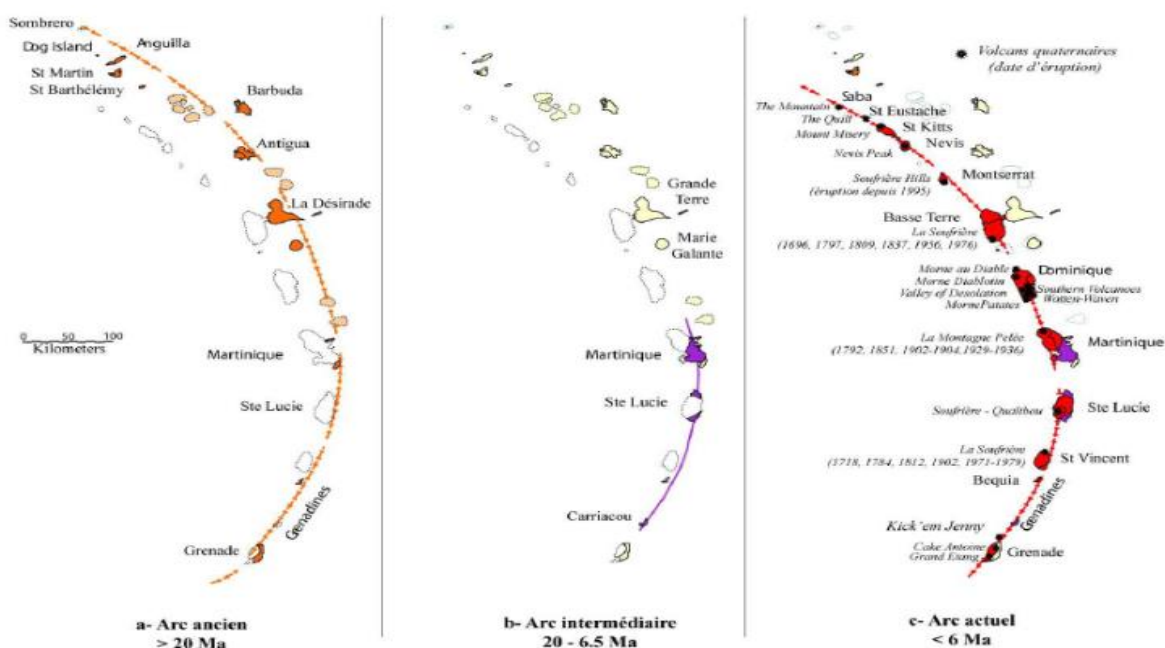


Figure 29: Evolution de l'arc antillais selon ses trois phases d'édification ([143]–[145]).

L'étude de la formation de la Martinique présente un intérêt dans la mesure où l'on sait que les zones de volcanisme récent sont propices à l'existence de gisements géothermaux. Ainsi, l'on retient que la Montagne Pelée, le Morne Bigot au Diamant font partie du même arc (interne) daté de 0.9 Ma environ ; ce qui constitue en soi un élément favorable mais non déterminant, à un réel potentiel géothermique à la Martinique.

7.2.3. Différentes phases d'exploration

Première phase d'exploration (1966-1971)

Dès 1966, les reconnaissances de terrains, les études géologiques et géochimiques ont contribué à porter un premier regard sur les potentialités géothermiques de l'île. Et en 1969, c'est douze forages de gradient (LA01 à LA12) qui ont été réalisés dont les plus intéressants du point des températures mesurées semblant s'aligner selon une direction NW-SE ([146]–[148]). Le premier forage de reconnaissance a ensuite été effectué précisément à l'emplacement du forage de gradient LA12 dans la zone du morne Cabrit. Il s'agit d'un forage de 770m de profondeur ayant permis l'identification d'une nappe d'eau chaude portée à 95°C environ, à une profondeur de 150m. Passée cette profondeur le gradient de température s'inverse jusqu'à la profondeur finale de 770m où la température atteint 70°C ([43], [62], [107]–[113][149]). Au vue de la répartition théorique des isothermes montrant un réservoir trop profond, vers 1500m de profondeur, il a été décidé d'arrêter ce sondage ([150]).

D'autres sites à la Martinique comme le Morne Rouge, La Montagne Pelée ont aussi fait l'objet de prospection géothermique de surface (moins poussée qu'au Lamentin à cause des signes extérieurs moins évidents et des difficultés d'accès) mais les résultats n'ont pas été favorables à l'identification de ressources géothermiques haute enthalpie. Les investigations d'Eurafrep ont donc été abandonnées.

Depuis, le BRGM a exécuté une série de campagnes géologiques, géochimiques et géophysiques complémentaires afin d'améliorer la connaissance régionale du système géothermique avec des éléments favorables : volcanisme récent, sources chaudes, indices géochimiques haute température.

Deuxième phase d'exploration (1975-1985)

Dès 1975-1976 de nouvelles études théoriques ([57], [142], [150]–[155]) et des levés géologiques de la nouvelle carte de la Martinique ont conduit le BRGM à reprendre les prospections géothermiques avec des données plus précises et récentes.

Bien qu'Eurafrep eu déjà mené des analyses chimiques dès 1966, les résultats vieillissants et les interprétations discutables des analyses chimiques ont amené Lopoukhine et Mouret ([150]) à reconsidérer entièrement les études hydrogéochimiques. Ainsi, l'étude hydrogéochimique a permis d'identifier différents groupes d'eau, leur caractéristique et l'estimation des températures des réservoirs. Il s'agissait finalement, de rassembler les indices de surface d'activité géothermale et d'essayer de définir des zones d'intérêt géothermique. On note que les analyses isotopiques en ^{18}O et en D sur les eaux de quelques sources recensées n'ont pas montré d'enrichissement de gaz d'origine magmatique. Quant aux études de teneur en Bore et en Arsenic, elles n'ont pas révélé d'anomalies particulières qui auraient pu indiquer des phénomènes de vaporisation souterraine.

L'étude des minéralisations hydrothermales ([152]) a été l'occasion d'identifier les structures volcano-tectoniques de surface et d'interpréter les anomalies géophysiques, espérant ainsi souligner les relations entre les minéralisations hydrothermales et les structures volcano-tectoniques superficielles et profondes.

Les premières méthodes géophysiques employées pour la prospection géothermique dès 1982 ont été la gravimétrie et l'audiomagnétotellurique car il s'agissait d'une reconnaissance générale à grande échelle. L'intérêt de ces méthodes provient du fait que schématiquement dans un contexte géologique de type volcanique actif comme en Martinique, l'existence d'un réservoir suppose une source de chaleur importante créée par une intrusion magmatique récente dont la densité est relativement élevée par rapport à l'encaissant. L'existence de ce réservoir suppose aussi le transfert d'un fluide thermal assurant le transfert des calories depuis les zones profondes jusqu'en surface. Ce fluide à haute température et riche en sels minéraux se caractérise par de faibles résistivités. Ainsi il a fallu dans un premier temps, repérer les zones d'association des anomalies lourdes du champ de pesanteur et des zones à faibles résistivités ([151]).

En 1984, c'est une prospection électrique qui est menée à la Martinique comme à la Guadeloupe interprétée par Puvilland et Doré. Ainsi un levé de résistivité type rectangle est effectué dans le secteur du Morne Rouge. Le contexte y est décrit plutôt résistant avec tout de même un vaste conducteur situé au sud-ouest et une signature électrique des grands axes NW-SE et NE-SW. Deux profils dipôle-dipôle ainsi que cinq sondages électriques grande ligne sont mis en place dans la zone du Lamentin. Il a été ainsi possible de mettre en évidence un effondrement NW-SE à remplissage très conducteurs. Avec toutes ces méthodes géophysiques, il s'agissait d'aboutir à un modèle de champ géothermique ([155]).

L'ensemble de ces études indiquent trois zones thermales d'intérêt : le flanc sud-ouest de la Montagne Pelée, la zone située entre les Pitons du Carbet et Fort-de-France, la plaine du Lamentin.

La zone Sud des Pitons du Carbet n'a pas été reconnue comme une cible potentielle car les dégagements gazeux de CO₂ observés n'ont pas été jugés comme un indice concluant, ils entraînent une sursaturation en calcite qui invalident la méthode de détermination des températures en profondeur basée sur les ions Ca, Na, K. On signale tout de même, que la méthode des teneurs en silice indique une température de 140 à 150°C du réservoir correspondant.

En ce qui concerne le flanc sud de la Montagne Pelée, les méthodes géothermométriques indiquent une température du réservoir de l'ordre de 200°C malgré une analyse isotopique en ¹⁸O ne montrant aucun enrichissement particulier. On retient par ailleurs un point jugé important à discuter à cette période (1977), la variation de température des sources chaudes de la rivière Chaude.

Pour le secteur du Lamentin, de légers enrichissements en ¹⁸O ont pu être détectés. De plus, la méthode des teneurs en silice ainsi que celle basée sur le rapport Na/K ont indiqué des températures de l'ordre de 93 à 143°C assez cohérentes avec les sondages de gradient.

Tous ces résultats étaient considérés toutefois discutables à cause du faible débit attestant ainsi la lenteur du transit de l'eau. On s'est donc interrogé sur l'âge des dépôts de silice. En effet, les résultats précédents auraient été confortés dans le cas où la silice précipiterait encore à partir de l'eau thermique. Mais l'hypothèse des dépôts anciens a été considérée comme la plus probable du fait de la faiblesse du débit des sources, rejetant donc les résultats précédents.

La plaine du Lamentin a donc été identifiée comme la zone la plus favorable à l'existence d'un gisement géothermique profond, suite aux prospections aussi bien d'Eurafrep que du BRGM.

Troisième phase d'exploration (2000-2014)

Trois forages profonds d'exploration d'environ 1000m ont pu être réalisés au niveau du Lamentin à partir de 2001 et ont permis une meilleure compréhension du potentiel géothermique. Ces forages avaient un triple objectif, d'une part compléter les connaissances sur l'aquifère d'eau de 90°C environ, déjà identifié par Eurafrep, puis de reconnaître les niveaux les plus profonds et de vérifier l'existence d'une ressource à une température de 180°C au moins. Finalement les études scientifiques qui ont accompagné la réalisation des forages n'ont pas mis en évidence de ressource géothermique haute enthalpie dans la zone étudiée.

Une réévaluation du potentiel géothermique après 2001 effectuée par le BRGM a permis de compléter et d'améliorer la compréhension des manifestations hydrothermales. Il faut savoir que certaines sources n'avaient pas été ou très peu étudiées (rivière Claire, Grande Rivière, sources sous-marines). La composition chimique et isotopique de la source thermique de la rivière Picodo était très mal connue, et des campagnes de mesures de 2001 à 2003 ont permis recueillir des échantillons de sources jusqu'à là, difficile d'accès. Là encore, quelques zones d'intérêt se distinguent : la source de Petite Anse du Diamant, la zone de la haute vallée de la Rivière Chaude, et la zone des forages Desgrottes et de Deux Choux avec émanations gazeuses témoignant d'une origine profonde. A partir des compléments en géochimie des gaz des sols, on a pu proposer une cartographie des concentrations des gaz sur toute l'île. On peut souligner le cas de la source de Petite Anse du Diamant qui avait été recensée mais qui est devenue tardivement (2003) une zone potentiellement favorable à une ressource haute enthalpie. On comprend alors pourquoi cette zone n'a pas fait l'objet d'études approfondies avant 2003. Des forages de gradients sur cette source du Diamant et la zone de Deux Choux sont envisagés.

Durant cette phase, plusieurs indices favorables à l'existence de ressources géothermiques haute enthalpie existent :

- la Martinique se situe sur l'arc volcanique actif des Petites Antilles, les datations récentes resituent une série d'appareils volcaniques dans un passé plus récent (0.336Ma pour les Pitons du Carbet ; 0.346Ma pour le Morne Larcher) renforçant l'intérêt des chambres magmatiques associées ;
- la pluviosité importante et les récentes estimations montrent une forte part d'infiltration des eaux météoriques (condition de recharge favorable) ;
- l'existence de structures volcano-tectonique ;
- l'existence des sources chaudes
- la détection de gaz portant les signatures isotopiques d'origine magmatique
- l'analyse des gaz du sol et les traces de minéralisation d'altération hydrothermale qui sont des indices de fuites éventuelles du réservoir ;
- des anomalies géophysiques concordantes

Quelques difficultés subsistaient comme la présence de nappes d'eaux froides faisant écran aux fuites éventuelles. On déplore aussi la faiblesse du nombre et du débit des sources chaudes, mais aussi l'absence de fumerolles et de sols chauds.

Mais les ressources géothermiques qui étaient considérées comme inaccessible ou inintéressantes deviennent maintenant accessibles et exploitables. Le système de basse à moyenne énergie du Lamentin pourrait répondre efficacement à des besoins en froid de la zone. Les améliorations des moyens et des techniques de prospections ont un impact important sur les résultats de l'exploration.

Après 2001, les avancées en matière de mesures sur le terrain, de traitement d'interprétation ainsi que l'expérience de 10 ans acquise ont conduit à une reconsidération des méthodes géophysiques employées antérieurement. En effet, l'amélioration des équipements de mesures électriques et électromagnétiques permettent l'acquisition et le traitement en temps quasi réel. On peut citer encore l'amélioration de la sensibilité et de la résolution des mesures aéroportées, et même l'application de la sismique active au vue de l'expérience acquise en Californie (USA) ([34]).

Des études géophysiques complémentaires ont été effectuées dès 2012, dont une acquisition gravimétrique qui apporte des contraintes en profondeur sur les structures et la reconnaissance possible d'un système géothermal. Cette acquisition n'a concerné que les zones pré-ciblées pour un intérêt géothermique : Montagne Pelée, Pitons du Carbet et le Lamentin. On signale que la zone des Anses d'Arlet n'a pas fait l'objet d'acquisition en raison de sa couverture satisfaisante. De plus, ces compléments ont consisté aussi au retraitement des données des études antérieures (1981 à 2003) sur le positionnement et la gravimétrie, permettant par la même occasion la correction des anomalies décelées auparavant. Le résultat de ces études a été l'élaboration de nouvelles cartes gravimétriques beaucoup plus précises.

7.2.4. Les cibles géothermiques – Résultats d'exploration

Les différentes explorations géothermiques menées à la Martinique avaient repéré quatre zones d'intérêt : la Montagne Pelée, la plaine du Lamentin, les Pitons du Carbet et les Anses d'Arlet. Il s'agit ici de rappeler les principaux éléments, ceux issus de la dernière campagne d'exploration ([56]) concernant chaque prospect géothermique excepté la zone du Lamentin qui fera l'objet d'un traitement à part.

Zone de la Montagne Pelée

La Montagne Pelée est un édifice récent (~120 millions d'années) où quelques sources chaudes sur son flanc sud-ouest constituent les principales manifestations hydrothermales actuelles. La prospection géophysique a su mettre en évidence une couche conductrice dès 500m de profondeur et s'étendant sur une épaisseur de 500m, couvrant la quasi-totalité du sous-sol de l'édifice. Le bombement de la couche conductrice sous la zone proche du sommet, ainsi que le conduit résistant qui la traverse en amont du flanc sud-ouest, sont caractéristiques du toit d'un réservoir géothermique.

Deux réservoirs seraient identifiés : le premier de composition nettement bicarbonatée-sodique ($\text{HCO}_3\text{-Na}$) se localiserait en position centrale du volcan, le deuxième réservoir serait, quant à lui, plus excentré vers l'ouest et les fluides le constituant aurait une composition bicarbonatée-chlorurée-sodique ($\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$). L'application des géothermomètres chimiques à ces deux réservoirs, indique respectivement des températures de 180 à 200°C et de 155 à 180°C. Leur source de chaleur commune serait la chambre magmatique du volcan portée à 800°C et située à environ 5-6 km de profondeur. Leur recharge correspondrait essentiellement aux abondantes eaux météoriques. Enfin, leur équilibre géologique et leur température maximale ne serait pas encore atteint ([156]).

Zone des Pitons du Carbet

Le massif des Pitons du Carbet est formé de dômes de laves avec une orientation NNW-SSE. Un hydrothermalisme ancien s'y est développé au nord-est, il y a un peu plus de 770ka, mais actuellement plusieurs sources thermales et venues de gaz magmatique sont repérées dans ses parties les plus récentes (<330 ka). Les résultats de la magnétotellurique (MT) n'ont montré aucune structure de type argileuse liée à un réservoir géothermique de haute température ; les indices d'activité hydrothermale qui sont observés indiquent des températures moyennes et sont reliés aux émanations de dioxyde de carbone. L'application des géothermomètres chimiques conforte l'idée de la présence d'un réservoir géothermique porté à des températures de 100 à 140°C.

Zone des Anses d'Arlets

L'unique source chaude de Petit Anse dans la commune des Anses d'Arlet a pu révéler l'intérêt du flanc sud du Morne Jacqueline dont l'effondrement sectoriel a mis à jour une partie de la couche conductrice imperméable « caprock » du réservoir géothermique ainsi qu'une intrusion magmatique (dyke). Les traces d'altérations hydrothermales, comme les dépôts de travertins carbonatés, affleurant aujourd'hui, traduisent l'ancienneté du système géothermal et son enfouissement progressif. Des émanations de gaz (CO₂, He) d'origine magmatique se produisent à proximité de la source et ses griffons et se prolongent en mer.

L'analyse chimique des eaux recueillies montre une composition chlorurée-sodique certainement liée à une contamination à l'eau de mer (50% environ). L'activité hydrothermale actuelle présente une minéralisation qui exprime une forte interaction avec l'encaissant rocheux profond à haute température. Les températures qui règnent au sein du réservoir géothermique des Anses d'Arlet s'établiraient entre 190 et 200°C selon les géothermomètres.

L'exploration géophysique apporte aussi quelques éléments favorables à la réalité de ce réservoir. Elle identifie une couche conductrice probablement argilisée, donc imperméable, pratiquement étendue sur l'ensemble du prospect qui montre un bombement caractéristique du toit d'un réservoir géothermique de haute température sur le flanc sud-est au sud des Roches Genty.

Toutefois, contrairement au prospect de la Montagne Pelée, la zone des Anses d'Arlet est marquée par une faible pluviosité et une forte évaporation. Associées à l'étendue de la couche argileuse mise en évidence par la géophysique, elles limitent très fortement l'infiltration et suppose donc une recharge limitée malgré la contribution de près de 50% d'eau de mer. De plus, le système géothermique des Anses d'Arlet plus ancien que celui de la Montagne Pelée serait en voie de contraction sans pour autant interdire toute possibilité d'exploitation.

Pour ce qui concerne la source de chaleur, deux hypothèses ont été formulées : soit il s'agit d'une chambre magmatique localisée sous le Morne Larcher, soit il est question d'une grande intrusion magmatique au niveau du Morne Jacqueline.

Chapitre 8 : Le système géothermique du Lamentin (Martinique)

8.1. Contexte géologique et structural

Le Lamentin, situé au centre-est de la Martinique, est la deuxième ville après Fort-de-France concentrant la grande majorité des activités commerciales et industrielles de l'île. Sa proximité avec la baie de Fort-de-France, sa forte urbanisation et la rareté de ses affleurements sont autant de contraintes à l'exploration géothermique. Le contexte géologique de cette plaine alluviale et marécageuse est d'une grande complexité. Cette dernière est entourée par au moins 5 édifices volcaniques : les formations du Vauclin-Pitault vers l'Est et le Sud-Est (en deux phases), celles du Sud-Ouest Martiniquais, celles du Morne Jacob au NNE et celles des Pitons du Carbet vers le NW. Ces formations volcaniques alternent avec des formations sédimentaires comme les tuffites de Fort-de-France, les alluvions anciennes et les alluvions récentes de la Rivière La Lézarde (fig. 30). Ces formations présentent des propriétés notamment hydrogéologiques différentes et entraînent de fortes variabilités spatiales aussi bien horizontalement que verticalement.

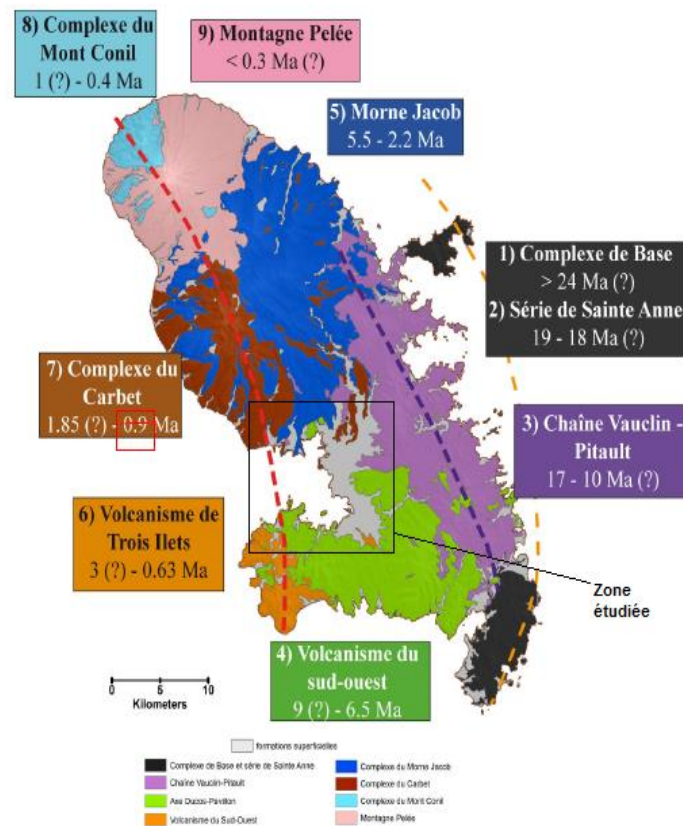


Figure 30: La zone du Lamentin dans le contexte des formations géologiques de la Martinique ([143], [157]).

L'étude structurale de la plaine du Lamentin (fig. 31, [57], [142], [152], [153]) met en évidence deux principales familles de failles que l'on retrouve à l'échelle régionale : les failles NW-SE et les failles NE-SW.

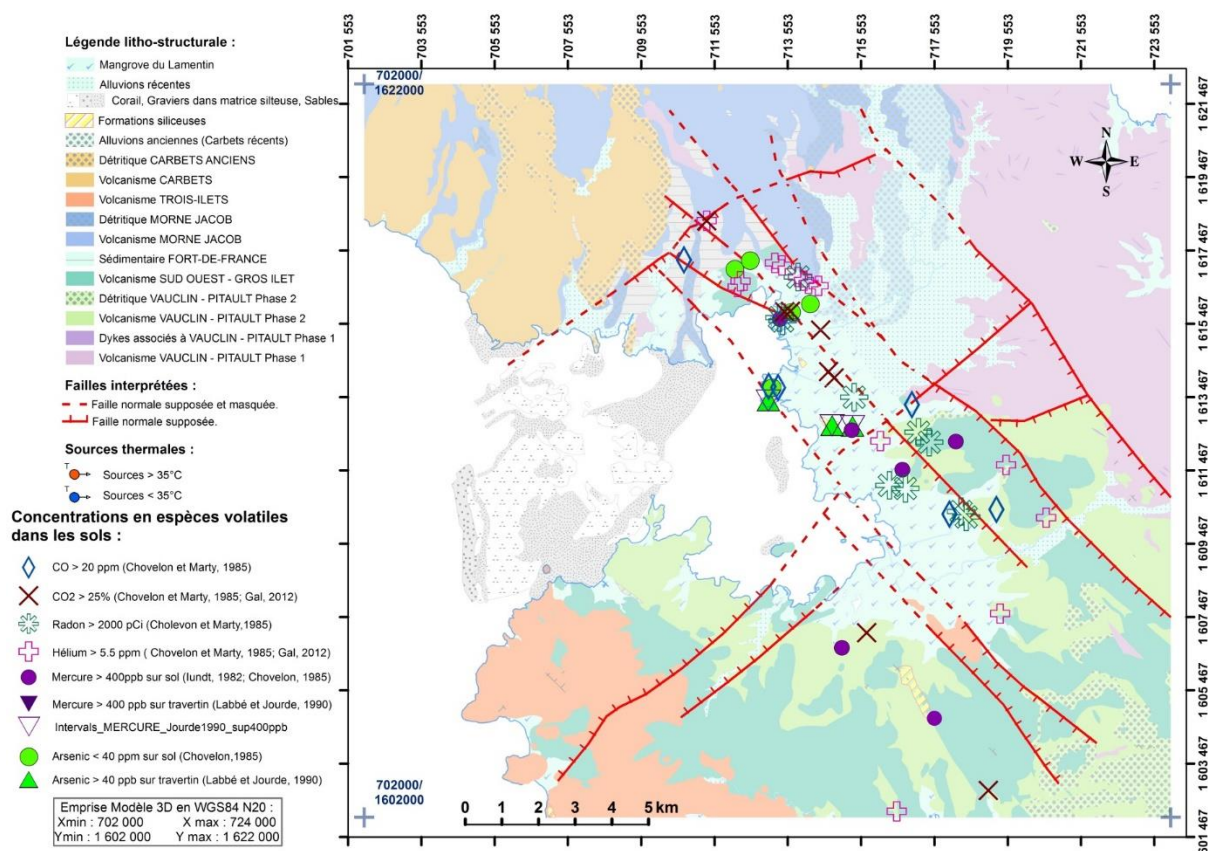


Figure 31: Le cadre structural et hydrogéochimique du Lamentin.

Les failles NE-SW sont assez bien renseignées dans la partie sud du prospect, notamment celle nommée Centre-Lamentin qui jouerait un rôle hydrogéologique majeur en tant que barrière hydrologique et marquerait ainsi la fermeture au sud du système géothermique du Lamentin. En effet, aucune source chaude n'a été repérée au sud de cette faille, bien que des anomalies de gaz y soient détectées. Au nord, les observations de terrain ainsi que les résultats de géophysique suggèrent l'existence de la faille dite du Lamentin-Nord sans pour autant contraindre clairement le système géothermique au nord. Les failles NW-SE sont aussi présentes dans le prospect et particulièrement celle de Petit-Bourg qui donnerait voire contrôlerait la direction de l'écoulement du système géothermique. Autour de cette direction, se répartissent globalement les sources chaudes, les anomalies de gaz les plus importants et vers le Sud-Est de cette direction, on retrouve des travertins siliceux qui affleurent témoignant de l'existence (fossile) d'un intense hydrothermalisme.

En effet, trois phases d'hydrothermalisme ont eu lieu au Lamentin ([57], [153]). La première serait à l'origine de la mise en place de l'opale et de la calcédoine en condition de haute température ($>200^{\circ}\text{C}$), puis une phase d'hydroxydation possiblement contemporaine de la mise en place des travertins siliceux, qui marqueraient un effondrement du système hydrothermal d'abord à 120°C puis 90°C actuellement. D'ailleurs les Kaolinites que l'on retrouve au sein des forages profonds témoigneraient des conditions actuelles de température du système, soit 90°C ([53], [58]). Les zones de travertins siliceux systématiquement au sud-ouest de la faille de Petit-Bourg marqueraient de même la migration du système géothermique vers le nord, nord-est ([56]). Ces observations ainsi que celles des forages de gradient mettent en évidence le rôle actif majeur de cette direction NW-SE.

Par ailleurs, l'ensemble des failles du prospect s'organise en un système d'effondrement (graben) selon la direction NW-SE avec un mini-horst au niveau de Ducos, et ne concernerait pas la totalité des formations qui constituent la plaine ([70]).

8.2. Forages profonds de reconnaissance (2000 – 2001)

Les trois forages profonds réalisés au cours de la troisième phase d'exploration dans la zone du Lamentin ont fait l'objet d'une étude géoscientifique ([158]). Il en ressort une description des carottes obtenues pour chaque forage qui aideront à compléter les connaissances en matière de lithologie, de réseaux de fracture, des altérations hydrothermales et des conditions de température et de pression en profondeur.

Le forage de la Pointe Desgras (LA01) d'une profondeur de 939.55m expose un certain nombre d'indices d'activités hydrothermales de haute température puisqu'on y retrouve la présence de travertins de silice, d'épidotes et des anomalies locales de gaz dont le mercure. Toutefois, les faibles conditions de température observées lors du forage (58°C à 930m de profondeur) et l'absence de perméabilité actuelle indiquent que ces activités ont existé dans le passé mais se sont estompées ou sont fortement réduites actuellement. Ce forage révèle aussi une majorité de fentes et de failles à fort pendage, ce qui laisse penser que les transferts de fluides étaient principalement verticaux. Notons que la présence de fentes et de failles normales, comme on peut l'observer dans les autres forages, est compatible avec la structuration en graben du Lamentin. Le forage LA01 est caractéristique d'une région thermique conductrice en bon accord avec l'absence de venue d'eau chaude, l'absence d'anomalie thermique et le manque de perméabilité, il a donc été considéré comme sec et froid.

Le puits d'Habitation Carrère (LA02) ayant atteint 816.15m est situé près de plusieurs sources chaudes. Des venues d'eaux chaudes (58°C) ont été recoupées vers 390m de profondeur et on peut attester d'une perméabilité actuelle. D'ailleurs, l'application des géothermomètres chimiques indiquent des températures de l'ordre de 90° à 130°C en profondeur. Une autre venue d'eau de composition chimique semblable a été recoupée entre 600m et 700m. Les mesures physico-chimiques ont mis en évidence deux aquifères : l'un certain entre 300 et 425m à 50°C et l'autre hypothétique entre 600 et 650m à 46°C.

Ce forage a fait l'objet d'une mise en production en décembre 2001, et il en ressort qu'un débit de 1m³/h conviendrait à produire sans trop affecter le niveau de l'eau sachant que seuls 10m³ ont été recueillis. Il a été conclu que ce forage LA02 ne présentait donc pas d'activité géothermique de haute température.

Le forage de Californie (LA03) de 1000.25m de profondeur montre des conditions de température moyenne (90-100°C) ainsi qu'une perméabilité actuelle. La zone la plus chaude correspond au passage d'une faille perméable vers 390m de profondeur. Le suivi géochimique montre de petites venues d'eau relativement minéralisée indiquant une influence marine entre 40 et 200m. Plusieurs venues d'eaux chaudes ont été recoupées à partir de 400m, la principale d'entre elles, à 400m, a une composition chimique et isotopique assez proche de la venue d'eau, observée vers 390m au niveau du forage d'Habitation Carrère. Ce forage a aussi fait l'objet d'une mise en production en mars 2002 puisqu'il a été recueilli 30m³ avec un débit de 9m³/h. Le puits s'est révélé être artésien avec un dégagement important de CO₂. Malgré tous ces éléments, le forage de Californie ne montre pas d'indices d'activités de haute température, d'autant plus que les épidotes que l'on retrouvait dans le forage de la Pointe Desgras y sont absentes. En revanche, ce forage LA03 montre une ressource de basse à moyenne température.

8.3. L'exploration géothermique du Lamentin

8.3.1. Géochimie des fluides

L'étude géochimique du prospect du Lamentin a pu être complétée à travers les quatre campagnes d'exploration géothermique qui ont aussi concerné les communes avoisinantes de Fort-de-France, de Ducos et de Rivière Salée ([56], [70], [159], [160]). Cette étude a consisté à analyser les eaux des sources chaudes, les eaux douces « froides » ainsi que les fluides rencontrés au niveau des forages d'exploration (fig. 32, Tab.8).

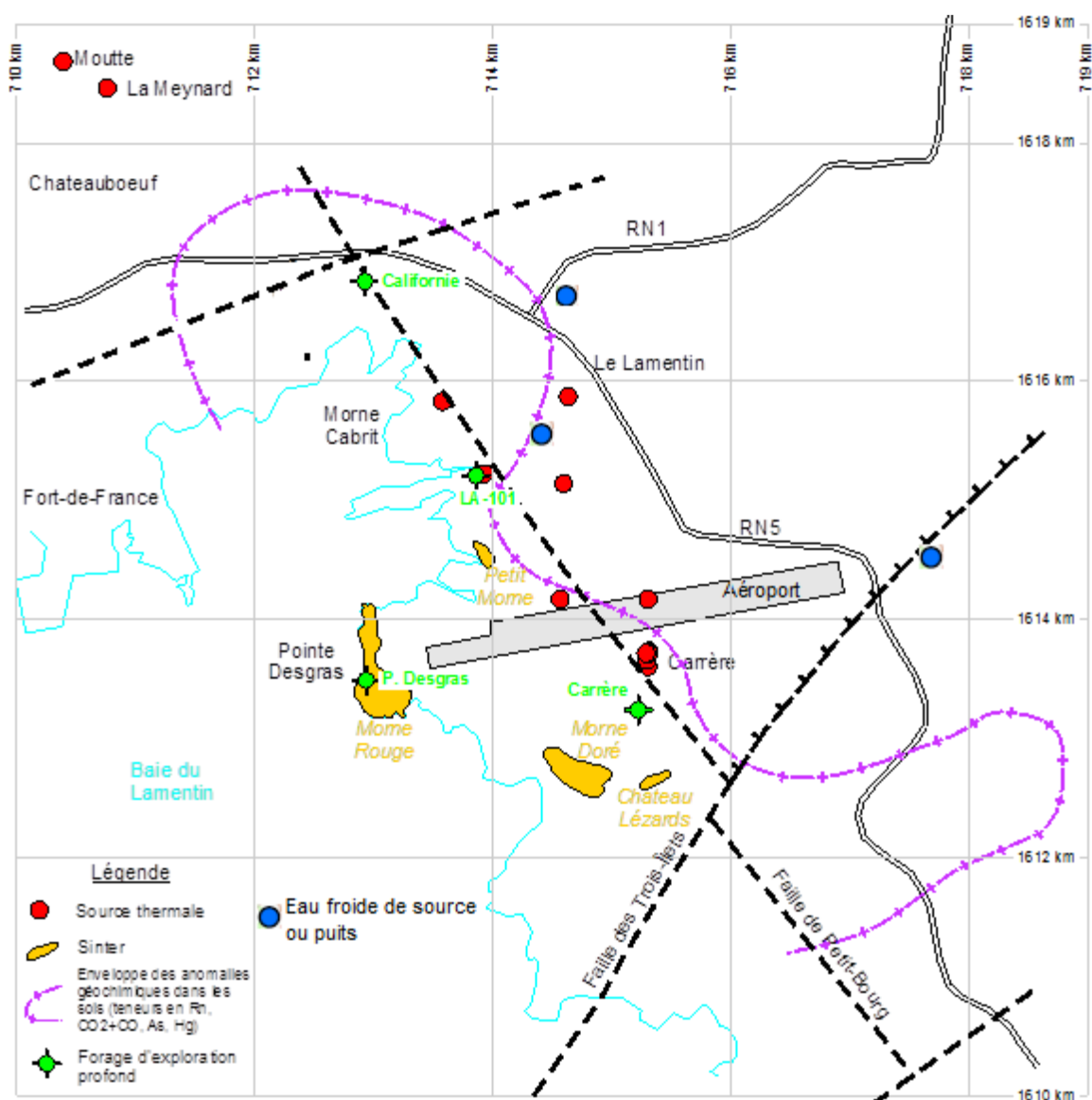


Figure 32: Carte de synthèse du prospect du Lamentin (*).

(*) Sont indiqués : le tracé des principales failles supposées, la localisation des sources thermales, des sinters fossiles et des quatre forages d'exploration profonds.

Site	n°	Na	K	Ca	Mg	Cl	HCO ₃ (Alc.)	SO ₄	NO ₃	SiO ₂	TDS	BI	Br	NH ₄	PO ₄	F
		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	g/l	%	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Source Ferme de Perrine (sud canal Carrère)	LAM 1	3692	191	924	150	7250	830	301	< 1	66,9	13,4	-0,19	23,5	0,7	< 0,1	0,4
Source Habitation Carrère (Nord canal Carrère, plus proche de l'aéroport que la suivante)	LAM 2	3523	185	879	139	6700	830	310	< 1	80,2	12,65	2,01	21,8	3	< 5	0,5
Source Habitation Carrère (Nord canal Carrère, plus proche de la ferme Perrine que la précédente)	LAM 3	3523	175	853	138	6730	738	311	< 1	79,1	12,55	1,54	22,4	2,5	< 5	0,3
Source ancienne voie ferrée	LAM 4	3439	193	777	141	6520	948	166	< 1	124	12,31	0,98	21,9	6	< 0,1	< 0,1
Source Rivière Lézarde	LAM 5	3510	192	901	144	6810	842	316	< 1	82,8	12,8	0,91	23	2,3	< 5	0,4
Fontaine Didier	LAM 6	128	17,3	200	112	28,9	1500	5,9	< 1	155	2,15	-1,27	0,055	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Source Absalon	LAM 7	97,7	12,9	208	82,7	16	1277	2,6	< 1	145	1,84	1,52	0,035	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Source Absalon	LAM 8	113	15,6	209	90	16	1345	2,8	< 1	161	1,95	2,58	0,041	< 0,1	0,1	< 0,1
Forage Habitation Carrère	LAM 9	30,5	0,8	29,8	11,6	34,7	145	10,9	1,7	78,6	0,34	4,83	0,118	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Rivière Caleçon	LAM 10	31	2,3	37,1	12,1	54,7	151	3,5	< 1	51,4	0,34	3,80	0,105	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Forage Habitation Carrère /151,63 m	HABCAR 2	2504	101	880	134	4715	1826,34	295	n.a.	112	10,6	-1,48	16,5	n.a.	< 2	0,2
Forage Habitation Carrère /211,63 m	HABCAR 3	2120	77	676	100	4000	1407,88	240	n.a.	78	8,7	-3,46	14,8	n.a.	< 2	0,4
Forage Habitation Carrère (tête de puits)	HABCAR 4	3310	125	830	187	6335	1592,71	333	n.a.	91	12,8	-3,77	23,3	2,4	< 0,1	< 0,2
Forage Habitation Carrère (tête de puits)	HABCAR 5	3280	122	778	183	6358	1561,6	127	n.a.	90	12,5	-3,92	22,3	1,2	< 0,1	< 0,2
Forage Californie 399,2 m	CALIF-1A	2650	168	824	138	4915	1351,15	274	n.a.	100	10,4	3,25	18,5	n.a.	2	0,3
Forage Californie (tête de puits)	CALIF-2	3790	124	725	130	7050	982,1	316	n.a.	69	13,2	-3,07	22,5	14,8	< 0,1	0,5

Tableau 8: Analyse chimique es éléments majeurs et traces (Sanjuan et al., 2002).

Durant ces campagnes, une même méthodologie a été appliquée (celle de Rad et al., [160]) selon laquelle les données recueillies ont été systématiquement géoréférencées, et plusieurs types d'analyses ont été menées : des analyses physico-chimique des fluides (température, conductivité, pH, potentiel d'oxydoréduction, concentration d'oxygène dissous), des analyses chimiques des espèces dissoutes majeures (Ca, Mg, Na, K, ...) et des espèces dissoutes à l'état de traces (Al, As, B, Ba, ...), ainsi que des analyses isotopiques.

Les résultats de l'exploration géochimique du Lamentin permettent de distinguer trois catégories d'eaux :

- les eaux souterraines de la zone Nord-Lamentin (eau froides de sources et de puits),
- celles de la nappe du Lamentin non thermal, peu profondes et peu minéralisées,
- et celles des eaux thermales (sources et eaux de forage).

Dans la catégorie des eaux souterraines de la zone Nord-Lamentin, les eaux de Moutte-Tivoli et celles de Didier-Absalon présentent des caractéristiques géochimiques distinctes malgré leur caractère thermal (température supérieure à 29°C en prenant en compte leur altitude) qu'elles ont en commun et leur proximité géographique.

Par rapport aux eaux de Moutte-Tivoli, les eaux de Didier-Absalon sont fortement enrichies en espèces caractéristiques de l'interaction eau-gaz-roche (As, B, Ba, Cs, Ge, ...), appauvries en éléments caractéristiques de l'eau de mer (SO_4 , Cl) et enrichies en magnésium et en calcium indiquant une interaction eau-roche à basse température ($<90^\circ\text{C}$). Même au niveau isotopique, les eaux de Didier-Absalon ont un rapport isotopique en Hélium plus élevé laissant penser à une origine plus profonde.

La nappe semi-captive du Lamentin, recoupée entre 30 et 75m de profondeur par des forages, circule dans des laves fissurées et fracturées sous les 20 à 40m de conglomérats qui la séparent d'une nappe libre superficielle située au sein des alluvions anciennes et récentes de la Lézarde. Sa recharge provient du Morne Pitault à l'Est et des Pitons du Carbet au Nord selon les données piézométriques. L'analyse géochimique des espèces suggère un mélange reliant les eaux de cette nappe avec celles du groupe Moutte-Tivoli. Cette nappe est tout de même légèrement plus froide et a une plus faible contribution marine malgré le rapprochement du littoral. De plus sa plus forte concentration en bicarbonate s'explique par un environnement sous plus forte pression partielle du gaz carbonique.

Les eaux thermales du Lamentin, qui regroupent les eaux de source et celles produites par les forages sont systématiquement carbo-gazeuse avec une contribution marine à 30 – 35% plus importantes que les eaux des deux autres catégories. Les concentrations en Magnésium et en Sulfate sont non-négligeables et les calculs de géothermométrie militent en faveur d'une interaction eau-roche ayant eu lieu dans des conditions de température moyenne comprise entre 90 et 140°C .

On observe finalement trois types d'eaux, les eaux d'Absalon et Didier considérées comme des sources bicarbonatées, les eaux de Moutte et Tivoli qui sont bicarbonatées, chlorurées-sodique, et les sources de la plaine du Lamentin chlorurées-sodiques (fig. 33).

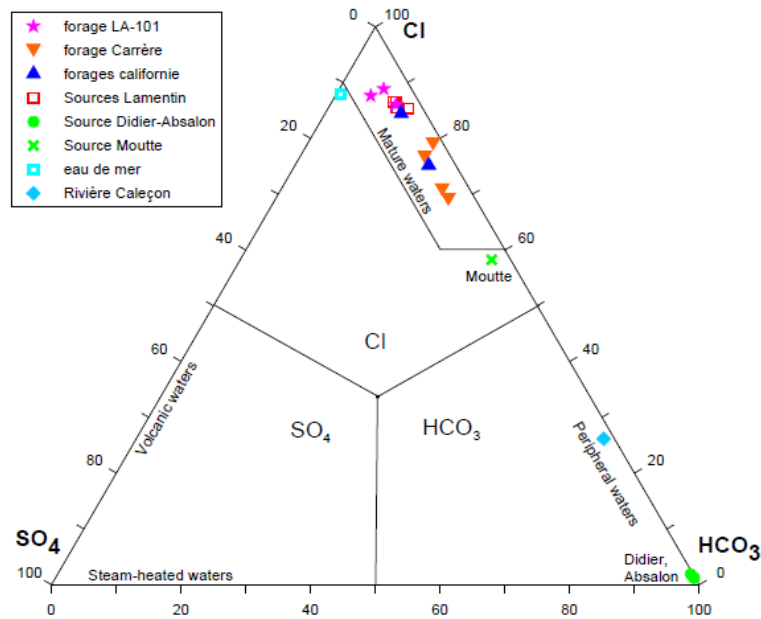


Figure 33: Position des échantillons d'eau de sources thermales et d'eau rencontrée dans les forages du Lamentin et ses environs dans le diagramme ternaire Cl-HCO₃-SO₄ de Giggenbach (1991)[161].

La présence d'importants travertins siliceux, de minéraux comme les épidotes s'étendant de Château-Lézard au sud-ouest de l'aéroport au Morne Cabrit vers le nord-ouest et surtout au Morne Rouge (zone militaire en bout de piste d'atterrissage), laissent envisager dès les premières campagnes d'exploration la présence d'une ressource de haute enthalpie à plus de 220°C mais ces derniers indices sont aujourd'hui interprétés comme l'héritage d'un lessivage des dépôts hydrothermaux d'un système ancien de haute température ayant laissé place à un système hydrothermal réduit et moins chaud dont les géothermomètres indiquent une température profonde comprise entre 90°C et 140°C.

L'un des points essentiels de l'exploration géothermique qu'il reste à éclaircir est la localisation de la source de chaleur à l'origine du réchauffement de l'eau au niveau de la plaine du Lamentin. En effet, on considère que les eaux thermales du Lamentin proviendraient :

- d'un mélange entre l'eau de mer et l'eau météorique infiltrée au niveau des Pitons du Carbet
- d'une interaction gaz-roche à moyenne température
- d'une interaction avec les minéralisations de la précédente phase d'hydrothermalisme.

Par ailleurs, on ne parvient à relier le pôle des eaux de Didier-Absalon à celui présent au niveau de la plaine du Lamentin sur le plan géochimique : les eaux de la plaine ne peuvent résulter de celles en amont en direction des Pitons du Carbet. De plus, les compositions chimiques et les quelques rapports isotopiques caractéristiques d'une interaction eau-roche indiquent un équilibre postérieur au mélange avec l'eau de mer ; en d'autres termes, l'eau a été réchauffée avant qu'il y ait mélange avec l'eau de mer.

On note toutefois que l'origine mantellique de la phase gazeuse locale est compatible avec la présence d'une source locale de chaleur.

La campagne de géochimie des gaz des sols du Lamentin a consisté à mesurer les concentrations d'espèces volatiles suivantes : arsenic, mercure, monoxyde et dioxyde de carbone, hélium, radon. Il en ressort que la zone de fuites des espèces volatiles est bien supérieure aux zones des sources thermales et s'étend de Basse Gondeau au nord à Petit Bourg au Sud du prospect. On note d'ailleurs qu'au-delà de la faille de Petit-Bourg (vers le sud), aucunes sources chaudes n'ont pu être repérées alors que des zones de fuites sont encore présentes.

Les anomalies en monoxyde et dioxyde de carbone, en hélium et en radon attestent la permanence d'un flux anormal de dégazage d'origine profonde. Il est tout à fait possible que la source de la phase gaz et qu'un corps magmatique en refroidissement soient découplés par rapport à la circulation des eaux géothermales. Dans la phase gazeuse, les anomalies de dioxyde de carbone se distinguent assez bien de celles de l'hélium ce qui indique soit un processus de migration soit une source d'émission distincte.

8.3.2. Hydrogéologie

Le contexte hydrogéologique du prospect du Lamentin est particulièrement complexe du fait de sa grande variabilité aussi bien spatiale que temporelle. En effet, les formations géologiques principalement andésitiques de la Martinique ont une viscosité plus élevée que celle des formations de nature basaltique, les produits émis en Martinique sont hétérogènes (ponces, nuées ardentes, hyaloclastites) et les produits de démantèlement accentuent cette hétérogénéité (coulées, lahars, effondrements sectoriels). De plus l'altération climatique et mécanique impactent dans le temps les conditions de circulation des eaux souterraines.

Cette complexité du contexte hydrogéologique ne permet pas d'envisager une étude hydrogéologique à l'échelle régionale mais impose une approche plus locale. Toutefois, les niveaux piézométriques sont bien corrélés avec l'altitude montrant un fort contrôle topographique sur les écoulements souterrains.

A défaut d'études d'hydrogéologie profonde, vu qu'aucune mise en production des forages producteurs du Lamentin n'a été faite, il est possible de mettre en évidence le rôle déterminant de la tectonique sur le régime d'écoulement d'eaux souterraines ([85]). L'étude structurale semble donner un rôle « bloquant » de certaines failles de direction NE-SW, notamment la faille Centre-Lamentin qui marque la terminaison sud du prospect du Lamentin.

L'infiltration des eaux météoriques à l'aplomb de la plaine du Lamentin est très limitée avec une pluie efficace de près de 500mm, les terrains sédimentaires qui encadrent la nappe du Lamentin sont de nature peu perméable. Prenant aussi en compte la pression des gaz sous-jacents, il en résulte qu'une alimentation du réservoir géothermique à l'aplomb de la plaine du Lamentin soit très improbable ([56], [83]). Ces observations confortent l'hypothèse d'une alimentation au moins en partie de la nappe du Lamentin par un écoulement latéral en provenance des Pitons du Carbet.

L'infiltration de l'eau en profondeur au niveau des Pitons du Carbet est difficile à évaluer mais elle doit être significative compte tenue de la bonne perméabilité des dômes de dacites et de la forte pluviométrie (4000 – 5000 mm/an) en dépit du fort gradient hydraulique lié à l'altitude. On note par ailleurs que l'allure des isopièzes montre un écoulement en surface globalement de direction nord-sud dans la partie nord du Lamentin puis une composante NE-SW dans sa partie la plus basse.

Ainsi les eaux en surface sont alimentées par les flancs du Morne Pitault et du Morne Pavillon à l'Est. L'espace entre la faille de Morne-Honoré et de Petit-Bourg forme un couloir qui pourrait tenir le rôle de chenal d'alimentation en eau douce d'un système profond contrôlé par des failles NW-SE. En particulier, la faille de Petit-Bourg pourrait constituer un drain de remontée par convection.

La répartition spatiale des sources correspond à celle des fortes anomalies thermiques ainsi que celle des gradients de température anormalement élevés généralement liés à des circulations d'eaux chaudes en profondeur, ce qui témoigne en faveur d'une circulation convective dans un réseau de failles. La mobilité ascendante du fluide serait assurée par un flux de gaz profond mais la circulation serait bloquée là où l'on retrouve les dépôts hydrothermaux à la condition d'une non-réactivation sismique.

8.3.3. Géophysique

Gravimétrie

Jusqu'en 2016, 294 stations gravimétriques ont été implantées et mesurées sur tout le prospect du Lamentin et les communes avoisinantes complétant ainsi les stations de mesure des campagnes précédentes (fig. 36, [70], [71], [162]).

Les mesures gravimétriques ont permis de préciser le cadre structural du prospect du Lamentin en mettant en évidence les discontinuités qui délimitent des ensembles de densités différentes.

L'analyse des cartes d'anomalies gravimétriques (fig.34) permet de distinguer :

- les formations du socle volcanique ancien compactées dans le temps et recoupées par de nombreuses intrusions et souvent colmatées par des minéralisations hydrothermales, elles donnent donc des anomalies positives.
- les niveaux détritiques de remplissage qui marquent des zones de subsidence (dépression du Lamentin et dépôts de tuffites de Fort-de-France) et qui produisent des anomalies négatives.
- les formations volcaniques récentes avec leurs produits de démantèlement étant moins impactées par la compaction et le colmatage, l'ensemble est moins dense et génère des anomalies négatives.

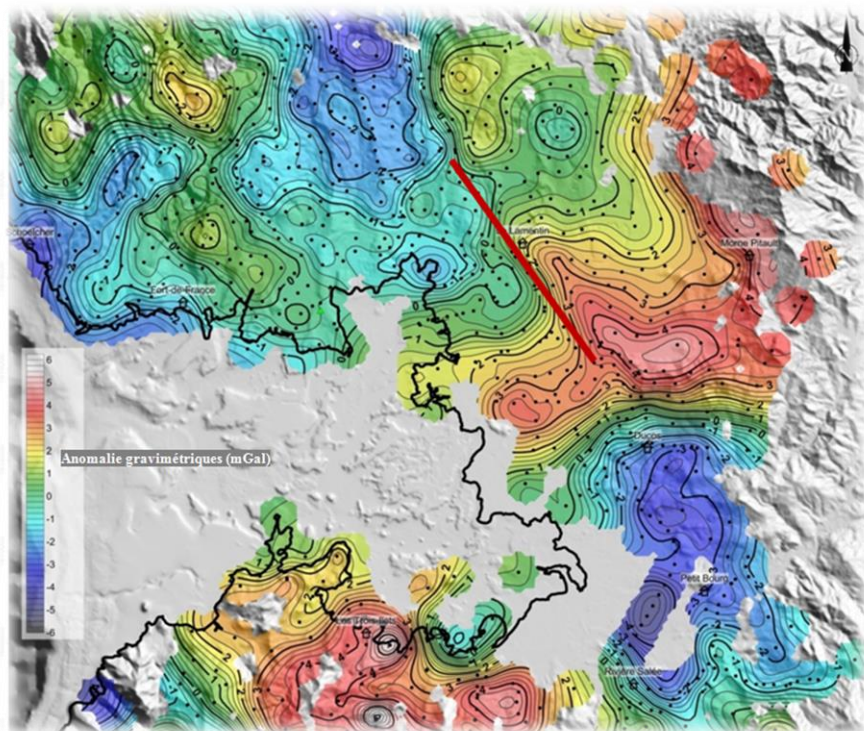


Figure 34: Anomalies gravimétriques résiduelles en mGal, obtenues après traitement des données par T. Jacob, Ingénieur géophysicien du BRGM ().*

(*) L'anomalie résiduelle obtenue après s'être affranchie de l'anomalie régionale montre clairement des délimitations qui peuvent par la suite être rapprochées des structures géologiques reconnues. Notons par exemple, l'anomalie nettement négative (zone en bleue) centrée sur Ducos- Petit-Bourg vers le Sud-Est ou encore l'anomalie positive clairement associée aux formations très denses et résistantes (du point de vue électrique) du Morne Pitault. Le resserrement des lignes isovaleurs marquent généralement des discontinuités, en particulier celle repérée par le trait rouge qui met en évidence l'existence très probable d'une faille qui sera dite faille de Morne Honoré.

Cette distinction permet de mettre en évidence deux types de zones de circulation : les zones de laves massives mais fracturées et perméables et les ensembles sédimentaires où peuvent s'individualiser des formations perméables.

Méthodes électromagnétiques

Les résultats des sondages CSEM (Controlled Source Electro Magnetism) indiquent une bonne corrélation entre les variations spatiales de résistivités et les formations géologiques (fig. 35):

- les formations détritiques volcano-sédimentaires à éléments de laves altérées correspondent aux anomalies conductrices superficielles (<200m) que l'on retrouve en bordure de mer dans la plaine du Lamentin au niveau de Fort-de-France.
- à de plus grandes profondeurs (200 – 500m) les formations volcano-sédimentaires avec des produits d'altération hydrothermale de basse température (<200°C) peuvent être associés à des anomalies conductrices. Ces produits d'altération constitueraient le « caprock » de l'ancien réservoir géothermique.

- au-delà de 500m de profondeur, les anomalies sont plutôt résistantes sous Fort-de-France et pourraient donc être dues à la présence de formations volcaniques avec des produits d'altération hydrothermale de haute température (>200°C).
- le substratum volcanique peu altéré du Morne Pitault est bien marqué par des anomalies résistantes affleurant et plongeant vers l'ouest sous la baie de Fort-de-France.

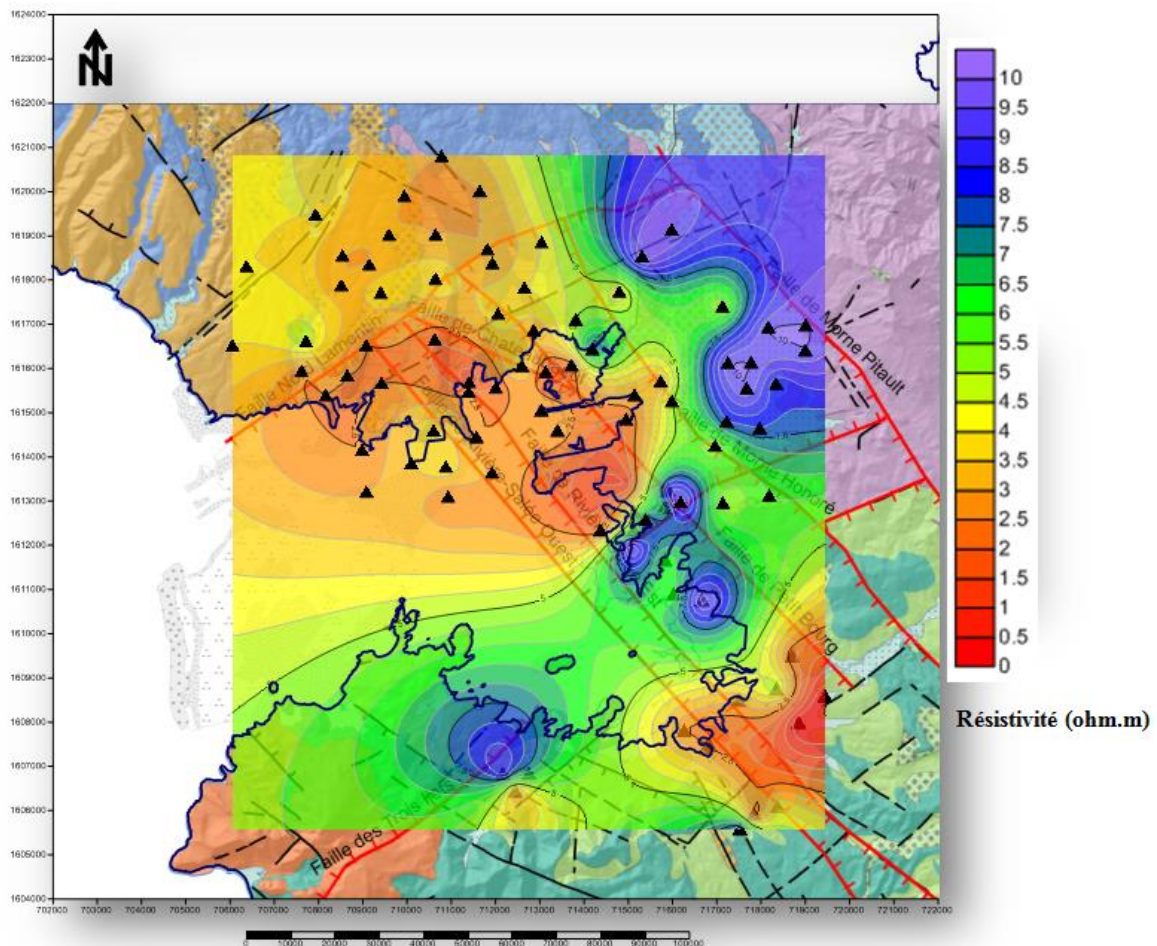


Figure 35: Résistivité moyenne du conducteur peu profond après interprétation des résultats des méthodes électromagnétiques.

L'exploration électromagnétique a été l'occasion de préciser le cadre structural et lithologique ([70]) en complément de l'exploration gravimétrique du système géothermal du Lamentin. Cette exploration a permis de mettre particulièrement en évidence :

- une superposition de couches, l'une très conductrice et l'autre sous-jacente qui l'est moyennement, au nord-ouest de la faille Nord-Lamentin mais aussi au sud de celle-ci.
- cette même faille marque une discontinuité majeure entre ces ensembles superposés : au nord le conducteur y est épais de plus de 500m et au sud de la faille, un conducteur superficiel beaucoup moins épais (<100m).
- la disparition de la couche de conductivité intermédiaire au niveau du graben de Rivière Salée.

Les discontinuités majeures de la conductivité correspondent assez bien aux discontinuités géologiques identifiées et circonscrivent bien la partie nord de la plaine du Lamentin, là où sont localisées les principales manifestations hydrothermales.

8.4. Les campagnes de terrain de 2016

Pour que le résultat d'une simulation numérique soit la plus fiable et proche de la réalité, il est indispensable qu'elle soit alimentée par un très grand nombre de données. Les mesures sur le terrain ont l'avantage de fournir des données intrinsèques qui permettent de calibrer le modèle numérique contrairement aux données issues de cartes qui sont interprétatives et sources d'incertitudes affectant la précision du modèle.

S'il est important d'avoir le plus grand nombre de mesures possibles sur le terrain, une vraie réflexion doit être menée sur leur répartition spatiale qui conditionnera alors la résolution et la précision du modèle numérique. Cette démarche est d'autant plus pertinente que l'échelle d'exploration est grande et que la cible recherchée présente une structure complexe.

C'est pourquoi nous avons pris pleinement part à deux autres campagnes de mesures qui se sont tenues en 2016. Il s'agissait de mesures en gravimétrie, en géologie et de mesures physico-chimiques qui se sont déroulées dans la zone du Lamentin et ses alentours. Les résultats obtenus nous ont alors permis d'alimenter le modèle géologique 3D et les simulations hydro-thermiques employés dans cette thèse.

La campagne de gravimétrie s'est déroulée de Juin à Juillet 2016 sur deux semaines sur le Lamentin et ses environs à Fort-de-France, Ducos, Rivière Salée, et à Schœlcher. Elle a consisté à compléter les données gravimétriques antérieures là où il y avait des lacunes, à savoir la partie ouest du Lamentin et la commune de Fort-de-France.

Il s'agissait entre autre de se rendre à chaque station préalablement repérée sur une carte et de réaliser une mesure au GPS différentiel (Differential Global Positioning System) pour les besoins de localisation ainsi qu'une mesure de l'accélération de pesanteur (mesure relative) à l'aide d'un gravimètre relatif (fig. 36).



Figure 36: Mesure de l'accélération de la pesanteur à l'aide du gravimètre (appareil au premier plan) et acquisition des données de localisation par DGPS.

C'est le gravimètre de terrain Scintrex CG-5 (CG5 #028) qui a été utilisé. L'acquisition des mesures par ce gravimètre a été conservée dès lors que l'inclinaison de l'appareil ne dépassait pas ± 10 secondes d'arc. Dans le cas contraire, une nouvelle acquisition était alors automatiquement réalisée. La densité de référence qui a été choisie pour le calcul de l'anomalie de Bouguer a été évaluée à 2.05 selon l'approche de Nettleton Cartographiques. Plusieurs stations (31 stations) ont été évaluées au moins deux fois en vue d'évaluer la dérive instrumentale considérée comme linéaire, prise en compte pour la réduction (correction) des mesures.

Quant au GPS différentiel, c'est le modèle GPS Trimble Geo 7X centimétrique qui a été utilisé. Les positions horizontales (en x et en y) mesurées sont exprimées dans le système WGS 84 UTM 20N, et l'altitude z est exprimée selon le système IGN 1987 Martinique.

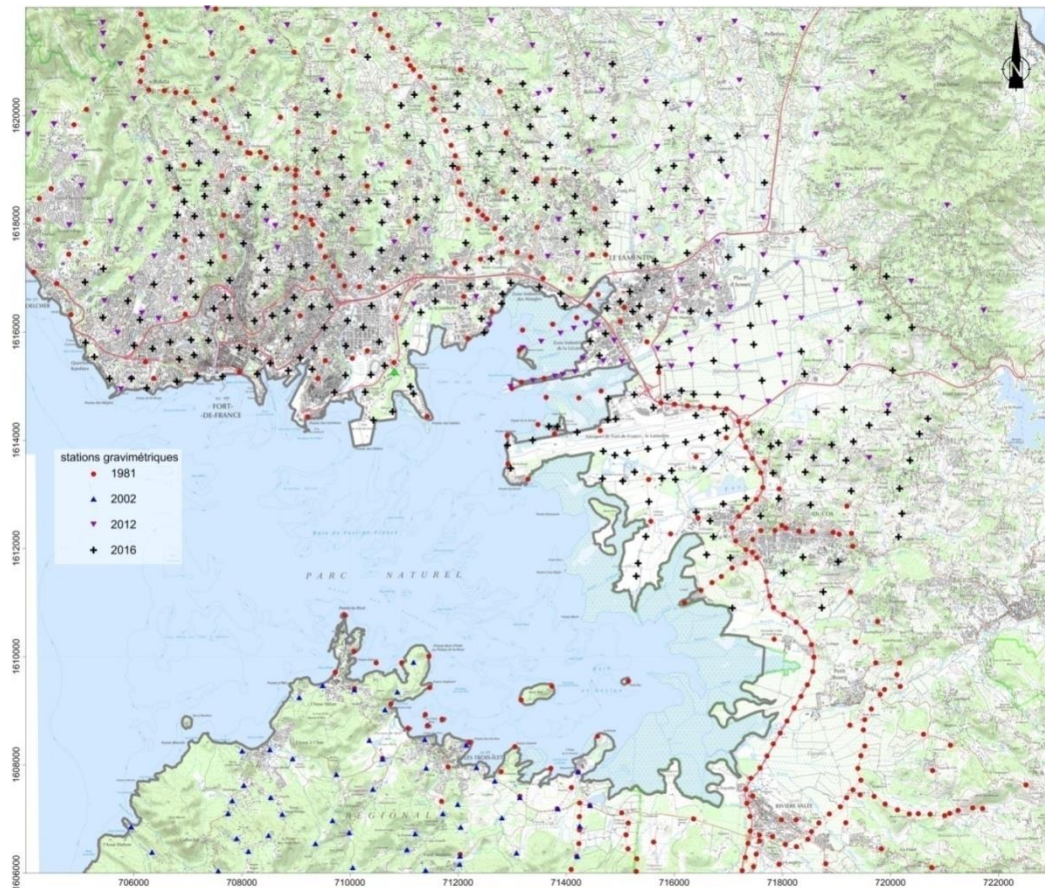


Figure 37: Répartition des stations gravimétriques sur le prospect géothermique du Lamentin.

Au total c'est 294 stations (fig. 37) qui ont été réalisées parmi lesquelles certaines avaient déjà été mesurées dans les campagnes précédentes. La réalité du terrain n'a pas pu rendre possible la réalisation de certaines stations aux lieux indiqués initialement. Certaines zones étaient simplement non accessibles (zones militaires, zones privées, mangroves, ...), néanmoins l'accès à la zone aéroportuaire a pu être temporairement autorisée.

Au cours des différentes campagnes d'exploration (1981 – 2002 – 2012 – 2016), la couverture gravimétrique du prospect du Lamentin s'est densifiée et a permis ainsi une meilleure résolution. Les compléments de mesure effectués en 2016 ont principalement concerné la partie Nord-Ouest du prospect (Fort-de-France notamment) et ont complété efficacement les mesures dans le secteur de Ducos.

Cette dernière campagne de gravimétrie a mis en relief la faille dite de Morne Honoré qui restait inconnue jusqu'alors, et corroborer les failles supposées par la géologie (fig. 35).

Le calcul de l'erreur totale sur l'évaluation de l'anomalie de Bouguer donne une valeur de 0.029 mGal et concerne uniquement les mesures gravimétriques de la campagne de 2016. Il s'avère que cette erreur totale est plus faible que celles des campagnes précédentes et s'explique par des positionnements beaucoup plus précis et des mesures de la pesanteur plus précises.

En Octobre 2016 s'est déroulée une campagne de géologie et de géochimie qui a mis l'accent sur la recherche d'affleurement sur le Lamentin et ses alentours. Les affleurements de la carrière de Croix-Rivail vers le François, à l'Est du Lamentin, ceux de la carrière de « Long Pré », de Thorail à Rivière Salée au Sud-Est du Lamentin ont été observés. Des mesures de pendages, de direction de failles après leur reconnaissance ont été relevées. Ces mesures s'avèrent indispensables lors de la caractérisation des failles dans le logiciel de géologie 3D Geomodeler.

La forte urbanisation et la quantité importante de dépôts sédimentaires et volcano-sédimentaires recouvrant les structures géologiques à l'aplomb du Lamentin ont limité fortement les observations. Comparativement aux mesures gravimétriques, les mesures en géologie sont beaucoup moins disponibles avec une répartition beaucoup moins homogène alors que ces données ont un impact direct sur le modèle numérique.

Cette campagne d'exploration de 2016 a su apporter un élément nouveau, à savoir des indices de surface qui attestent de l'existence d'une faille de direction NW-SE dite faille Nord-Lamentin dans le modèle géologique. En réalité cette exploration consistait à confirmer l'hypothèse de la faille du même nom, repérée sur la carte élaborée par D. Westercamp, mais il en ait ressorti que soit les nouveaux indices marquent une autre faille parallèle et décalée vers le Nord par rapport à celle de Westercamp, soit ils confirment cette faille Nord-Lamentin mais pas à l'endroit où on supposait son existence.

La campagne de géochimie a consisté à réaliser des mesures physico-chimiques sur les sources chaudes du Lamentin notamment celles de Carrère (figure 38).



Figure 38: Mesure physico-chimique réalisée sur l'une des sources chaudes du Lamentin (Carrère).

Ainsi la conductivité, le pH, la température et le potentiel d'oxydation ont systématiquement été mesurés. Une attention particulière a été portée sur les sources de Carrère et celles à proximité de l'aéroclub proche de l'aéroport pour deux raisons distinctes. Malgré un temps particulièrement pluvieux depuis quelques semaines, les températures des sources thermales de Carrère à l'émergence atteignent 59 à 60°C, soit des températures nettement plus élevées que les arrivées d'eau de près de 40°C vers 400m de profondeur dans le forage de Carrère (LA02). Proches de l'aéroclub et bien que très proches l'une de l'autre (moins d'une dizaine de mètres), deux sources de températures et de compositions chimiques nettement différentes sont identifiées.

8.5. Conclusion

De par sa position tectonique en zone de subduction, la Martinique, comme les autres îles des Petites Antilles et les pays d'Amérique Centrale possèdent un potentiel géothermique. Plusieurs zones ont en effet été repérées lors des différentes phases d'exploration qui y ont été menées.

Trois cibles ont pu être mises en évidence en Martinique : la Montagne Pelée et les Anses d'Arlets qui abriteraient des réservoirs géothermiques de haute enthalpie, et la Plaine du Lamentin abritant une ressource de basse à moyenne enthalpie (Annexe 5).

Les nombreuses sources chaudes dont les températures sont les plus élevées de l'île pouvant atteindre 60°C, la présence de travertins siliceux, d'importantes anomalies géochimiques dans un milieu fracturée et faillée, sont autant de manifestations d'activité hydrothermale qui ont retenu l'attention et fait du Lamentin une cible géothermique privilégiée.

C'est cette dernière cible qui montrait les plus nombreuses manifestations géothermiques de surface depuis le début des explorations. Dès la fin des années 60, la réalisation de douze forages de gradient puis du forage de reconnaissance LA-101 qui suivit, ont identifié la partie nord-ouest du prospect comme la principale zone d'intérêt.

En 2000-2001, trois autres forages profonds ont confirmé la présence de l'aquifère à 90°C rencontré par le forage LA101 mais ont conclu à la non-existence d'un système géothermique de haute température au Lamentin.

Quelques années après 2001, essentiellement vers 2012, les nouvelles explorations visent cette fois à étudier les conditions de valorisation de la ressource identifiée du Lamentin en termes de production de froid. Face à la complexité d'étude de la Plaine du Lamentin soulignée par les nombreuses explorations précédentes, l'utilisation de la modélisation numérique est un nouveau moyen pour caractériser le mieux possible cette ressource géothermique et diminuer le risque géologique. Le couplage des modèles numériques qui sera présenté dans la partie 4 qui suit, sera appliqué dans le but de rechercher la localisation de la source de chaleur qui restait jusqu'à présent indéterminé.

Partie 4

Application du couplage de la modélisation géologique 3D et de la modélisation hydro- thermique sur le prospect de moyenne température du Lamentin (Martinique)

Chapitre 9 : Construction du modèle géologique 3D

9.1. Mise en œuvre du logiciel Geomodeller

L'application de l'outil Geomodeller vise à mettre en cohérence toutes les connaissances géologiques, géochimiques et géophysiques disponibles et contribue à enrichir le modèle conceptuel. La démarche de modélisation employée dans la zone géothermale du Lamentin repose sur le principe de l'interdisciplinarité plutôt que sur une progression séquentielle de ces connaissances ([70]). En effet, les différentes thématiques d'étude sont confrontées l'une à l'autre puis affinées jusqu'à obtenir un modèle global qui conviennent aux différents interlocuteurs. Cette démarche a l'avantage de prendre en compte de façon non discriminante les résultats de toutes les disciplines concernées contrairement à la progression séquentielle dans laquelle les derniers résultats intégrés ont plus d'impact que les premiers renseignements ([34], [90], [163]). Ainsi le modèle géologique 3D obtenu est contraint de façon consensuelle par les résultats de:

- géologie en matière de description et de répartition des limites des formations géologiques et des failles,
- géophysique qui mettent en évidence les délimitations de la zone d'intérêt ou qui localisent les zones constituant potentiellement le « caprock » d'un réservoir géothermique grâce à la gravimétrie et aux méthodes électriques et électromagnétiques.

Avant la mise en œuvre de la modélisation géologique, un travail préliminaire de recueil des données, leur interprétation et leur géoréférencement doit être effectué. Les éléments de construction du modèle issus de ce travail permettent de construire la pile lithologique qui renseigne sur la succession des formations rencontrées dans les forages, la délimitation des contours lithologiques à l'aide de la carte géologique et la prise en compte des données associées aux failles en termes de direction, azimut et pendage.

La construction du modèle géologique 3D proprement dit sera alors essentiellement assurée par la constitution de la « pile géologique » et l'intégration des failles du prospect. Il est important de noter la distinction qui est faite entre la « pile géologique » et la pile lithologique dans la mesure où cette dernière est issue de l'observation directe des logs de forage alors que la « pile géologique » en est une interprétation à laquelle on adjoint des relations d'érosion ou de dépôt entre les formations pour les besoins de la construction mathématique du modèle.

9.2. Préparation des données – Lithologie et description des failles

9.2.1. Lithologie

Les différentes campagnes de géologie réalisées sur le Lamentin ont conduit à reconnaître neuf séries géologiques (fig. 39) s'appuyant en très grande partie sur les travaux de Denis Westercamp ([56], [70], [157]) :

- les formations de la première phase de la chaîne de Vauclin-Pitault se répartissent sur la partie Nord-Est du Lamentin et correspondent globalement à des hyaloclastites, des coulées massives, bréchiques ou structurées en coussins. Cette première phase s'est mise en place en milieu sous-marin à subaérien durant le Miocène entre 16 et 8 Ma, contemporaine à l'arc intermédiaire des Antilles, selon une direction Nord-Ouest /Sud-est. Tous ces éléments sont alors rassemblés dans la série « Volc_VAUCLIN_PITAUT_P1 ».
- les formations de la deuxième phase aérienne de la chaîne de Vauclin-Pitault se retrouvent plutôt dans la partie Sud du Lamentin, elles surmontent les formations de la première phase et s'épanchent vers l'Ouest. Mise en place durant le Miocène entre 10.9 et 8.4 Ma, elles sont essentiellement constituées de coulées massives d'andésites plus ou moins porphyriques à augite et hyperstène ou à olivine et augite avec des rares brèches pyroclastiques. Ces formations associées aux conglomérats volcanodétritiques issus de leur démantèlement constituent la deuxième série de la pile géologique du modèle : « Volc_VAUCLIN_PITAUT_P2 ».
- toujours durant le Miocène entre 9.2 et 6.5 Ma, les éruptions phréatomagmatiques et effusives associées au volcanisme fissural de l'axe Ducos – Rivière Pilote et du Morne Pavillon sont à l'origine de la mise en place des coulées de laves massives d'andésites porphyriques à hyperstène et augite, de brèches pyroclastiques à éléments d'andésites et hornblende et de brèches d'explosion à ponce. Ces formations sont uniquement reconnues dans la partie Sud-Ouest du Lamentin où elles surmontent les formations de la deuxième phase de la chaîne Vauclin-Pitault. Toutes ces formations sont associées à la coulée dacitique formant l'îlet de Gros-Ilet pour constituer la série « Volc_SW_GROS_ILET ».
- la formation de l'îlet de Gros-Ilet il y a près de 6.5 Ma, marque la fin du Miocène avec l'arrêt de l'activité volcanique laissant place à des formations sédimentaires jusqu'à environ 5.1 Ma. Ces formations sédimentaires comprennent des tuffites azoïques, des calcaires et des calcaires récifaux qui n'affleurent actuellement que dans une zone limitée autour de Fort-de-France, elles sont rassemblées dans la série « Sedim_FORT_DE_FRANCE ».

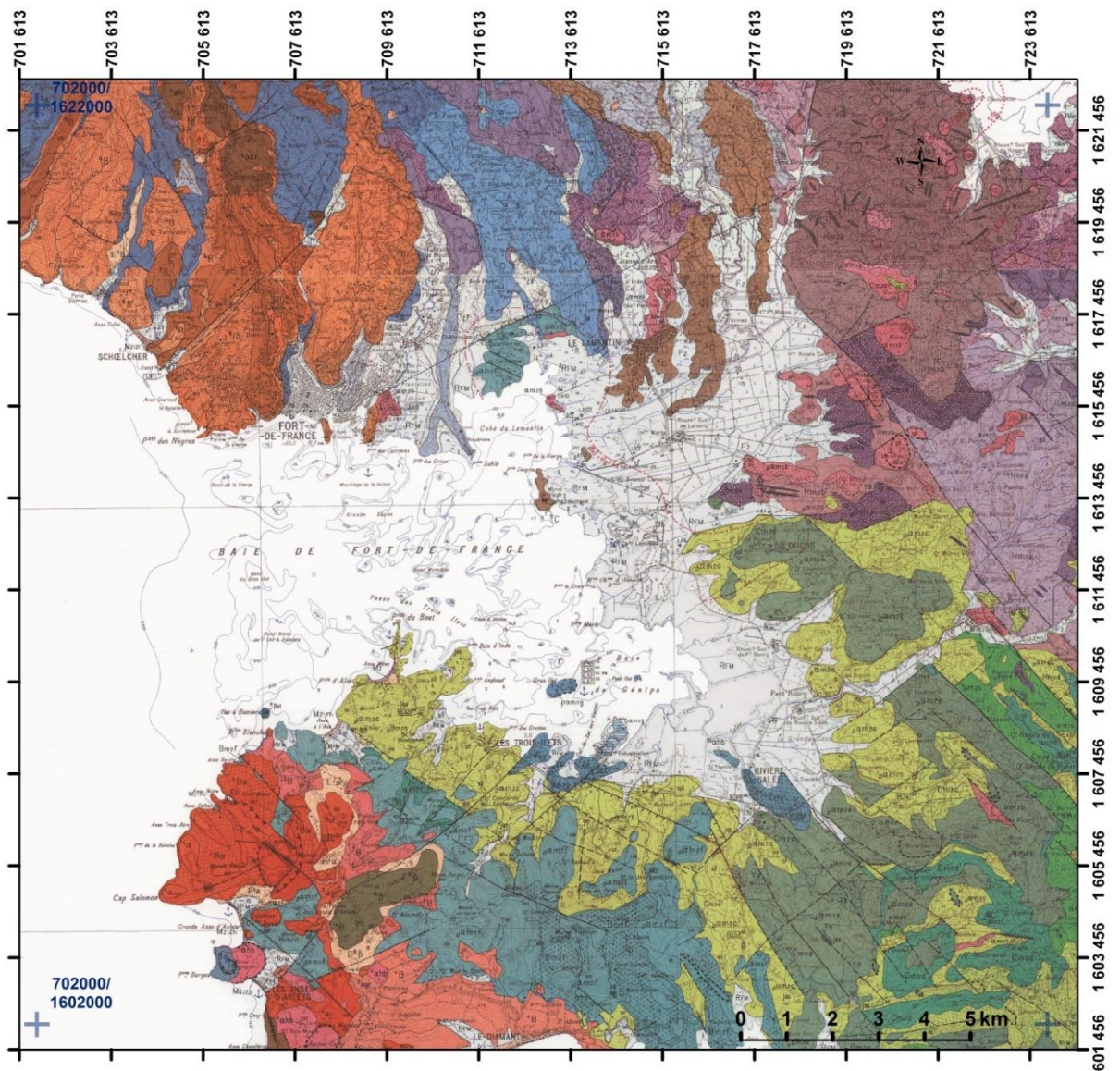


Figure 39: Extrait de la carte géologique au 1/50000 de la Martinique (*). ([157])

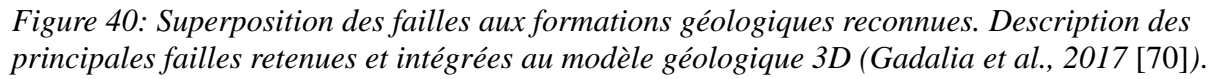
(*) Voici comment sont associées les formations géologiques de cette carte avec les séries géologiques définies dans Geomodeller :

- les formations de couleur violette claire à marron vers le nord-est ↔ série « Volc_VAUCLIN_PITAUULT_P1 »
- celles en vert clair ↔ série « Volc_VAUCLIN_PITAUULT_P2 »
- celles en vert foncé sur toute la partie sud de la carte ↔ série « Volc_SW_GROS_ILET »
- celles de couleur très pâle, les plus proches de Fort-de-France ↔ série « Sedim_FORT_DE_FRANCE »
- celles en bleu dans la partie nord ↔ série « Volc_MORNE_JACOB »
- celles au SW de la carte dans la tonalité du rose ↔ série « Volc_TROIS_ILETS »
- celles en orangé au nord ↔ série « Volc_CARBET »
- les autres formations ↔ série « Alluvions_anciennes_LAMENTIN » et « Alluvions_récentes_LAMENTIN ».

- l'activité volcanique reprend dès 5.1Ma avec l'édification du volcan bouclier du Morne Jacob en deux temps, une phase sous-marine entre 5.1 et 4 Ma puis une phase aérienne entre 4 et 1.5 Ma. Cet épisode marque le début de mise en place de l'arc récent durant le Plio-quaternaire et est responsable des coulées de laves basaltiques à andésitiques massives, aphyriques à peu porphyriques qui se répartissent dans toute la partie Nord du Lamentin, surmontant les formations de la première phase du Vauclin-Pitault. Toutes ces formations sont rassemblées avec les conglomérats volcanodétritiques issues du démantèlement de ces dernières dans la série « Volc_MORNE_JACOB ».
- à partir de 3 Ma, alors que l'activité volcanique du Morne Jacob se poursuit au Nord-Ouest du Lamentin, un volcanisme fissural se met en place jusqu'à environ 350000 ans (période Plio-Pléistocène) au Sud-Ouest de la zone du Lamentin au niveau de la presqu'île des Trois-Ilets. Cette activité permet l'installation de coulées d'andésites basaltiques massives à augite et olivine, de coulées et dômes d'andésites à hornblende, coulées de ponce, brèches pyroclastiques, dacites à quartz et hornblende. Avec les coulées massives et brèches ponceuses à blocs massifs du graben de Rivière Salée, ces formations permettent de définir la série « Volc_TROIS_ILOTS ».
- de -998ka à -341ka (Pléistocène) le complexe du Carbet se met en place au-dessus des formations du Morne Jacob dans la partie Nord-Ouest du Lamentin. Ce complexe est à l'origine des coulées massives de laves andésitiques à augite et hyperstène, des coulées de ponce et de lahars et de nuées ardentes. On associe à ces formations, les conglomérats volcanodétritiques fluviatiles provenant des formations du complexe de Carbet ancien pour définir la série « Volc_CARBET ».
- les conglomérats volcanodétritiques fluviatiles issus du démantèlement des formations du complexe récent des Pitons du Carbet sont regroupés avec les alluvions de l'ancien lit de la Rivière de la Lézarde pour former la série « Alluvions_anciennes_LAMENTIN », tous ces éléments dateraient de moins de 2Ma.
- La série « Alluvions_recentes_LAMENTIN » regroupe les alluvions qui comblent actuellement la plaine du Lamentin (sables, argiles plastiques), les dépôts vaseux et les colluvions de la mangrove ainsi que les formations qui tapissent le fond marin de la baie de Fort-de-France. Ces formations auraient commencé à se mettre en place il y a 6000 ans (Holocène).

9.2.2. Description des principales failles retenues

Les travaux de Westercamp ([142], [152]) et de Chovelon ([57], [153]) permettent d'assimiler la zone du Lamentin à un graben mis en place sur un système de failles anciennes. Ce graben est constitué de deux panneaux effondrés, celui de Petit-Bourg et celui de Rivière Salée plus affaissé, selon une direction N120°E, ceux-ci sont recoupés par des failles transverses N50°-60°E.



Ayant certainement rejouées durant le Miocène – début Pliocène, après la collision de la ride de Sainte-Lucie avec la plaque Caraïbe jusqu'à l'arrêt de l'activité volcanique responsable de la mise des sédiments de Fort-de-France (5Ma), elles affectent les séries sédimentaires suivantes de l'arc intermédiaire : Volc_Vauclin_Pitault_P1, Vol_Vauclin_Pitault_P2, Volc_SW_GROS_ILET et Sedim_FORT-DE-FRANCE ([70]).

Elles sont aussi susceptibles de rejouer en failles décrochantes à tendance normale actuellement. Chovelon ([153]) les décrit comme des failles N50-60°E ayant un pendage de 65 à 75° vers le NW et imperméables aux circulations de fluides géothermaux.

Cinq failles majeures NE-SW ont été intégrées dans le modèle 3D :

- **Faille Nord-Lamentin** : son positionnement n'est confirmé par aucune observation structurale de terrain mais elle est interprétée par les anomalies géophysiques et indiquée sur la carte géologique 1/50000 (Westercamp 1989). La campagne de terrain de 2016 n'a pas permis de reconnaître cet accident à l'emplacement indiqué, en revanche elle révèle la possible présence d'un accident plus au Nord. Cette faille est considérée comme une faille normale sub-verticale (89°) vers le SE avec une direction N65°E.
- **Faille Trois-Ilets** : les études des failles actives de Terrier et al. (1995, 2002) et l'interprétation des images LIDAR et SPOT⁵ corroborent le tracé de la faille des Trois-Ilets. Elle est normale de direction N60°E avec un pendage de 85° vers le NW.
- **Faille de la Poterie** : n'étant pas strictement une faille majeure, elle semble mettre en relief les possibles relations voire interactions entre failles NE-SW et NW-SE. Son tracé dans le modèle 3D correspond à celui de la carte géologique au 1/50000 et ses caractéristiques sont arbitrairement fixées à une direction de N50°E, un pendage de 80° vers le SW avec un mouvement normal vers le NW.
- **Faille Centre Lamentin** : cette faille marque la frontière Sud du prospect du Lamentin dans la mesure où les épaisseurs de sédiments sont radicalement différentes de part et d'autre de cette faille. Les interprétations des données LIDAR et SPOT confortent le tracé proposé dans la carte au 1/50000 et il est proposé une direction N40°E et un pendage de 85° vers le Nord.
- **Faille Fond Brulé** : cette faille est confirmée par la discontinuité gravimétrique qui sépare un domaine lourd au Nord de la faille d'un domaine léger au Sud, elle correspond à celle représentée sur la carte au 1/50000 avec une direction N95°E à pendage 80° vers le Sud-Est.

⁵ Les images LIDAR et SPOT désignent les images obtenues par des techniques de télédétection satellitaire. Un émetteur émet des ondes qui sont analysées après interaction avec la cible sondée, on peut obtenir ainsi des images de haute résolution.

Quant aux failles NW-SE, elles seraient apparues dès -16 Ma durant le Miocène au moment de la formation de l'Arc intermédiaire des Petites Antilles. Elles correspondent aux failles associées à la chaîne du Vauclin-Pitault, et ont été réactivées durant le Pliocène (vers -5Ma) lors de la formation de l'Arc Récent. En conséquence, elles affectent essentiellement les séries de l'arc intermédiaire et celles de l'arc récent : Volc_Vauclin_Pitault_P1, Vol_Vauclin_Pitault_P2, Volc_SW_GROS_ILET, Sedim_FORT-DE-FRANCE et Volc_TROIS_ILOTS.

Ce réseau de fractures d'orientation NW-SE est reconnu comme étant le plus développé dans le prospect du Lamentin, et regroupe des failles de direction N120°E ubiquistes et bien développées à l'affleurement et des failles N140°E plus récentes mais moins bien représentées à l'affleurement. On peut noter que ces failles sont souvent associées à des minéralisations hydrothermales siliceuses ([57]).

Sept failles majeures NW-SE ont été prises en compte dans la construction du modèle 3D :

- **Faille de Morne-Pitault** : son tracé sur la carte géologique au 1/50000 a été conforté par l'étude des failles actives menée en 2002 par le BRGM et par la campagne de terrain de 2016 ([164], [70]). Elle correspond aux interprétations des données LIDAR et des images SPOT et est reconnue par la gravimétrie. Au niveau de la carrière de Croix Rivail, elle se traduit par de grandes fractures subverticales. Dans le modèle géologique 3D, elle est représentée en tant que faille normale de direction N145E avec un pendage de 80° vers le Sud-Ouest qui marque la terminaison Est des alluvions récentes de la plaine du Lamentin.
- **Faille des Mangles** : cette faille correspondrait à l'alignement des zones d'anomalies en hélium mesurées par Chovelon et Marty ([165]) notamment dans la zone industrielle des Mangles, elle rejoindrait vers le sud-est la faille de Petit-Bourg au niveau du canal de la Lézarde. Elle est modélisée ici comme une faille normale de direction N125E avec un pendage de 80° vers le NE.
- **Faille de Morne Honoré** : son tracé sur la carte au 1/50000 corrobore avec l'étude des failles actives réalisée par le BRGM ([164]) et elle est la faille la plus marquée par la gravimétrie. De plus elle sépare un domaine lourd (anomalie gravimétrique positive) à l'Est d'un domaine plus léger (anomalie négative) à l'Ouest et est interprétée comme une faille normale avec effondrement de sa partie Sud-Ouest. La faille de Morne Honoré a été intégrée au modèle 3D en tant qu'une faille normale orientée N145E avec un pendage de 85° vers le SW.

- **Faille de Petit Bourg** : cette faille a été proposée compte tenu de l'alignement de près de 4 km de long des sources thermo-minérales, des forages d'exploration et des sondages de gradients géothermiques à température anormale. Elle se prolongerait vers le Sud-Est et limiterait les alluvions récentes de la zone de Petit-Bourg. Son prolongement vers le nord est supposé passer en partie par les sources minérales de La Meynard et Moutte. La faille supposée de Petit-Bourg est essentielle au modèle géologique puisqu'elle est la plus probable pour expliquer la remontée des fluides hydrothermaux actuels. On considère qu'elle a globalement une direction de N145E et un pendage de 85° vers le Sud-Ouest.

- **Faille de Chateauboeuf** : elle localisé pour partie sur la carte géologique au 1/50000 de Westercamp et sa prolongation vers le Nord expliquerait la présence d'anomalies en hélium et en monoxyde de carbone mesurées par Chovelon et Marty en 1985 ([140]), ainsi que le gradient anormal du forage de Chateauboeuf. Elle est considérée dans le modèle 3D comme une faille normale de direction N120E et de pendage 80° vers le NE se prolongeant vers le Sud-Est en recoupant la faille de Petit-Bourg au niveau du Morne Cabrit. Bien que cette dernière partie de la faille se situe dans une zone tectoniquement complexe où plusieurs mouvements cohabitent pour une même direction faille (inverses, décrochant, normaux), la composante normale du mouvement des failles NW-SE s'avère la plus probable dans le contexte géodynamique actuel.

- **Faille de Rivière Salée Est** : le tracé de cette faille correspond à celle de la carte géologique au 1/50000, elle marque la bordure Est du graben quaternaire de Rivière Salée. Cette faille se prolongerait vers le Nord-Ouest comme Westercamp ([142]) et Chovelon ([153]) l'envisageaient en passant par le sinter (travertins siliceux) quaternaire de Morne Rouge. La faille de Rivière Salée Est a été modélisée par une faille normale de direction N130E et de pendage 80° vers le SW.

- **Faille de Rivière Salée Ouest** : cette faille est représentée sur la carte au 1/50000 et marque la bordure ouest du graben quaternaire de Rivière Salée. Les campagnes de terrain ont pu mettre en évidence aux abords de cette faille de nombreuses fractures de direction NW-SE sub-verticales et plurimétriques. Elle est donc interprétée dans le modèle géologique 3D comme une faille normale de direction N135E et de pendage 80° vers le NE.

9.3. Intégration des données – Apport de la géologie

9.3.1. Constitution de la pile géologique et calage du modèle géologique

L'élaboration de la pile géologique (fig. 41) repose sur la reconnaissance et l'intégration des neuf séries géologiques décrites précédemment. Un code couleur est associé à chacune des séries et est systématiquement conservé pour toutes les fois où elles sont utilisées par Geomodeller.

De plus, il est possible d'autoriser ou non une série à recouper une autre en indiquant leur mode d'insertion dans le modèle : le mode « dépôt » (« ONLAP ») ou « ERODE ». En pratique, le choix du mode d'insertion des séries est fixé selon les besoins de la construction du modèle géologique et peut ne pas être scrupuleusement lié à la réalité du terrain.

L'identification de ces séries géologiques doit tenir compte des conditions de mise en place mais aussi de la position stratigraphique des formations en y respectant la chronologie de leur dépôt.

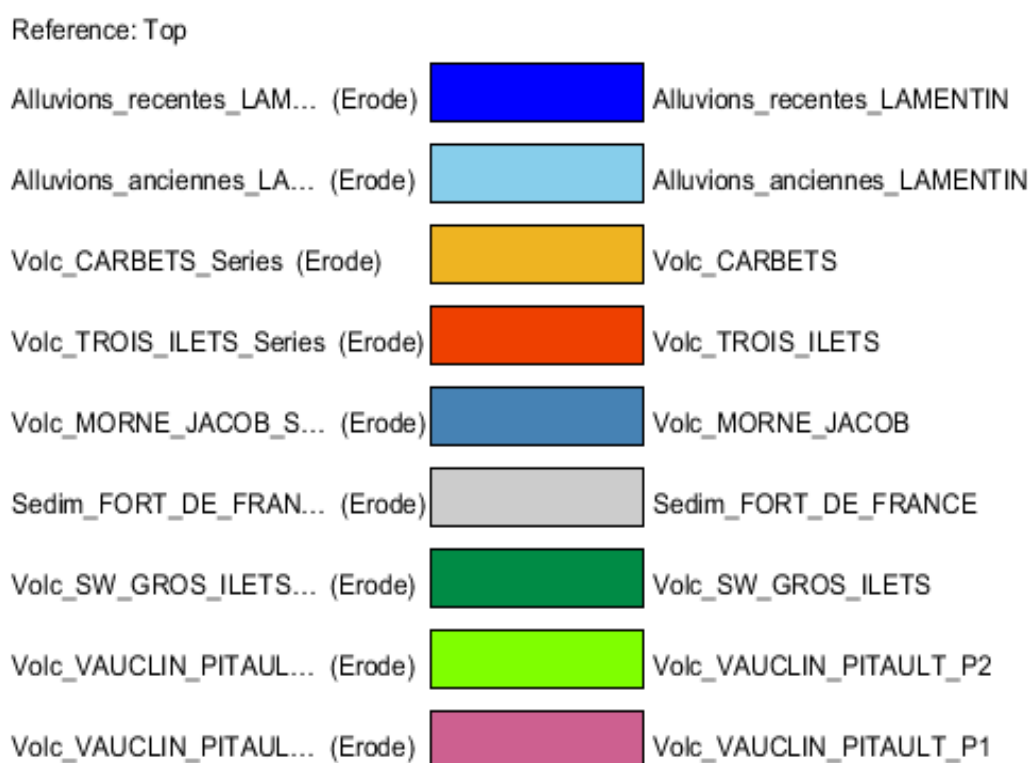


Figure 41: Description de la pile géologique prise en compte dans le logiciel Geomodeller.

On choisit ici d'organiser les formations des plus anciennes au plus récentes, de la base au sommet. Une construction de la pile géologique dans l'autre sens est aussi possible dès lors que l'on indique la référence choisie :

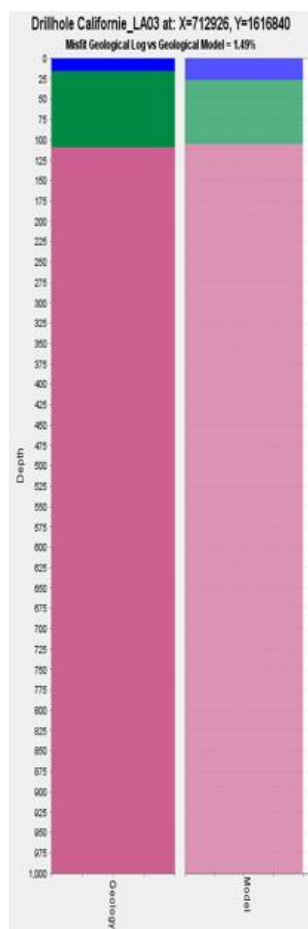
- si le toit des formations géologiques est pris comme référence (« TOP ») alors l'interface entre deux séries qui sera représentée par Geomodeller correspondra au toit de la formation considérée et celle-ci sera interprétée comme tout l'espace au-dessous de cette interface.
- si c'est la base des formations (« BOTTOM ») qui est la référence, on observera la situation inverse.

Des séries géologiques peuvent intégrer aussi bien les formations du même nom que leurs produits de démantèlement comme c'est le cas des séries du Vauclin-Pitault, du Morne Jacob ou encore celle des Pitons du Carbet.

Il faut noter tout de même que les produits de démantèlement de la deuxième phase d'activité des Pitons du Carbet fait partie de la série des alluvions anciennes. Ce choix se justifie par la nécessité d'intégrer cette partie des produits des Pitons du Carbet dans la constitution même de la zone d'intérêt du Lamentin.

Il convient cependant de bien distinguer la pile stratigraphique de la pile géologique. Si la première est déjà une interprétation issue de l'observation de logs géologiques, la deuxième catégorie de pile constitue une interprétation supplémentaire liée à la géométrie du modèle. La comparaison de ces deux sortes de piles permet le calage du modèle 3D en profondeur.

Par exemple, l'interprétation du log géologique du forage de Californie (fig.42) permet d'identifier trois séries géologiques. Jusqu'à 25m de profondeur, on retrouve des alluvions grossières que l'on associe à la série «Alluvions_récentes_LAMENTIN» représentée en bleue. On retrouve ensuite une alternance de coulée de laves massives sombres avec des épisodes de sédimentation jusqu'à 100m de profondeur environ. Sachant que l'activité responsable de la formation de l'îlet de Gros-Ilet a laissé place aux dépôts sédimentaires de Fort-de-France, on associe ces formations à la série «Volc_SW_GROS_ILET» indiquée en vert. En dessous de ces 100m, mis à part des coulées massives, ce sont des hyaloclastites qui sont rencontrés, ce qui suppose une mise en place de ces roches en milieu marin à sub-aérien. Elles sont interprétées comme faisant partie de la série «VAUCLIN_PITAUT_P1» en bleue.



Prof. (m)	Faïlle	Log	Description	Commentaires
0			Alluvions grossières récentes et anciennes de la Rivière la Lézarde	
50			Alternance d'horizons de laves massives sombres aphyriques (5-10 m) et d'horizons détritiques volcano-sédimentaires à éléments de laves altérées dans un ciment ocre à rougeâtre	Mise en place de coulées alternant avec des épisodes de sédimentation
100			Zone de faille majeure hydrothermalisée	
150			Alternance d'horizons de laves massives gris-sombre aphyriques et d'horizons bréchiques à éléments de laves dans un ciment rougeâtre interprétés comme des dépôts hyaloclastiques.	Episode de volcanisme côtier/sous-marin, mi-effusif mi-explosif.
200				
250				
300			Formation volcano-sédimentaire de teinte lie de vin composée de conglomérats polygéniques, de grès, silts et argiles varvés. Nombreuses figures syngénétiques.	Période prolongée de sédimentation détritique en milieu côtier/marin calme
350				
400				
450				
500				
550			Formation bréchique grise à rougeâtre, à éléments pluri cm de lave dans un ciment de nature volcanique comportant quelques passées de laves massives d'épaisseur métrique.	Episode de volcanisme explosif sous-marin
600				
650			Ensemble bréchique volcano-sédimentaire homogène en grand composé de brèches grossières varicolores à éléments anguleux et argilisés dans un ciment brun-rougeâtre argileux. 2 dykes de lave entre 677-688 m et 730-731 m.	Episode de remaniement de matériaux volcaniques sous forme de lahars
700				
750			Zone fracturée complexe composée de plusieurs failles sub-verticales à remplissage cm de calcite	Zone faille majeure
800				
850			Ensemble de laves andésitiques massives et de laves bréchifiées (hyaloclastites), porphyriques à megacristsaux de plagioclase, alternant avec des horizons bréchiques (grès à conglomérat) polygéniques à éléments de laves dans un ciment argileux.	Episode de volcanisme sous-marin avec remaniements consécutifs des formations bréchiques.
900				
950				
1000				

Figure 42: Construction de la pile géologique à l'aide du logiciel Geomodeller.

Il est alors possible de comparer le log géologique du forage concerné avec celui obtenu après exécution du logiciel Geomodeller. Dès lors que les écarts entre les deux logs sont trop importants, une intervention sur le modèle est effectuée. Il peut s'agir d'ajouter des points d'interpolation (points de contacts supposés) et/ou des données d'orientation pour aider le logiciel à affiner les courbes d'interpolation représentant les interfaces entre les formations géologiques.

Un calage du modèle géologique en surface peut aussi être réalisé à partir de la carte géologique simplifiée issue de Geomodeller (fig. 43 et 44).

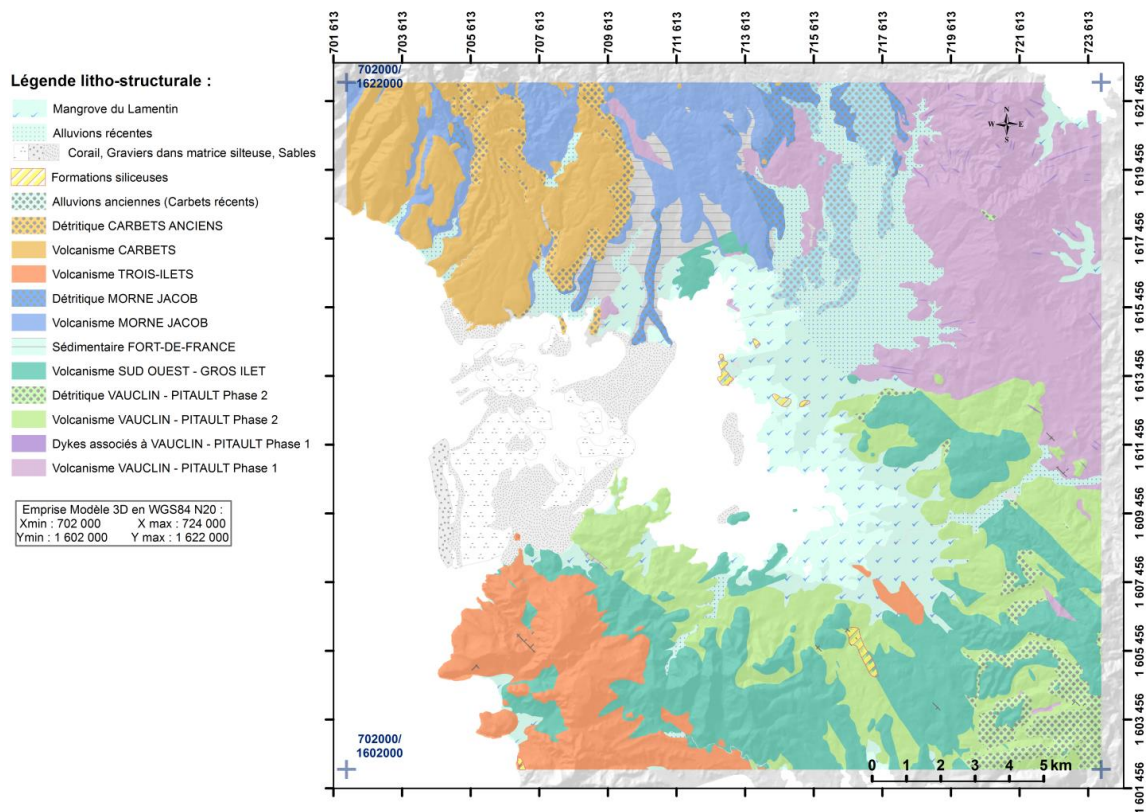


Figure 43: Carte géologique simplifiée du Lamentin obtenue à partir de la carte géologique au 1/50000 de D. Westercamp.

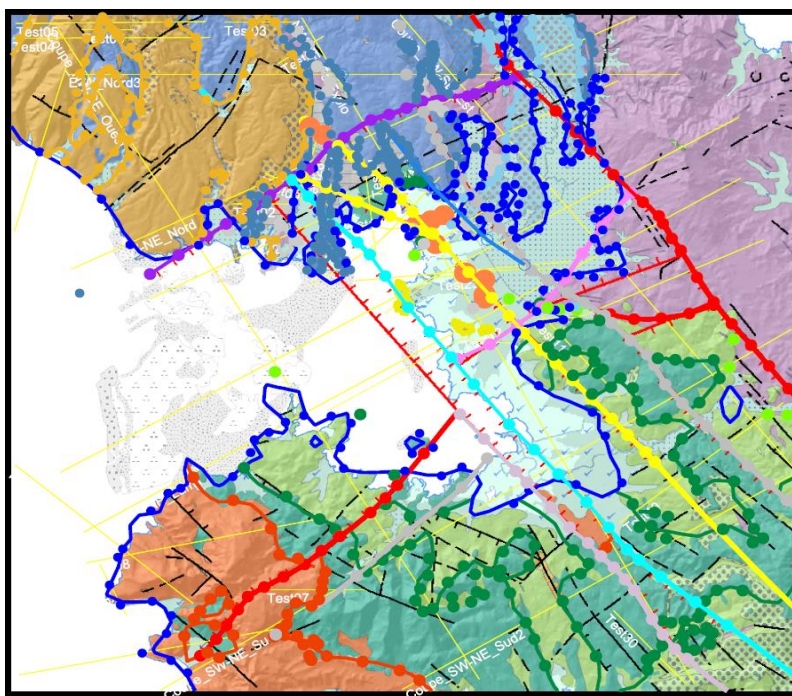


Figure 44: Délimitations en surface des contours des formations géologiques reconnues *.

* Seules les points et les courbes d'interpolations sont représentés ici.

Les points en bleu sur cette figure délimitent les formations de la série « Alluvions récentes_LAMENTIN » de sorte qu'elles remplissent toute la zone correspondant à la baie de Fort-de-France. Le même principe est appliqué aux autres séries et même pour ce qui concerne les failles.

Directement sur cette carte, on digitalise des points sur le contour des formations géologiques que l'on souhaite délimiter, puis on indique à quelle série géologique ils appartiennent. Ces points sont alors représentés selon le même code couleur établi pour la constitution de la pile géologique et sont interpolés par une courbe de la même couleur en y précise par ailleurs, la direction dans laquelle doit se trouver la formation à délimiter.

9.3.2. Intégration des failles

Les douze failles majeures citées précédemment et retenues dans le modèle géologique 3D, ont d'abord été représentées séparément des séries lithologiques afin d'en déterminer leurs interactions. En effet, le module « Link Faults with Faults » du logiciel Geomodeller permet d'identifier les intersections qui existent entre les failles en les indiquant explicitement dans un tableau (Tab. 9).

Link Faults with Faults	F_Centr...	F_Chat...	F_Fond...	F_Mang...	F_Morn...	F_Morn...	F_Nord...	F_Pett...	F_Poterie	F_Rivie...	F_Rivie...	F_SudL...	F_Trois...
Stops on	F_Centr...	F_Chat...	F_Fond...	F_Mang...	F_Morn...	F_Morn...	F_Nord...	F_Pett...	F_Poterie	F_Rivie...	F_Rivie...	F_SudL...	F_Trois...
F_CentraleLamentin						✓				✓			
F_Chateauboeuf							✓	✓		✓			
F_FondBrule					✓	✓							
F_Mangles					✓								
F_MorneHonore													
F_MornePitault													
F_NordLamentin						✓							
F_PetitBourg													
F_Poterie											✓		
F_RiviereSaleeEst													
F_RiviereSaleeOuest							✓						✓
F_SudLamentin						✓							
F_TroisIlets										✓			

Tableau 9: Description des intersections entre failles dans Geomodeller.⁶

On y choisit une faille dans la colonne de gauche et on y sélectionne la ou les cases au niveau desquelles s'arrête celle-ci, le symbole ✓ apparaît alors. Toutefois, deux failles ne sont pas interdépendantes, c'est-à-dire que si une faille A s'arrête sur une faille B alors cette faille B ne pourra pas s'arrêter sur la faille A. Dans ce cas, les cases correspondantes seront automatiquement grisées.

⁶ Bien qu'elle figure dans ce tableau, la faille Sud-Lamentin n'a finalement pas été retenue dans le modèle géologique. Sa prise en compte avait été testée avant d'aboutir à une nouvelle configuration du cadre structural.

Si l'on souhaite par exemple que la faille dite Nord-Lamentin s'arrête sur celle dite de Morne Pitault alors le symbole ✓ apparaîtra dans la case d'intersection entre la ligne F_NordLamentin et la colonne F_MornePitault. La faille de Morne Pitault ne pouvant s'arrêter sur la faille Nord-Lamentin, la case correspondante sera alors grisée.

De même, chaque série lithologique peut être modélisée en tenant compte des failles. On précise à l'aide du module « Link Faults with Series » de Geomodeller les failles qui recoupent chacune des séries lithologiques (Tab. 10). Le même symbole ✓ que précédemment identifient les cases du tableau où cette intersection lieu. La faille Nord-Lamentin recoupe ainsi les formations de la série volcanique des Trois-Ilets, des sédiments de Fort-de-France, des volcanismes du sud-ouest martiniquais et des deux phases de Vauclin-Pitault.

On peut remarquer que les formations plus récentes que celles des Trois-Ilets, à savoir les formations des Pitons du Carbet et les alluvions anciennes et récentes, exceptées celles du Morne Jacob, ne sont pas recoupées par le réseau de failles retenu.

Link Faults with Series													
Faults	F_Centr...	F_Chate...	F_FondB...	F_Mangl...	F_Morne...	F_Morne...	F_Nord...	F_PetitB...	F_Poterie	F_Rivier...	F_Rivier...	F_Sudla...	F_TroisI...
Formations_siliceuses_Series													
Alluvions_recentes_LAMENTIN_Series													
Alluvions_anciennes_LAMENTIN_Series													
Volc_CARBETS_Series													
Volc_TROIS_Ilets_Series							✓			✓	✓	✓	✓
Volc_MORNE_JACOB_Series													
Sedim_FORT_DE_FRANCE_Series		✓		✓	✓	✓	✓	✓		✓			
Volc_SW_GROS_Ilets_Series	✓	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Volc_VAUCLIN_PITTAULT_P2_Series	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Volc_VAUCLIN_PITTAULT_P1_Series	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓

Tableau 10: Description des relations entre les séries lithologiques et les failles intégrées au modèle géologique.⁷

L'identification des intersections entre les failles et avec les séries impacte directement la construction du modèle mathématique (fig. 45).

⁷ Ici, les formations siliceuses ne constituent pas une formation géologique en réalité. Cette démarche visait seulement à tenter de représenter la répartition dans l'espace des zones silicifiées. Il s'agit là de travaux complémentaires qu'il est possible de réaliser avec l'outil Geomodeller à condition qu'il y ait suffisamment de données.

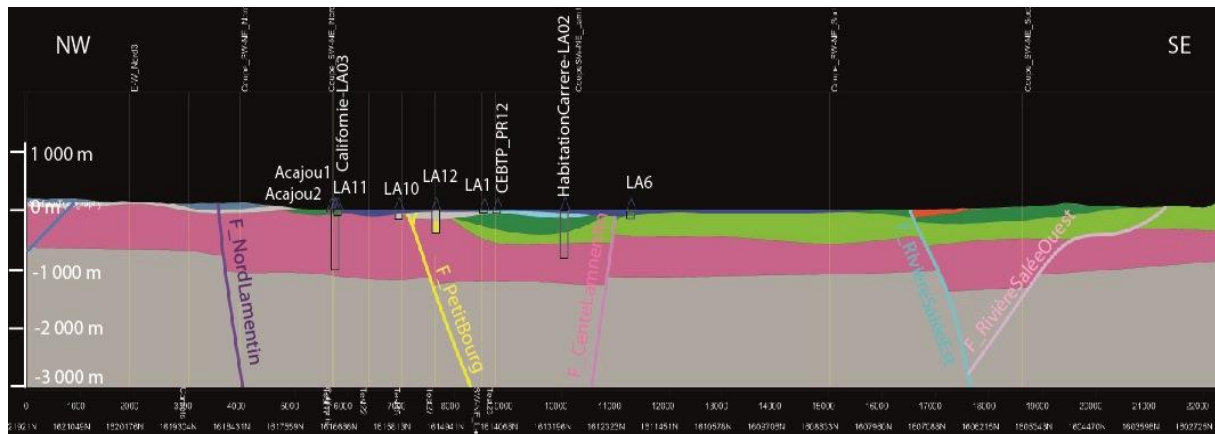


Figure 45: Coupe verticale passant par les forages d'exploration de Californie (LA03) et d'Habitation Carrère (LA02) ainsi que certains forages de gradients (LA1, LA6, LA11 et LA12(*)).

(*) On retrouve aussi les forages géotechniques CEBTP, ceux d'Acajou. On rappelle que les formations représentées sont celles définies avec le même code couleur que la pile géologique. La partie en gris représente le socle indéfini.

Les phénomènes d'effondrement suggérés par Geomodeller sont alors bien visibles sur le modèle car on voit bien le décalage de certaines formations de part et d'autre des failles. La faille normale très profonde dite Nord-Lamentin serait ainsi à l'origine d'un important effondrement des formations géologiques situées en direction sud-est. L'effondrement au niveau de la faille Centre-Lamentin en direction nord-ouest cette fois, semble être la limite sud de la structure de graben suggérée par cette coupe verticale.

Le modèle géologique obtenu vérifie bien l'hypothèse d'un système géothermique circonscrit par la faille Centre-Lamentin au sud-est et par la faille Nord-Lamentin au nord-ouest. De même, il semble que l'idée d'un panneau tectonique le plus affaissé au niveau de Rivière Salée soit confortée.

9.4. Intégration des données – Apport de la géophysique

Le modèle géologique a aussi intégré les résultats de gravimétrie, de magnétométrie, et des méthodes électriques et électromagnétiques. Plusieurs interprétations issues des observations géologiques semblent être confirmées.

9.4.1. Résultats de l'exploration gravimétrique et magnétique

Il ressort des résultats de gravimétrie ([70]) que :

- Les formations de la phase 1 de Vauclin-Pitault sont souvent associées à des anomalies positives (axes P1, P2 et P4 de la figure 46). Ce résultat est compatible avec la nature de ce socle volcanique composée de hyaloclatites compactes auxquelles s'ajoutent l'ancienneté de ces roches ainsi que les phénomènes de colmatages les ayant affectés qui augmentent leur densité.
- Les axes gravimétriques négatifs (N4, N6 et N8) sont rattachés aux alluvions récentes peu consolidées et à forte porosité. Celles que l'on retrouve entre Ducos et Rivière Salée (N1, N2 et N3) pourraient correspondre à des zones d'effondrement remplies de matériaux légers.
- Les anomalies négatives sont majoritairement associées aux Pitons du Carbet et au Morne Jacob, (N14 et N15 pour les Pitons du Carbet, N10, N11 et N12 pour le Morne Jacob). Il est vrai qu'on y trouve souvent des coulées pyroclastiques, des lahars relativement moins denses que des coulées de laves massives.

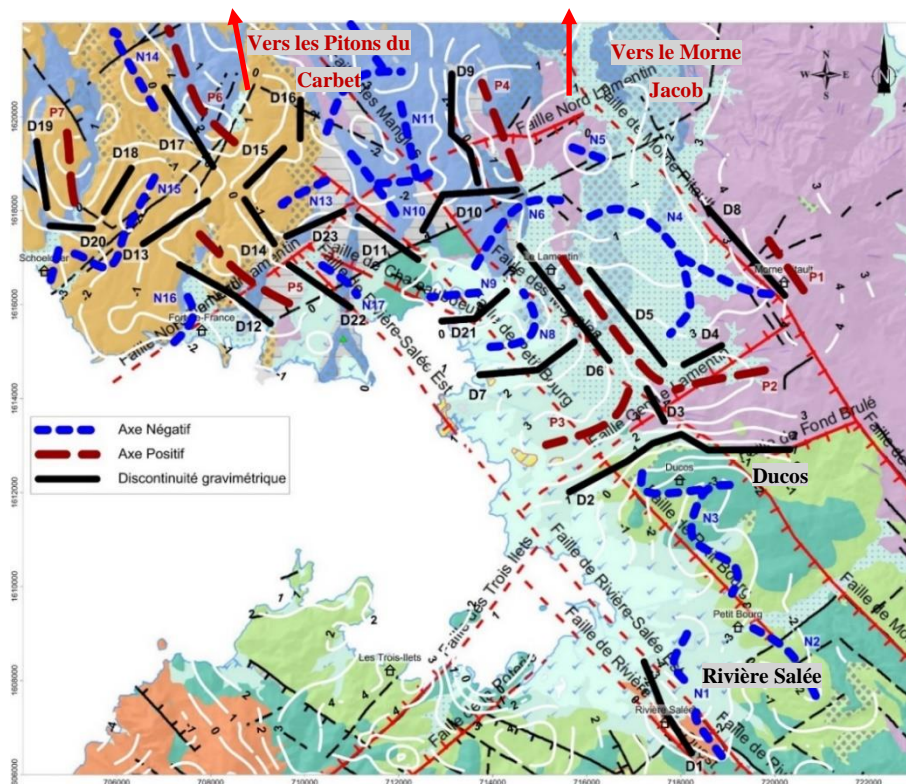


Figure 46: Superposition des axes gravimétriques (positifs et négatifs) et des discontinuités gravimétriques avec la carte géologique obtenue avec Geomodeller.

De plus, des failles ont pu être mises à jour à l'aide des discontinuités gravimétriques ([70]) :

- La discontinuité D1 a été interprétée comme la trace de la faille de Rivière Salée Ouest.
- D2 comme des segments jointifs de la faille de Fond Brûlé à l'est, de la faille de Morne Honoré au centre et de la faille Centre Lamentin à l'ouest.
- D6 serait la trace de la faille de Morne Honoré sous la couverture alluvionnaire.
- D8 la trace de la faille de Morne Pitault.
- D9 est vue comme une extension de la faille de Morne Honoré vers le Nord.
- D11, D22 et D23 ont permis de positionner respectivement les segments de la faille de Petit-Bourg, de Rivière Salée Est et de Nord Lamentin.

L'étude des anomalies magnétiques confirment d'ailleurs ces discontinuités gravimétriques.

La carte d'anomalie magnétique réduite au pôle (fig. 47) met principalement en évidence :

- des fortes anomalies positives entre le Lamentin, Morne Pitault, Ducos et le sud des Trois-Ilets.
- des anomalies négatives entre les Trois-Ilets, Rivière Salée, Petit-Bourg et Ducos.

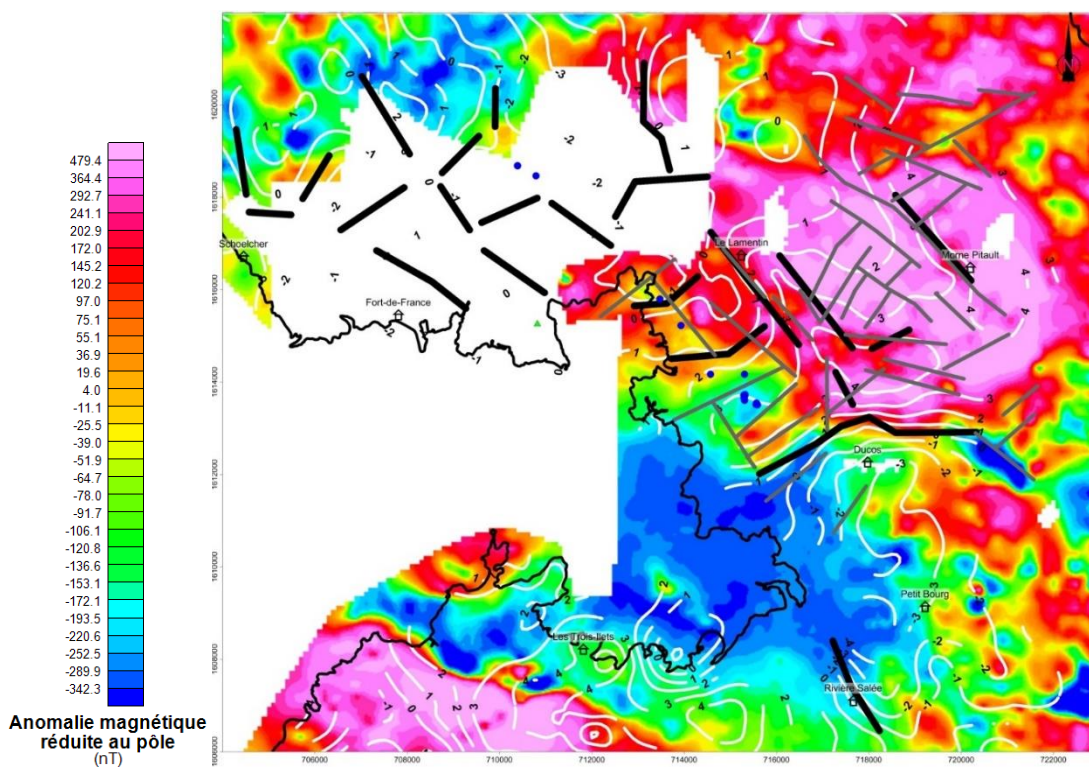


Figure 47: Superposition des anomalies magnétiques avec les discontinuités gravimétriques repérées.

Les secteurs fortement magnétiques au niveau du Morne Pitault sont reliés à des anomalies gravimétriques lourdes bien que les axes gravimétriques n'y soient pas systématiquement associés. Cette association serait liée à la remontée du socle volcanique magnétique et dense.

Au contraire, des anomalies peu magnétiques peuvent correspondre à des zones où des sources thermales sont repérées, par exemple au niveau de l'axe P3 (fig. 46, 47). Dans ce cas, l'altération hydrothermale pourrait être en cause, car elle conduit à la destruction ou à l'altération des minéraux magnétiques.

Les résultats de gravimétrie et du magnétisme apportent des informations essentielles sur l'existence et la position des failles supposées. Ils confortent et enrichissent significativement le contexte structural du modèle à construire à l'aide de l'éditeur géologique 3D.

9.4.2. Apport des méthodes de prospection électrique (CSEM + MT+ SkyTem)

Les résultats gravimétriques ont été comparés à ceux des méthodes électriques.

La corrélation entre densité et résistivité n'est pas toujours vérifiée, certainement en raison du fait que la résistivité, contrôlée principalement par la lithologie d'une formation, est aussi influencée par plusieurs autres facteurs : l'altération, les dépôts hydrothermaux, la présence d'argile, la teneur en eau, la minéralisation de l'eau ([70]).

Les résultats d'inversion CSEM ont permis de définir trois ensembles de résistivité différente :

- un corps conducteur superficiel, dont la résistivité reste inférieure à 10 ohm.m,
- un corps résistant profond avec une résistivité supérieure à 100 ohm.m,
- et un corps intermédiaire de résistivité comprise entre 10 et 100 ohm.m.

La détermination de la profondeur de l'interface entre ces différents ensembles été à la base des interprétations des cartes de résistivité ([70]). La profondeur du toit du corps résistant profond souligne en particulier des points de concordance avec la gravimétrie (fig. 48) puisqu'elle indique une remontée du résistant profond, en-deçà de 200m, avec les axes gravimétriques positifs P3 et P2.

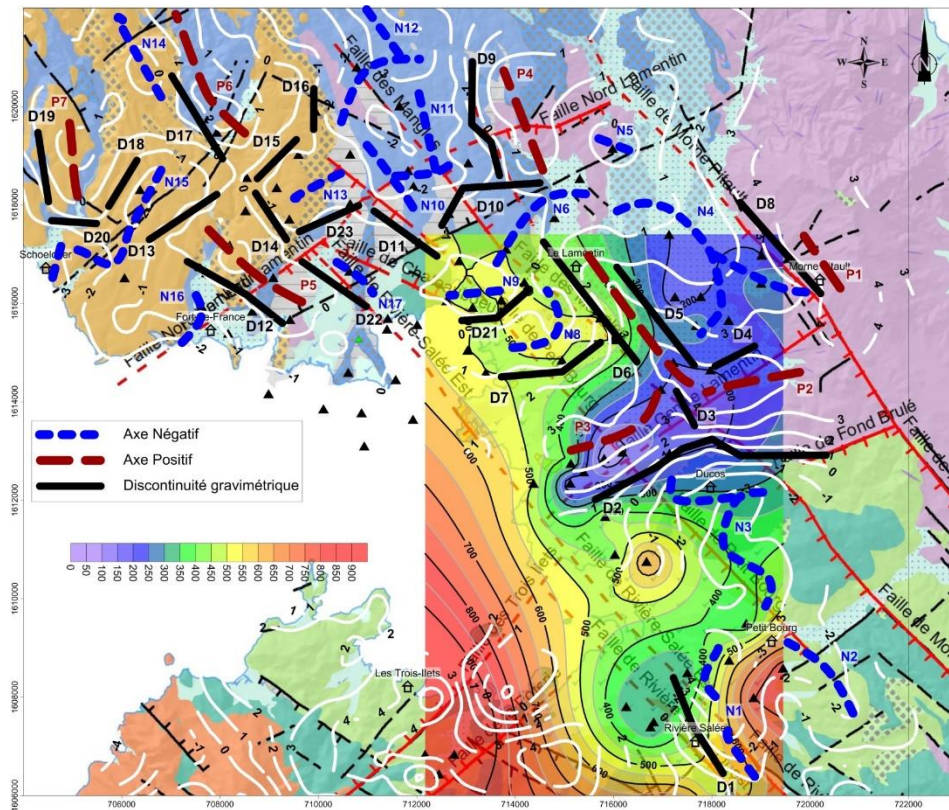


Figure 48: Superposition de la profondeur du toit du résistant, des axes gravimétriques (positifs et négatifs) et des discontinuités gravimétriques avec la carte géologique obtenue avec Geomodeller.

Les résultats de l'électromagnétisme et des méthodes électriques apportent effectivement des précisions sur la localisation du « caprock » éventuel, couche conductrice qui surmonte souvent le réservoir géothermique plus résistant. Ils ont pu ainsi mettre en évidence une superposition de couches, l'une très conductrice et l'autre sous-jacente qui l'est moins, au nord-ouest de la faille Nord-Lamentin et une autre au sud. Cette même faille marque une discontinuité majeure entre ces deux ensembles superposés, en effet au nord le conducteur est épais de plus de 500m alors qu'au sud il est plus superficiel et est beaucoup moins épais (< 100m). On peut noter la disparition du corps intermédiaire quand on passe du nord au sud de cette faille Nord-Lamentin.

9.5. Conclusion : Visualisation du modèle géologique 3D

La construction du modèle géologique 3D repose d'une part sur la définition des piles géologiques qui se sont appuyées sur 47 forages dont 13 forages de gradient, 4 forages profonds d'exploration et 30 sondages géotechniques, répartis sur les communes de Fort-de-France, Saint-Joseph, Lamentin, Rivière-Salée, et Ducos. Elle repose d'autre part sur les douze failles qui ont été définies dans le modèle qui y ont bien été intégrées et représentées (fig. 49).

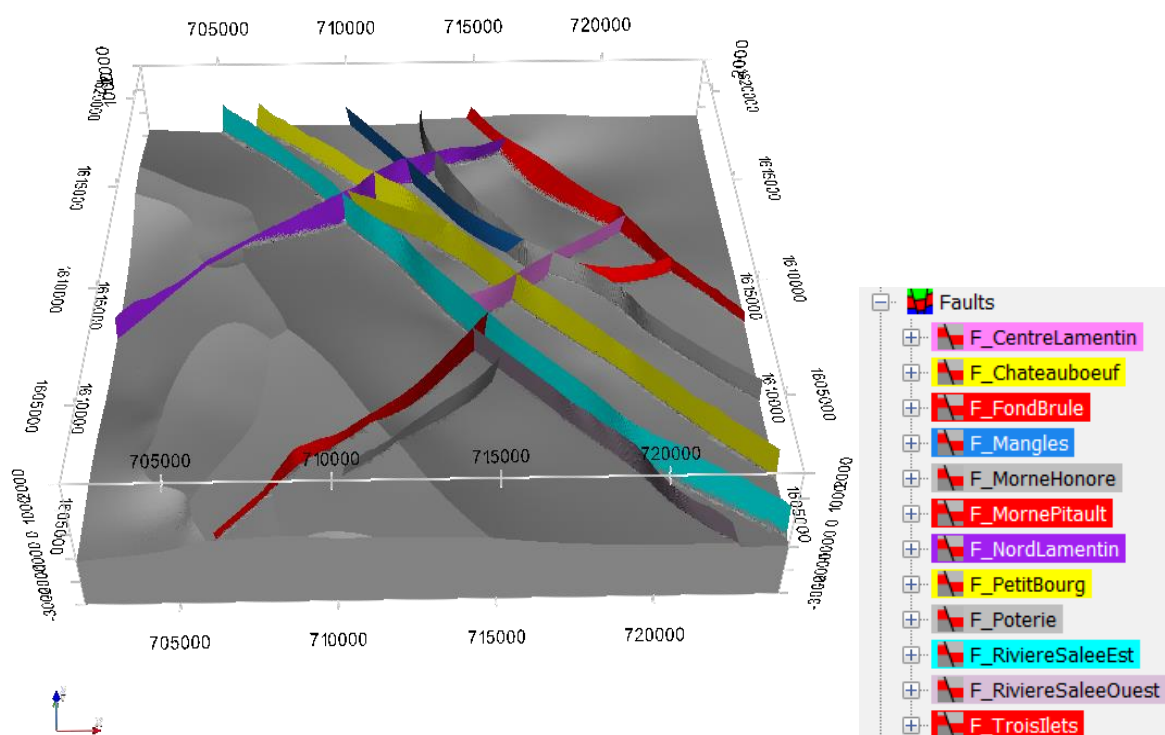


Figure 49: Modèle 3D comprenant le « Socle Indéfini » (en gris) seul avec les douze failles supposées.

Ces failles sont suffisamment profondes pour recouper, a priori, le « Socle Indéfini » sur lequel repose toutes les formations géologiques observées au Lamentin. Ce socle représente le Complexe de Base de la Presqu'île de la Caravelle et la série de Sainte-Anne (substratum de la croûte Caraïbe). On le qualifie dans le modèle géologique d'« indéfini » car les forages n'ont pas permis d'identifier les formations sous-jacentes à celles de la série de la première phase de Vauclin-Pitault, on le fait alors correspondre à la limite inférieure de la pile lithologique du modèle 3D. On peut ensuite observer comment se mettent en place chacune des séries géologiques identifiées sachant qu'une partie d'entre elles sont recouvertes par d'autres plus récentes. Le code couleur établi pour la pile géologique continue à être respecté.

Ainsi la première phase du volcanisme de Vauclin-Pitault s'étend au-dessus du substratum marquant le début de l'émergence de la Martinique (fig. 50) il y a environ 15 à 11,5 Ma.

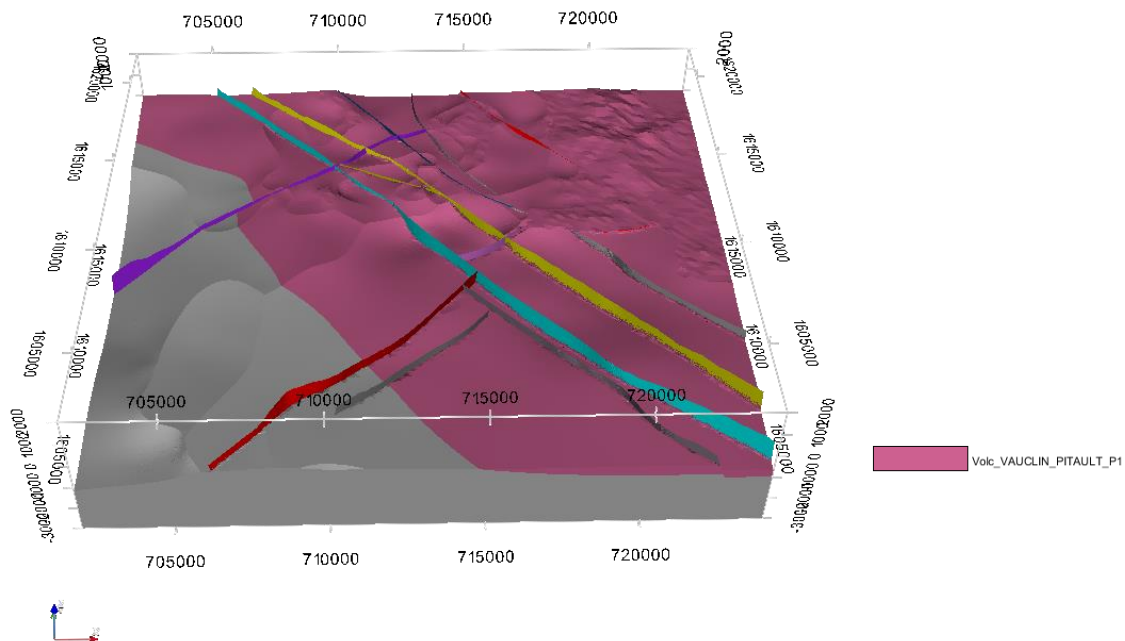


Figure 50: Modèle 3D comprenant les 12 failles, le « Socle Indéfini » et la série Volc_VAUCLIN_PITAUULT_P1 (VP1).

Les résultats de la simulation montrent une répartition très étendue des produits issus de ce volcanisme qui marque le regain d'activité associée à la mise en place de l'arc intermédiaire. Cette activité se poursuit de façon moins étendue et est circonscrite dans toute la partie sud de la zone étudiée (fig. 51).

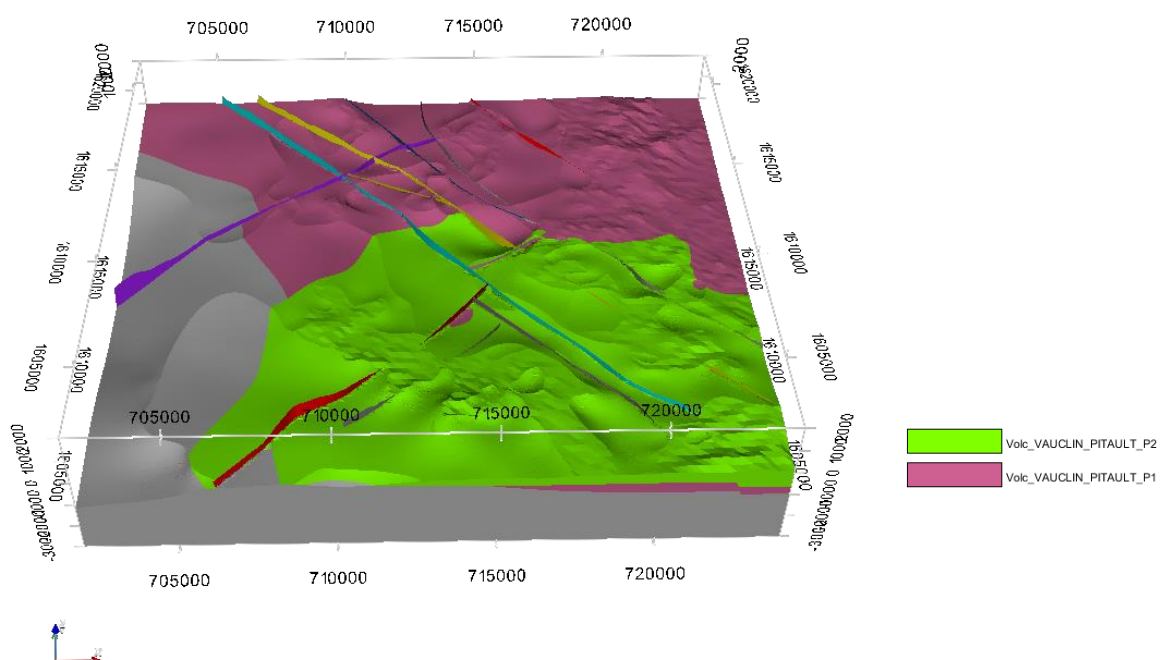


Figure 51: Modèle 3D comprenant les 12 failles, le « Socle Indéfini » et les séries VP1 et Volc_VAUCLIN_PITAUULT_P2 (VP2).

Il s'en suit des éruptions phréato-magmatiques et effusives associées au volcanisme fissural de l'axe Ducos, Rivière-Pilote et Morne Pavillon. Les produits de ces éruptions constituent la série SW_GROS_ILET (fig. 52).

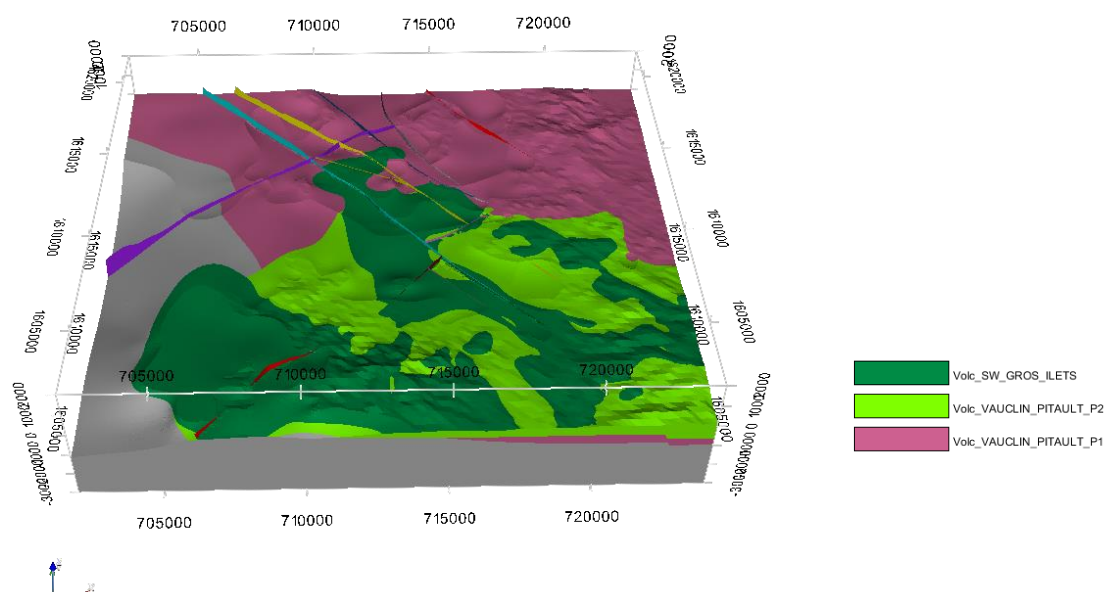


Figure 52: Modèle 3D comprenant les 12 failles, les séries VP1, VP2 et Volc_SW_GROS_ILET (SW).

Cette série n'est pas aussi homogène que les précédentes, elle surmonte partiellement les formations des deux phases de Vauclin-Pitault toujours en direction de l'ouest et toujours limitée au nord, jusque vers Fort-de-France. Les sédiments de Fort-de-France marquent la fin de l'arc intermédiaire entre 6.5 et 5.1Ma (fig. 53).

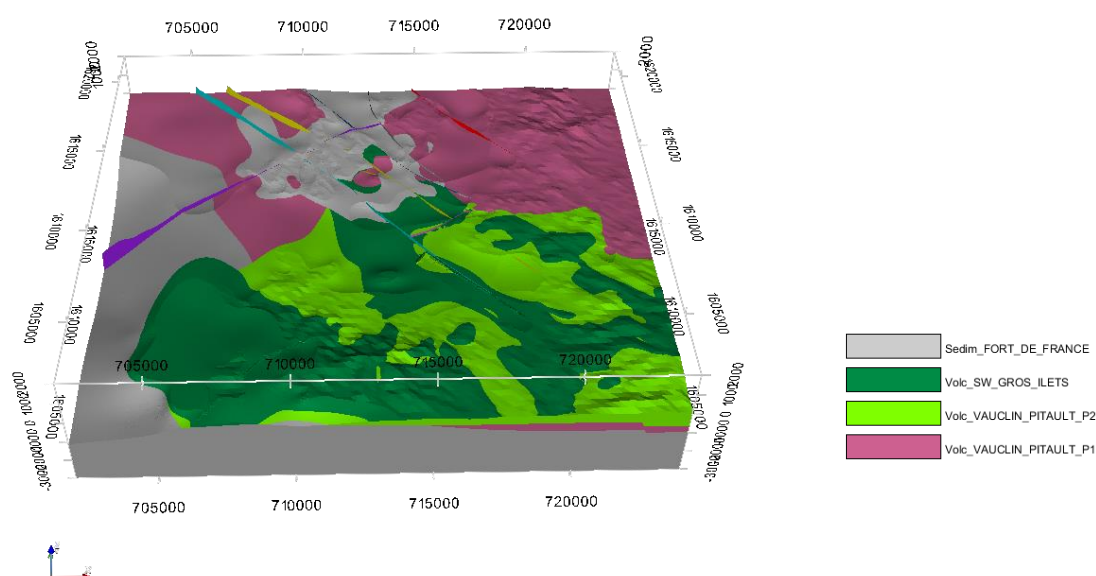


Figure 53: Modèle 3D comprenant les 12 failles, les séries VP1, VP2, SW et la série « Sedim_FORT_DE_FRANCE (Sed_FdF).

Ils s'établissent au nord, dans un secteur très limité autour de Fort-de-France et surmontent en particulier dans sa partie sud-ouest les formations de toutes les séries présentées avant. La période de sédimentation qui a permis l'apparition des tuffites de Fort-de-France s'achève et laisse place à un regain d'activité volcanique dans la partie nord, c'est le début de l'arc récent, vers 5.14 à 1.53 Ma, et correspond à la phase d'édification du Morne Jacob (fig. 54).

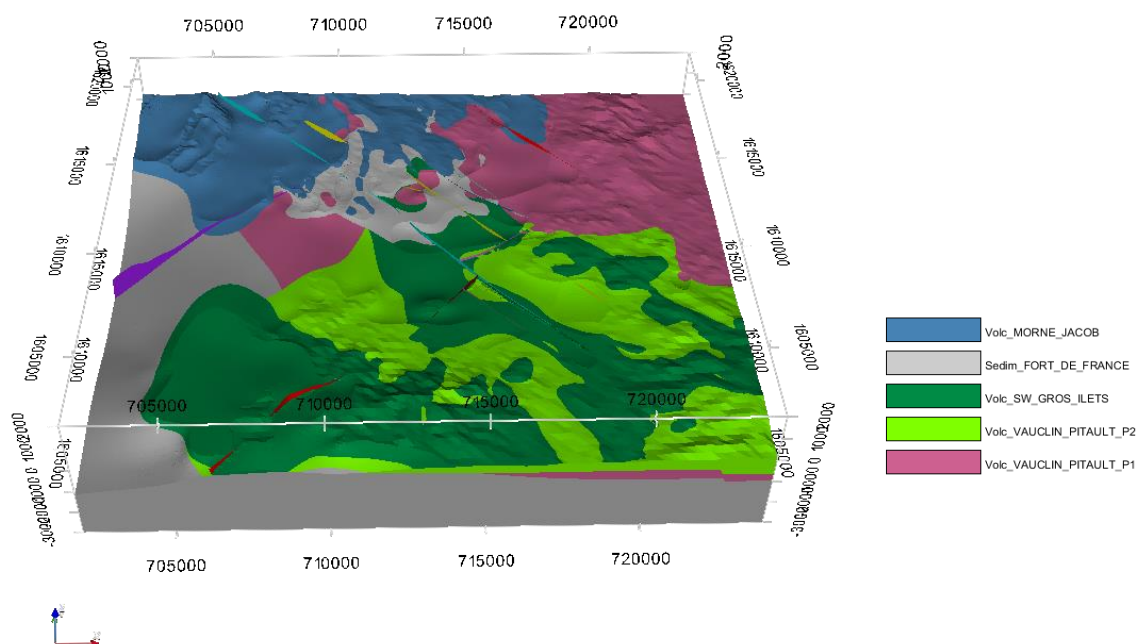


Figure 54: Modèle 3D comprenant les 12 failles, les séries VP1, VP2, SW, Sed_FdF et la série « Volc_MORNE_JACOB » (M_Jacob).

Pendant que l'activité volcanique continue dans le nord, elle reprend au sud et est à l'origine des formations de la série « Volc_TROIS_ILETS » (fig. 55). Elle recouvre essentiellement la série du sud-ouest martiniquais (SW) et n'intervient pas dans la zone du prospect géothermique.

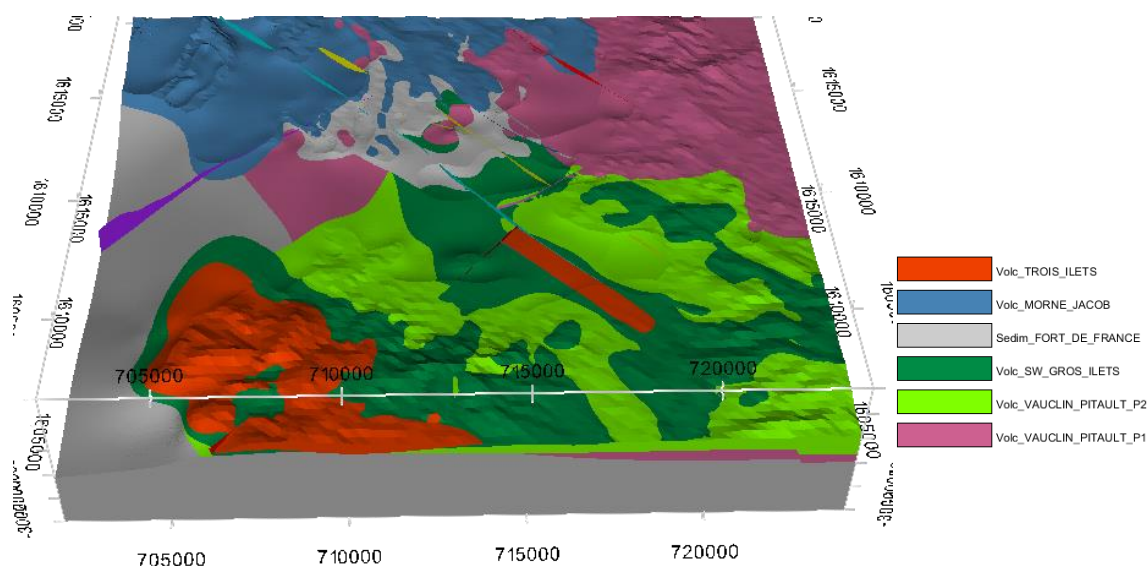


Figure 55: Modèle 3D comprenant les 12 failles, les séries VP1, VP2, SW, Sed_FdF et la série "Volc_TROIS_ILETS" (T_Ilets).

La série des Pitons du Carbet au nord-ouest, s'établit au-dessus des formations du Morne Jacob (fig. 56). Ses récents produits de démantèlement étant susceptibles d'être rencontrés dans les forages du Lamentin, ces dernières sont assimilées à la série des Alluvions anciennes du Lamentin et se retrouvent au sud-est des Pitons.

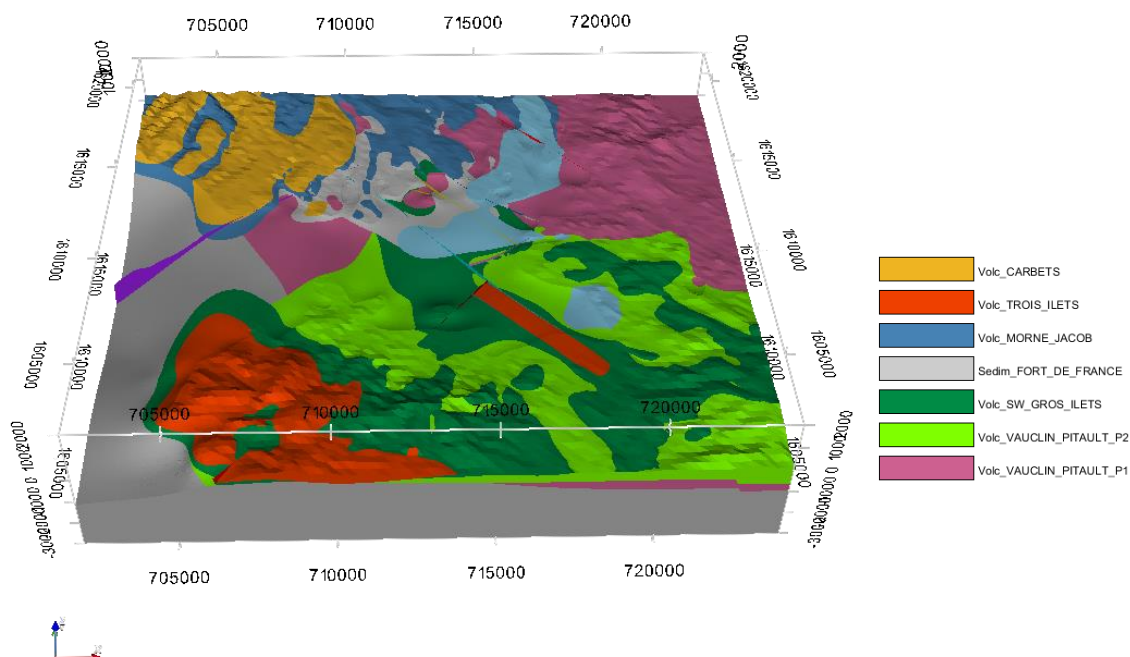


Figure 56: Modèle 3D comprenant les 12 failles et les séries VP1, VP2, SW, Sed_FdF, M_Jacob, T_Ilets ainsi que les séries du Carbet (Carbets) et des alluvions anciennes (Alluv_anc).

La dernière série à être modélisée est celle des Alluvions récentes qui correspondent à la plaine alluviale de la Rivière Lézarde, elle est représentée en bleu (fig. 57).

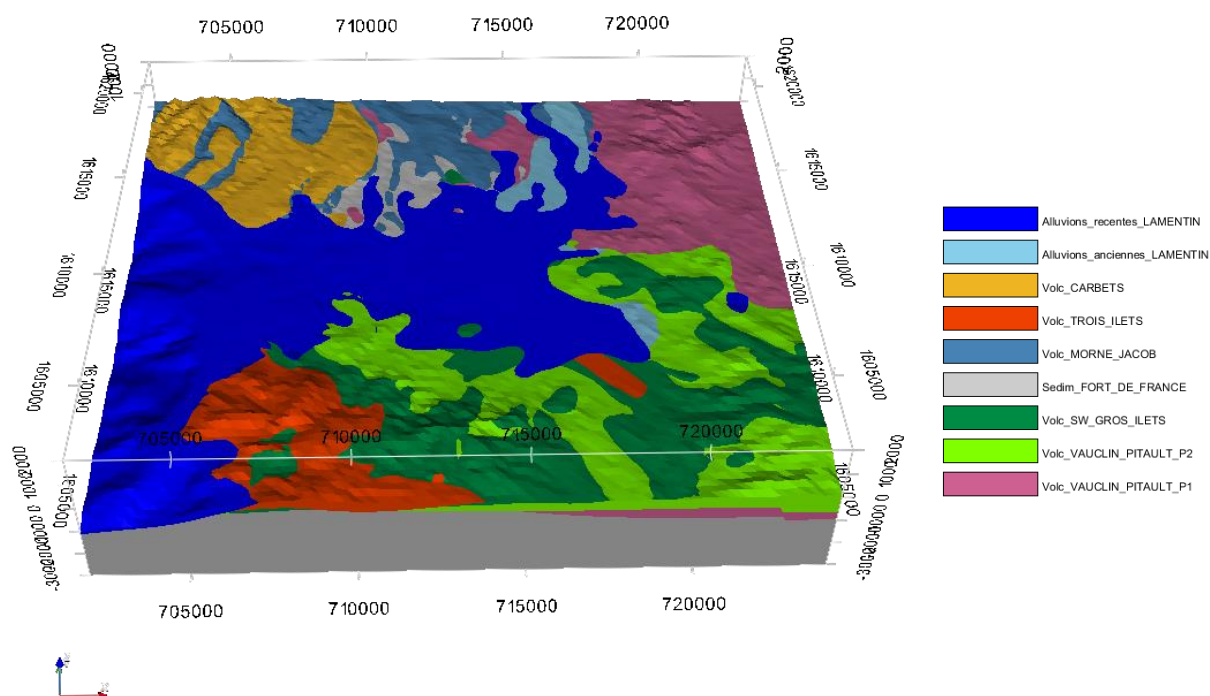


Figure 57: Visualisation 3D du modèle géologique généré par Geomodeller après intégration de toutes les données.

Finalement, la construction du modèle géologique 3D a permis de rendre compte de la chronologie de la mise en place de la zone du Lamentin. On comprend alors pourquoi la datation des roches constitue un élément clé pour la construction du modèle. Cet emboîtement des différentes couches désignant toutes les séries montre aussi la complexité de la zone avec une convergence de plusieurs édifices volcaniques de natures différentes. La zone d'intérêt géothermique, celle qui concentre les meilleurs indices se trouvent justement au niveau de cette convergence.

Chapitre 10. Simulation hydro-thermique

10.1. Maillage tétraédrique du modèle géologique du Lamentin

Une fois le modèle géologique construit, celui-ci doit être décomposé en plusieurs petits éléments à l'intérieur desquels sont appliquées des équations de diffusion de la chaleur et de la dynamique des fluides. Le maillage du domaine d'étude entier peut être effectué selon deux démarches différentes : celle des maillages structurés et celle des maillages non structurés. La première est bien adaptée aux éléments à connectivité fixe, c'est-à-dire qu'à chaque nœud considéré, l'ensemble de ses nœuds voisins est fixe; elle a l'avantage de mobiliser un petit nombre de paramètres, est facilement modifiable, permet des calculs plus rapides et offre un contrôle de la qualité du maillage. En revanche, sa mise en œuvre est rendue difficile lorsque les frontières des éléments ne sont pas très régulières, et une intervention humaine y est très souvent nécessaire. Au contraire, la deuxième méthode offre plus de souplesse en étant beaucoup plus adaptée aux géométries complexes, et permet une génération du maillage plus automatique, tout cela au prix d'erreurs plus grandes localement, d'un temps de calcul plus long et d'une dépendance de la qualité du maillage vis-à-vis de l'algorithme choisi.

En raison du contexte géologique complexe du Lamentin, le choix du maillage non-structuré s'avère plus adapté et a été mis en œuvre avec CGAL, une bibliothèque logicielle de calculs géométrique écrite en langage C++ où des structures de données et d'algorithmes comme la triangulation, les diagrammes de Voronoï, la génération de surfaces et de volumes, sont disponibles.

Le logiciel Geomodeller permet d'utiliser la librairie CGAL ([97]) et de générer un maillage tétraédrique du modèle géologique. La résolution du maillage peut être contrôlée à l'aide des renseignements (Tab. 11) sur la taille des éléments tétraédriques fournis à Geomodeller.

Size triangle (Max)	400 m
Precision	10 m
Size triangle (Min)	10 m
Max size tetrahedron	500 m
Triple point spacing	400 m

Tableau 11: Paramètres de définition retenus du maillage tétraédrique CGAL dans Geomodeller.

L'exécution de CGAL sur Geomodeller produit automatiquement un ensemble de fichiers qui donnent la liste des coordonnées des nœuds du maillage, indiquent les nœuds qui définissent les faces et ceux qui composent les éléments tétraédriques. Des fichiers supplémentaires distinguent les nœuds qui définissent les faces correspondant à la surface topographique, celles représentant la base du modèle et celles qui permettent d'identifier les fractures. Il est aussi possible de différencier les formations géologiques assemblées par Geomodeller. L'exploitation de tous ces fichiers permet ainsi d'imposer efficacement des paramètres hydrothermiques au modèle. On choisira par exemple d'affecter des perméabilités différentes aux failles et aux formations géologiques, voire distinguer une faille d'une autre du point de vue hydrogéologique (fig. 58).

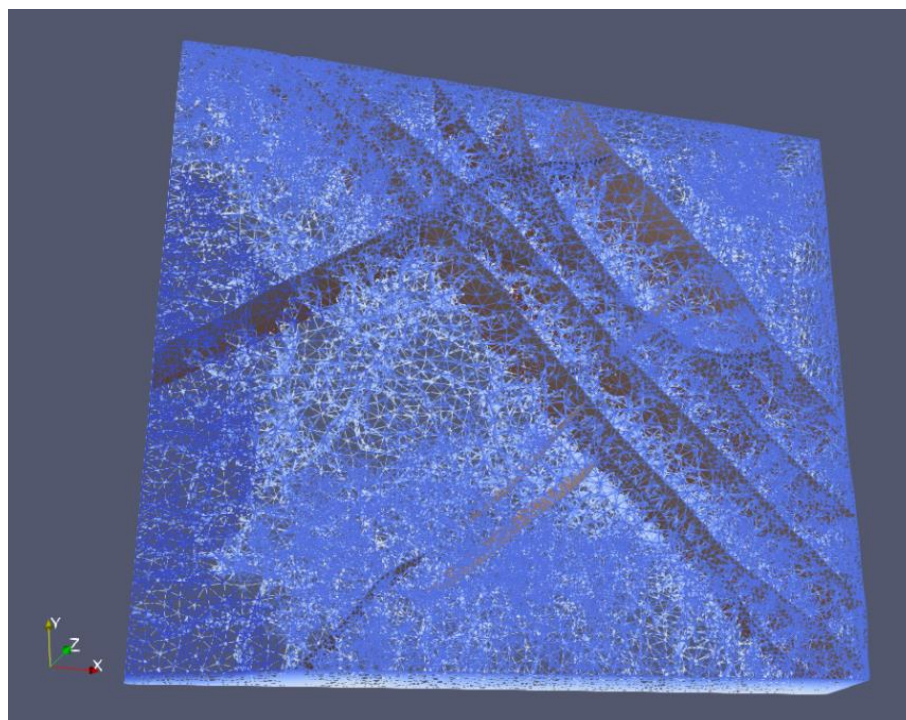


Figure 58: Identification des failles intégrées au modèle géologique maillé au sein du maillage tétraédrique ().*

(*) x indique l'est, y le nord et z la verticale du lieu dirigée vers le haut.

La visualisation du maillage et des simulations de ComPASS est réalisée à l'aide du logiciel Paraview compatible aux formats vtk. Ce logiciel donne la possibilité de construire et de visualiser des géothermes précisément aux lieux souhaités, c'est exactement cette démarche qui a été employée. Cependant le géotherme obtenu positionne non seulement la température en ordonnée et la profondeur en abscisse mais l'axe des ordonnées est ascendant. Il a donc fallu intervenir sur la présentation des résultats pour faire en sorte d'inverser la courbe avec la température en abscisse et la profondeur en ordonnée descendante. Les valeurs des températures et des profondeurs correspondantes aux positions souhaitées ont donc été récupérées et ont ensuite été réorganisées avec le langage de programmation Matlab. Cette opération a permis de comparer sous le même format les résultats avec ceux issus des mesures in situ. De plus, cela a été l'occasion de contrôler la résolution du géotherme simulé.

10.2. Etude de sensibilité

10.2.1. Préparation des variables à évaluer

Les tests de sensibilité de la simulation hydro-thermique avec ComPASS répondent à un double objectif :

- mettre en évidence les paramètres sensibles qui devront être intégrés avec prudence, ces paramètres constitueront ainsi des hypothèses fortes de la simulation.
- préparer l'évaluation des incertitudes associées au résultat final de la simulation, et rendre compte de l'origine des erreurs.

Pour des raisons pratiques de rapidité, les tests de sensibilité sont effectués sur un modèle simple ne présentant qu'une seule fracture, à savoir la faille Nord-Lamentin qui présente l'avantage de se prolonger en partie sous la baie de Fort-de-France (fig. 40 et 59).

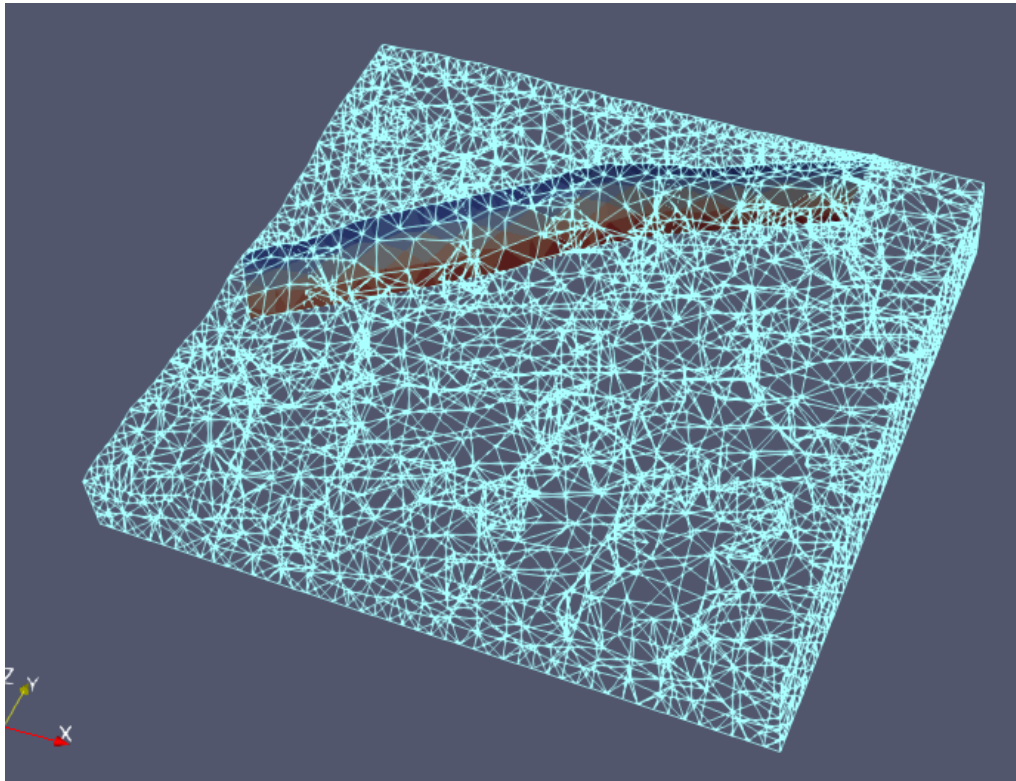


Figure 59: Maillage grossier du modèle géologique ne considérant qu'une seule faille (ici celle dite Nord-Lamentin).



Figure 60: Localisation des quatre forages utilisés pour comparer les gradients thermiques mesurés sur site à ceux simulés avec ComPASS.

La quantification de l'influence des différents paramètres d'entrée du modèle s'appuie essentiellement sur leur impact thermique à l'aide des gradients thermiques obtenus et localisés au niveau des trois forages d'explorations profonds du Lamentin : Pointe Desgras (LA01), Habitation Carrère (LA02) et Californie (LA03). Un quatrième gradient thermique est considéré au niveau du puits dit Cohé 2 (S1) qui présente l'intérêt d'être en mer dans la baie de Fort-de-France (fig. 60).

Le choix de ces gradients thermiques à ces endroits est motivé d'une part par la disponibilité des mesures de température et par leur proximité de la zone d'intérêt. De plus, la validation du modèle s'appuiera essentiellement sur la comparaison des gradients thermiques obtenus par la simulation avec les gradients thermiques mesurés sur le terrain.

L'influence sur le modèle, de la température du fond de la mer T_{sea} , de l'atmosphère T_{atm} , et des paramètres liés à l'hydrodynamique comme la perméabilité matricielle k_M , la perméabilité de fracture k_F et la porosité matricielle ω_M pourra être appréciée (fig. 61). D'autres paramètres comme la pression et la température à la base du modèle P_{Bottom} et T_{Bottom} ainsi que les paramètres liés à l'aspect thermique comme la capacité thermique c et la conductivité thermique λ seront renseignés pour établir les conditions initiales ou comme variables d'ajustement du modèle numérique.

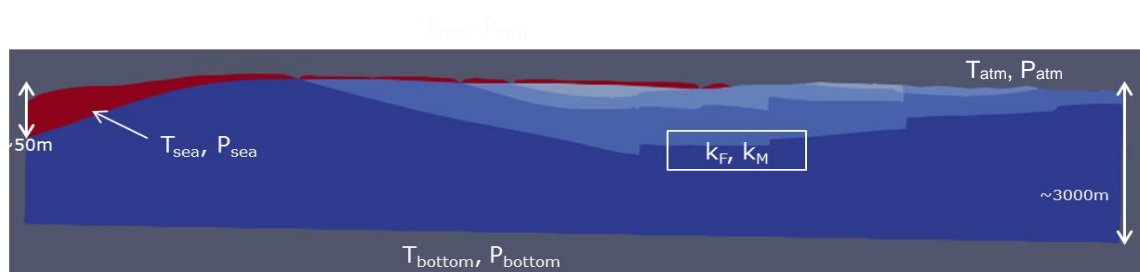


Figure 61: Coupe verticale du modèle géologique selon la faille Nord-Lamentin indiquant quelques paramètres d'entrée ().*

(*) Sur cette coupe, la mer correspond à la partie en rouge, toutes les parties dans la tonalité du bleu représentent des formations géologiques. La zone supérieure au-dessus de la mer correspond à l'atmosphère.

La température et la pression de la surface supérieure du modèle mathématique 3D, représentant la surface topographique, 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 montrera d'ailleurs que l'effet de l'altitude reste négligeable sur T_{atm} .

Au fond de la mer, on impose une pression hydrostatique P_{sea} ainsi qu'une température T_{sea} qui évolue linéairement avec la bathymétrie jusqu'à atteindre P_{atm} et T_{atm} ([70]).

A la base du modèle, soit à 3000m de profondeur, on impose de même une pression hydrostatique (P_{Bottom}) et une température (T_{Bottom}) variant linéairement avec la profondeur traversée tenant compte d'un gradient thermique moyen de $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Pour ce qui concerne les conditions initiales des simulations, la température et la pression sont imposées sur tout le modèle de façon similaire aux conditions aux limites précédentes. Si l'on considère un modèle strictement parallélépipédique et qu'on lui impose des conditions de température et de pression à sa surface et à sa base, son équilibre thermique sera atteint au bout de 10 000ans, en considérant des pas de temps de 1000 ans. Les résultats des simulations hydro-thermiques réalisées avec ComPASS ont été analysés au bout de la 11^{ème} itération, toujours avec un pas de temps de 1000 ans.

10.2.2. Influence de la température

Les géothermes obtenus pour des valeurs de T_{sea} respectivement de 5°C et de 15°C sont confondus (fig. 62). En réalité les variations de T_{sea} , même en prenant en compte les effets du changement climatique, restent bien inférieures au degré en raison de la grande inertie thermique de la mer. L'impact de T_{sea} sur le modèle reste donc négligeable et on gardera une valeur de $T_{\text{sea}} = 5^{\circ}\text{C}$ d'autant plus que l'on sait que la température de la mer diminue rapidement avec la profondeur.

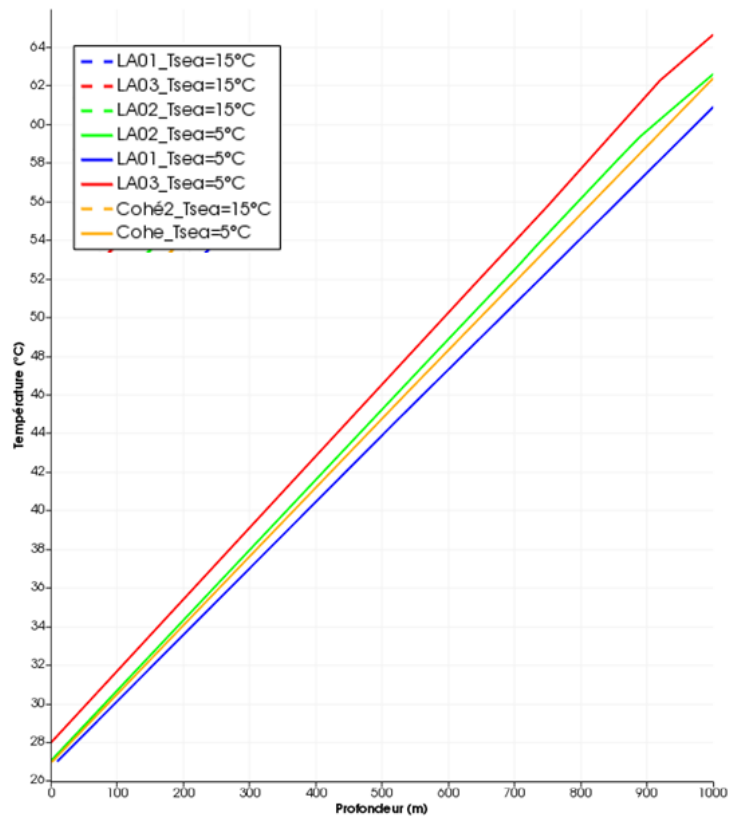


Figure 62: Influence de la température du fond de la mer T_{sea} sur les géothermes.

Quant à la température de la mer en surface, elle est en moyenne de 26.5°C au niveau de la baie de Fort-de-France ([150]). Elle est donc fixée dans un premier temps de façon uniforme sur toute la surface de la mer ainsi que sur toute la surface topographique. Si l'on se base sur une décroissance de 0.56° tous les 100m avec l'altitude ([158]), la température peut atteindre 24.3°C au point le plus haut du modèle, à savoir près de 400m au niveau des Pitons du Carbet. Les résultats obtenus ne changent pas significativement selon que cette variation ait été prise en compte ou pas. On considérera donc en moyenne une température de $T_{atm} = 27^{\circ}\text{C}$ sur toute la partie supérieure du modèle.

En ne faisant varier cette fois que la température atmosphérique en l'augmentant de 3°C , on constate un report automatique de la variation de 3°C environ sur l'ensemble des gradients thermiques (fig. 63).

Ce résultat reste logique car le modèle a été initialisé avec une température qui dépend linéairement de la profondeur et qu'aucune anomalie thermique n'y a été placée.

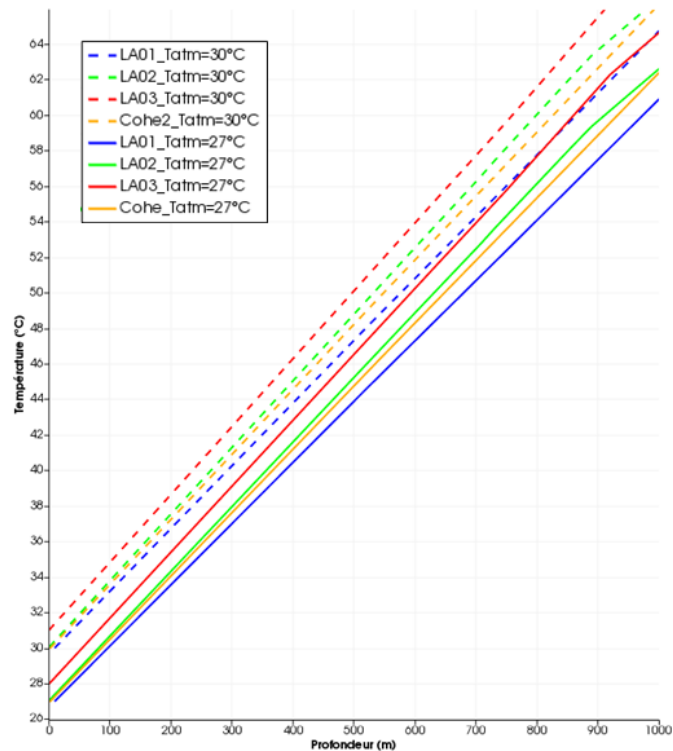


Figure 63: Influence de la température de surface T_{atm} sur les géothermes.

Le modèle numérique est donc sensible au paramètre T_{atm} , toutefois son estimation reste fiable. En effet, la précision des moyens de mesure actuels est très élevée et les variations aussi bien journalières qu'annuelles sont bien prises en compte. De plus, l'impact du changement climatique ne devrait probablement pas modifier significativement cette valeur moyenne de la température aujourd'hui. Par conséquent, le paramètre T_{atm} ne devrait pas constituer un paramètre-clé dans les simulations hydro-thermiques.

10.2.3. Influence de la perméabilité

L'évaluation de la perméabilité de fracture k_F au niveau du prospect du Lamentin est particulièrement compliquée et très peu fiable, c'est également le cas pour la perméabilité de matrice k_M . En effet, aucun important essai de production n'a été réalisé et les propriétés hydrogéologiques en profondeur du Lamentin ne sont pas renseignées.

Par conséquent, les valeurs des perméabilités retenues dans ce modèle hydro-thermique se basent principalement sur les valeurs disponibles dans la littérature dans des contextes semblables comme à la Guadeloupe et des connaissances hydrogéologiques disponibles dans la partie superficielle du Lamentin. Les valeurs attribuées aux perméabilités dans un contexte faillé et fracturé qui contrôle principalement l'hydrogéologie, comme les études au Lamentin le suggèrent, impacteront fortement aussi les résultats des simulations. Il est tout de même intéressant d'observer dans quel sens et avec quelle amplitude évoluent les températures simulées dans le modèle selon les variations de k_F et k_M (fig. 64, 65 et 66).

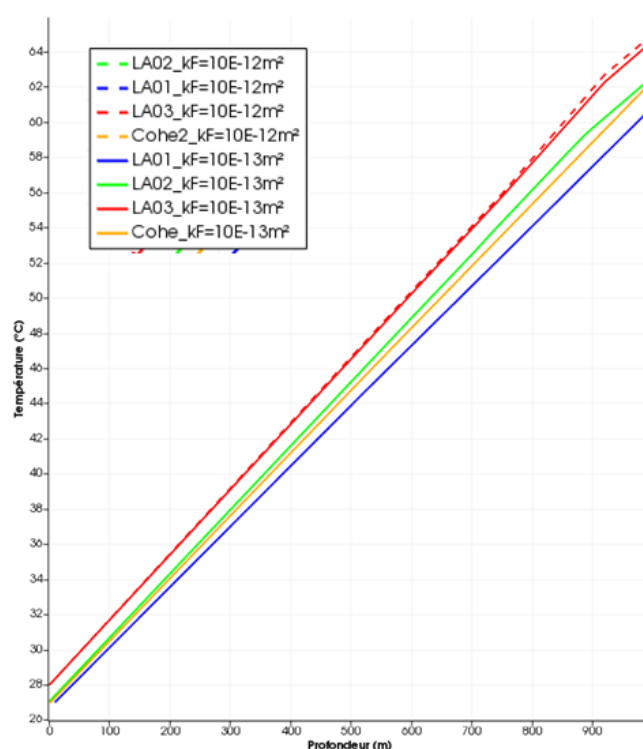


Figure 64: Influence de la perméabilité de fracture k_F sur les géothermes.

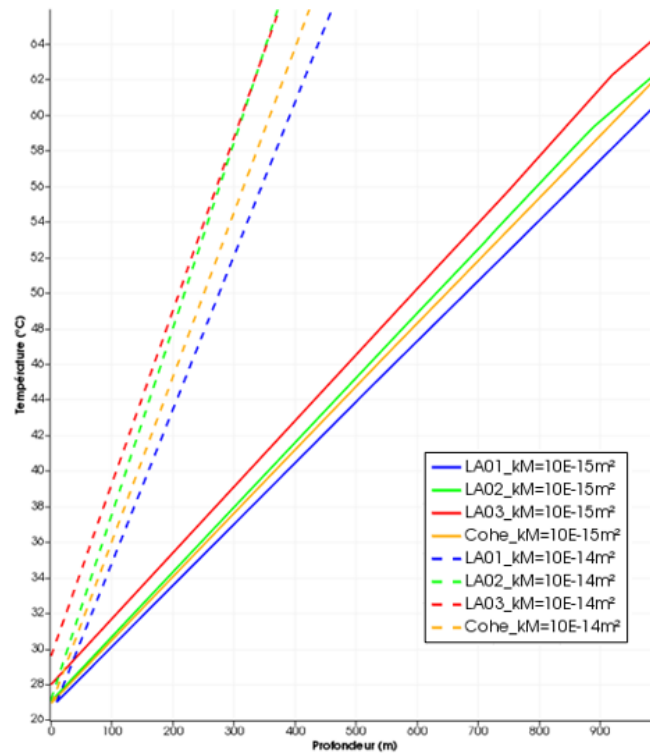


Figure 65: Influence de la perméabilité matricielle k_M sur les géothermes.

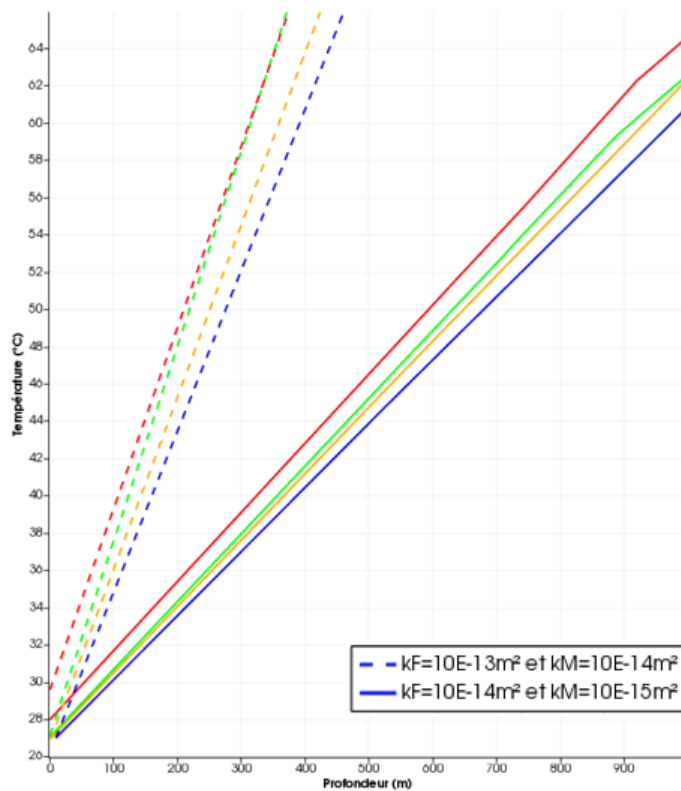


Figure 66: Influence de l'écart des perméabilités k_F et k_M sur les géothermes(*).

(*) Ici on choisit des valeurs de k_F et de k_M de sorte à faire avoir le même écart $|k_F - k_M|$.

L'impact de la perméabilité de fracture k_F sur les géothermes considérés ici reste très limité et localisé au voisinage des zones de fracture. En effet, l'effet de k_F , bien que très faible, n'est appréciable qu'au niveau du géotherme obtenu au niveau du forage de Californie (fig. 64), seule forage parmi ceux considérés dans cette étude à être proche d'une faille, celle dite Nord-Lamentin.

Mais contrairement à k_F , la perméabilité matricielle k_M a un rôle significatif sur les géothermes simulés (fig. 65). Une augmentation de cette dernière donne de plus forts gradients thermiques. On constate par ailleurs que les modifications des géothermes sont plus sensibles à la valeur de la perméabilité matricielle k_M que de l'écart $|k_M - k_F|$ entre cette dernière et la perméabilité de fracture (fig. 66). Toutefois, la détermination de k_M reste, a priori, moins variable que k_F .

Bien que la perméabilité de fracture ait un impact limité dans l'exemple considéré ici, la figure 67 montre que l'intégration de plusieurs failles dans le modèle numérique lui conférera un rôle important.

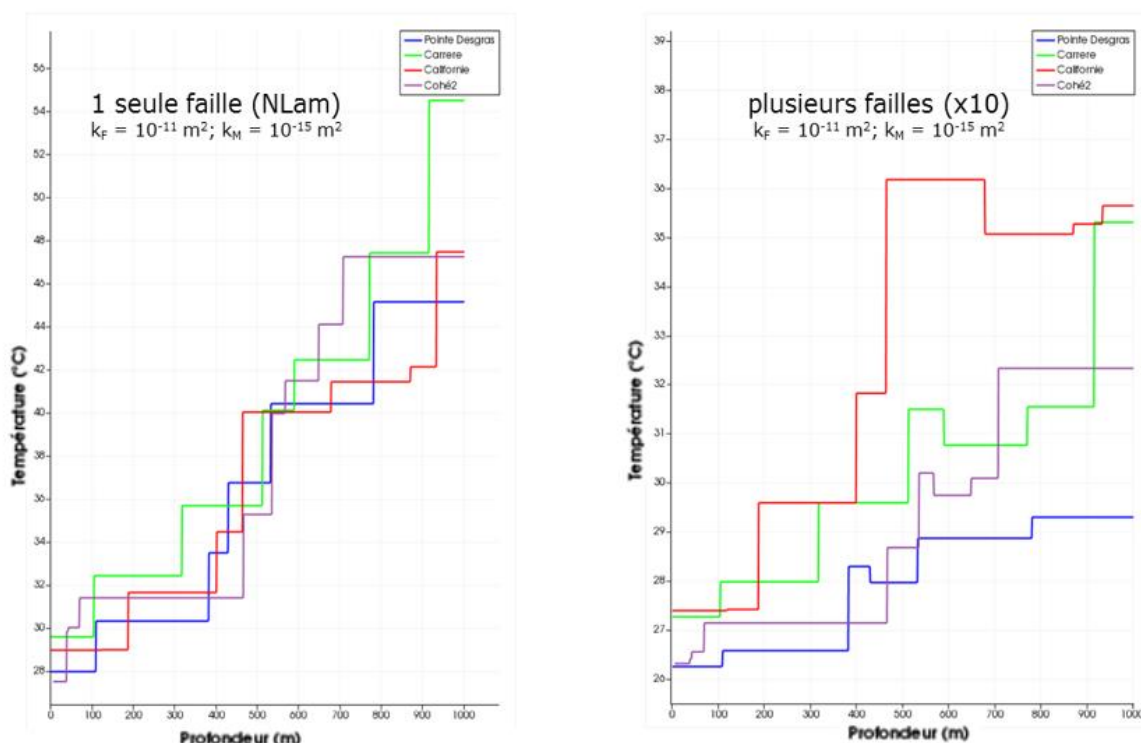


Figure 67: Effet de l'intégration de plusieurs failles sur les géothermes (*).

(*) Ici, les températures considérées pour mesurer les géothermes correspondent à la température moyenne des éléments tétraédriques maillant le modèle. Le géotherme considéré demeure au même endroit. A gauche, seule la faille Nord-Lamentin est prise en compte, à droite c'est tout le réseau de failles qui est représenté.

Ainsi, les perméabilités k_F et k_M constituent à part entière les paramètres sensibles de la simulation hydro-thermique.

10.2.4. Effet de la porosité matricielle

La porosité du milieu matriciel ω_M et celui des fractures ω_F sont renseignées distinctement dans le code ComPASS, ainsi aux fractures on associera systématiquement une valeur relativement plus importante. Conformément aux attentes, l'influence de ce paramètre est plus grande aux grandes profondeurs supérieures à 400m mais reste assez faible (fig. 68).

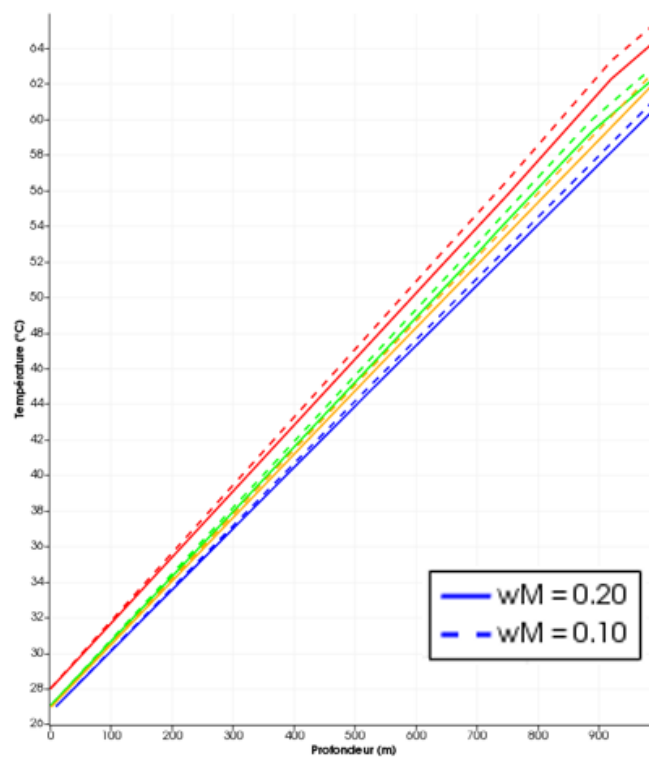


Figure 68: Influence de la porosité matricielle sur les géothermes.

En particulier, l'effet de la porosité de la matrice rocheuse est prépondérant aussi bien sur celui de la porosité des fractures que sur celui lié aux écarts entre ces deux porosités. Ces porosités, sans être aussi importantes que les perméabilités, pourront être considérées comme des paramètres d'ajustement des résultats des simulations hydro-thermique. Elles seront arbitrairement fixées à des valeurs qui semblent représentatives des milieux volcaniques andésitiques ([83], [84]) : $\omega_M = 0,10$ et $\omega_F = 0,35$.

10.2.5. Prise en compte des caractéristiques thermiques

La capacité thermique c et la conductivité thermique λ sont aussi renseignées dans le code ComPASS et s'appuient sur les valeurs moyennes de celles associées au contexte volcanique andésitique ([166]) : $c = 1000 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et $\lambda = 1,5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. La distinction entre les fractures et la matrice rocheuse n'a pas été faite pour ces paramètres; leur effet concerne donc le modèle dans son ensemble. Comme pour la porosité, ces paramètres seront considérés comme des paramètres d'ajustement du modèle numérique.

10.3. Elaboration des inputs du modèle hydro-thermique

La pertinence d'une simulation numérique est intimement liée à la densité des données qui l'ont alimenté et à la solidité des hypothèses qui lui sont appliquées. En effet, plus les données sont nombreuses et les hypothèses de construction solides et plus le modèle numérique est précis et proche de la réalité. Mais le prospect géothermique du Lamentin concentre malheureusement une double difficulté :

- les données principalement hydrogéologiques sont essentiellement lacunaires comme il en a été fait mention précédemment alors même qu'elles sont indispensables à la simulation hydro-thermique. L'absence de mise en production importante des forages producteurs pourtant déjà identifiés restreignent fortement les informations sur la perméabilité et le débit des écoulements au sein du réservoir nécessaire à la simulation numérique.
- les hypothèses retenues sont « faibles » et constituent à ce titre des éléments de remise en cause de l'ensemble des résultats de la simulation.

C'est la raison pour laquelle, on s'attachera particulièrement ici à l'impact des grandeurs physiques sur les résultats de la simulation compte tenu des informations de surface qui sont disponibles. En d'autres termes, il s'agit ici d'utiliser la plateforme ComPASS pour tester le caractère plausible des hypothèses qui peuvent être formulées principalement en termes de localisation et d'intensité de la source de chaleur.

10.3.1. Ecoulements au sein du prospect du Lamentin

L'écoulement des eaux du système géothermique du Lamentin semble majoritairement contrôlé par un réseau de fractures plutôt que par des propriétés hydrodynamiques des formations ([70], [85]). Cette information est d'autant plus importante que l'on sait l'importance que peut avoir la perméabilité de fracture sur l'écoulement des fluides. A titre d'exemple, cette perméabilité devient efficace à partir de 400 à 500m de profondeur en Guadeloupe menant à des transmissivités de l'ordre de 2.10^{-3} à $4.10^{-3} \text{m}^2/\text{s}$ ([120]).

Des essais de pompages ont été réalisés dans les années 70 au niveau d'un sondage géothermique dénommé LAMSH à l'occasion d'une étude de la nappe d'eau souterraine de la plaine du Lamentin en Martinique. Un aquifère entre 30 et 50m et d'une quarantaine de mètres d'épaisseur a été reconnu et le calcul de la transmissivité du puits donne $\tau = 1.10^{-3} \text{m}^2/\text{s}$ soit une perméabilité de $K = \frac{\tau}{40} \approx 2,5.10^{-5} \text{m.s}^{-1}$ ([158]). D'autres sondages hydrogéologiques donnent d'ailleurs des valeurs comparables). Bien que ces valeurs ne soient valables qu'en surface, on les utilisera pour la définition du modèle hydro-thermique en les supposant a priori plus faibles au fur et à mesure que l'on progresse en profondeur.

Ainsi du point de vue de la modélisation avec ComPASS, on considère que l'écoulement des fluides a seulement lieu au sein des failles. Cela se traduit par l'application des équations d'écoulement et de diffusion de la chaleur au niveau des mailles représentant les failles. Par conséquent l'écoulement des fluides au sein des formations n'est pas pris en compte, contrairement au cas de la diffusion de la chaleur. C'est pourquoi la génération du maillage tétraédrique à partir du modèle géologique 3D de Geomodeler ne prendra en compte que les failles et pas les différentes formations pour cette première approche.

Dans les codes utilisés par ComPASS, ce sont les perméabilités intrinsèques k qui sont employées, elles s'expriment en m^2 et sont reliées à la perméabilité K sous la forme suivante :

$K = \frac{\rho g k}{\mu}$ avec ρ la masse volumique du fluide qui s'écoule, g la pesanteur et μ la viscosité dynamique. On retiendra alors comme référence pour la perméabilité de fracture une valeur de $k_F = 10^{-13} \text{m}^2$. Admettant systématiquement une perméabilité matricielle plus faible, on pose $k_M = 10^{-15} \text{m}^2$. Ces valeurs ne sont que des références mais sont susceptibles d'être adaptées selon la faille considérée.

Importance relative des failles du modèle

L'importance du réseau de failles sur le modèle hydro-thermique a clairement été montrée dans les tests de sensibilité précédents. Aussi peut-on distinguer les failles qui du point de vue de l'écoulement des fluides sont nettement plus importantes que les autres. En effet, les douze failles qui ont été intégrées au modèle géologique n'ont pas toutes la même pertinence pour la simulation hydro-thermique.

L'alignement des sources thermales, des anomalies géochimiques et des forages de gradient présentant les meilleures conditions de température le long de la faille de Petit-Bourg de direction NW-SE témoignent en faveur de son importance. Elle semble être la principale faille qui contrôle l'écoulement du fluide géothermal. Par conséquent, on peut admettre que la faille de Petit-Bourg présente une perméabilité relativement plus importante que les autres.

Au contraire, la faille transverse NE-SW dite Centre-Lamentin semble agir comme une barrière hydrogéologique. Car au-delà de cette faille en allant vers le sud, plus aucunes sources thermales n'ont été retrouvées bien que des anomalies en gaz soit encore détectées quoiqu'en concentration moins importante qu'au nord. On peut alors admettre que la faille Centre-Lamentin se caractérise par une faible perméabilité.

De façon générale, les failles transverses ont tendance à avoir un rôle bloquant ([70]) pour l'écoulement profond, la perméabilité de la faille Nord-Lamentin pourrait être limitée sans pour autant être comparable à celle de Centre-Lamentin. En effet, l'importante silicification de la partie sud du prospect géothermique du Lamentin renforce cette hypothèse. Les failles de Chateauboeuf et de Rivière Salée Est pourraient éventuellement jouer un rôle d'alimentation en eau de mer pour le système géothermique lamentinois vue leur position nord et leur proximité avec la mer, leur propriété hydrogéologique ne devrait donc pas être trop faible.

Prenant en compte l'ensemble de ces informations, il paraît convenable d'attribuer une perméabilité de fracture $k_F = 10^{-13} \text{m}^2$ à l'ensemble des failles, exceptées la faille de Petit-Bourg nécessairement plus importante, soit $k_F = 10^{-12} \text{m}^2$, et la faille de Centre-Lamentin pour laquelle on lui associe $k_F = 10^{-14} \text{m}^2$. Des valeurs de perméabilité plus importantes de la faille de Chateauboeuf et/ou celle de Rivière Salée Est dans sa partie nord, sont envisageables.

10.3.2. Hypothèse et prise en compte de la source de chaleur

Trois hypothèses ont été émises pour expliquer la source de chaleur responsable de l'activité hydrothermale du Lamentin, il s'agissait :

- soit d'une origine distale liée aux Pitons du Carbet,
- soit d'un stock magmatique en profondeur situé à l'aplomb de la baie du Lamentin,
- ou bien d'un volcanisme récent de Rivière Salée au sud et daté à 0.63Ma ([158]).

Les deux premières hypothèses ont davantage retenu l'attention ([149], [56], [70]) mais c'est celle qui suggère une source de chaleur à l'aplomb du Lamentin qui est retenue pour les simulations avec ComPASS en raison du contexte structural précédemment évoqué permettant la circulation des fluides.

Dans le modèle numérique, la source de chaleur y est intégrée uniquement à la base du modèle maillé à 3000m de profondeur, car c'est à travers les conditions de Dirichlet qu'elle est prise en compte. Intervenir sur l'intensité de la source de chaleur revient alors à la déplacer à une autre profondeur.

En considérant une diffusion continue et monodirectionnelle de la chaleur suivant la verticale du lieu, la résolution de l'équation de la chaleur donne une expression clairement linéaire (fig. 69).

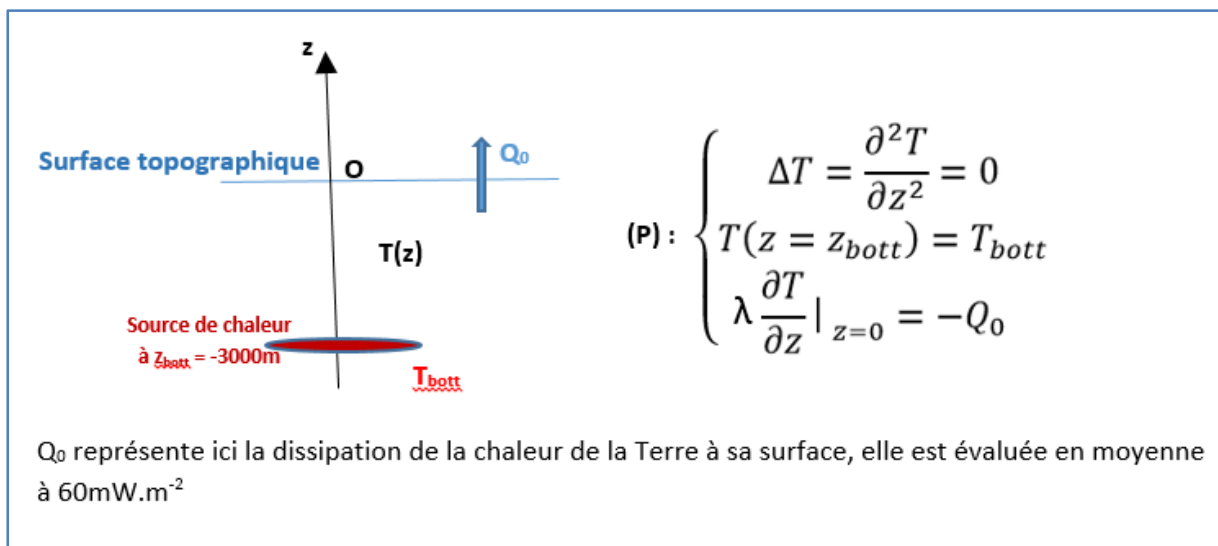


Figure 69: Schéma de principe de la diffusion stationnaire et monodirectionnelle de la chaleur.

La résolution du problème (P) décrit la répartition de la température selon la profondeur :

$$T(z) = \frac{Q_0}{\lambda}(z_{bott} - z) + T_{bott}$$

Cette linéarité corrobore cette équivalence établie entre la variation de l'intensité de la source chaude et le choix de la profondeur de cette même source.

Il en résulte un moyen d'estimer « l'anomalie de chaleur » ΔT à appliquer à la base et à l'endroit voulu du modèle pour qu'à la profondeur z_1 souhaitée la température atteigne T_1 .

On est donc ramené à chercher ΔT telle que $T(z = z_1) = T_1$ avec une condition limite modifiée, à savoir

$$T(z = z_{bott}) = T_{bott} + \Delta T \text{ et on obtient : } \Delta T = T(z = z_1) - T_{bott} - \frac{Q_0}{\lambda}(z_{bott} - z_1).$$

Cette démarche n'est valable que dans les conditions d'application proches des hypothèses qui conduisent à l'expression de la température selon la profondeur :

- L'hypothèse de stationnarité est assez bien vérifiée vu que l'on considère une source de chaleur ayant été mise en place il y a plus d'une centaine de milliers d'années en comparaison du temps des explorations et des éventuelles exploitations de la ressource géothermique.
- Seule la diffusion par conduction de la chaleur a été représentée dans cette discussion théorique. Pourtant il est indéniable que la chaleur se diffuse aussi par convection et de façon beaucoup plus efficace. La prise en compte de la convection dans le modèle reviendrait à faire comme s'il y avait conduction thermique avec une conductivité nettement plus grande. L'estimation de l'intensité de « l'anomalie de chaleur » aura donc tendance à être sous-estimée.
- Considérer la propagation unidirectionnelle de la chaleur surtout dans un milieu anisotrope, comme c'est certainement le cas dans un milieu fracturé et faillé comme la zone du Lamentin, constitue effectivement une hypothèse faible. On devra alors s'attendre à appliquer une plus grande valeur de ΔT .

En pratique, il aurait fallu représenter la source de chaleur à part entière dans le modèle géologique comme s'il s'agissait d'une nouvelle formation, ce qui supposerait de connaître à l'avance sa géométrie. Dans ce cas, les simulations avec ComPASS seraient rendues ardues, encore plus chronophages et surtout très sensibles à la définition de la géométrie de la source chaude. Car une seule modification de l'une de ses caractéristiques entraînerait la modification de tout le modèle géologique. De plus, la gestion des conditions aux limites devrait s'appuyer sur celles de Neumann.

La prise en compte concrète de la source de chaleur dans le modèle numérique se fait en imposant une température supplémentaire au lieu considéré. Le voisinage de ce nœud doit naturellement être impacté par cette température de façon atténuée d'autant plus que l'on s'en éloigne, et son extension peut être contrôlée. Une fonction de jonction a été appliquée après avoir été normalisée afin de rendre compte de ce comportement (fig. 70).

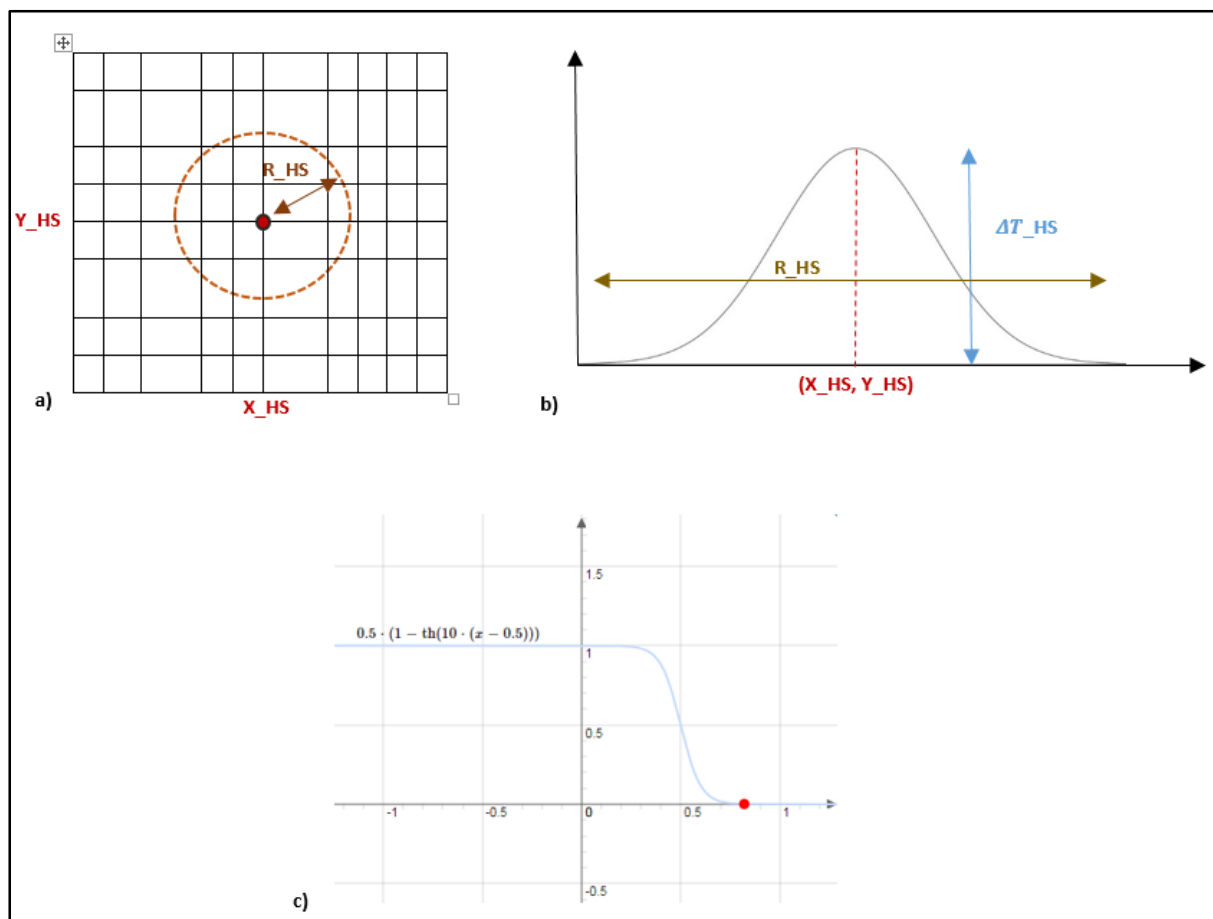
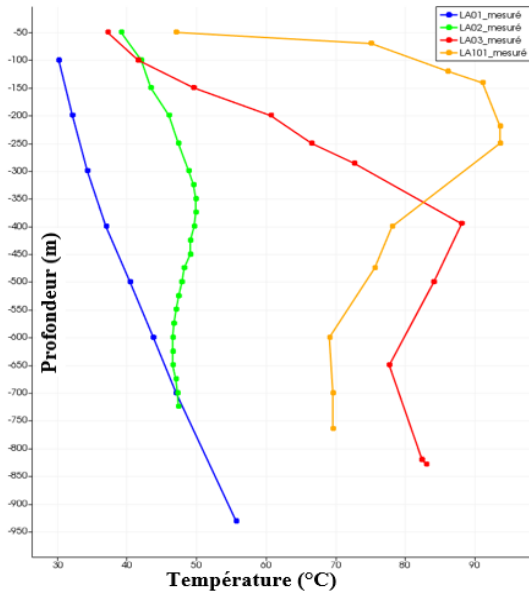


Figure 70: Prise en compte de la source de chaleur dans le modèle hydro-thermique.

a) et b) : Choix du nœud de coordonnées (X_{HS}, Y_{HS}) pour lequel on impose la température ΔT_{HS} supplémentaire et définition son voisinage à l'aide du rayon R_{HS} .⁸

c) : Représentation graphique de la fonction de jonction utilisée dans le modèle numérique.

⁸ La figure a) est un exemple de représentation d'une vue de dessous du modèle géologique dont le maillage n'est pas nécessairement régulier. Le maillage utilisé pour la simulation hydro-thermique du Lamentin étant tétraédrique, on devrait observer une base décomposée en triangles de différentes tailles.



Coordonnées des forages d'exploration dans le système
WGS84 UTM 20N.

Forages d'exploration	X	Y
Pointe Desgras (LA01)	712936	1613490
Habitation Carrère (LA02)	715226	1613240
Californie (LA03)	712926	1616840
LA101	713861	1615210

Figure 72: Géothermes mesurés à partir des forages LA01, LA02, LA03 et LA101.

Quatre cas de figure seront présentés pour mettre en relief la façon dont le modèle numérique réagit selon le ou les paramètre(s) que l'on modifie (fig. 73). Les géothermes que l'on obtiendra seront construits à partir des températures moyennes de chaque élément du maillage choisi et seront donc dépendants de celui-ci.

Cas 0 : On associe à toutes les failles du modèle une même perméabilité de fracture $k_F = 10^{-13} \text{m}^2$ et on n'y place aucune source de chaleur. Les géothermes obtenus sont tous proches l'un de l'autre et présentent comme il avait été vérifiée pour le forage de Pointe Desgras (LA01) l'allure typique du géotherme moyen dans la croûte terrestre. L'intérêt de ce test repose sur la mise en évidence de l'effet de la source de chaleur, une fois prise en compte, sur les résultats.

Cas 1 : Cette fois en ajoutant une source de chaleur avec une anomalie de température de 150°C sur un rayon de près de 3km à 3km de profondeur, on voit bien une réaction des géothermes les plus proches : Californie (LA03) et LA101.

Cas 2 : On discrimine dans ce cas, la faille de Petit-Bourg en lui affectant une meilleure perméabilité de fracture $k_F = 10^{-12} \text{m}^2$. Les résultats obtenus ont grossièrement tendance à suivre l'évolution des géothermes mesurés avec des amplitudes de température d'au moins 10°C qui peuvent être observées au niveau des forages LA101 et de Californie. Un décalage vis-à-vis de la profondeur du maximum de température est aussi constaté pour le forage d'Habitation Carrère.

Cas 3 : Le fait d'attribuer aussi un rôle important à la faille de Chateauboeuf, ayant la même perméabilité de fracture que la faille de Petit-Bourg permet d'atténuer les effets précédemment observés.

Dans tous les cas, le géotherme du forage de la Pointe Desgras (LA01) considéré aujourd'hui comme froid et sec ([158]), n'est pas influencé par la source de chaleur retenue tandis que tous les autres réagissent. Le modèle numérique semble confirmer le rôle des failles dans le système géothermique du Lamentin comme on le constate avec les failles de Petit-Bourg et de Chateauboeuf.

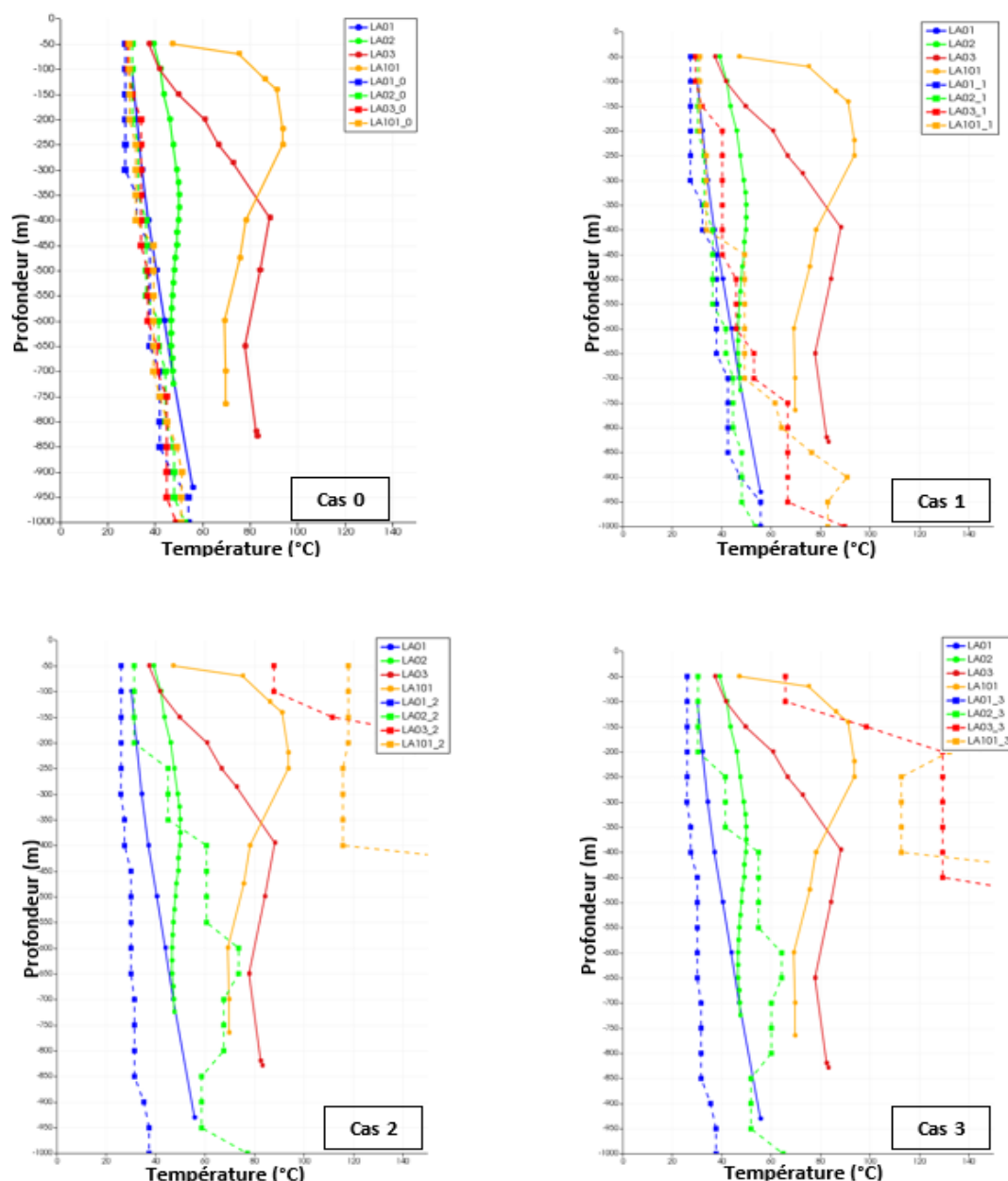


Figure 73: Comparaison des géothermes mesurés et simulés dans quatre cas de figures (*).

(*) Ces géothermes ont été obtenus à partir des températures moyennes de chaque élément du maillage selon la verticale. Les courbes discontinues avec des symboles carrés représentent les résultats de la simulation avec ComPASS.

Les simulations sont particulièrement sensibles à la position de la source de chaleur (fig. 71 et 74). En la déplaçant, on peut retrouver par tâtonnement la position pour laquelle les résultats sont les plus proches de ceux observés dans les forages d'explorations. Ainsi pourrait-on être en mesure dans le cadre défini ici de déterminer la position et l'intensité de la source de chaleur responsable de l'activité actuelle de la ressource géothermique du Lamentin.

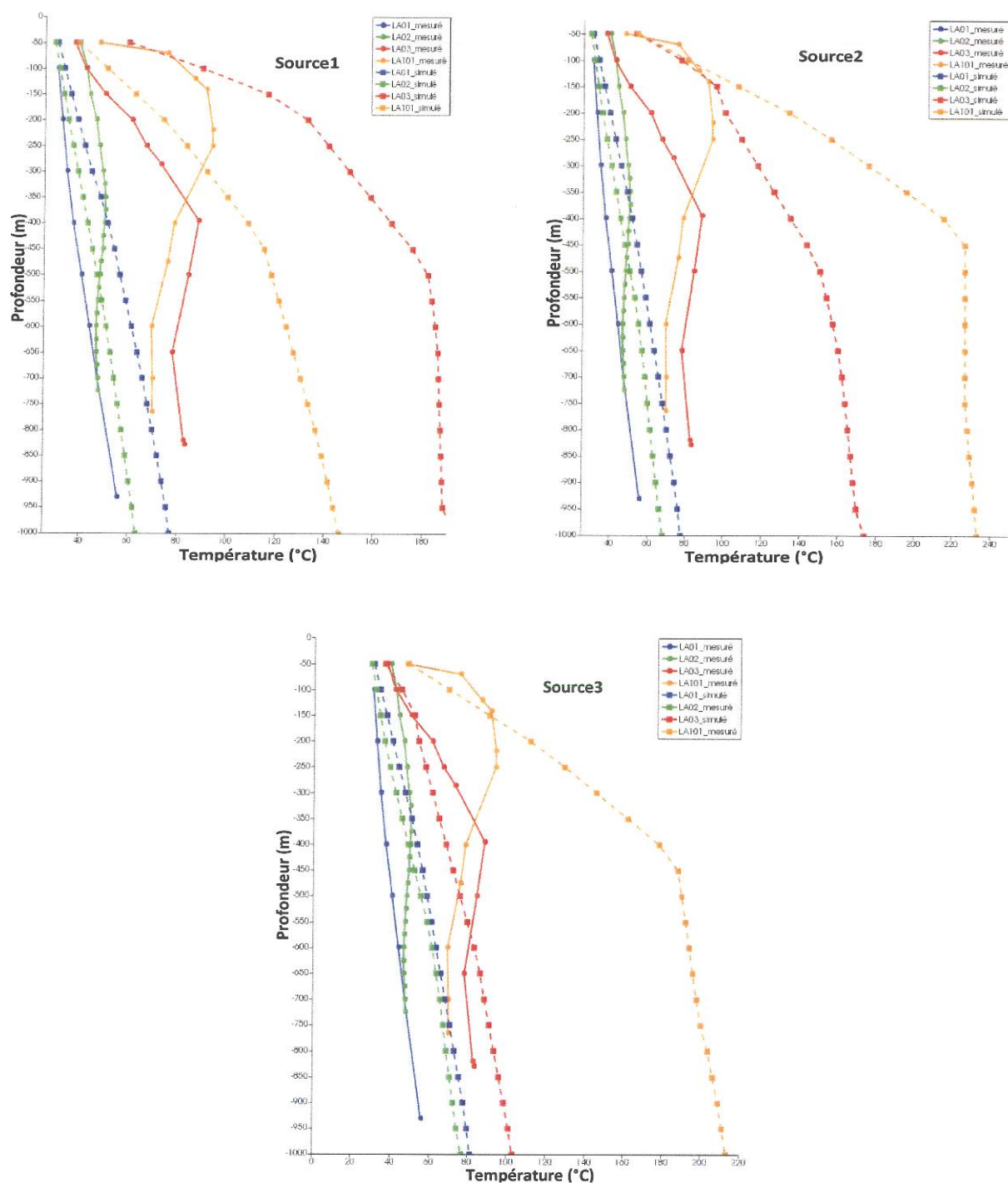


Figure 74: Résultats des simulations de géothermes pour différentes positions de source de chaleur (*).

(*) Ces géothermes ont été obtenus à partir des températures de chaque nœud du maillage selon la verticale. Les courbes discontinues avec des symboles carrés représentent les résultats de la simulation avec ComPASS.

Le principe de recherche de la position de la source de chaleur du réservoir géothermique du Lamentin est présenté ici.

On considère par exemple trois positions hypothétique de la source de chaleur respectivement appelées source1, source2 et source 3 sur la figure 74. D'une position à l'autre, des paramètres comme la perméabilité de fracture ou l'intensité de l'anomalie de chaleur peuvent être légèrement modifiés compte tenu des observations réalisées.

Source1 :

Situé au NW du Morne Cabrit, vers la Zone Industrielle de la Jambette (fig. 74), on applique à la base du modèle une anomalie de chaleur de +150°C et on attribue des valeurs de perméabilité aux failles de façon à faire jouer un rôle important aux failles de Petit-Bourg et de Chateauboeuf :

$k_{F_Chateauboeuf} = 10^{-12} \text{m}^2$, $k_{F_Petit-Bourg} = 10^{-12} \text{m}^2$, et pour les autres failles on a $k_F = 10^{-13} \text{m}^2$.

L'allure des géothermes des forages de LA-101 et de Californie montre effectivement un changement de pente qui montre que le modèle réagi bien à la convection de la chaleur. Toutefois les températures simulées sont largement surestimées par rapport à celles mesurées dans ces forages, ce qui suggère de diminuer, a priori, l'intensité de l'anomalie de chaleur. De plus, il y a un décalage des positions de changements de pente : dans le forage de Californie, elle est repérée vers 500m de profondeur au lieu de 400m, et dans le forage LA-101, elle est à 450m environ au lieu de 150m. Contrairement à ce qui est observé, le géotherme de Californie est plus important que celui de LA-101, ceci étant lié à la proximité de la source de chaleur avec la zone de Californie.

En ce qui concerne les géothermes simulés de Pointe Desgras et d'Habitation Carrère, ils semblent conformes au géotherme normal ne montrant pas d'anomalie. Bien que semblable, celui de Carrère indique des températures inférieures à celles de la Pointe Desgras. Etant donné la position de la source, relativement plus proche de ce dernier, on peut finalement penser que l'anomalie thermique impacte les géothermes des deux forages cités précédemment. Une anomalie thermique ayant été mise en évidence dans le forage de Carrère suggère de changer la position de la source de chaleur simulée.

Source 2 :

L'anomalie est placée cette fois au NE du Morne Cabrit (fig. 74) avec une intensité moindre portée à 130°C. On maintient un rôle hydrogéologique important pour les failles de Petit-Bourg et de Chateauboeuf, tout en les discriminant cette fois-ci :

$k_{F_Chateauboeuf} = 10^{-11}m^2$, $k_{F_Petit-Bourg} = 10^{-12}m^2$, et pour les autres failles on a $k_F = 10^{-13}m^2$.

Par rapport à la première position de l'anomalie, le géotherme de LA-101 est désormais plus important que celui de Californie. Mais les températures dans ces deux forages sont nettement plus importantes malgré la diminution de l'intensité de la source chaude, ce qui est probablement lié à sa trop grande proximité avec ces forages. La perméabilité de fracture pourrait y avoir aussi un rôle sans clairement pouvoir le mettre en évidence ici.

Les géothermes de Pointe Desgras et de Carrère ne sont toujours pas corrélés aux observations faites à ces endroits, mais on observe cette fois, un rapprochement du géotherme de Carrère vers celui de Pointe Desgras qui concorde avec le déplacement de l'anomalie thermique vers Carrère.

Source 3 : On déplace la source de chaleur un peu plus vers le sud entre le Morne Cabrit et la Zone Industrielle de la Lézarde (fig. 74) et on maintient son intensité à +130°C ainsi que les perméabilités de fractures renseignées précédemment.

Les températures simulées dans les forages de Californie et LA-101 ont diminué tout en restant trop importantes pour ce dernier forage. Le changement de pente du géotherme persiste autour de 400m de profondeur pour LA101 et celui de Californie n'est plus aussi net, mais il semble se trouver vers 150m de profondeur.

Les géothermes de la Pointe Desgras et de Carrère sont encore plus proches et semblent mettre en évidence une anomalie géothermique vers 600m de profondeur.

Eléments de synthèse des résultats des simulations hydro-thermiques

Le maillage du modèle géologique que met à disposition la librairie CGAL de Geomodeller semble bien adapté au post-traitement réalisé avec la plateforme ComPASS. On est en mesure d'associer des paramètres physiques individuellement à des formations géologiques et des failles distinctes. Ainsi, il a été possible de donner un rôle prioritaire à l'écoulement des fluides et à la diffusion de la chaleur à travers le réseau de faille et évaluer l'importance relative des failles.

Malgré la forte incertitude qui demeure sur les valeurs réelles de certains paramètres comme les perméabilités ou la porosité, les résultats des simulations sont encourageants. Il semble que l'on puisse confirmer la grande sensibilité des perméabilités et de la position de l'anomalie de chaleur sur les géothermes mesurés par simulation numérique. Les résultats obtenus au niveau des forages de Californie et de LA-101 semblent confirmer le rôle hydrogéologique des failles de Petit-Bourg et de Chateauboeuf dans le système géothermique du Lamentin.

Telle qu'elle a été conçue, la modélisation hydro-thermique est clairement défavorable à l'hypothèse selon laquelle la source de chaleur se situerait en direction des Pitons du Carbet. Car quand on éloigne la source de chaleur de la zone de Morne Cabrit vers l'ouest comme dans le cas de la source 2, les géothermes simulés sont les moins proches des observations. Ces résultats n'excluent pas pour autant la présence potentielle d'une source de chaleur vers le nord du prospect géothermique. Dans ce dernier cas, elle devrait se trouver davantage vers l'est.

En revanche, les résultats des simulations confortent la possibilité d'une source de chaleur ponctuelle à l'aplomb du Lamentin suffisamment profonde, à savoir supérieure à 1000m, et située à l'est du Morne Cabrit. Il pourrait s'agir d'une zone déprimée et fracturée permettant une circulation plus en profondeur et/ou une remontée de gaz chaud d'origine magmatique profonde.

Partie 5

Conclusions, discussions et perspectives

L'exploration géothermique des pays insulaires et volcaniques est d'autant plus complexe que les cibles géothermiques recherchées sont de petites tailles. L'interdisciplinarité s'avère être un moyen efficace et adapté dans ce type d'environnement. Elle suppose une collaboration de plusieurs spécialités pour aboutir à l'élaboration d'un modèle conceptuel, outil de décision indispensable pour engager le projet de géothermie dans sa phase d'exploitation.

Réduire le risque géologique c'est concevoir un modèle conceptuel le plus précis et le plus fiable possible. L'utilisation de modèles numériques mais surtout la méthodologie de couplage proposée dans cette thèse contribue à conforter le modèle. Il s'agissait donc d'appliquer ce couplage à un site géothermique.

La zone de la Montagne Pelée au nord de l'île et celle des Anses d'Arlet, au sud, sont des sites où l'état des connaissances actuelles permet d'envisager le développement d'une ressource géothermale de haute enthalpie ([56], [68]). Toutefois, c'est la Plaine du Lamentin qui a été retenue pour l'application de ce couplage compte tenu de la plus grande quantité de données disponibles. Par ailleurs, seuls quatre forages d'exploration géothermique ont été effectués sur toute la Martinique jusqu'à ce jour, et l'ont été exclusivement dans la Plaine du Lamentin. C'est donc pourquoi, le présent sujet de thèse s'est réalisé sur cette zone. Nous savons cependant que si une ressource géothermale de haute température y a effectivement été présente, elle est aujourd'hui fossile et réduite à un système de basse à moyenne température.

Outre l'objectif de réduire le risque géologique, ce sujet de thèse donne l'occasion d'appliquer pour la première fois la plateforme ComPASS à un cas réel. Les simulations hydrothermiques obtenues avec ce logiciel ont assez bien réagi aux sollicitations des paramètres d'entrée et ont permis de préciser certaines caractéristiques de la zone et mis en lumière quelques points qui pourraient améliorer les résultats.

La réalisation de ce travail a également nécessité la participation à plusieurs campagnes de terrain dans les domaines de la géologie, de la géochimie et de la géophysique afin d'augmenter les données sur la zone géothermique du Lamentin utiles à la modélisation. Ces études ont permis de mettre en évidence quelques zones d'intérêt pour la compréhension du système hydrothermal.

• **Modèle conceptuel actualisé du Lamentin ([70])**

Le modèle conceptuel du champ géothermique du Lamentin proposé (fig. 75) repose essentiellement sur deux points. D'une part, la fracturation profonde qui est responsable de la structure de graben du Lamentin et qui autorise l'infiltration et le réchauffement des eaux en profondeur avec contribution de gaz profonds. D'autre part, on s'est appuyé sur la permanence de l'activité tectonique en raison de la sismicité et des circulations actuelles de fluides d'origine mantelliques. Ainsi, le système géothermal proposé suppose :

- Une recharge en eau douce en direction du massif des Pitons du Carbet.
- Une circulation profonde des eaux dans une direction dominante NW-SE.
- Un mélange avec des eaux de mer probablement mais non exclusivement dans le même système de fractures.
- Une chauffe en interaction avec une phase gaz d'origine mantellique et des roches volcaniques portées à des températures de $115\pm 25^{\circ}\text{C}$.
- Un système de convection

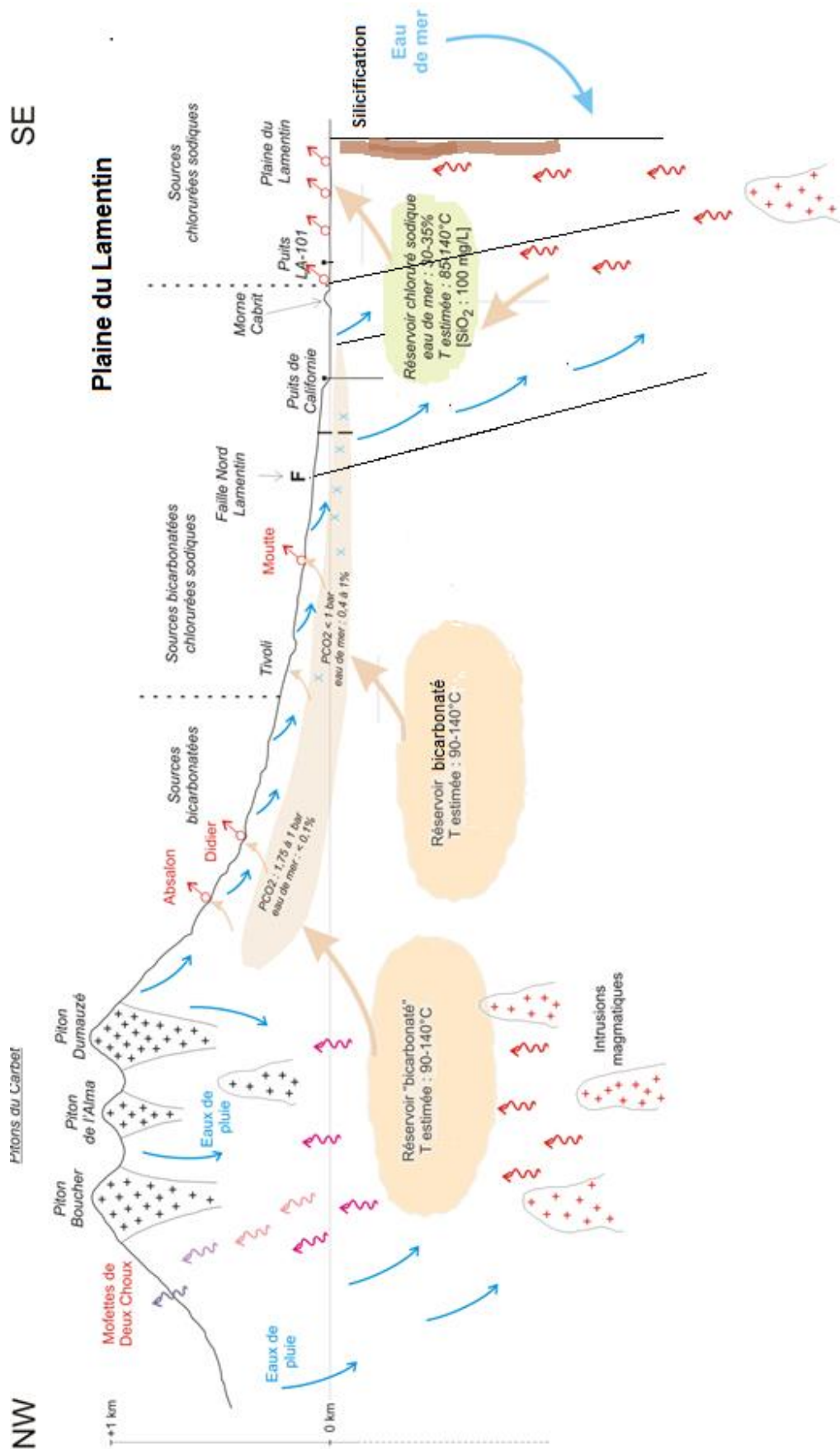


Figure 75: Modèle conceptuel actualisé du système géothermique du Lamentin

• Le modèle géologique 3D et les résultats du couplage

La construction du modèle géologique 3D du Lamentin s'est appuyée sur la constitution de la « pile géologique » et l'intégration du réseau de failles identifiées et/ou supposées. Les nombreux forages à objectifs géothermiques ou autres ont contribué à consolider le modèle en densifiant les données aidant à interpréter et distinguer les différentes formations géologiques sur 3 dimensions. Car ces dernières, regroupées selon leur nature et leur âge en séries géologiques, définissent la « pile géologique ». La répartition spatiale de ces forages, bien que non homogène du fait de l'accessibilité limitée de certaines zones, a ainsi aidé à augmenter la précision du modèle.

Les campagnes de terrain qui se sont tenues en Octobre 2016 sur le Lamentin et ses environs en gravimétrie, en géologie et en géochimie ont complété les résultats des campagnes antérieures. Elles ont abouti à une définition actualisée du réseau de failles qui structure la plaine du Lamentin. La confrontation des résultats de l'exploration gravimétrique avec ceux issus des méthodes magnétique, électromagnétique et électrique a particulièrement renforcé la pertinence de la caractérisation de ces failles.

Ainsi, le modèle géologique 3D final obtenu par application du logiciel Geomodeller est-il le résultat de calages de données fournies en profondeur par les forages et en surface par la carte géologique au 1/50000^e du Lamentin, tout en intégrant le réseau de failles. Cette représentation en 3 dimensions de la zone géothermique du Lamentin est en accord avec toutes les observations géologiques faites sur le terrain, les analyses géochimiques et les mesures géophysiques réalisées. L'utilisation de la librairie CGAL de Geomodeller donne ensuite la possibilité d'en générer un maillage tétraédrique pour les besoins des simulations hydro-thermiques réalisées avec la plateforme ComPASS.

Les résultats des simulations hydro-thermiques générés par ComPASS confortent le modèle géologique 3D, puisqu'ils permettent d'évaluer la pertinence des données l'alimentant en amont. Ainsi la description du réseau de failles intégré au modèle géologique 3D, a un impact important sur les simulations et le fait que les résultats obtenus semblent se rapprocher des observations, témoigne en faveur d'un écoulement qui a principalement lieu à travers ces failles. En effet les simulations avec ComPASS reposent sur le rôle prépondérant des perméabilités et des porosités de failles par rapport à celles des formations géologiques elles-mêmes.

L'application couplée des logiciels Geomodeller et ComPASS, au site géothermique de moyenne enthalpie du Lamentin, a conduit à un modèle numérique qui parvient à reproduire globalement les observations des gradients thermiques des quatre forages d'exploration : celle de la Pointe Desgras (LA01), d'Habitation Carrère (LA02), de Californie (LA03) et le forage LA-101. Des inversions de gradient géothermique ont pu être observées et vont dans le sens d'un transfert thermique prioritairement par convection comme nous l'avions supposé.

Les premiers résultats obtenus par le couplage apportent donc une valeur ajoutée au modèle conceptuel dans la mesure où ils sont susceptibles de confirmer ou infirmer les hypothèses proposées. Ainsi, la faille NW-SE, dite de Petit-Bourg, jouerait un rôle hydrogéologique important, de même que la faille NNW-SSE de Chateauboeuf qui la rejoint.

De façon générale, il est apparu que la connaissance des données hydrogéologiques détermine la précision des résultats des simulations. La mesure de la transmissivité à l'aide de mises en production des forages et l'estimation de l'épaisseur du réservoir par les méthodes géophysiques sont des éléments cruciaux pour la précision du modèle hydro-thermique car elles donnent accès à une évaluation des perméabilités.

Enfin, il a été montré que ce couplage peut aider à déterminer la position et l'intensité de la source de chaleur responsable de l'activité hydrothermale du Lamentin. L'hypothèse d'une source de chaleur à l'aplomb de la plaine du Lamentin a été retenue. Ce postulat semble conforté du point de vue des gradients thermiques simulés par ComPASS.

• Discussions des résultats

Bien que le modèle géologique 3D généré par Geomodeller soit satisfaisant, l'absence de carottage des formations sur les premiers 400m de profondeur au niveau des trois forages d'exploration des années 2000-2001 ([158]) a handicapé les interprétations faites pour la constitution de la pile géologique. C'est justement au sein de ces 400m de profondeur que plusieurs formations géologiques convergent.

Les simulations hydro-thermiques ont été effectuées en considérant que le fluide du réservoir géothermique était de l'eau pure alors que ce fluide est chargé en sels, notamment du fait de la contribution marine ([56], [70], [158]). La prise en compte de la salinité du fluide géothermal permettrait d'évaluer l'importance de ce caractère sur le modèle hydro-thermique. Cette charge en sels dissous modifie les propriétés du fluide et impacte directement son écoulement et la diffusion de la chaleur.

De plus, le fluide géothermal existe généralement sous plusieurs phases et ComPASS est en mesure de simuler l'écoulement d'un fluide polyphasique. Cette possibilité n'a pourtant pas été utilisée dans les simulations exécutées pour cette thèse, puisqu'il s'agissait avant tout de tester l'application du code pour la première fois à un cas concret, celui de la zone géothermique, faillée, du Lamentin. Sa prise en compte aurait particulièrement ralenti la vitesse d'exécution du code actuel et nécessiterait beaucoup plus de temps.

Les hypothèses retenues pour l'application de ComPASS devront nécessairement évoluer avec l'arrivée de données nouvelles. Une amélioration en termes de vitesse d'exécution des codes dans ComPASS notamment pour le calcul parallèle permettrait d'appliquer des valeurs différentes de perméabilité, de conductivité thermique pour chaque formation géologique représentée en sortie de Geomodeller. Enfin, la prise en compte des sources de chaleur en utilisant des conditions de Neumann plutôt que celles de Dirichlet augmenterait, a priori, la cohérence et la précision du modèle dynamique.

La confrontation du modèle géologique aux données géophysiques a été l'occasion de corroborer et même d'apporter des hypothèses supplémentaires. En particulier, la superposition des discontinuités gravimétriques avec la carte géologique simplifiée issue de Geomodeller a confirmé la présence de certaines failles, et elle en a suggéré d'autres pouvant en être le prolongement. La simulation hydro-thermique peut suggérer au même titre des hypothèses similaires et renforcer les interprétations de l'exploration gravimétrique. Par exemple, pour représenter la contribution marine dans le modèle, il sera indispensable de le faire à travers le réseau de faille. L'importante silicification de la partie sud de la zone d'exploration du Morne Cabrit au nord jusqu'à Château-Lézard au sud (fig. 78) et le rôle de barrière hydrologique de la faille Centre-Lamentin ne permettent pas, a priori, d'envisager par ce biais une alimentation du réservoir géothermique en eau de mer. Les seules possibilités sont limitées à la partie nord à nord-ouest du Cohé du Lamentin où seule la faille Nord-Lamentin, voire la faille de Rivière Salée Est peuvent convenir.

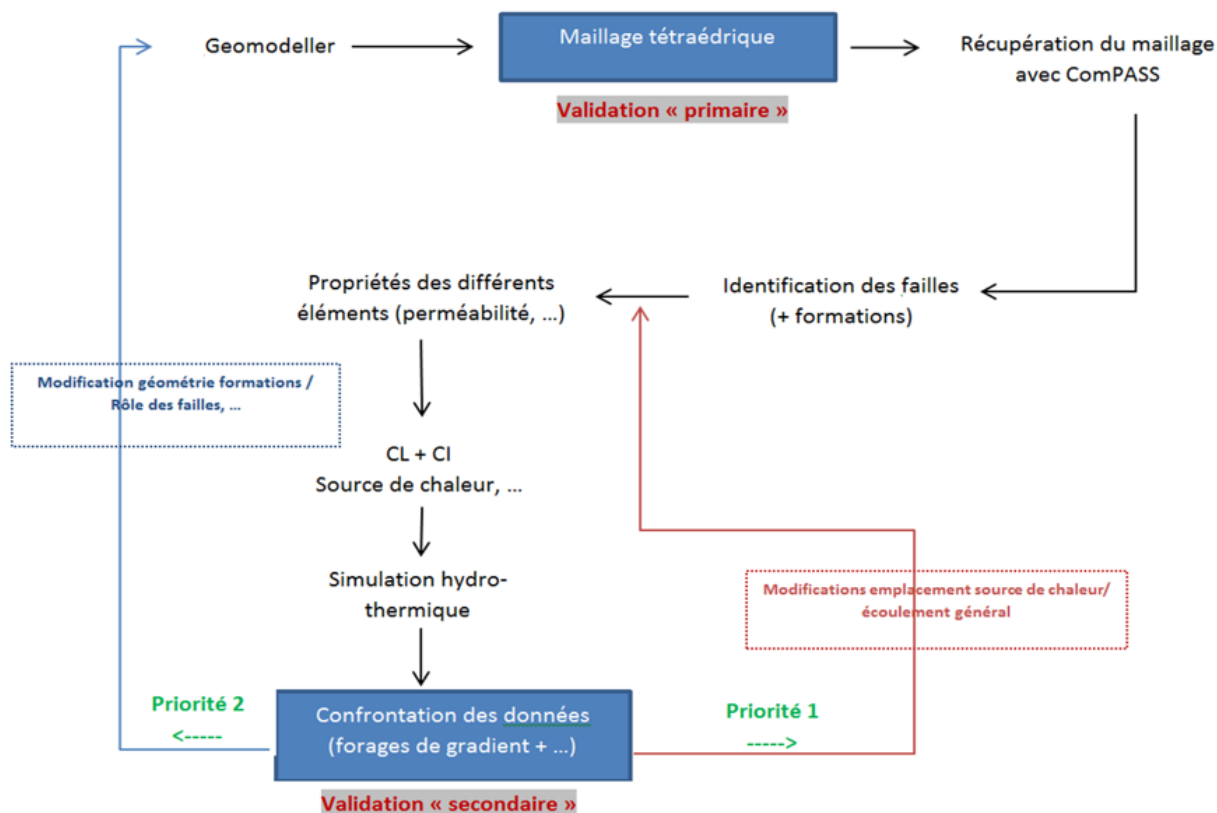


Figure 76: Schéma hypothèse de la méthodologie à appliquer au niveau du couplage Geomodeller-ComPASS.

L'utilisation couplée de Geomodeller et de ComPASS peut être mise à profit pour rechercher le meilleur modèle conceptuel en s'appuyant sur une rétroaction systématique entre ces simulations (fig. 76). La démarche consisterait à commencer par générer un premier modèle à l'aide de Geomodeller avec un maillage suffisamment fin. Après avoir identifié les différentes formations géologiques ainsi que les failles, puis imposé des conditions limites et initiales, on lancerait les simulations hydro-thermiques avec ComPASS et les résultats obtenus pourraient, alors, être comparés aux géothermes mesurés.

Pour chacune des simulations, les modifications pourraient porter sur l'emplacement et l'intensité de la source de chaleur ou/et les paramètres de l'écoulement des fluides avant d'appliquer de nouveau le code ComPASS jusqu'à ce qu'ils correspondent aux autres résultats et observations des autres disciplines. A partir des résultats de simulations hydro-thermiques la géométrie des formations, le rôle des failles peuvent être modifiés. Dans ce cas, l'emploi de Geomodeller devient une nouvelle occasion d'affiner le consensus établi entre les spécialistes et conduire à un modèle géologique enrichi et plus fiable.

• **Réflexions sur l'emplacement de la source de chaleur et sur quelques lieux d'intérêt**

L'un des principaux objectifs des récentes explorations géothermiques consistait à préciser la localisation et l'origine de la source de chaleur responsable de l'activité hydrothermale. Plusieurs hypothèses ont été formulées. La principale, retenue à l'issue des campagnes d'exploration géothermique jusqu' à 2012, considérait une source de chaleur en direction des Pitons du Carbet. Les eaux météoriques infiltrées seraient réchauffées au sein de ce massif volcanique, puis s'écouleraient vers le graben du Lamentin où elles se mélangeraient avec d'autres eaux. Mais, plusieurs arguments depuis le début des explorations géothermiques vont à l'encontre de cette hypothèse :

- Les zones d'intenses silicifications avec travertins siliceux (ou sinters) témoignant de fluides hydrothermaux de haute température affleurent dans la partie Sud-Ouest du prospect : Morne Dorée, Château-Lézard, Petit Morne, Morne Rouge (fig. 78). Ce processus reste difficile à expliquer dans le cas où la source de chaleur à l'origine de ces manifestations hydrothermales fossiles du Lamentin se situerait au niveau des Pitons du Carbet, soit à près de 15 km au Nord-Est de la zone d'intérêt. Cette distance est trop importante pour préserver la température de tels fluides ; par ailleurs, on ne retrouve pas de traces de telles silicifications entre les Pitons du Carbet et la Plaine du Lamentin.
- Il en va de même avec les anomalies géochimiques notamment en gaz des sols, qui disparaissent au Nord de la plaine du Lamentin en direction des Pitons du Carbet. Les anomalies en radon (Rn), élément qui a une demi-vie de 3.8 jours, en monoxyde de carbone (CO), instable également car il se transforme rapidement en dioxyde de carbone (CO₂), et en hélium (He), très volatile, peuvent difficilement être produites après un voyage de près de 15km.
- Les rapports isotopiques des eaux remontées dans les forages profonds d'exploration (LA01, LA 02, LA 03) indiquent des valeurs peu compatibles avec un mélange tardif avec l'eau de mer. Il est plus probable que ces eaux aient été réchauffées après mélange avec l'eau de mer ([56]). Ceci, est aussi cohérent avec les lois de l'hydrostatique, et va aussi à l'encontre d'une source de chaleur au niveau des Pitons du Carbet.

- Une hypothèse alternative faisant intervenir une contribution marine à la composition du fluide géothermal en amont de la Plaine du Lamentin peut être examinée. Il s'agirait de supposer une imprégnation des formations par l'eau de mer. Une telle hypothèse se heurterait à plusieurs obstacles. Les formations pour lesquelles l'imprégnation marine est la plus probable seraient les Tuffites de Fort-de-France, sédiments marins mis en place il y a 6,5 - 5,1 Ma. Cette « imprégnation » n'a, jusqu'ici, jamais été mise en évidence dans les nombreux forages qui ont traversé les « tuffites ». Cependant, et à supposer encore que ces formations se développent suffisamment à l'aplomb d'une éventuelle source de chaleur liée aux Pitons du Carbet, leur âge rend difficile la persistance dans le temps d'un réservoir suffisant d'eau marine en leur sein. Le problème serait de même nature pour une formation plus jeune (< 0,5 Ma : donc contemporaine de la construction du Morne Jacob ou Pitons du Carbet) qui aurait pu accumuler assez d'eau de mer, ce qui aurait demandé des mouvements eustatiques significatifs. Cela suppose aussi que ce réservoir n'ait pas été touché par l'effondrement sectoriel des Pitons du Carbet (0,35 Ma) et qu'il ait alimenté l'activité hydrothermale au Lamentin dès le début, soit depuis au moins 0,3 Ma. Tout ceci reste purement spéculatif au stade de nos connaissances. Toutes ces suppositions faites, il reste un obstacle majeur : cet éventuel stock d'eau de mer « fossile » ne pourrait qu'avoir été progressivement dilué par une recharge en eau douce. Depuis les cinquante ans de suivi des sources hydrothermales du Lamentin aucune tendance à la dilution n'a été identifiée.

Mais il pourrait exister encore d'autres hypothèses de sources de chaleur qu'il serait intéressant de tester à terme à l'aide de couplage de Geomodeller et ComPASS. Cette démarche a plus ou moins été mise en place dans les simulations avec ComPASS, puisque des résultats ont été obtenus pour trois positions différentes de sources de chaleur dont l'un proche du Cohé du Lamentin. Il s'agit ici de mentionner ces autres hypothèses possibles :

- Les études portant sur des eaux prélevées en forage à Tivoli et à Didier, ou sur celles d'autres quartiers de Fort-de-France attestent d'une très légère contribution marine. La composition isotopique du lithium y est compatible avec un processus de mélange entre un pôle marin et un pôle profond d'origine magmatique ; en outre les géothermomètres indiquent des températures profondes à 100-120°C ([56], [160]). Ainsi toute la zone comprise d'ouest en est de Tivoli à Gondeau pourrait être impactée par une source de chaleur, voire par plusieurs, très localisées.
- La zone du Cohé du Lamentin dans la baie de Fort-de-France peut aussi se situer à l'aplomb d'une source de chaleur. Les mesures réalisées dans cette zone restent extrêmement limitées du fait des difficultés d'accès et/ou d'exploration proprement-dite dues à la mangrove et à la mer elle-même. Pourtant les indices d'activité géothermique les plus intenses se situent en périphérie est où l'on retrouve les forages LA-101, La-10 et La-12 proches du Morne Cabrit et celui de Californie (LA-03).

- L'hypothèse du volcanisme dit du « Morne-Rouge » intercalé entre des sédiments anciens et récents, centré sur la zone de l'aéroport, conduit à supposer l'existence d'une source de chaleur ponctuelle mais de faible extension notamment par rapport au volume des matériaux reconnus. La présence de dépôts d'une éruption hydromagmatique s'étendant du Morne Rouge jusqu'à Pointe Desgras témoigne en faveur d'un volcanisme dans cette zone. Ces dépôts sont entièrement silicifiés par l'activité hydrothermale de la phase ancienne de haute température du système Lamentin. La zone des *sinters*, qui jouxtent l'aéroport, constituait donc non seulement un exutoire majeur du système géothermal fossile du Lamentin mais également un pointement volcanique localisé vers le littoral de Morne Rouge. Cela constitue une hypothèse de source de chaleur en complément de la zone située à l'est du Morne Cabrit. L'existence de ces pointements volcaniques représenterait ainsi une seule et même expression de volcanisme et donc une seule source de chaleur. Mais dans cette hypothèse, la circulation des fluides souffre de trois limitations principales :
 - l'intense silicification à l'ouest de la zone limite, a priori, l'apport d'eau de mer.
 - le forage de la Pointe Desgras (LA01) est sec et froid, celui de Carrère (LA02) atteint au plus 50°C alors que le forage de Californie (LA03) bien au nord de cette zone marque une température franchement plus importante atteignant 90°C.
 - l'intensité des anomalies géochimiques en espèces volatiles des sols (Hg, As, CO₂, CO, He, Rn,) est bien plus intense au nord de cette même zone.

La construction du modèle géologique 3D et les résultats hydro-thermiques ont amené à s'interroger sur certaines localités en relation avec le système géothermique du Lamentin (fig. 77). Ces zones semblent revêtir une importance et présentent pour certaines des singularités qui peuvent aider à la compréhension du système géothermique du Lamentin, notamment en ce qui concerne sa ou ses sources de chaleur et son fonctionnement. Il s'agit du Morne Rouge, du Morne Cabrit, de Rivière Salée, de l'Ilet à Ramiers et de la baie de Fort-de-France (fig. 77).

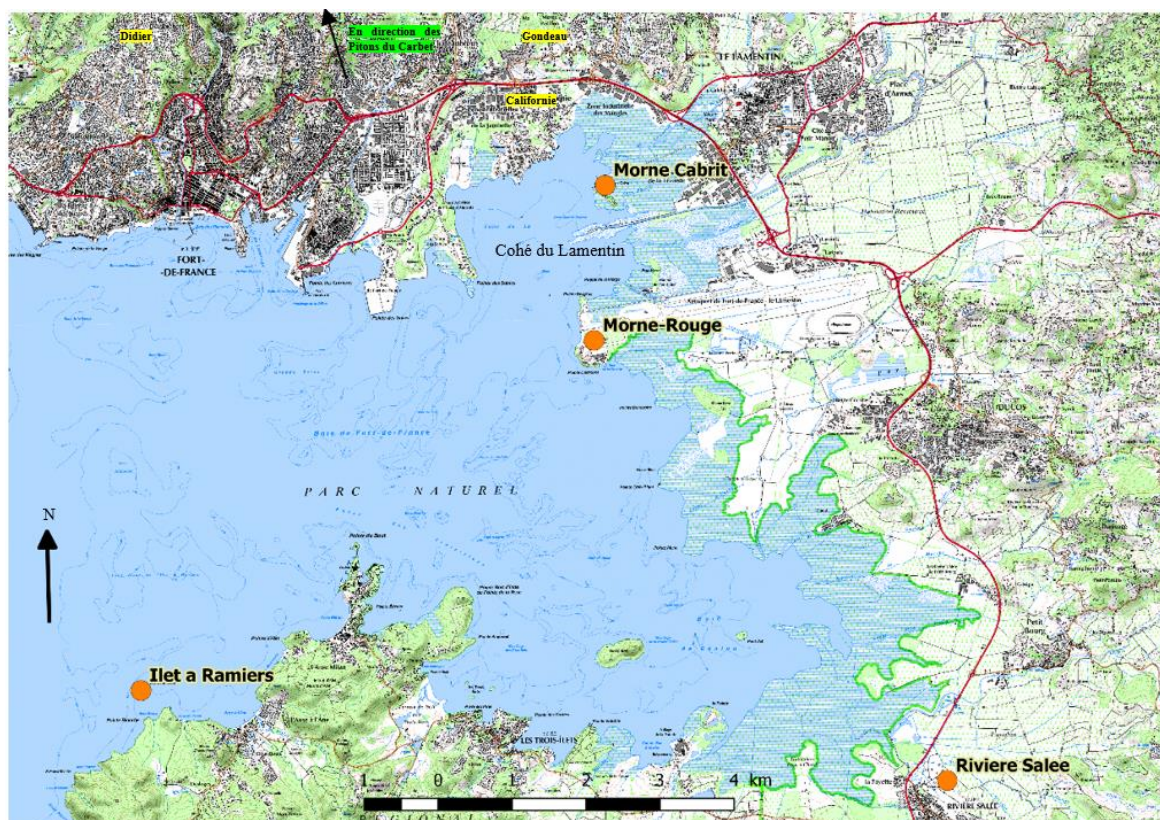


Figure 77: Localisation des différents lieux d'intérêt (échelle 1:20000).⁹

Morne Rouge

Le Morne Rouge a été le siège d'un important hydrothermalisme se traduisant par une silicification massive des formations présentes (dépôts de silice amorphe, présence de mosaïques de quartz secondaires,...). D'ailleurs, sa proximité avec les sources chaudes du Lamentin avait amené G. Marinelli ([148]) à décrire cette zone comme un « stockwerck », conduit d'altération où des veinules de silice accompagnent des dépôts de barytine, d'arsénopyrite, de malachite et de mispickel. Cela constitue des indices d'un système fossile de haute température, d'origine profonde. La présence d'inclusions dans la barytine suggère que la cristallisation aurait eu lieu dans une zone proche de la surface. L'altération du Morne Rouge aurait eu lieu dans des conditions de températures proches de 100°C ([142], [153]).

⁹ Quelques quartiers sont représentés ici surlignés en jaune car ils sont reliés aux éléments de discussion sur la description et le fonctionnement du système géothermique du Lamentin. Il est fait mention de Tivoli, un quartier de Fort-de-France, localisé en dehors de cette carte, dans sa partie nord entre Didier et Gondeau.

Il reste plausible que les formations du Morne Rouge constituent l'expression d'une source de chaleur peu profonde et associée à la remontée de fluides chauds. Leur âge est, a priori, suffisamment jeune pour considérer une dissipation de la chaleur à cet endroit, quoique de portée limitée en termes d'intensité comme d'extension spatiale. En effet, elles sont décrites comme des « laves noires » à « gris foncé » intercalées dans les alluvions de la Plaine du Lamentin, et sont sub-contemporaines des dépôts hydrothermaux du système fossile du Lamentin, datés, eux, entre 0,25 et 0,3 Ma ([57]).

La source de chaleur liée à ce volcanisme pourrait aussi correspondre aux sources émergeant au niveau de Carrère qui atteignent près de 60°C comme on a pu le mesurer lors de la campagne de mesures physico-chimique d'Octobre 2016.

Il est curieux de noter qu'en profondeur, vers 400 m, le forage voisin de Carrère (LA 02) produit des eaux de moins de 50°C, donc de température inférieure aux sources superficielles ayant donc très probablement un itinéraire distinct et/ou ayant été impliquées dans une boucle de convection.

Morne Cabrit

Dans un premier temps, D. Westercamp voyait une relation entre le volcanisme du Morne Cabrit et les formations du Morne Rouge compte tenu de leur proximité (fig. 72), de leur situation structurale similaire, des anomalies thermiques et géochimiques des sols ([167]) et de la fraîcheur apparente de ses laves ([70], [157]). C'est précisément au sud-est du Morne Cabrit que le premier forage LA-101 profond de 770 m environ, a été effectué mettant en évidence, dans le même temps, les températures profondes les plus élevées, soit près de 93°C à 250m de profondeur ([150]).

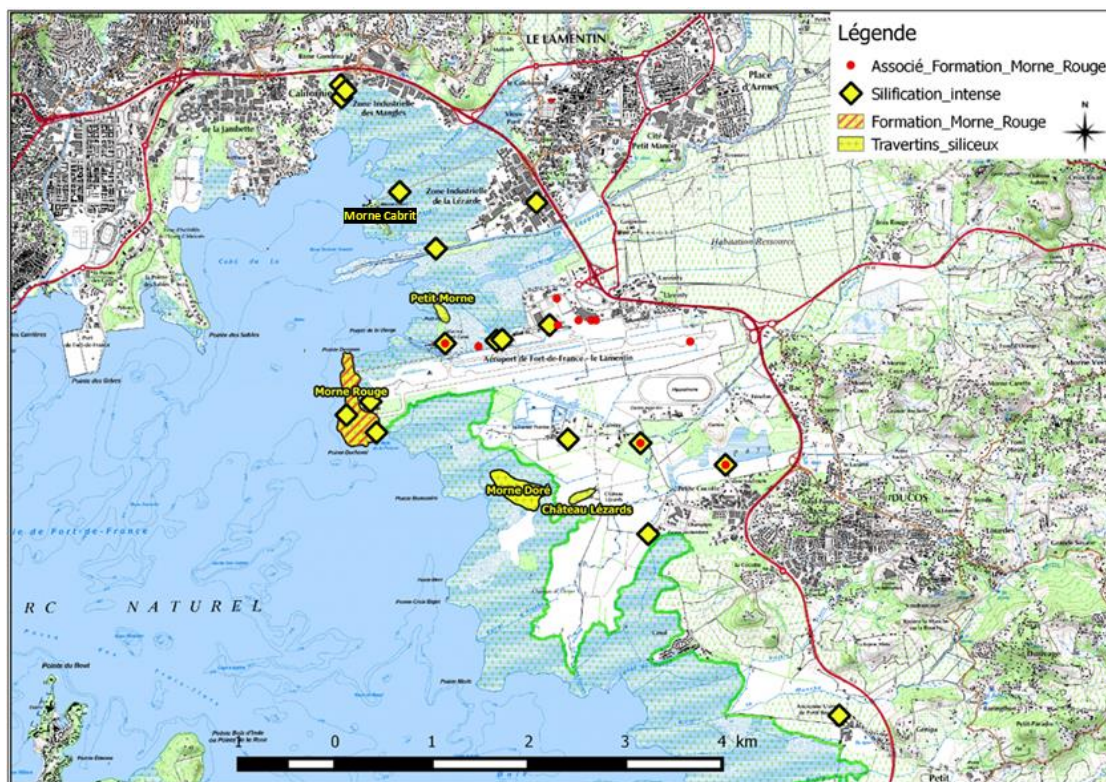


Figure 78: Etendue des formations associées au volcanisme du Morne-Rouge et répartition de zones de silicification intense.

Par la suite, une datation K-Ar ([157]) a rattaché les formations du Morne Cabrit à celles de Vauclin-Pitault 1, conduisant à imaginer une remontée brutale du socle à cet endroit, et contredisant l'hypothèse précédemment développée. Toutefois, cette datation est sujette à discussion comme cela a été le cas pour bien d'autres formations qui aujourd'hui ont été « rajeunies » en utilisant une méthode de datation plus rigoureuse ([167]).

Dans le cas du Morne Cabrit, la méthodologie de datation ne serait pas seule en cause, mais le matériau primaire, lui-même. En effet, une nouvelle analyse chimique ([70]) a montré un « perte au feu » (3,04 %), souvent assimilée à une teneur en eau, donc à la présence d'argiles d'altération. Cette altération s'accompagne généralement d'un départ du potassium.

L'analyse faite lors de la datation (<1989 ?) au niveau du Morne Cabrit indique une teneur en K_2O de 1.01%, alors qu'une nouvelle évaluation en 2017 montre un taux de 1.27%, déjà le résultat d'une altération. Cette observation renforce l'hypothèse d'un départ de potassium, sur lequel repose largement la datation, et conduit à surestimer l'âge de la roche. Il est donc très probable que l'âge du Morne Cabrit soit inférieur à 13,44 Ma sans qu'il soit possible, à ce stade, de le préciser.

De plus, la construction du modèle géologique 3D avec Geomodeller a souligné la difficulté d'associer les formations reconnues après l'étude des logs lithologiques, aux séries géologiques dans la zone du Morne Cabrit.

La zone du Morne Cabrit se trouve précisément à la convergence de plusieurs séries : Vauclin-Pitault 1, Vauclin-Pitault 2, Sud-Ouest Martiniquais (Morne Pavillon). Préciser l'âge des formations du Morne Cabrit aurait donc une incidence directe sur la construction du modèle géologique. En effet, cela serait le moyen d'éprouver l'hypothèse d'appartenance du Morne Cabrit à un volcanisme plus récent comme celui de Morne Rouge et d'étendre ainsi la zone source de chaleur.

Rivière Salée

Au début des explorations géothermiques ([57], [142], [150], [153]), la zone de Rivière Salée a été considérée comme une cible géothermique prioritaire. Elle concentre en effet un faisceau d'indices qui justifie l'intérêt qui lui avait été porté :

- Cette zone se situe au croisement de trois directions de fractures (N10°W, N120°E, et surtout N140°E) où se succèdent trois phases hydrothermales des formations volcaniques. Le volcanisme acide de Rivière Salée s'est mis en place il y a $0,63 \pm 0,10$ Ma ([157]).
- Le panneau tectonique de Rivière Salée constitue, comme celui de Petit-Bourg, l'un des panneaux orientés N140°E effondrés le long de failles normales constituant le graben du Lamentin. Il faut noter, par ailleurs, que les zones des *sinters* de Morne-Rouge, Morne Doré, Château-Lézard ou encore le Morne Cabrit se situent dans le prolongement de ce graben.
- Le panneau de Rivière Salée serait le plus méridional et le plus affaissé. Chovelon ([57]) y indiqua l'affleurement d'un dôme de dacite à quartz et hornblende, une coulée d'andésite massive à hornblende et des enclaves lithiques arrachées au substratum. La mise en place de produits magmatiques différenciés ([142]) permet d'envisager l'existence d'une masse magmatique sous-jacente et l'existence de phénomènes tectoniques profonds contrôlant la formation du graben.
- A l'extrême nord du panneau de Rivière Salée, un fort gradient thermique est mesuré : 1,8 °C/10m, ce qui corrobore l'idée d'une anomalie thermique localisée à cet endroit.

Après ces premières phases d'exploration, le graben de Rivière Salée n'a plus été considéré comme une zone à potentiel géothermique surtout en raison du rôle de barrière hydrogéologique que joue la faille NE-SW Centre Lamentin. En effet, l'existence d'un réservoir géothermique sous-jacent devrait en principe se signaler par la libération de gaz en surface, voire par des sources chaudes, ce qui n'est pas le cas à Rivière Salée.

Pourtant, les failles NW-SE de Rivière Salée « Est » et « Ouest » pourraient éventuellement jouer un rôle à l'échelle régionale du Lamentin. Leur proximité avec les formations hydrothermales de Morne Dorée, Morne Rouge et Château-Lézard semble établir un lien qui aurait été actif autrefois avant et pendant les phases de silicification intense ayant concerné ces mêmes zones. La partie sud serait colmatée aujourd'hui et sa partie nord pourrait encore jouer un rôle dans le contexte géothermique actuel en constituant, par exemple, une voie de contamination de l'eau géothermale par l'eau de mer.

Ilet à Ramiers

Il s'agit d'un cône strombolien basaltique de $0,691 \pm 0,04$ ans (H. Guillou, 2017, comm. pers.) de 200m de diamètre et de 39m de hauteur à 1,5km à l'Ouest de l'Anse à l'Ane, un quartier de la commune des Trois-Ilets au sud de la baie de Fort-de-France. Il constitue l'une des roches les plus basiques de l'arc volcanique actif antillais ($MgO > 15\%$; $SiO_2 < 45$).

Il s'agit donc d'une roche magmatique primitive probablement issue par fusion partielle du coin de manteau sous-jacent. Westercamp ([157]) suggéraient, sur la base de la géomorphologie, un contrôle par un accident de direction NE-SW. La nature très basique de la roche indiquerait alors une ampleur de faille lithosphérique.

L'observation de la nature des formations de l'îlet à Ramier a conduit Westercamp à le rapprocher des coulées basaltiques du Morne La Plaine situé plus au sud-sud-est, sur la presqu'île des Trois-Ilets. Ces dernières sont cependant nettement plus anciennes, soit plus de 1,175 Ma.

Ce « pointement » volcanique localisé illustre l'arrivée locale de matériels profonds à la surface à la faveur de zones de fractures profondes. Cela conforte l'hypothèse de pointements de chaleur dans la zone couvrant le prospect géothermique du Lamentin.

La baie de Fort-de-France

Chovelon ([153]) évoque le rôle que tiendrait le système de fractures NW-SE des Trois-Ilets prolongeant le graben du Lamentin. Ce système de failles pourrait aussi être relié à l'axe Pointe-Burgos – Rocher du Diamant conduisant à un lien entre le système des Anses d'Arlet et celui du Lamentin ?

Le réseau de failles Nord-Sud traverse l'ensemble du Lamentin et a été associé aux dépôts hydrothermaux siliceux récents (*sinters* de Morne-Rouge et autres zones similaires).

L'étude géothermique, hormis la prospection par CSEM, a été limitée par la présence de la mangrove et de la mer, et l'exploration la baie de Fort-de-France reste à effectuer. L'examen des données bathymétriques et LIDAR ([70]) a montré une certaine cohérence entre les alignements sous-marins et les directions de fracturation. Aucune trace de pointement volcanique ou hydrothermal n'a pu y être décelée. Des anomalies géochimiques et thermiques jalonnent la périphérie du Cohé du Lamentin. Une étude plus poussée (sismique réflexion, ...) pourrait-elle préciser les informations acquises ?

BIBLIOGRAPHIE

- [1] J. H. BUTLER et S. A. MONTZKA, « THE NOAA ANNUAL GREENHOUSE GAS INDEX (AGGI) », *NOAA Earth Syst. Res. Lab.*, 2018.
- [2] C. D. Keeling, « The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas », *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 13, n° 4, p. 322-334, janv. 1958.
- [3] J. Lemale et F. JAUDIN, *La géothermie, une énergie d'avenir*. Agence régionale de l'environnement et des nouvelles énergies île-de-France, 1998.
- [4] ESMAP, « GEOTHERMAL HANDBOOK : PLANNING AND FINANCING POWER GENERATION », technique 002/12, 2012.
- [5] EDF, « La géothermie en chiffres. », 2013.
- [6] International Renewable Energy Agency (IRENA), « Renewable Power Generation Costs in 2017 », Abu Dhabi, 2018.
- [7] International Renewable Energy Agency (IRENA), « Renewable capacity statistics 2018 », Abu Dhabi, 2018.
- [8] EDF, « Systèmes énergétiques insulaires Guadeloupe. Bilan Prévisionnel de l'équilibre, Offre/Demande d'électricité. », juill. 2017.
- [9] M. DETAY, E. Kaminski, et P. Thomas, *Traité de volcanologie physique*. Paris: Lavoisier, Tec & Doc, 2017.
- [10] EDF, « Centrales nucléaires et environnement », 2011 2010.
- [11] M. Castello, Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie (France), France, et Bureau de recherches géologiques et minières, *La géothermie*. Angers: Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie, 2004.
- [12] H. N. Pollack, S. J. Hurter, et J. R. Johnson, « Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set », *Rev. Geophys.*, vol. 31, n° 3, p. 267, 1993.
- [13] J. Lemale, *La géothermie*. Paris: Dunod : Le Moniteur, 2016.
- [14] G. Boillot, P. Huchon, et Y. Lagabrielle, *Introduction à la géologie: La dynamique de la Terre*. 2013.
- [15] D. O. Hayba et S. E. Ingebritsen, « Multiphase groundwater flow near cooling plutons », *J. Geophys. Res. Solid Earth*, vol. 102, n° B6, p. 12235-12252, juin 1997.
- [16] C. R. Faust et J. W. Mercer, « Geothermal Reservoir Simulation- 1. Mathematical Models for Liquid- and Vapor-Dominated Hydrothermal Systems », *Water Resour. Res.*, vol. 15, n° 1, p. 23-30, févr. 1979.
- [17] S. K. Garg et J. W. Pritchett, « On pressure-work, viscous dissipation and the energy balance relation for geothermal reservoirs », *Adv. Water Resour.*, vol. 1, n° 1, p. 41-47, sept. 1977.
- [18] R. N. Horne et M. J. O'Sullivan, « Convection in a Porous Medium Heated from Below: The Effect of Temperature Dependent Viscosity and Thermal Expansion Coefficient », *J. Heat Transf.*, vol. 100, n° 3, p. 448, 1978.
- [19] K. Nicholson, *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*. Berlin ; New York: Springer-Verlag, 1993.
- [20] C. BAUDOUIN, « Calcul de la température en tête d'un forage géothermique. Influence de l'isolation des tubages au puits de production. », 77 SGN 389 GTH, 1977.
- [21] C. F. WILLIAMS, M. J. REED, et A. F. ANDERSON, « UPDATING THE CLASSIFICATION OF GEOTHERMAL RESOURCES », présenté à PROCEEDINGS,

- Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California, 2011.
- [22] A. FINIZOLA, « Etude de systèmes hydrothermaux de volcans actifs : Misti (Pérou) et Stromboli (Italie); Approches géophysiques et géochimiques. », U, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 2002.
 - [23] P. Muffler et R. Cataldi, « Methods for regional assessment of geothermal resources », *Geothermics*, vol. 7, n° 2-4, p. 53-89, janv. 1978.
 - [24] K. C. Lee, « Classification of geothermal resources by exergy », *Geothermics*, vol. 30, n° 4, p. 431-442, août 2001.
 - [25] S. K. SANYAL, « Classification of geothermal systems - A possible scheme », présenté à PROCEEDINGS, Thitieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California, 2005.
 - [26] P. DURST, B. AYACHE, M. SALTEL, et A. ABOU AKAR, « Outil d'aide à la décision en matière de géothermie très basse et basse énergie en région Aquitaine. Atlas du potentiel géothermique des aquifères. », BRGM, RP59761, mars 2011.
 - [27] V. Stefansson, « World Geothermal Assessment », présenté à Proceedings World Geothermal Congress 2015, Antalya, Turkey, 2005.
 - [28] S. Carlino *et al.*, « Exploitation of geothermal energy in active volcanic areas: A numerical modelling applied to high temperature Mofete geothermal field, at Campi Flegrei caldera (Southern Italy) », *Renew. Energy*, vol. 87, p. 54-66, mars 2016.
 - [29] D. E. White, L. J. P. Muffler, et A. H. Truesdell, « Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems », *Econ. Geol.*, vol. 66, n° 1, p. 75-97, févr. 1971.
 - [30] G. Gianelli *et al.*, « Geological model of a young volcano-plutonic system: The geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy) », *Geothermics*, vol. 17, n° 5-6, p. 719-734, janv. 1988.
 - [31] K. YELTEKIN, M. PARLAKTUNA, et S. AKIN, « Modeling of Kizildere Geothermal reservoir, Turkey », présenté à PROCEEDINGS, Twenty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California, 2002.
 - [32] D. E. White, « Geothermal energy », *Bull. Volcanol.*, vol. 29, n° 1, p. 481-483, déc. 1966.
 - [33] G. AXELSSON, « Sustainable geothermal utilization – Case histories; definitions; research issues and modelling », *Geothermics*, vol. 39, n° 4, p. 283-291, déc. 2010.
 - [34] A. Genter et H. Traineau, « Synthèse méthodologique sur l'exploration géothermique haute énergie dans les DOM : approche géologique. Projet GHEDOM. », BRGM, RP-53130-FR, 2004.
 - [35] B. J. Purnomo et T. Pichler, « Geothermal systems on the island of Bali, Indonesia », *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 304, p. 349-358, oct. 2015.
 - [36] A. RAGNARSSON, « Geothermal Development in Iceland 2010-2014 », présenté à Proceedings Word Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 2015.
 - [37] G. Muñoz, « Exploring for Geothermal Resources with Electromagnetic Methods », *Surv. Geophys.*, vol. 35, n° 1, p. 101-122, janv. 2014.
 - [38] A. MINISSALE, « Thermal springs in Italy: their relation to recent tectonics », *Appl. Geochem.*, vol. 6, n° 2, p. 201-212, janv. 1991.
 - [39] A. R. Dutton, J.-P. Nicot, et K. S. Kier, « Hydrodynamic convergence of hydro pressured and geopressed zones, Central Texas, Gulf of Mexico Basin, USA », *Hydrogeol. J.*, vol. 14, n° 6, p. 859-867, sept. 2006.
 - [40] S. P. Dutton et R. G. Loucks, « Reprint of: Diagenetic controls on evolution of porosity and permeability in lower Tertiary Wilcox sandstones from shallow to ultradeep (200–

- 6700m) burial, Gulf of Mexico Basin, U.S.A. », *Mar. Pet. Geol.*, vol. 27, n° 8, p. 1775-1787, sept. 2010.
- [41] P. M. Wright, S. H. Ward, H. P. Ross, et R. C. West, « State-of-the-art geophysical exploration for geothermal resources », *GEOPHYSICS*, vol. 50, n° 12, p. 2666-2696, déc. 1985.
- [42] M. Lacirignola, B. H. Meany, P. Padey, et I. Blanc, « A simplified model for the estimation of life-cycle greenhouse gas emissions of enhanced geothermal systems », *Geotherm. Energy*, vol. 2, n° 1, déc. 2014.
- [43] M. ABUAISHA, « Géothermie profonde : stimulation de la perméabilité par fracturation hydraulique dans un cadre thermo-poroélastique. », Université de Grenoble, 2014.
- [44] M. J. Lippmann, A. H. Truesdell, S. E. Halfman-Dooley, et M. A., « A review of the hydrogeologic-geochemical model for Cerro Prieto », *Geothermics*, vol. 20, n° 1-2, p. 39-52, janv. 1991.
- [45] E. Chiotis et G. Vrellis, « Analysis of casing failures of deep geothermal wells in Greece », *Geothermics*, vol. 24, n° 5-6, p. 695-705, oct. 1995.
- [46] E. BOURDON, « Les réservoirs géothermaux de haute énergie : de l'exploration à l'exploitation. (L'exemple de Bouillante) », 2013.
- [47] Y. Qilong, G. Bodvarsson, et G. Axelsson, « Geothermal resources of the Beijing area, China », *Geothermics*, vol. 15, n° 2, p. 157-166, janv. 1986.
- [48] T. M. McCollom et E. L. Shock, « Fluid-rock interactions in the lower oceanic crust: Thermodynamic models of hydrothermal alteration », *J. Geophys. Res.*, vol. 103, n° B1, p. 547-575, janv. 1998.
- [49] J. P. Rancon, « Applications thermométriques de l'étude des inéaux hydrothermaux en géothermie haute-énergie. », BRGM, 83 SGN 740 IRG, 1983.
- [50] K. Mayer, « Phreatic eruptions and the influence of hydrothermal alteration on their processes », University of München, 2016.
- [51] P. R. L. Browne et A. J. Ellis, « The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand; mineralogy and related geochemistry », *Am. J. Sci.*, vol. 269, n° 2, p. 97-131, sept. 1970.
- [52] P. Patrier, P. Papapanagiotou, D. Beaufort, H. Traineau, H. Bril, et J. Rojas, « Role of permeability versus temperature in the distribution of the fine ($< 0.2 \mu\text{m}$) clay fraction in the Chipilapa geothermal system (El Salvador, Central America) », *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 72, n° 1-2, p. 101-120, juill. 1996.
- [53] A. Mas, P. Patrier, D. Beaufort, et A. Genter, « Clay-mineral signatures of fossil and active hydrothermal circulations in the geothermal system of the Lamentin Plain, Martinique », *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 124, n° 3-4, p. 195-218, juin 2003.
- [54] L. Guillou-Frottier, « La convection hydrothermale et les ressources associées », *Geosciences*, p. 40-47, 2011.
- [55] F. GAL, « Compléments d'exploration géothermique de la Martinique : Suivi géochimique des gaz du sol -Mesures de Février, Mars et Juin 2012. », BRGM, RP-61531-FR, 2012.
- [56] A. GADALIA *et al.*, « Compléments d'exploration géothermique en Martinique : conclusions et recommandations pour les zones de la Montagne Pelée, des Anses d'Arlet, des Pitons du Carbet et du Lamentin. », BRGM, 2014, Final RP-63019.
- [57] P. CHOVELON, « Contexte géothermiques des prospectus du Lamentin et du Morne Rouge (Martinique) », BRGM, RP-84 SGN 003 GTH, 1984.
- [58] B. SANJUAN, M. BRACH, et J. C. FOUCHER, « Réévaluation du potentiel géothermique dans les régions de Morne Rouge - Montagne Pelée et du Diamant (Martinique) : étude géochimique. », BRGM, RP-52547-FR, 2003.

- [59] H. Christensen, K. Sehested, et H. Corfitzen, « Reactions of hydroxyl radicals with hydrogen peroxide at ambient and elevated temperatures », *J. Phys. Chem.*, vol. 86, n° 9, p. 1588-1590, avr. 1982.
- [60] G. K. Van Kooten, « Geothermal exploration using surface mercury geochemistry », *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 31, n° 3-4, p. 269-280, avr. 1987.
- [61] Z. Bingqiu, Z. Jinmao, Z. Lixin, et Z. Yaxin, « Mercury, arsenic, antimony, bismuth and boron as geochemical indicators for geothermal areas », *J. Geochem. Explor.*, vol. 25, n° 3, p. 379-388, mai 1986.
- [62] S. Björnsson, « Radon and water in volcanic gas at Surtsey, Iceland », *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 32, n° 8, p. 815-821, août 1968.
- [63] A. Mogro-Campero et R. L. Fleischer, « Subterrestrial fluid convection: A hypothesis for long-distance migration of radon within the earth », *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 34, n° 2, p. 321-325, mars 1977.
- [64] F. Lundt, « Réévaluation géochimique du potentiel géothermique de l'île de la Martinique. », BRGM, 84 SGN 292 GTH, 1984.
- [65] H. Alçiçek *et al.*, « Origin, evolution and geothermometry of the thermal waters in the Gölemezli Geothermal Field, Denizli Basin (SW Anatolia, Turkey) », *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 349, p. 1-30, janv. 2018.
- [66] W. F. Giggenbach, « Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators », *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 52, n° 12, p. 2749-2765, déc. 1988.
- [67] J. Pang, Z. Pang, M. Lv, J. Tian, et Y. Kong, « Geochemical and isotopic characteristics of fluids in the Niutuozen geothermal field, North China », *Environ. Earth Sci.*, vol. 77, n° 1, janv. 2018.
- [68] B. Sanjuan, A. Genter, J. M. Baltassat, H. Serra, J. Y. Roig, et M. Brach, « Synthèse des connaissances concernant le potentiel géothermique des régions de Morne Rouge - Montagne Pelée et de Diamant (Martinique). Premiers travaux du BRGM en 2001-2003. », BRGM, RP-52283-FR, 2003.
- [69] J. Dubois, M. Diamant, et J.-P. Cogné, *Géophysique: cours et exercices corrigés*, 4e éd. Paris: Dunod, 2011.
- [70] A. GADALIA *et al.*, « Consolidation de l'exploration géothermale au Lamentin (Martinique) », BRGM, Rapport Final RP-67185-FR, 2017.
- [71] G. Martelet, T. Jacob, N. Coppo, J. M. Baltassat, J. F. Girard, et P. Wawrzyniak, « Complément d'exploration géothermique de la Martinique - Acquisition et pré-traitements de données gravimétrique et magnéto-tellurique. », BRGM, RP-62272-FR, 2013.
- [72] N. COPPO *et al.*, « Exploration géophysique (magnétotellurique et gravimétrie) du potentiel géothermique de la Martinique (Montagne Pelée, Anses d'Arlet, Pitons du Carbet et Lamentin). », Rapport Final RP-62745-FR, 2014.
- [73] I. B. Raharjo, « Geophysical signatures of volcano-hosted geothermal systems. », University of Utah, 2012.
- [74] G. P. Hersir et K. Arnason, « Resistivity of rocks », présenté à Short Course VII on Exploration for Geothermal Resources, Lake Bogoria and Lake Naivasha, Kenya, 2012.
- [75] K. Arnason, R. Karlsdottir, H. Eysteinnsson, O. G. Flovenz, et S. T. Gudlaugsson, « The resistivity structure of high-temperature geothermal systems in Iceland », présenté à Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, 2000.
- [76] J. Johnston, L. Pellerin, et G. Hohmann, *Evaluation of electromagnetic methods for geothermal reservoir detection*, vol. 16. Geothermal Resources Council TRANSACTIONS, 1992.
- [77] E. Anderson, D. Crosby, et G. Ussher, « As plain as the nose on your face : Geothermal systems revealed by deep resistivity », présenté à 21st New Zealand Geothermal Workshop, New Zealand, 1999.

- [78] G. De Marsily, « Cours d'Hydrogéologie. » 2004.
- [79] A. Cayol, « Contribution à l'étude hydrologique et hydrogéochimique de la Martinique. », Université Paris VI, 1975.
- [80] T. Klinka, L. Arnaud, B. Vittecoq, et A. Gadalia, « Suivi géologique et hydrogéologique de 3 forages de reconnaissance sur le site de Tivoli, Fort de France (Martinique). », BRGM, RP-60339-FR, 2011.
- [81] A. C. Gringarten et P. A. Whitherspoon, « A Method of Analyzing Pump Test Data from Fractured Aquifers », présenté à Symposium of Percolation Through Fissured Rock, Int. Soc. Rock. Mech./Int. Assoc. Eng. Geol., Stuttgart, 1972, vol. 3B, p. 1-9.
- [82] J. A. Barker, « A Generalized Radial Flow Model for Hydraulic Tests in Fractured Rock. », *Water Resour. Res.*, vol. 24, p. 1790-1804, 1988.
- [83] B. VITTECOQ, P. LACHASSAGNE, S. LANINI, B. LADOUCHE, J. C. MARECHAL, et V. PETIT, « Elaboration d'un système d'information sur les eaux souterraines de la Martinique : identification et caractérisation quantitatives. », BRGM, RP-55099-FR, 2007.
- [84] P. Lachassagne et J. C. Maréchal, « Synthèse des connaissances hydrogéologiques, profondes et de subsurface, sur le champ géothermique de Bouillante. », BRGM, Rapport Final RP-53404-FR, 2004.
- [85] B. Vittecoq, P. A. Reninger, S. Violette, G. Martelet, B. Dewandel, et J. C. Audru, « Heterogeneity of hydrodynamic properties and groundwater circulation of a coastal andesitic volcanic aquifer controlled by tectonic induced faults and rock fracturing – Martinique island (Lesser Antilles – FWI) », *J. Hydrol.*, vol. 529, p. 1041-1059, oct. 2015.
- [86] J.-B. Charlier, P. Lachassagne, B. Ladouche, P. Cattani, R. Moussa, et M. Voltz, « Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: A multi-disciplinary experimental approach », *J. Hydrol.*, vol. 398, n° 3-4, p. 155-170, févr. 2011.
- [87] R. FABRIOL et G. OUZOUNIAN, « Prospection géothermique de la plaine du Lamentin », BRGM, 85 SGN 384 GTH, 1985.
- [88] M. Major, S. E. Poulsen, et N. Balling, « A numerical investigation of combined heat storage and extraction in deep geothermal reservoirs », *Geotherm. Energy*, vol. 6, n° 1, déc. 2018.
- [89] A. Ebigbo *et al.*, « Influence of depth, temperature, and structure of a crustal heat source on the geothermal reservoirs of Tuscany: numerical modelling and sensitivity study », *Geotherm. Energy*, vol. 4, n° 1, déc. 2016.
- [90] P. Calcagno, « 3D GeoModelling for a Democratic Geothermal Interpretation », présenté à PROCEEDINGS World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 2015.
- [91] C. Lajaunie, G. Courrioux, et L. Manuel, « Foliation fields and 3D cartography in geology: Principles of a method based on potential interpolation », *Math. Geol.*, vol. 29, n° 4, p. 571-584, mai 1997.
- [92] C. Aug, J.-P. Chilès, G. Courrioux, et C. Lajaunie, « 3D Geological Modelling and Uncertainty: The Potential-field Method », in *Geostatistics Banff 2004*, vol. 14, O. Leuangthong et C. V. Deutsch, Éd. Dordrecht: Springer Netherlands, 2005, p. 145-154.
- [93] P. Calcagno, J. P. Chilès, G. Courrioux, et A. Guillen, « Geological modelling from field data and geological knowledge », *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 171, n° 1-4, p. 147-157, déc. 2008.
- [94] G. Matheron, « Principles of geostatistics », *Econ. Geol.*, vol. 58, n° 8, p. 1246-1266, déc. 1963.
- [95] G. Guillaud, « Introduction à la géostatistique ». 2004.
- [96] Y. Gratton, « Le Krigeage : La méthode optimale d'interpolation spatiale ». 2002.

- [97] G. Courrioux, A. Guillen, et B. Bourguine, « Tetrahedral meshing of implicit volumes Using CGAL Library. », présenté à 34th International Geological Congress, 2012.
- [98] S. Lopez *et al.*, « Geothermal Modeling in Complex Geological Systems with the ComPASS Code », in *PROCEEDINGS, 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford, California, 2018.
- [99] F. Xing, R. Masson, et S. Lopez, « Parallel vertex approximate gradient discretization of hybrid dimensional Darcy flow and transport in discrete fracture networks », *Comput. Geosci.*, vol. 21, n° 4, p. 595-617, août 2017.
- [100] F. Xing, R. Masson, et S. Lopez, « Parallel numerical modeling of hybrid-dimensional compositional non-isothermal Darcy flows in fractured porous media », *J. Comput. Phys.*, vol. 345, p. 637-664, sept. 2017.
- [101] R. Eymard, C. Guichard, et R. Herbin, « Small-stencil 3D schemes for diffusive flows in porous media », *ESAIM Math. Model. Numer. Anal.*, vol. 46, n° 2, p. 265-290, mars 2012.
- [102] J. Droniou, R. Eymard, T. Gallouët, C. Guichard, et R. Herbin, *The Gradient Discretisation Method*, vol. 82. Cham: Springer International Publishing, 2018.
- [103] K. Pruess, « Brief Guide to the MINC- Method for modeling Flow and Transport in Fractured Media. » 1992.
- [104] A. E. Croucher et M. J. O'Sullivan, « Application of the computer code TOUGH2 to the simulation of supercritical conditions in geothermal systems », *Geothermics*, vol. 37, n° 6, p. 622-634, déc. 2008.
- [105] D. S. Donisongou, « Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé: cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso) », Université Pierre et Marie Curie -Paris 6, Paris, 2017.
- [106] J.-R. De Dreuzy, « Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures. Discussion des modèles d'écouement compatibles avec les principales propriétés géométriques. », Université de Rennes 1, 1999.
- [107] C. Guichard, « Schémas volumes finis sur maillages généraux en milieux hétérogènes anisotropes pour les écoulements polyphasiques en milieux poreux. », Université PARIS-EST, 2011.
- [108] O. Angelini, « Etude de schémas numériques pour les écoulements diphasiques en milieu poreux déformable pour des mailles quelconques : application au stockage de déchets radioactifs », Université PARIS-EST, 2010.
- [109] G. J. E. A. Moog, « Advanced discretization methods for flow simulation using unstructured grids. », Université de Stanford, Californie, 2013.
- [110] K. Brenner, M. Groza, C. Guichard, G. Lebeau, et R. Masson, « Gradient discretization of hybrid dimensional Darcy flows in fractured porous media », *Numer. Math.*, vol. 134, n° 3, p. 569-609, nov. 2016.
- [111] K. Brenner, J. Hennicker, R. Masson, et P. Samier, « Gradient discretization of hybrid-dimensional Darcy flow in fractured porous media with discontinuous pressures at matrix-fracture interfaces », *IMA J. Numer. Anal.*, p. drw044, sept. 2016.
- [112] GEA (Geothermal Energy Association), « The Status of Geothermal Power in Engineering Economies », 2014.
- [113] J. ARIAS, D. BARAHONA, et L. VALVERDE, « Geothermal Energy : Current situation in Costa Rica », présenté à Short Course VI on Utilization of Low - and Medium - Enthalpy Geothermal Resources and Financial Aspects of Utilization, Santa Tecla, El Salvador, 2014.
- [114] E. SANCHEZ-RIVERA et O. VALLEJOS-RUIZ, « Costa Rica Country Update Report », présenté à Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 2015.

- [115] M. Sander, « Geothermal Energy Development in Latin America and the Caribbean and the Role of International Development Partners », présenté à Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 2015.
- [116] F. Molina et J. Martí, « The Borinquen geothermal system (Cañas Dulces caldera, Costa Rica) », *Geothermics*, vol. 64, p. 410-425, nov. 2016.
- [117] R. HERRERA, F. MONTALVO, et A. HERRERA, « El Salvador Country Update », présenté à Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 2010.
- [118] C. Chin, K. Wallace, W. Harvey, B. Dalin, et M. Long, « Big Iron in Nicaragua : A Muscular New Geothermal Plant! The San Jacinto-Tizate Geothermal Project », *GRC Trans.*, vol. 37, 2013.
- [119] J. Romo-Jones, L. C. Gutiérrez-Negrin, M. Flores-Armenta, J. Luis del Valle, et A. Garcia, « México Country Report, IEA Geothermal », 2017.
- [120] P. Lachassagne, J. C. Marechal, et B. Sanjuan, « Hydrogeological model of a high-energy geothermal field (Bouillante area, Guadeloupe, French West Indies) », *Hydrogeol. J.*, vol. 17, n° 7, p. 1589-1606, nov. 2009.
- [121] W. Osborn, J. Hernandez, et A. George, « Successful Discovery Drilling in Roseau Valley, Commonwealth of Dominica », présenté à PROCEEDINGS, Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California, 2014.
- [122] H. Traineau, E. Lasne, N. Coppo, et J. M. Baltassat, « Recent Geological, Geochemical and Geophysical Surveys of the Roseau Valley, High-Temperature Geothermal Field in Dominica, West Indies. », présenté à Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 2015.
- [123] R. BERTANI, « Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report », présenté à Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 2015.
- [124] P. Laplaige, H. Durimel, et J.-M. Mompelat, « Développement de la géothermie dans la Caraïbe », *Geosciences*, p. 26-35, 2013.
- [125] Energy Transition Initiative, « Energy Snapshot. The Federation of Saint Christopher and Nevis », 2015.
- [126] G. HUTTRER et J. LAFLEUR, « 2015 Country Update for Eastern Caribbean Nations », présenté à Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 2015.
- [127] J. M. Lindsay et University of the West Indies, Éd., *Volcanic hazard atlas of the Lesser Antilles*. Trinidad and Tobago: Seismic Research Unit, University of the West Indies, 2005.
- [128] A. Maynard-Date et C. N. Farell, « Geothermal activity and development in east caribbean islands », présenté à Short Course on Geothermal Drilling, Resource Development and Power Plants, 2011.
- [129] K. Wohletz, G. Heiken, M. Ander, F. Goff, F.-D. Vuataz, et G. Wadge, « The Qualibou caldera, St. Lucia, West Indies », *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 27, n° 1-2, p. 77-115, janv. 1986.
- [130] A. Barthelemy, « Overview of geothermal exploration in Saint Lucia, West Indies », *Geotherm. Resour. Trans.*, vol. 14, 1990.
- [131] M. Ander, F. Goff, B. Hanold, G. Heiken, F. Vuataz, et K. Wohletz, « Evaluation of the St. Lucia Geothermal Resource. Geologic, Geophysical, and Hydrogeochemical Investigations. », LANL, 1984.
- [132] Merz et McLellan, « Report on exploration and drilling at Soufriere for Government of St-Lucia », Report for Ministry of Overseas Development, London, 1977.
- [133] R. Torbert, K. Bunker, S. Doig, J. Locke, S. Mushegan, et S. Teelucksingh, « Saint Lucia Energy Transition Strategy and Integrated Resource Plan », Rocky Mountain Institute report, Rocky Mountain Institute report, 2017.

- [134] J. Barnea, D. Harkin, J. McNitt, H. MacDougall, et R. Harris, « Report on a United Nations Mission to Dominica, W.I./ January 4-11, 1969, Evaluation of Natural Resources: Mimeographed United Nations Report. », 1969.
- [135] E. Bourdon, S. Bes de Berc, H. Traineau, B. Sanjuan, M. Chauvet, et J. Y. Hervé, « Inventaire des ressources géothermiques potentielles de la Guadeloupe », BRGM, RP-56631-FR, 2008.
- [136] V. Bouchot, « Modèle conceptuel du champ géothermique haute température de Bouillante, Guadeloupe, Antilles Françaises. », BRGM, Rapport Final RP-57252-FR, 2008.
- [137] B. Poux et P. Brophy, « Geothermal Exploration on the Island of Montserrat, Caribbean », *GRC Trans.*, vol. 36, 2012.
- [138] P. Brophy, G. Suemnicht, B. Poux, P. Hirtz, et G. Ryan, « Preliminary results of deep geothermal drilling and testing on the Island of Montserrat », présenté à PROCEEDINGS Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, 2014.
- [139] PPE, « Programmation Pluriannuelle de l'Energie de la Martinique », Préfecture de la Martinique & CTM, 2017.
- [140] OMEGA, « Bilan énergétique Martinique 2016 », 2016.
- [141] P. ANDREIEFF, J. C. BAUBRON, et D. WESTERCAMP, « Histoire géologique de la Martinique, (Petites Antilles): biostratigraphie (foraminifères), radiochronologie (potassium-argon), évolution volcano-structurale », *Géologie Fr.*, n° n°2-3, p. 39-70, 1988.
- [142] D. Westercamp, « Le contexte géologique et structural de la région du Lamentin. », BRGM, n°82 SGN 192 GTH, 1982.
- [143] A. Germa, « Evolution volcano-tectonique de l'île de la Martinique (arc insulaire des Petites Antilles): nouvelles contraintes géochronologiques et géomorphologiques. », Université Paris-XI-Orsay, 2008.
- [144] D. Westercamp, « Diversité, contrôle structural et origine du volcanisme récent dans l'arc insulaire des Petites Antilles. », *Bull. BRGM Deux. Sér.*, n° section IV, n°3/4, p. 211-226, 1979.
- [145] R. Maury, G. K. Westbrook, P. E. Baker, P. Bouysse, et D. Westercamp, in *Chapter 5 : Geology of the Lesser Antilles. The Geology of North America.*, Geological Society of America., vol. H, Colorado, 1990.
- [146] J. Surcin, « Rapport de fin de campagne. Sondages destinés à des mesures de gradient de température (Plaine du Lamentin) », 1969.
- [147] G. Cormy, J. Demians d'Archimbaud, et J. Surcin, « Prospection géothermique aux antilles françaises, guadeloupe et Martinique », *Geothermics*, vol. 2, p. 57-72, janv. 1970.
- [148] Eurafrep, « Rapport de fin de sondage Lamentin 101 (LA.101), Permis Martinique n°4 », 1970.
- [149] H. TRAINEAU et G. NEGREL, « Evaluation préalable de la ressource géothermale du Lamentin, Martinique. », BRGM, Rapport Intermédiaire RP-61759, 2012.
- [150] M. Lopoukhine et C. Mouret, « Etude géothermique des sources de la Martinique », BRGM, n°77.ANT.36, 1977.
- [151] V. Barthes et H. Fabriol, « Exploration géothermique par méthode magnétotellurique des zones du Morne-Rouge et du Lamentin dans l'île de la Martinique. », BRGM, 84 SGN 054 GTH, 1984.
- [152] D. Westercamp, « Une contribution à l'évaluation du potentiel géothermique de l'île de la Martinique : Relation entre les phénomènes hydrothermaux anciens et récents et les structures volcano-tectoniques profondes et de surface. », BRGM, n°78.ANT.33, 1978.

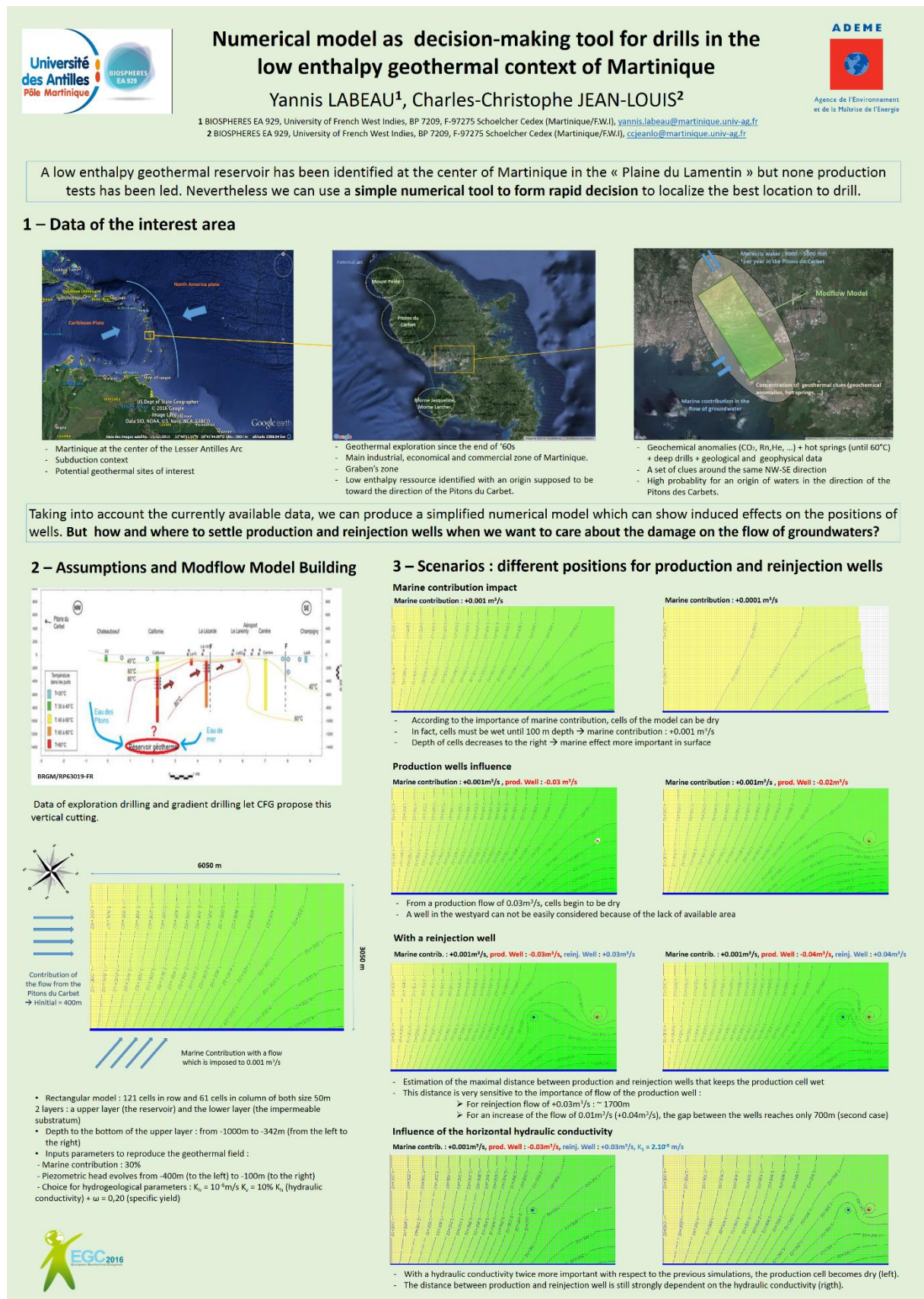
- [153] P. Chovelon, « Cadre structural des minéralisations hydrothermales des prospectes du Lamentin et du Morne Rouge (Martinique). », BRGM, 84 SGN 326 GTH, 1984.
- [154] P. Puvilland, « Exploration géothermique par magnétotellurique basse fréquence de la zone du Lamentin », BRGM, 85 SGN 292 GTH, 1985.
- [155] P. Puvilland et P. Doré, « Reconnaissance géothermique par prospection électrique à la Martinique et à la Guadeloupe. », BRGM, 85 SGN 074 GTH, 1985.
- [156] V. BOUCHOT, A. GADALIA, H. TRAINEAU, et S. CARITG, « Toward a continuum Geothermal Model to Explain Coexistence of Medium to High (100 to 250°C) Temperature Geothermal Systems in Martinique and Guadeloupe, French West Indies », *GRC Trans.*, vol. 38, 2014.
- [157] D. Westercamp, B. Pelletier, P. M. Thibaut, H. Traineau, et P. Andreieff, « Carte géologique de la France, feuille Martinique », 1990.
- [158] B. Sanjuan, A. Genter, H. Correia, J. Y. Roig, et M. Brach, « Etat d'avancement des travaux scientifiques accompagnant la foration des puits d'exploration géothermique dans la plaine du Lamentin (Martinique) », BRGM, RP-51189-FR, 2001.
- [159] B. Sanjuan, A. Genter, H. Correia, J. P. Girard, J. Y. Roig, et M. Brach, « Travaux scientifiques associés à la réalisation des trois puits d'exploration géothermique dans la plaine du Lamentin (Martinique). Convention BRGM-ADEME n° 99.05.026 », BRGM, RP-51671-FR, 2002.
- [160] S. Rad, A. L. Tailame, et A. Gadalia, « Compléments d'exploration géothermiques en Martinique. Volet géochimie des fluides. », BRGM, Rapport d'avancement RP-61889-FR, 2013.
- [161] W. F. Giggenbach, « *Chemical Technics in Geothermal Exploration* », In: F. D'amore, (Coordinator), « *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* ». 1991.
- [162] J. M. Baltassat, J.M. Miéhé, N. Debeglia, F. Dupont, et G. Martelet, « Réévaluation du potentiel géothermique dans les régions de Morne Rouge Montagne Pelée et de Diamant (Martinique): étude géophysique. », BRGM, RP-52548-FR, 2003.
- [163] P. Calcagno, A. Dagallier, G. Courrioux, et A. Genter, « How 3DGeoModeller Helps To Define And Assess A Geothermal Reservoir: The Limagne case-study (French Massif Central). From Bruhn D. & Manzella A. (eds.) 2006 », présenté à Proceedings of the Engine Workshop 1 « Defining, exploring, imaging and assessing reservoirs for potential heat exchange », 6-8 November 2006, Potsdam, Germany, 2006.
- [164] M. Terrier et P. Combes, « Failles actives et évaluation de l'aléa sismique : prise en compte des failles actives dans l'aménagement du territoire aux Antilles (Martinique et Guadeloupe). Partie 1 : identification des systèmes de failles actives dans l'archipel de la Guadeloupe et de l'île de la Martinique. », BRGM, RP-51258-FR, 2002.
- [165] P. Chovelon et B. Marty, « Analyse des gaz dans les sols du Lamentin et du Morne-Rouge- Montagne Pelée (Martinique) », BRGM, 85 SGN 413 GTH, 1985.
- [166] MEDDE, « Ministère de l'égalité des territoires et du logement, Ministère de l'écologie, du développement durable et de l'énergie, Règlementation Thermique Acoustique Aération, Département d'Outremer, Fiche d'application technique, version 1.1 », 2012.
- [167] A. Germa, X. Quidelleur, S. Labanieh, C. Chauvel, et P. Lahitte, « The volcanic evolution of Martinique Island: Insights from K–Ar dating into the Lesser Antilles arc migration since the Oligocene », *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 208, n° 3-4, p. 122-135, déc. 2011.

Annexes

Annexe 1 : Poster réalisé à l'occasion du Colloque Martinique Energie et Environnement organisé conjointement par l'IUT HSE Martinique et l'Agence Martiniquaise de l'Energie (AME) à l'Université des Antilles-Guyane en Martinique du 05 au 09 Mai 2014.

La Martinique dépend à plus de 90% des énergies fossiles pour sa consommation énergétique. Pour relever le défi de la transition énergétique, les conditions d'une autonomie énergétique sont recherchées. La géothermie pourrait offrir cette alternative dans le mix énergétique voulu.

Annexe 2 : Poster réalisé à l'occasion du Congrès Européen de Géothermie EGC 2016 qui s'est tenu en Septembre 2016.



Annexe 3 : Proceeding soumis et accepté au Congrès Européen de Géothermie EGC 2016 à Strasbourg en Septembre 2016.

European Geothermal Congress 2016
Strasbourg, France, 19-24 Sept 2016



Numerical model as a decision-making tool for drills in the low enthalpy geothermal context of Martinique

Yannis LABEAU¹ and Charles-Christophe JEAN-LOUIS²

¹ BIOSPHERES EA 929, University of French West Indies

B.P. 7209, F-97275 Schoelcher Cedex (Martinique/F.W.I.), yannis.labeau@martinique.univ-ag.fr

² BIOSPHERES EA 929, University of French West Indies

B.P. 7209, F-97275 Schoelcher Cedex (Martinique/F.W.I.), ccjeanlo@martinique.univ-ag.fr

Keywords: Geothermal energy, Numerical model, Processing ModFlow, Low enthalpy, Drills.

ABSTRACT

In the context of the volcanic Island arc of the Lesser Antilles, low enthalpy Geothermal Energy is available in the “Plaine du Lamentin” in Martinique. Its exploitation could be effective within a few years but additional studies are necessary to evaluate it and to acquire a better understanding of its behaviour. This is one of the reasons why 3D numerical modelling is essential in order to enrich the exploratory phase, which would eventually culminate in a successful exploitation of this energy source.

In view of assessing the practicability of an exploitation of the geothermal resource, we thus build a numerical model which employs the groundwater software Processing Modflow in order to obtain a tool for the determination of the most promising sites for drilling, as well as assess the expected flows. Some assumptions are proposed for inflows and outflows that have meteoric and marine origins.

Finally, we will show that this model could prove a useful tool in terms of the risk management connected to the exploitation. Our numerical tool, simple and fast, allows one to form rapid decisions in the eventuality of an urgent problem, when, for instance, one is confronted to the difficulty of accessing some location, in order to appraise the consequences of the opening and closure of a well on the neighbouring ones.

1. INTRODUCTION

In most Caribbean countries, the energy needs depend on the costly importation of oil, resulting in a

disproportionately expensive production of electricity. Due to its remarkable potential in the Lesser Antilles (GEA 2014), geothermal power tends to be regarded as a possible solution for cheaper energy. Indeed, volcanism – due to the subduction of the Atlantic Plate under the Caribbean one (Poux and Brophy 2012, Joseph et al 2013) – is largely responsible for the formation of these islands and remains currently active.

Ever since the early 60ies, the geothermal properties of the “Plaine du Lamentin” have raised much interest in the scientific community. The hydrothermal activity is well documented locally, e.g. by the presence of springs of hot water, siliceous travertine or the observation of hydrothermal alterations (Cormy 1970). This convinced the company Eufrarep to engage a campaign of geothermal prospections in all this area, which has been pursued until now by the French National Institute of Geology, BRGM.

An intermediate geothermal field has been identified with a temperature of about 90°C (CFG 2001, Gadalia et al 2014). In this case, the production of electricity does not appear as a realistic option. However, the large concentration of industrial, commercial and economic activities in the “Plaine du Lamentin” suggests the possibility of employing geothermal energy for heating and cooling production. Currently, neither the origin nor the extension of the geothermal reservoir are precisely known, despite many studies on the Lamentin site (Gadalia et al 2014, Boy et al 2013, Sanjuan et al 2002).

The software Modflow has already been employed as a tool to form rapid decisions, e.g. for the problem of the deep-water horizon blow out into the Gulf of Mexico in 2010 (Hsieh 2011), or in order to study the

sensitivity of some hydrogeological parameters (Panagopoulos 2012). This tool thus appears appropriate for applications in the geothermal context. As a first approach, that more precise tools would complete, this numerical model would help one take preliminary decisions.

In the following, we will explain how to construct our model via Modflow. In particular we will analyse the assumed values for various input parameters. In the third part, we will show that although Modflow does not take into account thermal effects, it may prove an interesting tool not only in the exploitation phase but also in the final exploration phase of the geothermal resources, in order to select the best drilling locations, the optimal depth of wells, the optimal flow and indirectly the capacity of the geothermal reservoir. Then, we will discuss our results.

2. MODEL PARAMETER

2.1 Processing ModFlow

Processing Modflow is a 3D-model of groundwater and pollutant transport. It is based on the method of finite difference (Chiang and Kinzelbach 1998). So one can thus describe and forecast the behaviour of hydrogeological systems for “simple” geometries. Several independent modules are available and use the output of Modflow.

PMPATH is a pollutant advection and transport module, which can represent streamline flows, velocity fields, and calculation of trajectories and times of transport.

MT3D is a pollutant transport module that uses a mixed Eulerian-Lagrangian approach and approximates a 3D solution of the transport equation, taking into account advection, dispersion and reaction phenomena. This module uses calculated hydraulic heads and considers the distribution of the concentration of pollutants and simple chemical reactions (linear and non-linear sorption, first order irreversible decay, biodegradation).

MT3DMS is an adjusted version of **MT3D**, which can compute dispersion, sink or source and reaction terms without any stability constraints. Three major classes of technical solutions of transport are included in this module, the classical model of finite differences, the track of particles using Eulerian-Lagrangian methods and the finite volume methods with high order.

MOC3D is a transport model that estimates variations of the concentration of a chemical component due to advection, mixing and dilution in the water host.

Lastly, **PEST** and **UCODE** are two calibration modules that help for the interpretation of data. From available and known data, these modules adjust the parameters while paying attention to reduce the gap between available measures and generated model.

These modules have not been employed in our simulations but one could consider applying modules like **PMPATH** or **MOC3D**, which would give us an idea of the conditions of flow into the geothermal reservoir. Following the variations of concentration of a tracer, one could detect areas of concentration or form an idea of the anisotropy of hydrogeological parameters. The modules **PEST** and **UCODE** could be employed to consider elements of validation of our results.

Although it is possible to use the **Recharge** package and the **Evapotranspiration** package into Modflow, we will not apply these packages in this simulation for two reasons. First, it is not the purpose of the present paper to study the behaviour of a water table but that of a geothermal reservoir with a deep origin, and we can assume that meteoric water does not influence significantly the level of the geothermal reservoir. On the other hand, the contribution of meteoric water is indirectly included in the flow that models the supply of the reservoir. We will discuss this contribution in the Input and output part.

For the same reasons as above, we have decided to simulate our geothermal system in the steady-state mode, knowing that, in the case of simulations over a one-year period, when the exploitation of the resource becomes an effective possibility, the transient mode would have to be considered.

It is also possible to use the **Reservoir** package (Fenske et al 1997) into Modflow but we will not employ it in this simulation because of the structure of our simplified model, as we shall discuss in the following section.

2.2 Defining the numerical model

The geological and geochemical data, given the distribution of several hot springs, the geochemical anomalies (He, CO₂, Rn...) and data from the deep drills, seem to indicate a lateral flow of fluid along the NW-SE trending faults of the ditch of Lamentin. Moreover, the origin of the geothermal fluids under the “Plaine du Lamentin” may be researched northward, probably in the direction of the nearby “Pitons du Carbet” volcano (Traineau 2012, Gadalia et al 2014).

Nevertheless, in this paper we take into account the orientation of the prospect for the sake of emphasizing the possible global effects of hydrogeological parameters on the capacities of production and their optimization. This is the reason why we have built a homogeneous two layers rectangular model (6050 x 3050m with 121 columns and 61 rows) with the bottom of the first upper layer, representing our reservoir, which evolves from a depth of 1000m to a depth of 342m by steps of 10m, 5m, and then 2m from NW to SE. We must keep in mind that the second, deeper layer is regarded as impermeable. The model is divided into cells of 2500 m² (50m x 50m) in order to stay close to the order of magnitude probed by drill pipes. The size of the grid could be refined of course.

In Fig.1, we show the grid described above overlapping the map of the “Plaine du Lamentin”.

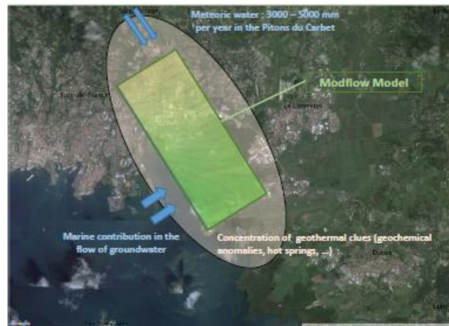


Figure 1: grid of the Modflow model-overlapping map of the “Plaine du Lamentin”.

In a future work, we intend to refine the correlation between our numerical model and the real situation, considering the real coordinates, a more constrained geometry, as well as up-to-date data.

2.3 Input and output

In the following, we present some of the Modflow parameters in the input (Initial hydraulic head, Horizontal and vertical conductivity, Specific yield, Recharge rate, Localization and flow in wells, Reservoir's parameters...) or output (drawdown, calculated hydraulic head, flow cell by cell, compaction, subsidence, Darcy's velocities, concentration, mass...).

In particular, among the possible input of the software, we have considered the hydraulic heads, horizontal and vertical hydraulic conductivities, specific yield, flows and distribution of wells. As far as the output of the model is concerned, we have only studied the calculated hydraulic heads but we intend to take into account the drawdowns flow cell by cell in a future work, where our reservoir will be further constrained by data.

Initial hydraulic heads

Despite the scarcity of the available data, we were able to specify the initial hydraulic head and the conditions of flow at different boundaries; these boundary conditions will probably be supplemented by data to come. We can point out that it is not the first time that Modflow has ever been used with very restricted data (Comeaga and Dassargues 1997).

The distribution of the isotherms at 40°C and 80°C, obtained by thermal gradient wells, reported on a vertical cut in the prospect area along the NW-SE direction, tends to evidence a flow of fluid in the same area from a depth of 400m at the well of Californie to a depth of 200 m at the LA 101 well, increasing up to a depth of about 10m (CFG 2001, Gadalía et al 2014). Thus, we impose the initial hydraulic head from a depth of 400m to a depth of 100m, by steps of 50m

then 25m (from right to left of the numerical model), which helps Modflow to compute the hydraulic head.

The hydraulic head at the left boundary (see Fig.1 and 2) has been fixed at a depth of 400m, unlike the other depths. This hydraulic head includes the contribution of flows from the “Pitons du Carbet”, from the NW direction, corresponding to the left boundary of Fig.2. Here we make the hypothesis of a constant contribution of meteoric water and marine water. Actually, we assume that the contributions of meteoric water and marine water do not vary significantly on the timescale of the possible exploitation; indeed annual precipitations remain stable year after year (Gadalia et al 2014, Vittecoq et al 2012), and average about 3000 to 5000mm per year.

Marine contribution

As one observes on Fig.1, we have only considered the marine contribution flowing from the bay of Fort-de-France, i.e. from the SW direction, which corresponds to the lower part of the rectangular numerical model on Fig.2. We can point out that the contribution of the sea becomes increasingly relevant when we move towards the SE border (in the lower right-hand corner of the rectangular model).

In order to model the marine contribution, given that this contribution should represent about 30% of the total input flow in the prospect (Gadalia et al 2014), the condition of flow is also considered at the lower boundary of Fig.2.

We have used the package **Well** to represent the marine contribution, keeping the same level of flow for each cell where we imposed it. These cells do not have the same depth (the corresponding depths decrease from left to right, i.e. from NW to SE), thus the marine contribution becomes increasingly important when one moves to the right of the prospect, i.e. in the SE direction. The marine contribution is considered more relevant in the upper layers of the model, which is consistent with the concrete situation. The value of the flow, which represents the marine contribution, has been chosen such that a certain amount of water keeps above the bottom of the first layer, which represents our reservoir.

Hydrogeological parameters

We have been confronted with the difficulty to collect hydrogeological information, particularly concerning the deep formation; neither production tests nor deep hydrogeological surveys have been carried out in Martinique.

In this work, we have used data gathered by hydrogeological surveys performed at the surface as well as typical values found in almost the same context in Guadeloupe. Based on such sources, we have chosen the following values (Cottez and Deneufbourg 1970, Cottez 1971, Dörfliger et al 2011):

- Horizontal conductivity: $K_h = 1.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$,
- Vertical conductivity: $K_v = 1.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$,

3

- Specific yield: $\omega = 0.20$.

Moreover, we must consider the actual difficulty to account for the hydraulic conductivity at the site of interest. It is true that the “Plaine du Lamentin” is severely fractured with many faults. This implies a high anisotropy. Yet, the numerical model that we employ is based in particular on the hypothesis of a flow in the horizontal direction. Consequently, we will address this parameter as soon as additional data becomes available.

The influence of the values of the hydraulic conductivities on the output of the model may prove a worthy focus of interest. We can show that the horizontal hydraulic conductivity has a larger impact on this output. In this way, we can try to optimize the position and the production of the wells.

In view of improving the production, the flow in the vicinity of the production wells could also turn out as an interesting object to study.

3. POSITIONS OF PRODUCTION AND REINJECTION WELLS

The first endeavour of this part consists in recovering the extension of the geothermal field (Gadalia et al 2014) under simple assumptions. Then, based on the simulation, we have studied the influence of the position of a production well and/or a reinjection well on the flow.

3.1 Recovering the Lamentin prospect

In the next figure, we show that we are able to recover the general form of the prospect (Gadalia et al 2014) under minimal assumptions. Indeed, the upper piezometric height ranges from 400m under sea level on the left, to about 10m under sea level on the right.

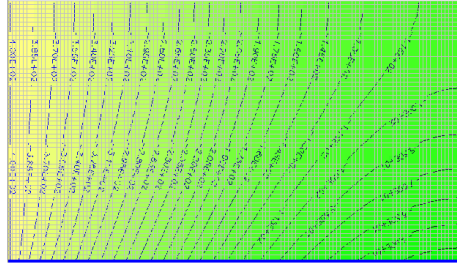


Figure 2: marine flow contribution +0.001m³/s.

It was necessary to assume a marine contribution of +0.001 m³/s to recover the form of the prospect of the Lamentin plain in Fig.2.

We remind the reader that keeping a constant value for the marine contribution in the lower part of Fig.2, knowing that the depth decreases from the left (NW direction from “Pitons du Carbet”) to the right (SE direction) is relevant in order to establish a model for the actual impact of this contribution.

The chosen value for the marine contribution seems to be consistent with the estimate obtained with data concerning the seepage in the prospect. Indeed, the total seepage at the “Pitons du Carbet” can be estimated at 25 Mm³/year (0.79 m³/s) on average (Gadalia et al 2014) and, considering that about 10% of this seepage flows in the direction of the Lamentin, we obtain an estimate of 0.08 m³/s there. Finally, we know that the marine contribution corresponds to 30-35% of the waters in the zone of interest and the sea penetrates in a transverse direction to the main supposed direction of flow. Consequently we can state that the contribution of the sea is limited.

In the following, we assume that the marine contribution represents less than 10% of the flow from the “Pitons du Carbet”. Finally, we consider a value of +0.001m³/s in our simulation, in order to mirror the geometry of the prospect.

This value of the marine contribution flow indicates that the meteoric contribution flow is possibly smaller than the previous estimate.

3.2 Impact of the marine contribution

In a second step, we study the influence of the marine contribution. For instance, we reduce the marine contribution by a factor ten, i.e. assume a marine flow of +0.0001 m³/s.

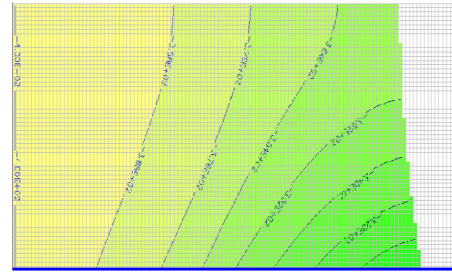


Figure 3: marine flow contribution +0.0001m³/s.

We can see here that the cells on the right, i.e. in the SE, are dry.

On the other hand, the chosen value for the marine contribution should not be too large because of the level of the hydraulic head, which would evolve above the topographic surface in our numerical model for large values of the marine contribution.

Similarly to the marine contribution, we wish to study the impact of the waters from the “Pitons du Carbet”, varying the value of its flow. But, as we have fixed the hydraulic head on the left boundary, we cannot observe significant modifications when fixing a flow at this same location (left boundary). Thus, we assumed that the value of the flow of waters from the “Pitons du Carbet” is fixed.

3.3 Influence of the production wells

In the following, we keep a marine contribution of $+0.001 \text{ m}^3/\text{s}$.

In this part, we place a production well on the right part of Fig.4. Here, our goal is to determine the magnitude of the production flow, which dries up the cell of the well.

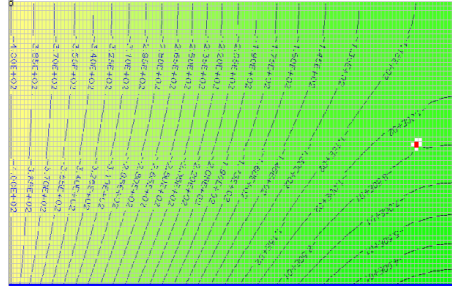


Figure 4: marine flow contribution $+0.001 \text{ m}^3/\text{s}$ and production well flow $-0.03 \text{ m}^3/\text{s}$.

We can see in Fig.4 that the maximal production flow is $-0.03 \text{ m}^3/\text{s}$. From this value upwards, the cell of the well would be dry.

Figure 5 confirms that a lower production flow, here $-0.02 \text{ m}^3/\text{s}$, does not induce any draining of the cells.

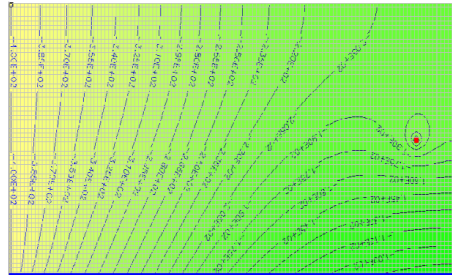


Figure 5: marine flow contribution $+0.001 \text{ m}^3/\text{s}$ and production well flow $-0.02 \text{ m}^3/\text{s}$.

We observe, in the case of a lower production, a modification of the piezometric lines in the vicinity of the production well, which persists at 1300m on the left of the production cell. This area of influence might be less extended when the production decreases, since the value of $-0.02 \text{ m}^3/\text{s}$ corresponds to the critical production flow for which absolutely no cell dries out.

3.4 With a reinjection well

In this part, we maintain the marine contribution at $+0.001 \text{ m}^3/\text{s}$ again. In Fig.6, we consider the production flow of $-0.03 \text{ m}^3/\text{s}$, in which case, the results of the previous paragraph show that the cell of the well is dry. However, we now also include a reinjection well with the inverse flow $+0.03 \text{ m}^3/\text{s}$.

Our goal in this part is to determine the maximal distance between the two wells that keeps the production cell wet.

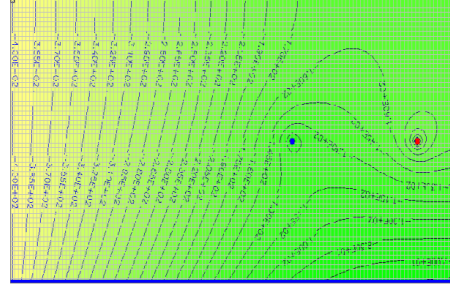


Figure 6: marine flow contribution $+0.001 \text{ m}^3/\text{s}$, production well flow $-0.03 \text{ m}^3/\text{s}$ and re-injection well flow $+0.03 \text{ m}^3/\text{s}$, $d = 1700 \text{ m}$.

We find that the cell of the production well would dry up if the reinjection well were placed at a distance of more than 1700m of the production one. Of course, at this maximal distance of 1700m, the reinjection flow would have to reach its maximal value of $+0.03 \text{ m}^3/\text{s}$.

In Fig.7, considering the presence of the reinjection well, we increase (in absolute value) the production flow at $-0.04 \text{ m}^3/\text{s}$. The inverse reinjection flow $+0.04 \text{ m}^3/\text{s}$ would then have to be placed closer to avoid the depletion of the production cell: 700m.

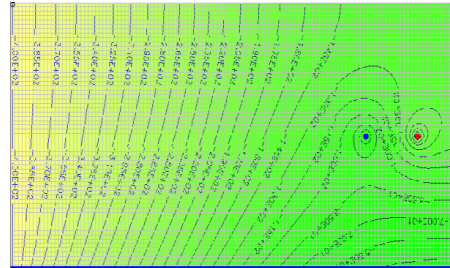


Figure 7: marine contribution flow $+0.001 \text{ m}^3/\text{s}$, production well flow $-0.04 \text{ m}^3/\text{s}$ and reinjection well flow $+0.04 \text{ m}^3/\text{s}$, $d = 700 \text{ m}$.

3.5 Influence of the hydraulic conductivity

In this part, we still maintain the marine contribution at $+0.001 \text{ m}^3/\text{s}$, and keep the production and reinjection flows at $\pm 0.03 \text{ m}^3/\text{s}$. We only increase the value of the horizontal hydraulic conductivity K_h , from 1.10^{-6} to $2.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$.

In Fig.8, we show that the piezometric heights are very sensitive on the horizontal hydraulic conductivity. We also checked that the vertical hydraulic conductivity has no impact on the considered output.

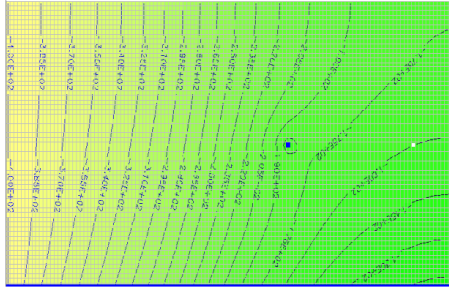


Figure 8: marine contribution flow $+0.001\text{m}^3/\text{s}$, production well flow $-0.03\text{m}^3/\text{s}$ and reinjection well flow $+0.03\text{m}^3/\text{s}$ with $K_h = 2.10^{-6}\text{ m.s}^{-1}$, $d = 1700\text{m}$.

In Fig.8, for a distance of 1700m between the two wells (which kept the production cell wet in Fig.6 for a lower hydraulic conductivity), we observe that the production cell is drained for this higher conductivity.

Then we have determined in this case the position of the reinjection well, which would keep the production cell “wet”. Fig.9 shows that the reinjection well could be placed at the position (100, 31), i.e. at 550m from the production well.

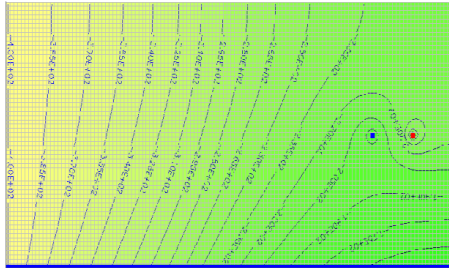


Figure 9: marine contribution flow $+0.001\text{m}^3/\text{s}$, production well flow $-0.03\text{m}^3/\text{s}$ and reinjection well flow $+0.03\text{m}^3/\text{s}$ with $K_h = 2.10^{-6}\text{ m.s}^{-1}$, $d = 550\text{m}$.

4. CONCLUSIONS

The development of geothermal energy in the Caribbean could reduce the energy dependence, hence the energy budget of these territories. The geothermal potential of these regions seems such that self-sufficiency and even exportations could be achieved.

In Martinique, the very active “Montagne Pelée” volcano comprises an obvious locus for high enthalpy geothermal resources and in the southwest of the island, in the area of “Anses d’Arlet”, geochemistry analyses also indicate a high enthalpy geothermal potential. Unfortunately, the accessibility of the first prospect and the limited recharge of the second one raise concerns as to their exploitation.

We insist on the relation that exists between the flows, the optimal distance between the two wells and the horizontal hydraulic conductivity of the medium.

3.6 Discussion

In this work, we have chosen to place the production well in the southeast area, on the right-hand side of the rectangular model. The limited depth of the reservoir justifies this choice. It would also be possible to consider a drill in the northwest area, at least from a technical point of view; in practice, this would prove rather difficult to perform because of the high concentration of population and industrial installations in this area, though not impossible of course.

Therefore, keeping these constraints in mind, one understands why, in the hypothesis of a reinjection well, we have chosen to place the latter on the left-hand side of the production well. This choice is consistent with the idea of a lateral flow in the geothermal reservoir from the “Pitons du Carbet” volcano to the “Plaine du Lamentin”.

To increase the viability of our numerical model, it will be necessary to use the calibration models **UCODE** or/and **PEST** of Modflow to validate some of the results (hydraulic head at the position of deep drills). The numerous fractures and faults would have to be considered later on, in order to define the relevant geometry of the reservoir more precisely.

Finally, the question of the anisotropy will remain as the most difficult one to solve. In a future work, we will continue with our observation of the high influence of the horizontal hydraulic conductivity on the optimal position of the wells. In this case the maximal distances determined between the production well and the reinjection well will be complemented with additional estimates of the relevant distances. These additional estimates will depend on the anisotropy of the medium, which will be studied.

At the moment, the most accessible area from a geothermal point of view is the “Plaine du Lamentin”. The temperature of the Fort-de-France - Le Lamentin geothermal field is about 90°C . It is not enough to produce electricity but cooling or heating production would be possible. As we discussed early on, the location of this geothermal resource is adapted to its direct uses.

In this work, we have highlighted the importance of the position of the production and reinjection wells. The corresponding flows also play a critical role.

Moreover we have been confronted with the lack of available data and the difficulty to take into account the anisotropic character of the hydraulic conductivity, so that this scarcity of information justifies further

studies and exploration before the geothermal exploitation. But owing to the use of Modflow as a simple numerical tool, we have managed to obtain a few orders of magnitude for some parameters such as the position of the wells, the distance between them, the appropriate fluxes. More involved numerical models could admittedly provide more precise results but our goal rests also in the production of a simple tool, which could address emergency situations, for instance.

Finally, all the results that we have produced with Modflow demonstrate the relevance of a fast numerical tool for the incoming steps: in the management phase, or in the opening of a geothermal site for example.

REFERENCES

- Boy E. and Cotiche C.: Etude de faisabilité technico-économique d'un programme de mesures et de tests sur le puits d'exploration géothermique de Califormie au Lamentin, Martinique. Rapport final : BRGM/RP-62315.FR, (2013).
- CFG: Rapport final des travaux des trois sondages d'exploration réalisés à la Pointe Desgras, Carrère et Califormie, (2001).
- Chiang W.-H. and Kinzelbach W.: PROCESSING MODFLOW, a simulation System for Modeling Groundwater Flow and Pollution, (1998).
- Comeaga T. and Dassargues A.: Calcul du transport convectif de polluant dans les aquifères phréatiques de Bucarest, (1997).
- Cormy G. et al: Prospection géothermique aux Antilles Françaises, Guadeloupe et Martinique. Symposium sur le développement et l'utilisation des ressources géothermiques, Pise 1970, Vol. 2 Part I., (1970).
- Cottez S.: Etude complémentaire des ressources en eau souterraine de la plaine du Lamentin, RP 71 ANT 041, BRGM, (1971).
- Cottez S. and Deneufbourg G., Etude hydrogéologique préliminaire du bassin de la plaine du Lamentin, RP-50071-FR, BRGM, (1970).
- Dörfliger N. et al: Influence de la montée du niveau de la mer sur le biseau salin des aquifères côtiers des DROM/COM, Rapport final, BRGM RP-60828-FR, (2011).
- Fenske J. P. et al: Simulation reservoir leakage in ground-water models, Ground Water, (1997).
- Gadalia A. et al: Compléments d'exploration géothermique en Martinique : conclusions et recommandations pour les zones de la Montagne Pelée, des Anses-d'Arlet, des Pitons du Carbet et du Lamentin, Rapport final BRGM/RP-63019-FR, (2014).
- GEA (Geothermal Energy Association): The Status of Geothermal Power in Emerging Economies, (2014).
- Hsieh P. A.: Application of MODFLOW for Oil Reservoir Simulation During the Deepwater Horizon Crisis, (2011).
- Joseph E., Fournier N, Lindsay J., Robertson R. and Beckles D.: Chemical and isotopic characteristics of geothermal fluids from Sulphur Springs, Saint Lucia, (2013).
- Panagopoulos G.: Application of MODFLOW for simulating groundwater flow in the Trifilia karst aquifer, Greece, (2012).
- Poux B. and Brophy P.: Geothermal Exploration on the island of Montserrat, Caribbean, (2012).
- Sanjuan B., Genter A., Correia H., Girard J-P and Roig J-Y, Brach M.: Travaux scientifiques associés à la réalisation des trois puits d'exploration géothermique dans la plaine du Lamentin (Martinique), Convention BRGM-ADEME n° 99.05.026, Rapport final, BRGM/RP-51671-FR, (2002).
- Traineau H. and Négrel G.: Evaluation préalable de la ressource géothermale du Lamentin, Martinique, Rapport intermédiaire BRGM/RP-61759-FR, (2012).
- Vittecoq B., Gutierrez A. and Braibant G.: Compléments d'exploration géothermique de la Martinique – Volet « hydrogéologie », Rapport intermédiaire, Rapport BRGM/RP-61406-FR, (2012).

Acknowledgements

This work is supported by the French national agency of energy demand management (ADEME). The authors are grateful to F. Domingo for discussions and the careful reading of the manuscript.

Annexe 4 : Article en voie de soumission et présentant une méthodologie de couplage entre les logiciels Processing Modflow et DoubletCalc2D.

Employing DoubletCalc2D and Processing Modflow as decision-making tools for drills in the low enthalpy geothermal context of the Lamentin lowland in Martinique

Yannis LABEAU^a and Charles-Christophe JEAN-LOUIS^{a,b}

^a BIOSPHERES EA 929, University of French West Indies
B.P. 7209, F-97275 Schoelcher Cedex (Martinique/F.W.I.)

^b charles-christophe.jean-louis@univ-antilles.fr

Keywords: Geothermal energy, Numerical model, Processing Modflow, DoubletCalc2D, Low enthalpy, Drills.

ABSTRACT

In the context of the volcanic Lesser Antilles arc, low enthalpy Geothermal Energy is available in the Lamentin lowland in Martinique. Its exploitation could be effective within a few years but additional studies are necessary to evaluate its potential and acquire a better understanding of its performance. A 3D numerical modelling is essential to enrich the exploratory phase, which would eventually culminate in a successful exploitation of this energy source.

We propose a method based on numerical models (Processing Modflow and DoubletCalc2D) in order to assess the practicability of an exploitation of the geothermal resource. Its purpose consists in determining the most promising area for reinjection with a given production well, taking also into account the spacial constraints in the considered zone. In addition, this analysis could help managing the risks associated with the exploitation, appraising consequences of the implantation of the production well.

This approach is applied to the specific case of the geothermal area of the Lamentin lowland (Martinique) but can be extended to other geothermal contexts.

1. INTRODUCTION

In most Caribbean countries, the energy needs depend on the costly importation of oil, resulting in a disproportionately expensive production of electricity. Due to its remarkable potential in the Lesser Antilles (GEA, 2014), geothermal power tends to be regarded as a possible solution for cheaper energy. Indeed, volcanism – due to the subduction of the Atlantic Plate under the Caribbean one (Poux and Brophy, 2012; Joseph et al, 2013) – is largely responsible for the formation of these islands and remains currently active. Many islands in the Lesser Antilles arc like Montserrat or Dominica obviously present good conditions for the exploitation of the geothermal resource (Brophy et al, 2014; Osborn et al, 2014). At the moment, Guadeloupe is the only island actually exploiting this resource. There, the 15MWe geothermal plant supplies 8% of the energy needs (Lachassagne et al, 2009).

In Martinique, another volcanic island of the Lesser Antilles arc, geothermal exploration has been conducted since the early 60ies. The geothermal properties of the Lamentin lowland in Martinique have raised much interest in the scientific community. The hydrothermal activity is well documented locally, e.g. by the presence of springs of hot water, siliceous travertine or the observation of hydrothermal alterations (Cormy, 1970). This convinced the company Eurafrep to engage in a campaign of geothermal prospections in this area, which has been pursued until now by the French National Institute of Geology, BRGM (Cormy, 1970; Fabriol and Ouzounian, 1982; Lopoukhine M. and Mouret C., 1977; Westercamp D., 1978).

The geothermal prospect of the Lamentin lowland (Fig.1) is on the western shore of Martinique, in an alluvial and marshy plain at the centre of convergence of four volcanic formations. It corresponds to a graben structure and it has been recognized as the main location where the geothermal activity is obvious from the surface, with numerous hot springs and geochemical anomalies. The proximity of the sea, the vast extension of the mangrove, the lack of visible outcrops and the very high density of infrastructures induced difficulties for the exploration.



Figure 1: Geographical setting of the geothermal prospect of Lamentin lowland.

An intermediate geothermal field has been identified with a temperature of about 90°C (CFG, 2001; Gadalia et al, 2014). The model proposed by CFG (a subsidiary of BRGM), which is based on “gradient wells” and the description of the isotherms for 40°C and 80°C, shows that the geothermal reservoir would be akin to a tongue-shaped structure rising up to 100m below the surface with decreasing thickness.

The production of electricity did not emerge as a realistic option since the temperature remains below 150°C. Nevertheless newer technologies could be employed to produce electricity with temperatures below 150°C. On the other hand, the large concentration of industrial, commercial and economic activities in the Lamentin lowland suggests the possibility of employing geothermal energy for heating and cooling production. Currently, despite numerous studies on the Lamentin lowland (Gadalia et al, 2014; Boy et al, 2013; Sanjuan et al, 2002), neither the origin nor the extensions of the geothermal reservoir have been precisely evaluated. But it is still possible to develop methods in order to identify promising sites for production and reinjection wells. Indeed, a strategy is explored in this paper, based on numerical models. Its focus consists in optimizing the location of a reinjection well for a given production well. Admittedly, there have been several studies for similar projects on other locations in the world (Blöcher et al, 2010; Cacace et al, 2015; Cherubini et al, 2013; Magri et al, 2005) but the method that is developed here does not consist only in determining the optimal location of a reinjection well; it should actually delimit acceptable zones for the implantation of the reinjection well that are compatible with the economic and industrial landscape. Thus, in contrast to the numerical tools that solve simultaneously the problems of temperature and pressure impacts, we decided to employ an approach where these problems are solved independently in order to propose a wide suitable zone for reinjection.

The presence of an important geothermal resource in the Lamentin lowland would be particularly opportune since this area represents the second most populous city and the main centre of commercial and industrial activity in the island. However, the main problem is to locate a suitable site for the building of a geothermal plant due to the dense occupation of this area. It is absolutely necessary to confront this difficulty if a reinjection well should be drilled, and numerical tools should include these considerations in order to prove an efficient decision-making tool.

The objective of our analysis consists in taking into account the availability of the site and attempting to provide answers for the drilling locations, still relying on simple, fast and free numerical tools. In other words, first we set the production well at the best and available location and then we search all the possible positions for the reinjection wells. Such an approach can be relevant in countries with a high density of population, which is precisely the case in Lamentin (Martinique).

Processing Modflow will be employed for modelling the hydrodynamical context and DoubletCalc2D for the thermal response. Processing Modflow has already been employed as a fast decision-making tool, e.g. for the problem of the deep-water horizon blow out into the Gulf of Mexico in 2010 (Hsieh, 2011), or in order to study the sensitivity of some hydrogeological parameters (Panagopoulos, 2012). It thus appears appropriate for applications in the geothermal context, in particular for the pressure interferences between wells. Other software (eg HST3D, SUTRA) can be employed for the same purpose but the choice of Processing Modflow and DoubletCalc2D is motivated by their simplicity of use, their rapidity and their free availability. In addition, these tools offer the possibility to consider the hydrodynamical and thermal aspects separately, which allows for more flexibility when focussing on a specific criterion.

The method that is applied in this paper consists of three steps. First, we propose a conceptual model meant to reproduce the main features of the model proposed by the CFG (French Geothermal Company) service. Then, we determine the position of the reinjection well allowing to minimize the influence of the pressure. Here, we actually assess the most distant location that would maintain the loss of pressure at the production well within acceptable limits. The final step focuses on the position of the reinjection well that minimizes the consequences for the thermal response. In this case, we study the minimal distance needed to reduce the thermal loss at the production well. Finally, all these results can be projected onto a map, which allows us to visualize the available locations for the drilling of a reinjection well.

2. CONCEPTUAL MODEL

We have integrated in our numerical model some information included in the model constructed by CFG:

- Hot in-rush of water (~90°C) has been indicated at about 400m depth at the level of the borehole named Californie (LA 03), and at about 160m depth at the borehole of "Morne Cabrit" (LA 101).
- The isotherm at 80°C has been regarded as the roof of these last in-rush waters.
- The potential geothermal reservoir has been depicted as a tongue-shaped structure, which rises towards the surface up to a depth of ~100m with decreasing thickness.

The geological and geochemical data, based on the distribution of several hot springs, the geochemical anomalies (He, CO₂, Rn...) and data from the deep drills, seem to indicate a lateral flow of fluid along the NW-SE trending faults of the ditch of Lamentin. Moreover, the origin of the geothermal fluids under the Lamentin lowland may be researched northward, probably in the direction of the nearby “Pitons du Carbet” volcano (Traineau, 2012; Gadalia et al, 2014).

Nevertheless, in the following we only take into account the orientation of the prospect for the sake of emphasizing the possible global effects of hydrogeological parameters on the capacities of production and their optimization (Fig.2). Indeed, focusing the horizontal to the vertical hydraulic conductivity, the flow is mainly considered in the direction Northwest-Southwest because of the boundary conditions (meteoric water recharge).

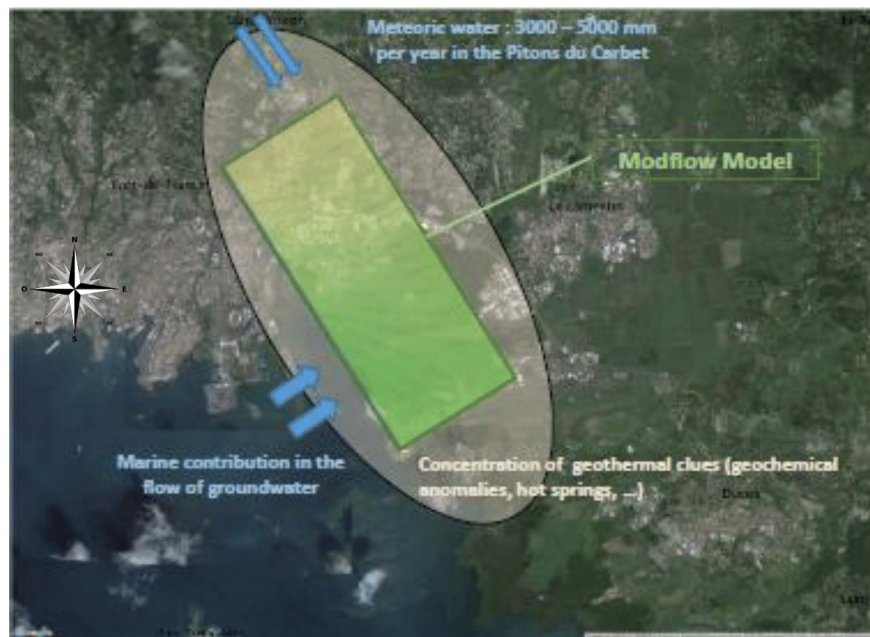


Figure 2: Grid of the Modflow model-overlapping map of the Lamentin lowland.

In addition, the lithological investigations using boreholes (Fig.3) associated to the hydrogeological properties allow us to divide our numerical model into three distinct layers, the second layer representing the geothermal reservoir.

Since the beginning of the exploration, twelve boreholes (La1 to La12) have been drilled with depths under 150m and the majority of them are distributed on the western side of the prospect of Lamentin (Fig.3). Four deep boreholes about 1000m depth have also been drilled (LA 101, LA01 or Pointe-Desgras, LA02 or Carrere, and LA03 or Californie). The temperature data collected allows identifying the first deep borehole as the most favourable location for the implantation of a production well. This deep borehole (“Morne Cabrit” or LA 101) of 770m depth about has reached a geothermal reservoir at a temperature of 90°C. In 2000-2001, three boreholes of about 1000m depth have been drilled (LA01, LA02 and LA03). They have been used in our numerical model for calibration (Table 1) and have been depicted in red on Fig.3.

Three layers can be recognized from the lithology of the borehole LA 101 (north-westward of LA 03). Thus, the upper layer corresponds to unrefined ancient and recent alluvial deposits down to 80m of the surface. In intermediate position the volcano-sedimentary detrital formations extend from depths of 80 to 380m with the presence of fractured and hydrothermalized zones of in-rush. We note that the powerful alteration and silicification reduce the permeability. The deepest layer is again composed of hyaloclastites.

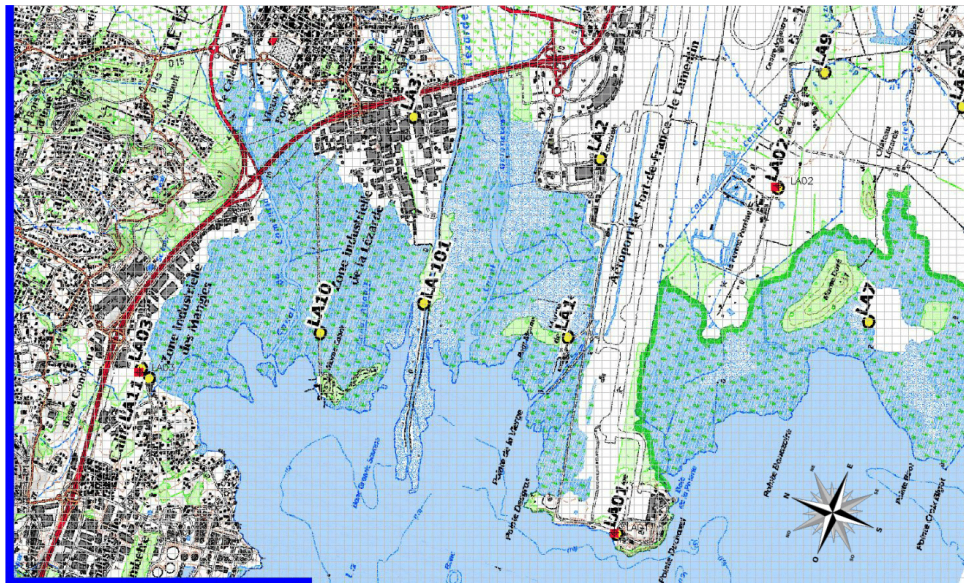


Figure 3: Position of twelve different boreholes on the prospect of the Lamentin lowland. The deep boreholes used in the calibration are represented in red.

The lithology revealed by the borehole LA 03 shows unrefined recent alluvial deposits down to a depth of 25m, then mainly hyaloclastites from 25 to 260m. These two groups indicate low hydrogeological properties and can be considered as the upper layer of the model. The intermediate layer would extend from depths of 260 to 530m. There, one finds lahars and conglomerates with fractured and hydrothermalized zones at depths between 290 and 310, and again between 400 and 410m. This layer is comparatively more permeable than the others. The deepest layer corresponds to hyaloclastites over 530m and is identified with the impermeable substratum of the CFG model.

Consequently, we have built a rectangular model (6000m x 3600m) corresponding to the NW-SE and SW-NE directions of the Lamentin prospect considered in planar projection. We discretize it into 120 columns and 72 rows. As the model is divided into cells of 2500m², its spacial resolution is of 50m. The size of these individual cells is admittedly much larger than the extension of the boreholes (0.02 m²), but the processor handling becomes very difficult when the size of the mesh is refined, and this limitation does not endanger the strategy developed in this paper.

Our model includes three layers that correspond to the layers identified by the lithology of the boreholes LA 03 and LA 101. The first (upper) layer is assumed to be unconfined (although with limited permeability) and its bottom represents the roof of our reservoir. The transmissivity of the second layer, which is identified with the geothermal reservoir, will be regarded as variable in the

software. The third layer corresponds to the impermeable substratum and is confined. The bottom of our reservoir evolves from a depth of 800m to a depth of 300m such that the tongue shape of the reservoir described by the conceptual model of CFG is reproduced accurately enough.

3. DEFINITION OF THE NUMERICAL MODEL

3.1 Processing Modflow (PM)

Processing Modflow (PM) is a 3D-model of groundwater and pollutant transport. It is based on the method of finite difference (Chiang and Kinzelbach, 1998). One can thus describe and forecast the behaviour of hydrogeological systems for “simple” geometries.

PEST and UCODE are two calibration modules that ease the interpretation of data. From available and known data, these modules adjust the parameters by minimizing the gap between available measurements and generated model.

Although it is possible to use the Recharge package and the Evapotranspiration package into PM, we will not apply these packages in this simulation for two reasons. First, it is not the purpose of the present paper to study the performance of a water table but that of a geothermal reservoir with a deep origin, and we can assume that meteoric water does not influence significantly the level of the geothermal reservoir. Secondly, the contribution of meteoric water is indirectly included in the flow that models the supply of the reservoir. We will discuss this contribution in the input and output part. Annual precipitations falling on the “Pitons du Carbet” remain more or less stable year after year. For this reason, we have decided to simulate our geothermal system in the steady-state mode (Comeaga and Dassargues, 1997).

It is also possible to use the Reservoir package (Fenske et al, 1997) into PM but we will not employ it in this simulation because of the structure of our simplified model, as we intend to discuss in the following section.

3.2 DoubletCalc2D (DC2D)

DoubletCalc2D (DC2D) (Veldkamp J.G. et al, 2016) is a 2D software application developed by TNO, which is able to calculate temperature and pressure evolutions in the vicinity of geothermal wells. This code supports a large variety of input so that several characteristics of the aquifer (extension, porosity, permeability, time of production, temperature at the level of wells...), of the ground (density of rocks, thermal conductivity of the ground and fluids), details concerning the flow or the positions of the geothermal wells can be taken into account more accurately.

The output of DC2D consists of pressure and temperature estimates, available for any given date in simulation-time.

We note that this software is as simple and fast of use as PM, which allows us to stick to the idea of a light and fast tool for a first-approach delimitation of geothermal sites of interest. It is actually based on PM with pressures addressed in a similar way. On the other hand, the theoretical background of DC2D is based on the heat equation, taking into account the advective velocity [Eq.1] and the Darcy flow equation [Eq.2] which are solved with a spatial time with an order of magnitude about one year.

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \text{div}(\lambda \vec{\nabla} T) - \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T \quad [\text{Eq. 1}]$$

with ρ , c , T , λ and \vec{v} representing respectively the density (kg.m^{-3}), the specific heat capacity ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), the temperature (K), the thermal conductivity ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) and the advective velocity.

$$S_f \frac{\partial P}{\partial t} = \text{div} \left(\frac{k_f}{\mu_f} \left(\vec{\nabla} P + \frac{(\rho_f - \rho_0)}{\rho_0} \right) \right) + Q \quad [\text{Eq. 2}]$$

with S_f , P , k_f , μ_f , ρ_f , ρ_0 and Q corresponding to the bulk storage capacity of the fluid ($\text{m}^3.\text{Pa}^{-1}$), the pressure (Pa), the bulk permeability (m^2), the dynamical fluid viscosity (Pa.s), the fluid density, the reference density of the fluid (kg.m^{-3}) and the source term ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) respectively.

3.3 PM/DC2D coupling

There are admittedly many tools allowing the selection of the optimal location of a reinjection well from the simultaneous perspective of pressure and thermal effects (e.g. HST3D or SUTRA). But the choice underlying the current analysis consists in considering the two aforementioned effects independently, because it is possible, in this fashion, to broaden the scope for the site of the reinjection well, from a single candidate to a larger area.

3.4 Input and output parameters

In the following, we present some of the PM parameters in the input (initial hydraulic head, horizontal and vertical conductivity, specific yield, recharge rate, localization and flow in wells, parameters of the reservoir...) or output (drawdown, calculated hydraulic head, flow cell by cell, compaction, subsidence, Darcy's velocities, concentration, mass...).

In particular, among the possible input of the software, we have considered the hydraulic heads, horizontal and vertical hydraulic conductivities, specific yield, flows and distribution of wells. As far as the output of the model is concerned, we have only studied the calculated hydraulic heads but we intend to take into account the drawdown flows cell by cell in a future work, where our reservoir will be further constrained by data.

3.4.1 Initial hydraulic heads

Despite the scarcity of the available data and of long-term data, in particular, we were able to specify the initial hydraulic head and the conditions of flow at different boundaries. These boundary conditions will probably be supplemented by on-going investigations. We can point out that it is not the first time that PM is used with very restricted long-term data (Comeaga and Dassargues, 1997).

The distribution of the isotherms at 40°C and 80°C, obtained by thermal gradient wells and reported on a vertical cut in the prospect area along the NW-SE direction, tends to evidence a flow of fluid in the same area from a depth of 400m at the borehole of Californie to a depth of 200 m at the LA 101 borehole and increasing up to a depth of about 100m at the LA 02 borehole (CFG, 2001; Gadalia et al, 2014). Given that the upper, less-permeable layer overlies the intermediate layer, which represents our reservoir, we can realistically admit that the hydraulic head is over the roof of our reservoir. Actually, hydraulic heads at the three deep boreholes drilled in 2001 have been measured and returned the depths of -19.6m at Californie (LA 03), -0.61m at Pointe Desgras

(LA 01) and -0.5m at Carrere (LA 02) (Sanjuan et al., 2001). We note that the thermal influence on the fluctuation of the hydraulic head can be particularly important: for example 10m gaps can be observed for a temperature difference of 1°C. Thus, for our numerical model, we impose the initial hydraulic head at 21m depth on the northwest side (on the left of the mesh) and 10m depth elsewhere.

3.4.2 Recharge condition

As one observes on Fig.3, we have only considered the marine contribution flowing from the bay of Fort-de-France, i.e. from the NW direction of the prospect. We point out that the contribution of the sea becomes increasingly relevant when we move towards the SE border (to the lower right-hand corner of the rectangular model) because of the geometry of the reservoir.

To model the marine contribution, we admit a contribution of 30% of the total input flow in the prospect (Gadalia et al, 2014) and we use the package Well of PM where we apply a flow of 0.000025 m³/s for each 40 cells.

Indeed, the total seepage at the “Pitons du Carbet” can be estimated at 25 Mm³/year (0.79 m³/s) on average (Gadalia et al, 2014) and, considering that about 10% of this seepage flows in the direction of the Lamentin lowland, we obtain an estimate of 0.08 m³/s there. Knowing that the marine contribution corresponds to 30% of the waters in the zone of interest and that the sea penetrates in a transverse direction to the main one assumed for the flow, we can state that the contribution of the sea is limited. In the following, we assume that the marine contribution represents less than 10% of the flow from the “Pitons du Carbet” and consider first an extreme value of +0.001m³/s before we decrease this value by a factor 1/40 in our simulation (Fig.3).

As far as the recharge is concerned, the modelling is similar to that of the marine contribution. We make the hypothesis of a constant contribution of meteoric water and marine water. Actually, we assume that the contribution of meteoric water and marine water do not vary significantly on the timescale of the possible exploitation; indeed annual precipitations remain stable year after year (Gadalia et al. 2014; Vittecoq et al. 2012), and average about 3000 to 5000mm per year. Thus, we consider a flow of 0.08 m³/s from the “Pitons du Carbet” for the full extent of the 72 cells, hence amounting to a recharge of 0.001 m³/s per cell (Fig.3).

3.4.3 Hydrogeological parameters

We have been confronted with the difficulty to collect hydrogeological information, particularly concerning the deep formation; neither production tests nor deep hydrogeological surveys have been carried out in Martinique.

In this work, we have used data gathered by hydrogeological surveys performed at the surface as well as typical values found in almost the same context in Guadeloupe. Based on such sources, we have chosen the following values (Cottez and Deneufbourg, 1970; Cottez, 1971; Dörfliger et al, 2011) particularly for the layer which represents the reservoir:

- Horizontal and vertical hydraulic conductivity:
 layer 1 : $K_{h1} = K_{v1} = 5.10^{-8}$ m/s
 layer 2 : $K_{h2} = K_{v2} = 1.10^{-6}$ m/s
 layer 3 : $K_{h3} = K_{v3} = 0$ m/s
- Specific yield:
 layer 1 : $\omega_1 = 0.10$

layer 2 : $\omega_2 = 0.15$
 layer 3 : $\omega_3 = 0$

We must keep in mind that the above chosen values of the hydraulic conductivity remain very uncertain as the lack of data and that the numerical models that we employ rely on the hypothesis of a flow in the horizontal direction. The influence of these values on the piezometric heads of the model may prove a worthy focus of interest. We can show that the horizontal hydraulic conductivity is the main factor that matters. Such effects would in principle have to be considered as well in the selection of the site for the production and reinjection well(s).

3.4.4 Calibration

Obviously, a numerical model should be confronted with field measurements as much as possible in view of improving it. Despite the different geothermal explorations of the Lamentin lowland, there is little available hydrogeological data (permeability, storage, flow) allowing to characterize quantitatively the reservoir. Nevertheless, we can apply the PEST calibration module of PM with the known measurements of hydraulic heads on boreholes LA 01, LA 02 and LA 03 (Table 1). This module adjusts the parameters such that they minimize the quadratic error between observation and calculated data.

Boreholes	X (WGS 84)	Y (WGS 84)	NH	Hydr. Grad.	Pressure (at 100m depth)
Pointe Desgras (LA01)	712684,8	1617014	-0,61m	0,103 kg/cm ² .m	9,48 kg/cm ² g
Carrere (LA02)	712693,2	1612587	-0,5m	0,1005 kg/cm ² .m	9,39 kg/cm ² g
Californie (LA03)	714657,4	1612253	-19,6m	0,0977 kg/cm ² .m	7,6 kg/cm ² g

Table1: Localization and measurements data at level of main boreholes. (data from Sanjuan et al., 2001).

Thus, after implementation in the software of all the parameters given in Table1, the PEST module was run, and some parameters were correspondingly adjusted in order to satisfy the measured values of the hydraulic heads:

- the horizontal hydraulic conductivity in the reservoir was increased:
 $K_{h2} = 1.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$
 We note that after the calibration, it is the vertical leakance that is evaluated instead of the vertical hydraulic conductivity in the second layer representing the reservoir.
- the upgraded marine contribution is $1.10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$
- the recharge is: $1.10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$

We emphasize that the marine contribution and the recharge of the reservoir with waters from “Pitons du Carbet” take lower values after the calibration. Moreover, the flow of the river “La Lézarde” (the main river of the island crossing the centre of the Lamentin lowland) is large enough to cause a pressure which prevents seawater from penetrating inland. PM seems to corroborate the idea that the marine contribution represents less than 30% of the inflowing water (Gadalia et al., 2017). This would be consistent with the observation that marine intrusions are confined to the western part of the prospect of the Lamentin lowland. Indeed, the southwestern part of the prospect is strongly silicified and hence, strongly restricts the infiltration of seawater inland.

For the recharge, we remind that our original estimate did not proceed from a direct evaluation, contrary to what was chosen for the marine contribution.

In the following, we employ the values of the parameters that were obtained with the calibration module.

4. RESULTS

The main scope of the present paper consists in proposing a method that would allow the selection of a site for a reinjection well, given a predetermined production well, in such a way that would minimize the impact of the exploitation at the production site in terms of temperature and pressure. We wish to employ the software Processing Modflow and DoubletCalc2D separately because this allows the taking into account of other constraints (unavailable areas, environmental constraints) for the selection of the site of reinjection. Instead of focussing on an optimal position for the implantation of the reinjection well, we prefer to delimit a wider area. This provides a more flexible decision-making tool. We start by determining the area where the reinjection well is able to reduce the hydrodynamical consequences of the exploitation at the production site, using Processing Modflow. Then, we consider the thermal impact of the reinjection at the level of the production well, using DC2D, and we estimate at which distance the effect is small enough not to spoil the thermal properties for the exploitation.

4.1 Limiting the pressure impact

The numerical model described above approximately reproduces the main features of the conceptual model of the CFG. We now apply it in the presence of a production and a reinjection wells and determine the maximal gap (d_{\max}) between these two wells that would limit the pressure impact on the production site.

At the end of the 60s, the first deep drill (about 770m) revealed a geothermal resource at the location named “Morne Cabrit”, where water at 90°C spurts out with strong pressure (Chovelon, 1984, Westercamp, 1978). LA 101 is the borehole that shows the most promising properties for a geothermal exploitation, among all those of the Lamentin prospect. We thus select it as the site of the production well in our numerical model.

The criterion on the hydraulic heads that fixes the maximal distance d_{\max} where the reinjection well could be placed, should be as little arbitrary as possible. Considering the cell of the production well, we fix the admissible value of the reduction of the hydraulic head based on the value of hydraulic head without production. Thus, we search the position of the reinjection well that sets the hydraulic head at the production site at the chosen threshold.

Of course, the determination of the position of the reinjection well depends on the value of the production flow, since the latter has a very important impact on the hydraulic head. We study this relation in view of the selected criterion. We also remind that the fluctuation of temperature of the fluid significantly modifies the hydraulic head, at the level of several meters (this question is discussed in 4.1.2 section). For example, we can use this argument in order to explain the different values of measured hydraulic head at the same borehole LA03 but at two different times, one in 2001 and the other in 2010 (Sanjuan et al, 2001; CFG, 2001).

4.1.1 Influence of the flow on the hydraulic head

The range of variation of the production flow suggested in this paper is relevant since the flow has a significant impact on the hydraulic head.

And we can check that the reduction of the thickness of the reservoir have more sensitive effects on the hydraulic head to the southwest of the prospect.

We can estimate that an increase of the production flow by $0.01\text{m}^3/\text{s}$ decreases the hydraulic head by almost 7m of the hydraulic head (Fig.4 and Table 2).

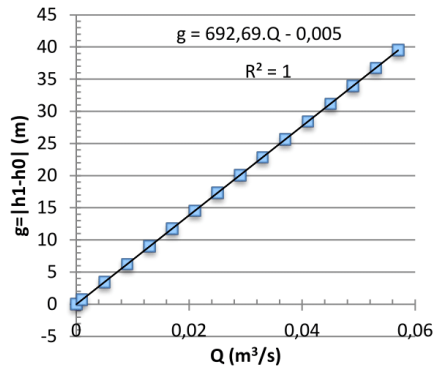


Figure 4: Relative evolution of the hydraulic head at the production well according to the selected flow.

Q (m ³ /s)	h1 (m)	h1-h0 (m)
0	-9,23	0
0,001	-9,92	0,69
0,005	-12,69	3,46
0,009	-15,46	6,23
0,013	-18,23	9
0,017	-21	11,77
0,021	-23,77	14,54
0,025	-26,54	17,31
0,029	-29,31	20,08
0,033	-32,08	22,85
0,037	-34,85	25,62
0,041	-37,62	28,39
0,045	-40,39	31,16
0,049	-43,17	33,94
0,053	-45,94	36,71
0,057	-48,72	39,49

Table 2: Values of the hydraulic head at the production well and the depth of the water level, due to the size of the flow.

Indeed, in the absence of a production well ($Q = 0\text{ m}^3/\text{s}$), the hydraulic head is $h_0 = -9,23\text{m}$ at the chosen cell. When the flow increases, the gap ($g = |h_1 - h_0|$) between h_0 and the new hydraulic head h_1 linearly grows. We consider a uniform horizontal hydraulic conductivity in the intermediate layer (our reservoir). This favours such a linear relation between the flow and the hydraulic head. An inhomogeneity in this layer should limit this linear variation and the case described above would correspond to the maximum possible variation.

4.1.2 Positions of reinjection wells limiting the pressure impact

We propose three criteria:

- -10m criterion: we search the position of the reinjection well for which the decrease of the hydraulic head is limited to 10m below the initial hydraulic head without boreholes extraction. It is the most severe criterion that we consider for our model,
- -15m criterion: this corresponds to the intermediate criterion.
- -20m criterion: this is the loosest criterion.

These criteria seem realistic since we know that the temperature of the fluid can generate variations of hydraulic head of several meters (different hydrostatic level for a same borehole: Sanjuan et al., 2001; CFG, 2001).

For chosen values of the flow that is withdrawn at the production well and for each selected criterion, we attempt to determine the most distant position of the reinjection well keeping the value of the hydraulic head at the production well above its initial value without extraction.

Fig.5, 6 and 7 and Table 3, 4 and 5 show that this maximal distance decreases globally exponentially with increasing extraction flow for the presented criteria (-10m, -15m or -20m criterion respectively). The results with each chosen criterion agrees with the qualitative expectation according to which a larger extraction flow leads to increased risks of drying out.

Fig.5 and Table 3 shows the results for the -10m criterion.

$$d_{\max} = d_1 e^{-\alpha Q} \text{ with } d_1 = 23711 \text{ m and } \alpha = 230 \text{ m}^{-3} \cdot \text{s} \quad [\text{Eq.3}]$$

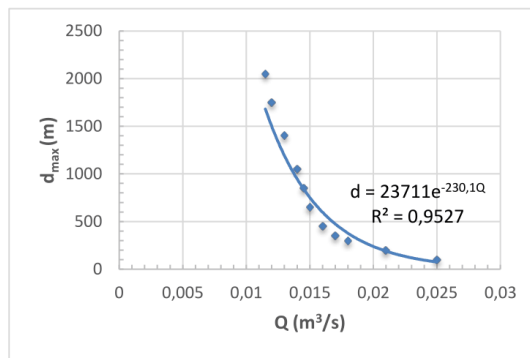


Figure 5: Evolution of the maximal distance d_{\max} with a criterion at -10m.

criterion: -10m	
Q(m³/s)	dmax(m)
0,0115	2050
0,012	1750
0,013	1400
0,014	1050
0,0145	850
0,015	650
0,016	450
0,017	350
0,018	300
0,025	100

Table 3: Values of the maximal distance, evaluated with PM, according to flow for a criterion at -10m.

The distances d_1 , d_2 and d_3 represent the maximal extensions of the geothermal system for the considered permeability. In fact, if we assume no extraction and look for a non-zero value of the equation, there is a flow in the ground. Obviously this distance strongly depends on the boundary conditions imposed on the left-hand limit of our model.

With a more flexible criterion fixed at -15m (Fig.6 and Table 4), we obtain a smaller value for the maximal extension of the geothermal reservoir, e.g. $d_2 = 20344\text{m}$ instead of $d_1 = 23711\text{m}$. Thus, for a decrease of 5m of the selected criterion we observe an estimated reduction of d_1 by 3367m.

$$d_{\max} = d_2 e^{-\beta Q} \text{ with } d_2 = 20344 \text{ m and } \beta = 147 \text{ m}^{-3} \cdot \text{s} \quad [\text{Eq.4}]$$

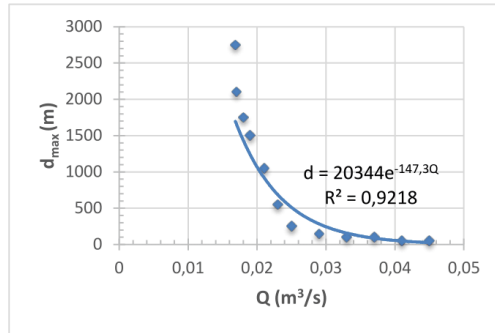


Figure 6: Evolution of the maximal distance d_{\max} with a criterion at -15m.

criterion: -15m	
Q(m³/s)	dmax(m)
0,01685	2750
0,017	2100
0,018	1750
0,019	1500
0,021	1050
0,023	550
0,025	250
0,027	300
0,029	150
0,037	100
0,045	50

Table 4: Values of the maximal distance, evaluated with PM, according to flow for a criterion at -15m.

With the most flexible criterion (Fig.7 and Table 5) that we allow, the diminution of the extension of the reservoir progresses more slowly: d_2 is reduced of $d_2 - d_3 = 2552\text{m}$ and the typical variation of flow is $0.009\text{m}^3/\text{s}$ instead of $0.007\text{m}^3/\text{s}$ for criterion -15m. Consequently, the chosen criterion has a significant impact on the sensibility of the flow and so on the approximate determination of the extension of the potential geothermal resource.

Moreover, the typical variation of flow necessary to reduce the critical distance between wells by 37% is given by $1/\alpha = 0.004\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ for -10m criterion, $1/\beta = 0.007\text{ m}^3/\text{s}$ for -15m criterion and $1/\gamma = 0.009\text{m}^3/\text{s}$ for -20m criterion

$$d_{\max} = d_3 e^{-\gamma Q} \text{ with } d_3 = 17792\text{ m and } \gamma = 105\text{ m}^{-3} \cdot \text{s} \quad [\text{Eq.5}]$$

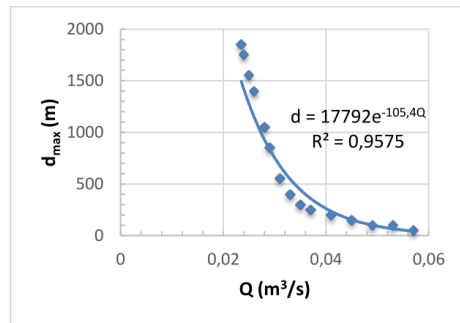


Figure 7: Evolution of the maximal distance d_{\max} with a criterion

criterion: -20m	
Q(m³/s)	dmax(m)
0,0235	1850
0,024	1750
0,025	1550
0,026	1400
0,028	1050
0,029	850
0,031	550
0,033	400
0,035	300
0,041	200
0,049	100
0,053	100

Table 5: Values of the maximal distance, evaluated with PM, according to flow for a criterion at -20m.

Finally, our results show that the more severe the criterion, the more reduced increased appears the sensitivity on the size of the production flow.

4.2 Reducing the thermal impact

In this part, we employ DC2D in order to assess the thermal impact of the reinjection well and determine the locations that keep its effects at the production site to a minimum. In other words, we want to evaluate the minimum distance from the production well that allows for a stable (and high) temperature at the production site.

We start by defining the numerical model for DC2D, based on the one employed with PM. To maintain the spatial extension of our model (6000m x 3600m), we consider 144 rows and 240 columns in planar projection with cells of 625 m² (25m*25m cells). In DC2D, only the geothermal reservoir (the intermediate layer in PM) is modeled. Thus, we only consider the parameters corresponding to this layer.

The properties of the aquifer have been implemented according to the available information provided by the vertical cutting cross section that CFG and the BRGM proposed (Traineau, 2012; Gadalía et al, 2014). Thus, we considered the following characteristics for the geothermal aquifer:

- an initial temperature of 90°C
- aquifer at 200m depth
- aquifer with a thickness of 200m

We kept the porosity at 0.15, and the permeability at 1.10^{-5} m/s (1035mD). Under the hypothesis of a mainly andesitic general composition, the following additional properties can be employed (B. Sanjuan et al, 2001; C. Pompeo and C. Gueret, 2000; MATRCT and MEDDE, 2012):

- Thermal conductivity of water: $\lambda_w = 0.6 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$,
- Thermal conductivity of rocks: $\lambda_r = 10 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$,
- Heat capacity of water: $c = 1000 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$,
- Density of rocks: $\rho_r = 2500 \text{ kg.m}^{-3}$.

Finally, several wells can be considered simultaneously. We place two wells, a production well and a reinjection well, with a diameter of 7inches both (Gadalía et al, 2011). Only the position of the reinjection well will be modified.

4.2.1 Implementation of the model

With the help of DC2D, we wish to determine the minimal distance between the production well and the reinjection well that minimizes the cooling induced by the reinjection well at the production site. For this reason it is necessary to establish a selection factor: our threshold in temperature is a 2°C drop at the production site. Similarly to the analysis that we performed for the hydrogeological flow, we study the relation between the extracted flow and this minimal distance. All our simulations are performed for a timescale of 30 years, consistent with the average lifetime of a geothermal power plant in the context of islands such as Guadeloupe and Martinique.

4.2.2 Thermal influence of the reinjection well

Fig.8a and 8b show the influence of the reinjection of a cooler water at 80°C on the temperature at the production well, where water reaches initially 90°C, after 30 years of exploitation.

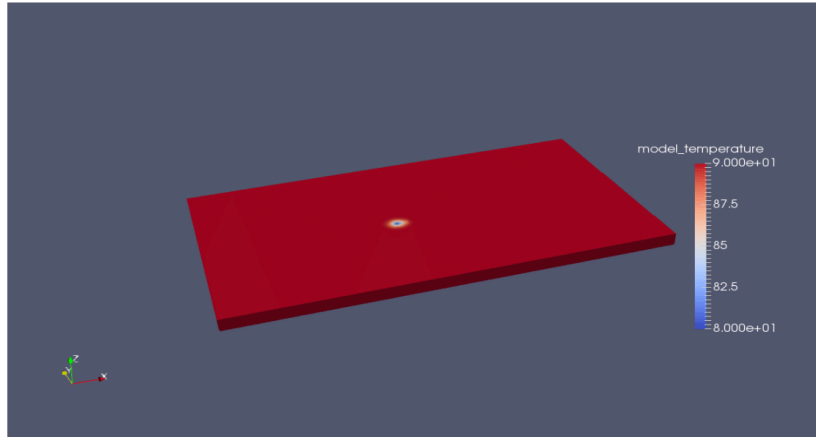


Figure 8a : Global view of the model employed in DC2D with Paraview showing the heat diffusion of the reinjection water in the reservoir.

This configuration corresponds to the most probable scenario since the aquifer of the Lamentin would be at 90°C (CFG, 2001; Gadalia et al, 2014) and the temperature of the injected water should appear as a realistic compatible value if our scope is to extract as much heat as possible.

Moreover, we keep a reinjection at 80°C in this paper as it is suitable with technical specification of the heat pump eventually considered in the low enthalpy geothermal feasibility study (Gadalia et al., 2011).

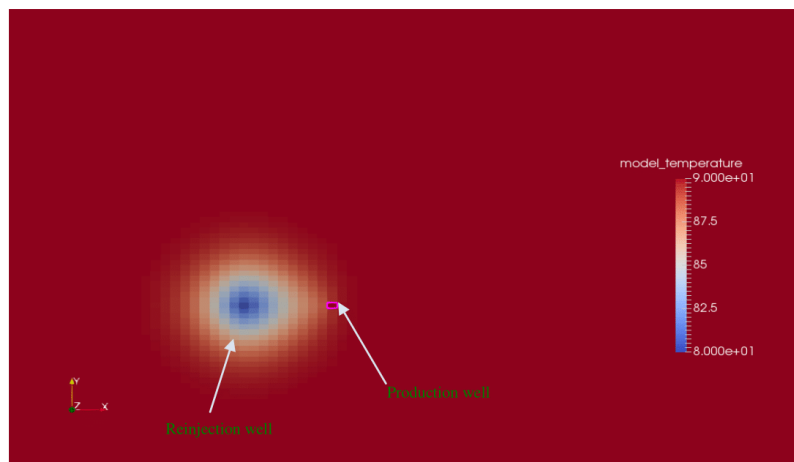


Figure 8b: Heat diffusion of a water at 80°C, which is reinjected in the geothermal reservoir at 90°C simulated by DC2D and visualized with Paraview.

4.2.3 Results

Applying the criterion described above, we represent the distribution of the minimal distance d_{\min} according to the selected flow production we study the relation between the extracted flow and the minimal distance between the reinjection and the production wells. We observe in Fig.9 and Table 6 that this relation is roughly linear.

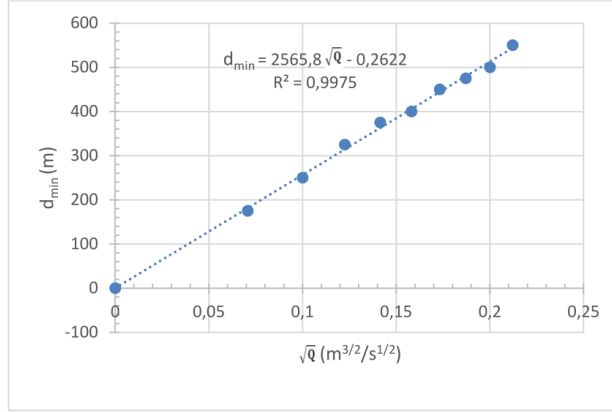


Figure 9: Variation of the minimum distance d_{\min} with the considered flow.

$\sqrt{Q} \text{ (m}^3/2/\text{s}^{1/2}\text{)}$	$d_{\min}(\text{m})$
0	0
0,0707	175
0,1	250
0,1225	325
0,1414	375
0,1581	400
0,1732	450
0,1871	475
0,2	500
0,2121	550

Table 6: Values of the minimum distance evaluated thanks to DC2D according to flows.

Such a relation is rather intuitive in the sense that a more efficient transport of water should stimulate the exchange of heat via thermal convection. We find the following fit (Eq.6):

$$d_{\min} = \gamma_0 \cdot \sqrt{Q} + \delta_1 \quad [\text{Eq.6}]$$

with $\gamma_0 = 2565,8 \text{ m}^{-2} \cdot \text{s}$ and $\delta_1 = 0,2622 \text{ m}$

If there is no extracted flow, our results indicate a minimal distance of $\delta_1 = 0,2622 \text{ m}$. It would correspond to the typical scale on which thermal convection takes place.

For the range of permeability that we have considered, our results show no influence of this parameter on the minimal distance. We should also keep in mind that the transport of heat takes place by conduction within the rock.

5 DISCUSSION AND GENERAL RESULTS

In this work, we have chosen to place the production well in the southeast area, on the right-hand side of the rectangular model, at the LA 101 borehole. The proximity of the reservoir to the surface justifies this choice. It would also be possible to consider a drill in the northwest area, at least from a technical point of view; in practice, this would prove rather difficult to perform, however, because of the high concentration of population and industrial installations in this zone, though not impossible of course.

Therefore, keeping these constraints in mind, one understands why, in the hypothesis of a reinjection well, we have chosen to place the latter on the left-hand side of the production well.

This choice is consistent with the idea of a lateral flow in the geothermal reservoir from the “Pitons du Carbet” volcano to the Lamentin lowland.

The impact of the inhomogeneity remains as the most difficult factor to assess. We leave a more precise discussion of the consequences of a variable horizontal hydraulic conductivity to a future work. In this paper, we have simply considered a homogeneous medium to modelize the reservoir (the intermediate layer) since values of hydraulic conductivities remain identical in the horizontal directions.

Beyond the homogeneity of the numerical model, the chosen boundary conditions also affect the results of the simulations from the perspective of the reinjection well. Indeed, we have decided to keep the maximal distance d_{\max} calculated for a reinjection well exactly upstream of the production well. Displacing it to another location would alter the response at the level of the production well, even though the distance is kept to the same value. We have checked that for this upstream position, d_{\max} is the less favourable one from the perspective of the configuration of the numerical model. Indeed, constraints on the upstream zone are known to be stronger in the upstream zone where we input the recharge of water from the “Pitons du Carbet” volcano and the marine contribution.

Combining the output of PM with that of DC2D, it is possible to propose a delimitation of interesting areas for geothermal exploitation drills. The results obtained with PM deliver a maximal distance between production and reinjection wells, ensuring that the water levels do not drop too much at the production site, while a minimal distance appears in the results obtained with DC2D, beyond which the reinjection does not induce negative thermal feedback on the production well.

Fig.11 summarizes the results from the pressure and thermal perspective, in the plane defined by the extracted flow at the production site and the distance at which the reinjection well is located. The curves, corresponding to the maximal distance d_{\max} that limits the pressure impact and the minimal distance needed to avoid excessive thermal loss at the production site, intersect. Thus, they delimit a zone where the implantation of a reinjection well would satisfy the two conditions simultaneously. The region in (Q,d) that satisfies the geothermal properties is the one above the dark-blue line (d_{\min}) and below the light-blue, red or green curve (d_{\max}), depending on the acceptable water level at the production site).

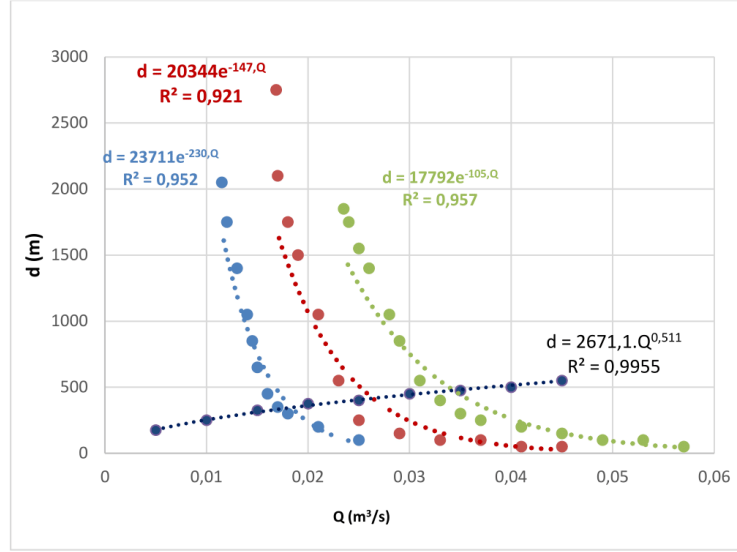


Figure 11: Summary of the previous results of the part 4 from PM and DC2D.

We observe that the selected criterion in order to fix the distance d_{\max} has a sizable impact on the extension of the appropriate area for the implantation of the reinjection well. Indeed, from our most severe to our loosest criteria, corresponding to a drop of 10m of the hydraulic head at the production well, the maximal flow that can be extracted roughly doubles.

We note that the minimal distances between the reinjection and production wells remain close to the recommendations for the implantation of a second production well due to pressure impacts (Traineau, 2012). Indeed, it is commonly admitted that production wells in geothermal tanks with fractured permeability should be distant by at least 300 to 500m in order to reduce the interferences in pressure (Traineau, 2012).

In the following, we consider two examples. We implant the production well at a position near the borehole LA 101 ("Morne Cabrit") and employ the loose criterion of a -20m drop of the hydraulic head at the production site. We determine d_{\max} and d_{\min} according to the given flow. Then, we choose two specific values of the extracted flow and study the consequences for the location of the reinjection well.

5.1 Location of the reinjection well for $Q = 0.03 \text{ m}^3/\text{s}$

In this first case, $d_{\max} = 762\text{m}$ and $d_{\min} = 450\text{m}$.

The available area for the implantation of the reinjection well is shown in pink in Fig.12. The projection of these constraints on a map allows taking into account the restrictions that are imposed by the physical, economical and industrial geography of the site, hence delimiting realistic locations for the implantation of a reinjection well. In this example, the area where the reinjection well could be implanted is very reduced: the location that is marked with a red cross appears as essentially the only suitable choice.

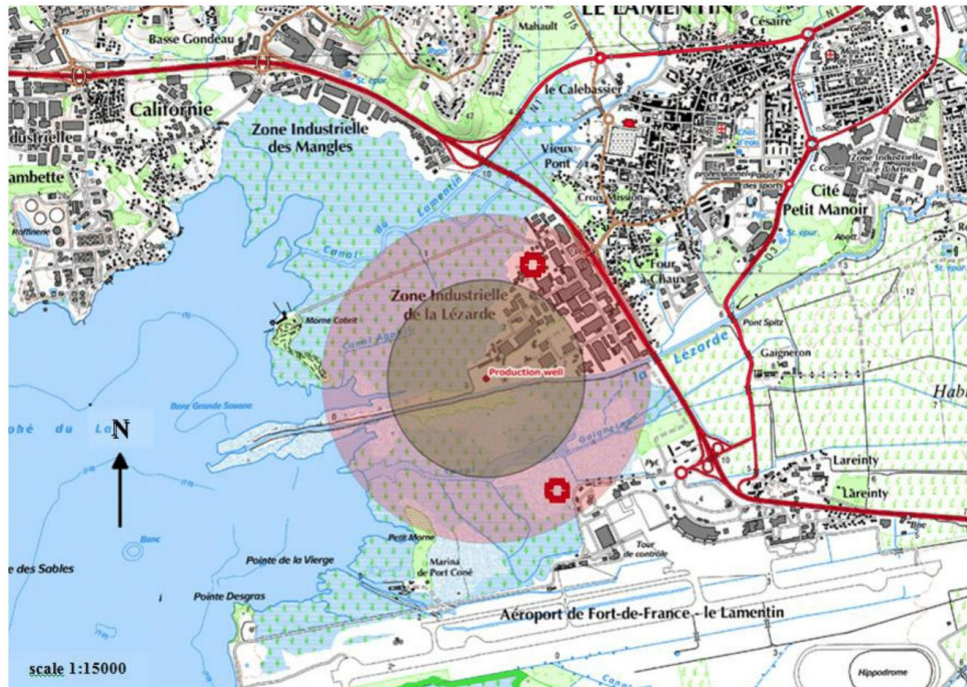


Figure 12: Localisation of a potential reinjection well according the level of considered exigencies (criterion -20m, $Q = 0.03 \text{ m}^3/\text{s}$)

5.2 Location of the reinjection well for $Q = 0.02 \text{ m}^3/\text{s}$

In this second case, $d_{\max} = 2178\text{m}$, $d_{\min} = 375\text{m}$

Here, we have selected a weaker flow. The suitable zone is considerably more extended in this case: see Fig.13. This sizable increase is associated to the exponential connection between d_{\max} and the flow Q .



Figure 13: Localisation of a potential reinjection well according to the level of considered exigencies (criterion -20m, but with a more important flow $Q = 0.02 \text{ m}^3/\text{s}$).

6 CONCLUSIONS

In this work, we have studied the constraints that the pressure and temperature considerations at the production site place on the implantation of a reinjection well. We have performed this analysis employing the software PM and DC2D separately, hence addressing the two aspects of water levels and cooling separately.

The distance between reinjection and production wells is constrained by two limiting factors: reinjection must be placed close enough to production in order to maintain the flow; however, sufficient spacing is also needed if we take the thermal impact of the reinjection on the temperature at the production well. The combination of both factors determines a maximal extraction flow compatible with a sustainable exploitation of the geothermal resource. The corresponding extracted power is of the order of 1150kW allowing removing about 850kW from the cold water network (CFG, 2001). With this system, the geothermal energy could be employed for cooling production, which would find applications in the industrial and commercial activities in the Lamentin lowland.

Moreover we have been confronted to the lack of available data and the difficulty to take into account the specific character of the hydraulic conductivity (or permeability) of the Lamentin geothermal prospect. This scarcity of information motivates further studies and exploration before the geothermal exploitation would actually take place. Yet, employing PM and DC2D as simple

numerical tools, we have been able to obtain estimates for some variables such as the position of the reinjection well, or the accessible extraction flows. More involved numerical models could admittedly provide more precise results but our goal rests also in the production of a simple tool, which could address emergency situations, for instance. In an area with high population densities, such as Martinique (IEDOM, 2014), tools that enable us to select appropriate regions for geothermal exploration in the middle of crowded human settlements could also be employed to take fast action in the exploitation phase.

Acknowledgements

This work has been supported by the French national agency of energy demand management (ADEME), the regional authority of Martinique (CTM) and the agency of electricity of Martinique (SMEM) within the frame of the Territorial Program for Energy Efficiency of Martinique (PTME). The authors are grateful to J.-Y. Hervé and J. Gava for very useful discussions and to F. Domingo and L. Tabourier for the careful reading of the manuscript.

REFERENCES

- Blöcher G., Zimmermann G., Moeck I., Brandt W., Hassanzadegan A. and Magri F.: 3D Numerical modeling of hydrothermal processes during the lifetime of a deep geothermal reservoir. *Geofluids* (2010) 10, 406-421, DOI : 10.1111/j.1468-8123.2010.00284.x
- Boy E. and Cotiche C.: Etude de faisabilité technico-économique d'un programme de mesures et de tests sur le puits d'exploration géothermique de Californie au Lamentin, Martinique. Rapport final: BRGM/RP-62315.FR, (2013).
- Brophy P. et al: Preliminary results of deep geothermal drilling and testing on the Island of Montserrat, Proceedings, Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 24-26, 2014, SGP-TR-202 (2014).
- Cacace M. and Blöcher G.: MeshIt, a software for three dimensional volumetric meshing of complex faulted reservoirs. *Environ Earth Sci* (2015), 74:5191-5209. DOI : 10.1007/s12 665-015-4537-x
- CFG: Rapport final des travaux des trois sondages d'exploration réalisés à la Pointe Desgras, Carrère et Californie, (2001).
- Cherubini Y., Cacace M., Scheck-wenderoth M., Moeck I. and Lewerenz B.: Controls on the deep thermal field: implications from 3-D numerical simulation for the geothermal research site Groß Schönebeck. *Environ Earth Sci* (2013) 70:3619-3642. DOI: 10.1007/s12665.013.2519-4
- Chovelon : Cadre structural des minéralisations hydrothermales des prospectus du Lamentin et du Morne Rouge, RP-84 SGN-326-GTH (1984).
- Chovelon : Contexte géothermique des prospectus du Lamentin et du Morne Rouge, RP-84 SGN-003-GTH (1984).
- Chiang W.-H. and Kinzelbach W.: PROCESSING MODFLOW, a simulation System for Modelling Groundwater Flow and Pollution. Hamburg, 342p. (1998).
- Comeaga T. and Dassargues A.: Calcul du transport convectif de polluant dans les aquifères phréatiques de Bucarest, Colloque et Congrès scientifiques, Actes des III ième Rencontres Hydrologiques.Franco-Roumaines, Montpellier (1997).
- Cormy G. et al: Prospection géothermique aux Antilles Françaises, Guadeloupe et Martinique. Symposium sur le développement et l'utilisation des ressources géothermiques, Pise 1970, Vol. 2 Part I., (1970).
- Cottet S.: Etude complémentaire des ressources en eau souterraine de la plaine du Lamentin, RP 71 ANT 041,

BRGM, (1971).

Cottez S. and Deneufbourg G., Etude hydrogéologique préliminaire du bassin de la plaine du Lamentin, RP-50071-FR, BRGM, (1970).

Dörfliger N. et al: Influence de la montée du niveau de la mer sur le biseau salin des aquifères côtiers des DROM/COM, Rapport final, BRGM RP-60828-FR, (2011).

Fabriel R. et Ouzounian G., Prospect géothermique de la plaine du Lamentin, Modèle Hydrogéochimique, RP-85 SGN 384 GTH, (1985).

Fenske J. P. et al: Simulation reservoir leakage in ground-water models, Ground Water, (1997).

Gadalia A. et al (2011) – Faisabilité et évaluation d'un programme de prospection et de valorisation géothermique en Martinique. Rapport final. BRGM/RP-59690-FR ; 359 p., 40 fig., 31 tab, 8 ann.

Gadalia A. et al: Compléments d'exploration géothermique en Martinique : conclusions et recommandations pour les zones de la Montagne Pelée, des Anses d'Arlet, des Pitons du Carbet et du Lamentin, Rapport final BRGM/RP-63019-FR, (2014).

Gadalia A., Bouchot V., Calcagno P., Caritg S., Courrioux G., Darnet M., Jacob T., Labeau Y., Taïlamé A.L., Terrier M., Thinon I., Vittecoq B. (2017) – Consolidation de l'exploration géothermale au Lamentin (Martinique). Rapport final. BRGM/RP-67185-FR, 374 p, 149 fig., 24 tabl., 12 ann., 1 CD.

GEA (Geothermal Energy Association): The Status of Geothermal Power in Emerging Economies, (2014).

Hsieh P. A.: Application of MODFLOW for Oil Reservoir Simulation During the Deepwater Horizon Crisis, Ground Water (2011).

IEDOM (Martinique), Rapport annuel 2014, Edition 2015

Joseph E., Fournier N, Lindsay J., Robertson R. and Beckles D.: Chemical and isotopic characteristics of geothermal fluids from Sulphur Springs, Saint Lucia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, (2013).

J.G Veldkamp, M.P.D Pluymackers, J.D A.M. Van Wees: TNO Report, TNO 2015 R 10 2016, DoubletCalc2D 1.0 User Manual, Project: KIP Geothermic N° 06014577, (2016).

Kipp K. L. Jr: HST3D: a computer code for Simulation of Heat and Solute Transport in Three-Dimensional Ground-Water Flow Systems. U.S. Geological Survey. Water Resources Investigations Report 86-4095, 1987, 517p

Kipp K. L. Jr: Guide to the revised Heat and Solute Transport Simulation: HST3D—version2. U.S. Geological Survey, Water Resources Investigation Report 97-4157, 1997, 149p.

Lachassagne P., Marechal J.C, Sanjuan B. : Hydrogeological model of a high-energy geothermal field (Bouillante area, Guadeloupe, French West Indies), (2009).

Lopoukhine M. et Mouret C., Etude géothermique des sources de la Martinique, RP-77 ANT 36, (1977).

Magri F., Bayer V., Jahnke C., Clausnitzer V., Diersch H. J., Fuhrman J., Möller P., Pekdeger A., Tesmer M. and Voigt H. J. : Fluid dynamics driving saline water in the North East German Basin. International Journal of Earth Sciences, December 2005, volume 94, Issue 5-6, pp 1056-1069.

Ministère de l'égalité des territoires et du logement, Ministère de l'écologie, du développement durable et de l'énergie, Règlementation Thermique Acoustique Aération, Département d'Outremer, Fiche d'application thermique, version 1.1, (2012).

- Osborn W., Hernandez J. and George A.: Successful Discovery Drilling in Roseau Valley, Commonwealth of Dominica, (2014).
- Panagopoulos G.: Application of MODFLOW for simulating groundwater flow in the Trifilia karst aquifer, Greece. *Environmental Earth Sciences*, volume 67, Issue 7, pp. 1877-1889. (2012).
- Pompeo C., Gueret C. (CSTB Division Hygrothermique des Ouvrages), *Conductivité thermique des matériaux*, Fascicule 2/5, (2000).
- Poux B. and Brophy P.: Geothermal Exploration on the island of Montserrat, Caribbean. *Transactions - Geothermal Resources Council* 36 : 737-744. (2012).
- Sanjuan B., Genter A., Correia H., Girard J-P and Roig J-Y, Brach M.: Travaux scientifiques associés à la réalisation des trois puits d'exploration géothermique dans la plaine du Lamentin (Martinique), Convention BRGM-ADEME n° 99.05.026, Rapport final, BRGM/RP-51671-FR, (2002).
- Traineau H. and Négrel G.: Evaluation préalable de la ressource géothermale du Lamentin, Martinique, Rapport intermédiaire BRGM/RP-61759-FR, (2012).
- Vittecoq B., Gutierrez A. and Braibant G.: Compléments d'exploration géothermique de la Martinique – Volet « hydrogéologie », Rapport intermédiaire, Rapport BRGM/RP-61406-FR, (2012).
- Voss C.I., Boldt D. and Shapir A. M. : A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA code using Argus ONE (for Simulation of Variable- Density Saturated- Unsaturated Ground Water Flow with Solute of Energy Transport). U.S. Geological Survey, Reston VA. Open-File Report 97-421 (1997)
- Westercamp D., Une contribution à l'évaluation du potentiel géothermique de l'île de la Martinique, RP-78 ANT 33, (1978)

Annexe 5 : Proceeding soumis et accepté sur les résultats d'exploration géothermique sur le Lamentin lors de la conférence International Geothermal Conference Geoheat 2018 du 04 au 07 Septembre 2018.

Multimodal geothermal exploration in the Lesser Antilles Arc at the Lamentin lowland (Martinique)

Gadalia A.⁽¹⁾, Bouchot V.⁽²⁾, Calcagno P.⁽²⁾, Caritg S.⁽²⁾, Courrioux G.⁽²⁾, Darnet M.⁽²⁾, Jacob T.⁽²⁾, Labeau Y.⁽³⁾, Taïlamé A.L.⁽⁴⁾, Terrier M.⁽²⁾, Thion I.⁽²⁾, Vittecoq B.⁽⁴⁾

- (1) 77, rue de Bourgogne, 45000-Orléans, France ;
- (2) BRGM 3, avenue C. Guillemin, BP 36009, 45060-Orléans-Cedex 2, France.
- (3) Université des Antilles Pôle Martinique, EA929 Groupe Biosphères, Campus universitaire de Schœlcher, BP 7209 - 97257 SCHOELCHER Cedex
- (4) BRGM Direction régionale de Martinique, Villa Bel Azur, 4Lot. Miramar, Route Pointe des Nègres, 97200 Fort-de-France, Martinique

gadalain@orange.fr

Abstract. *The aim of the last geothermal exploration campaign at the Lamentin lowland (Martinique) was to specify the characteristics and the extent of the local geothermal system. In this purpose, previous data were re-processed and new field data were acquired through geology, gravity, electromagnetism and fluids geochemistry surveys. All the collected data were gathered in a 3D geological model leading to a new conceptual model. The Lamentin lowland is considered as an active graben controlled by major NW-SE faults and crossed by a NE-SW accommodating fault system. Recent, restricted and monogenic hydro-volcanism was highlighted, associated to large hydrothermal deposits from a first high temperature geothermal episode. Associated with thermal and soil gas anomalies and CO₂-rich springs, they mark out the main faults. A shallow, thin and very conductive layer (<10 Ωm) was mapped by CSEM and TEM, as the caprock of the previous HT geothermal system. Current geothermal fluid results from the mixing of 25-30% of seawater with meteoric water flowing likely from the northern relief. It is then heated to 115 ± 25°C and flow in a convective ascent through the major NW-SE fault. Northern Lamentin lowland appears to be a fault-limited and shallow medium enthalpy geothermal system.*

1. Introduction

Geothermal energy is an opportunity for parts of the world cut off from the power distribution networks. This is particularly the case of many volcanic islands and peninsulas. While geothermal energy has a lot of environmental and economic advantages with respect to other traditional or renewable sources of energy, its sustainable development implies a greater component of geoscientific research adapted to the site to be exploited. The case of the Lamentin lowland, in Martinique (Lesser Antilles) is emblematic in this regard.

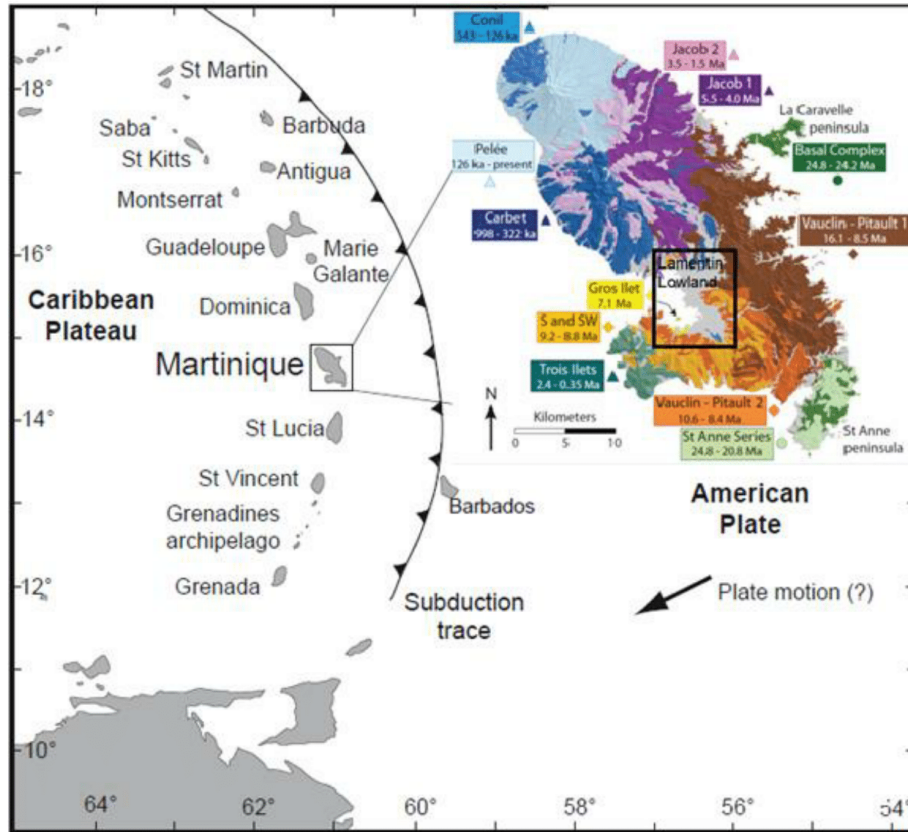


Figure 1 : Map of the Lesser Antilles arc modified from [25]. The inset is a simplified geological map from [8] where the investigation area is located. Ages are from Germa (2008) and figures from Labanieh (2008)

Geothermal exploration started more than 50 years ago (eg. [1], [2], [3], [4], [5]) and this study [6], constitutes its fifth session. This zone presented, at the beginning of the investigations, two major interests.

- (i) There are the most obvious hydrothermal indices of the Martinique island: most numerous and hottest springs, massive deposits of hydrothermal silica and ubiquitous degassing.
- (ii) The area of activity is in full expansion at the gates of the two main cities of Martinique island, with high energy needs.

Exploration, however, soon ran into difficulties, first of all due to the lack of geological outcrops as sediments, mangrove or the sea cover most of the area. The urbanization also contributed to limit its access in particular to electromagnetic exploration. Additionally the geological complexity was gradually discovered:

- (i) 5 volcanic complexes surround this lowland (eg. [7], [8], [9], fig.1) and 4 fault directions, that played repeatedly in different ways, intersect them (eg. [10]); ;

- (ii) a succession of hydrothermal activity phases [11], downshifted this zone from a high energy level (fluid over 200 ° C) into an area of medium energy [12].

On the threshold of an announced development of renewable energies, of which geothermal energy is prominent in Martinique, it was important to overcome those obstacles by gathering the acquired knowledge and specifying some of them in order to move to the feasibility stage of the geothermal exploitation.

The objectives of this study lie in this context and should improve our understanding of the operation of the Lamentin geothermal system:

- by clarifying the role of the faults from the recharge to the fluid circulation in the reservoir;
- defining the heat source(s);
- specifying the extent of the geothermal system.

Once the conceptual model of the Lamentin geothermal system has been updated, sites for implementing new exploration and even production drilling would be proposed.

2. Means and methods

2.1. Geological modeling

The successive geothermal exploration campaigns but also other works inherent to the suburban growth of this zone, have produced a quantity of various data strengthening the geological knowledge both on the surface and in depth. In particular, 13 thermal gradient boreholes [13] and 4 geothermal exploration wells [14], [15], [4] have largely been used as bases for building a geographic information system (GIS) and, beyond, a 3D geological model. This initiated space organizing and putting in coherence the numerous existing geoscientific data [16].

2.2. Controlled Source ElectroMagnetic (CSEM) survey

The relevance of the CSEM in urban and marine environments was demonstrated during the 2013 geothermal exploration campaign [17], and additional survey was carried out to better constrain the conductivity underground distribution. Those new measurements were

- (i) compared to data acquired in 2013 by TEM (transient electromagnetic method) carried out by an helicopter-borne survey [18] and
- (ii) supplemented by reprocessing AMT and MT (audio-magnetotelluric and magnetotelluric methods) data, on the one hand, and on the other hand, dipole-dipole (electric method) data acquired during previous campaigns (years 80 and 2013) [17].

The spatial organization of the conductive layers allowed:

- (i) understanding better the old high-temperature geothermal system the structure of which still largely conditions the current system;
- (ii) highlighting conductivity contrasts between formations to structure the Lamentin geothermal field and its major north and south boundaries.

2.3. Gravimetric survey

Additional gravimetric survey, allowed emphasizing the density contrasts between formations and to image a set compartmentalized by network fractures.

2.4. Geological survey

Additional geological studies (field observations and measurements, thin sections microscope examination) led to

- (i) specify the respective orientations and type of the various tectonic episodes, including the most recent with the seismicity examination [19];
- (ii) identify the characteristics of a possible magmatic activity that can be used to trace a heat source;
- (iii) specify the thermodynamic and paleogeographic conditions as well as the extent of the previous hydrothermal phenomena to better qualify the old high temperature phase of the Lamentin geothermal system.

Examination of underwater bathymetric (eg. [20]) and sedimentological maps as well as low penetration seismic reflection profiles allowed highlighting the extent off shore of some structures identified on shore.

2.5. Fluids geochemical survey

New water sampling and analyzes, in the surroundings of and within the Lamentin lowland, were carried out to better understand (i) the possible links between the different groups of groundwater with the geothermal fluid, and (ii) the processes occurring during the ascent of this fluid to the surface.

The set of soil volatile species concentrations (As, Hg, CO₂, CO, He, Rn) has been integrated (eg. [21], [22], [23]) and reinterpreted. The identified anomalies highlight the zones of leakage of a deep circulation probably corresponding to active faults.

2.6. Hydrogeological synthesis

Taking into account the hydrogeological knowledge on the "Lamentin" aquifer of medium depth is useful to understand the hardly deeper circulation of the geothermal system.

3. Results and interpretations

3.1. Structural context of the geothermal system

The Lamentin depression is controlled by a complex and deep system of faults: since the beginning of its collapse (around 6.5 Ma), several successive tectonic episodes occurred and the same faults could have played in different ways (sometimes in opening, sometimes in shear). The opening gave birth to the Lamentin depression, which itself changed direction. This tectonic evolution is related to the subduction of the Saint Lucia aseismic ridge affecting the plunging Atlantic plate and impacting the lithospheric fractures system of southern Martinique and its volcanism (eg. [24], [9], [25] and fig.1). Seismicity confirms the depth and active directions of the involved mechanisms.

Together with the 3D geological modeling, the hydrogeological study [24] revealed, under the Lamentin lowland, a relatively "rugged" relief of the top of the old volcanic basement where more pronounced areas of subsidence follow up with marked uplifts.

The Lamentin depression is thus defined as a collapsed area, the subsidence of which continues, intersected and limited by different faults probably of lithospheric magnitude; some of them (NW-SE) are currently working in extension whereas others (NE-SW) have rather a role of accommodation.

3.2. Identification of a heat source for the geothermal system

What are the signs of a thermal anomaly in the Lamentin lowland?

3.2.1. Thermal manifestations.

Hot springs

More than a dozen of springs with surface temperatures exceeding 35 °C are recorded within the investigated area (fig.2). The contribution of gases to the warming of the thermal or surface waters they cross is highlighted; other species (arsenic, boron, ...), detected in thermal (and gaseous) waters (eg [12] and [15]), and possibly in soils (arsenic, mercury, ...) [21] may have been driven by high temperature gases. The thermal spring outlets are marked out by carbonate travertine and ferric oxy-hydroxide deposits in relation with their degassing.

Anomalous thermal gradients in drill-holes

The spatial distribution of the thermal springs corresponds to that of the strong thermal anomalies; abnormally high thermal gradients (from 1 to 3 °C / 10 m), measured in boreholes [13] are generally related to current circulations of hot water at depth (fig.2). This distribution seems consistent with a convective circulation in a faults network. The core of these thermal anomalies is located between Morne Cabrit in the west and the Petit-Bourg fault in the east, with an extension to Chateauboeuf in the northwest and Habitation Carrère in the southeast (fig.2). This thermal maximum corresponds to a deepening of the old volcanic basement (zone of greater subsidence) reflecting an area of lithospheric weakness where deep contributions are facilitated.

Gas emanations (springs and soils)

The analyses (chemical and isotopic) of the gas phase (helium, CO₂) indicate a magmatic signature [27]; a component of magmatic water, can also, marginally, contribute to the mixture; radon and carbon monoxide (CO), with reduced lifetimes, are part of the series joining the deep gases during their ascent [22]; arsenic and mercury [21] may be derived, at least partly, from the superficial leaching of deposits of the previous "high temperature" hydrothermal episode; nevertheless, their presence associated with other gas anomalies suggests that they may have been, also, driven, at depth, at high temperature by ascending gases.

The spatial extent of the soil gases anomalies exceeds that of thermal springs but remains limited (fig.2). Two compatible origins can be considered for this heat source of the Lamentin geothermal system :

- (i) a magma body releasing gases during its cooling ;
- (ii) a deep fault allowing the rise of mantle fluids.

To the north and west of Chateauboeuf, thermal anomalies are still detected by drilling without reaching the level of the northern Lamentin lowland. On the other hand, no soil gas anomaly has been detected beyond the North-Lamentin fault [23] and the mineral springs water in this zone (Moutte, ...) is not gaseous, unlike those from the Lamentin lowland. Further north, the mineral spring waters (Didier and Absalon) are enriched in carbon dioxide (CO₂), but have different chemical characteristics [15] (fig.2). The North-Lamentin fault, in its new layout, forms, in this case, a boundary between two thermal and gas pressure domains.

South of Petit-Bourg, in the southern part of the Lamentin lowland, only a few anomalies in soil gas concentrations remain, sparse, with no sign of hot groundwater. They may nevertheless reveal the remaining activity of the Rivière Salée volcanism.

3.2.2. Recent volcanism in the Lamentin lowland.

The hypothesis of a restricted volcanism in the Lamentin lowland, like other neighboring and quasi-contemporary small volcanoes (Rivière Salée, peninsula of Trois-Ilets) in the Center and South-West Martinique ([8], [9]) is confirmed from field observations, notably at Morne Rouge and geological descriptions of drilling logs, near the airport (fig.2). At Morne Rouge, volcanism is expressed by base surge deposits, typical of hydro-volcanism and is intimately associated with phreatic eruption breccias and voluminous hydrothermal deposits emitted during the previous geothermal high temperature

episode dated from 300 to 250 ka [10]. Those phenomena coincide with a crossing of NW-SE faults, parallel to the Petit-Bourg fault, and a N-S one.

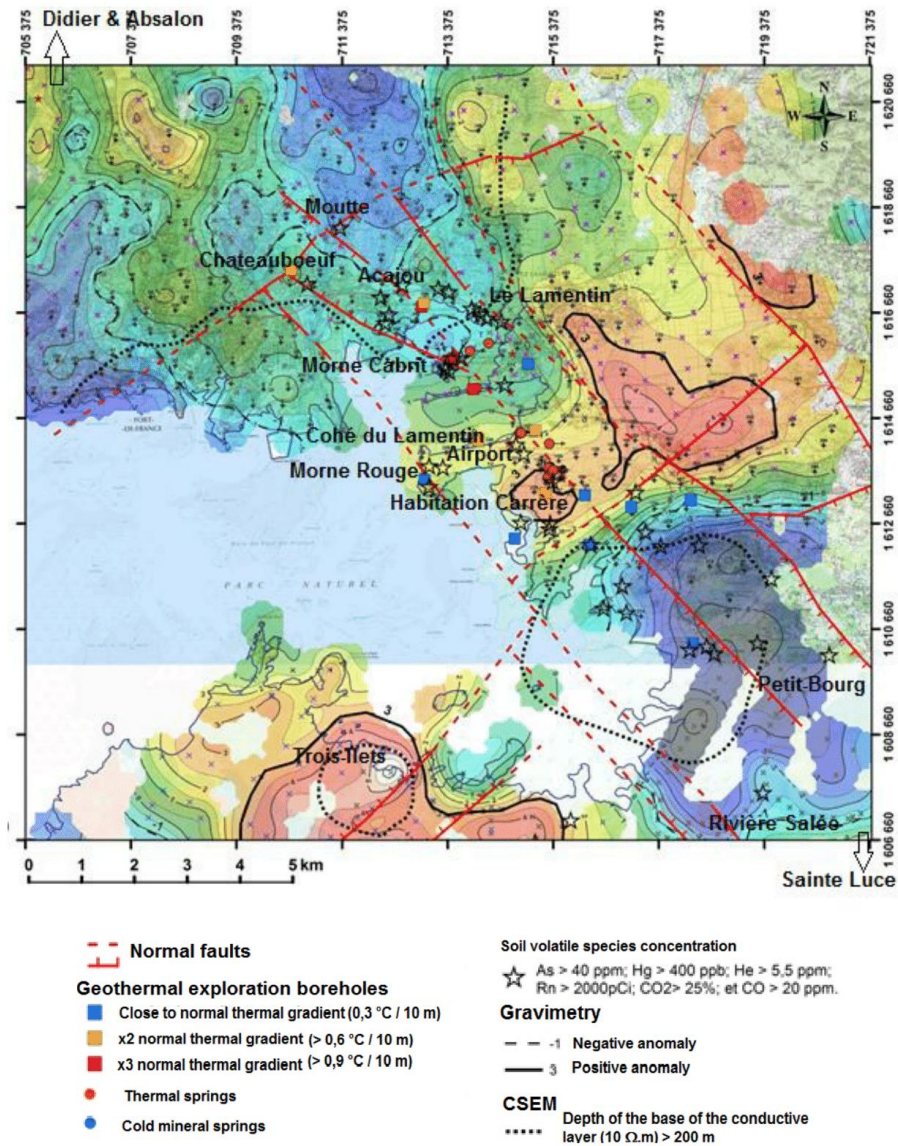


Figure 2 : Synthetic map of the Lamentin lowland 2017 geothermal exploration results (gravimetric residual anomaly map in background)

The existence of such a volcanism, associated here with carbon monoxide (CO) and arsenic (As) anomalies, is consistent with the presence of a cooling deep magma body. However its dimensions, at depth, must be limited enough so that it is not detected on the gravimetric anomaly maps. The current zone of major thermal anomalies coinciding with the Petit-Bourg Fault is located about 2 km east of those volcanic formations as well as the various and massive hydrothermal deposits of the previous hydrothermal phase. This shift can be explained by the sealing phenomena that affected the peripheral sectors of the Lamentin lowland.

This local volcanism, as an expression of a deeper magmatism, makes it possible to envisage, at the Lamentin level, a heat source closer from the Lamentin thermal manifestations than the Pitons du Carbet volcano (fig. 1), a massif with a larger magmatic root and whose activity is slightly older (998 to 320 Ka) [9]. This change, more in line with the other data, will lead to a new conceptual model of the Lamentin geothermal system.

3.2.3. Older hydrothermal episode.

The volume of hydrothermal deposits (sinters), forming the main reliefs of the Lamentin lowland, their association with phreatic explosions, and hydro-volcanism, their chemical composition [28] and the nature of the minerals forming them (silica, sulphides, barite, tourmaline, ...) show that the old phase of geothermal activity exceeded 200 °C and suggest that there has been a direct geothermal upflow from the reservoir, 250 - 300 ka ago.

Among the minerals of this high temperature hydrothermal phase, clays, studied in the cores of geothermal exploration drilling [11], allowed calibrating the conductivity measurements obtained during the electromagnetism campaigns. We will rely on this conductivity spatial distribution to define the geothermal system structure.

3.3. Hydrothermal circulation system and reservoir extent

3.3.1. Water quality evolution from recharge to spring outlet

The qualitative evolution of the Lamentin thermal water can be described by the following geochemical model:

Step 1: infiltration of meteoric waters on the flanks of the Pitons du Carbet massif (annual rainfall reaching there 4 to 5 m), more than ten kilometers north of the Lamentin lowland, recharges the system in fresh water;

Step 2: fresh water is mixed with about 25 – 30 % of seawater, interacts at depth with dominantly andesitic lavas and is heated at a temperature of 115 ± 25 °C, under a pressure of mantle-derived gas phase, leading to the formation of the geothermal fluid;

Step 3: during its ascent towards the surface through some leakages, the geothermal fluid may be chemically reduced leaching the sulphides formed during the preceding hydrothermal high temperature phase;

Step 4: at a sub-surface level, the geothermal fluid is mixed with some mangrove water, composed in approximately equal parts of river fresh water and sea water; sulphide are then oxidized and dissolved, leading to acidification and desorption of elements fixed on the clays as well as ions exchange from low temperature and high cation exchange capacity (CEC) clays (smectites).

The overall composition of the fluid, however, remains identical both in time (over the last 50 years of analyzing it), in the various thermal springs and productive boreholes of the Lamentin lowland (eg [2], [12]), taking into account variations resulting from shallow processes. This supposes a renewed homogenization at depth, probably obtained by convection, in agreement with the thermal measurements made in drillings. This homogeneity was, moreover, also present during the old high temperature geothermal phase, as far as we can judge from the chemical composition of the sinters [28]. This constitutes a sign of good circulation for the geothermal resource.

3.3.2. Way of circulation of the geothermal fluid

Infiltration

Initially, between the recharge area and the geothermal reservoir, the water circulates in preferential underground channels consisting of fractured lava flows, pyroclastic deposits or clastic formations from the volcanic edifices of Pitons du Carbet and Morne Jacob. The water reaches deep through the faults, sometimes active, which intersect these formations.

Faults network

The analogy with the groundwater of the Lamentin aquifer located at medium depth (-20 to -75 m) in the Lamentin lowland and the lower valley of the Lézarde river [24] makes it possible to envisage, a similar type of circulation for the geothermal reservoir intercepted in drilling (200-400 m):

- faults of various directions, connected with each other in a network, delimit panels;
- these panels consist mainly of fractured lava flows of the old basement;
- fluid during its ascent, can follow overlying sedimentary levels according to their permeability, with possible superposition of circulation layers.

In addition, convection in the Lamentin geothermal reservoir can explain thermal gradient inversions in some boreholes and temperature gaps between some thermal springs and neighboring drillings. It takes place in the network of faults and may be stimulated by the upflow of mantle-derived gases. The NW-SE Petit Bourg fault appears as the major geothermal circulation structure where probably most of the mixing with seawater and the interaction with the basement rocks under gas pressure occur. The distribution of thermal springs (in particular the numerous springs of Habitation Carrère and those of the airport, fig.2), like soil volatile species anomalies, can deviate slightly from the Petit-Bourg fault. The sinters location (Morne Rouge and others) show that the core of the geothermal activity may have moved in the past. The current gaps between the main fault and thermal springs can be interpreted as

- (i) resulting from the crossing with transverse directions (NE-SW) although those faults do not necessarily play in extension according to the field observations
- (ii) the expression of a multiple parallel fracturing " gradually moving from Morne Rouge toward Petit-Bourg fault during the last 300-250 ka period;
- (iii) a fluid circulation through permeable levels from the Petit-Bourg fault.

Seawater supply

Geothermal system is most likely supplied with seawater, at depth, by the oblique fault of Chateauboeuf (N120 ° E), which crosses the Cohé du Lamentin and joins the Petit-Bourg fault (fig.2). Other transverse faults (N60 ° E), permeable levels of fractured sediments or lava flows can make an additional contribution.

Leakages

If the thermal springs are numerous (probably not all are known in the mangrove zone), their respective flow remains low (not measured but evaluated at less than 0.01 L/s), despite the pressure exerted by the underlying CO₂. Their dispersion and their low flow rates illustrate the current difficulty of "leaking" through layers largely sealed by clay alteration and / or clogged with hydrothermal silica deposits.

Limits

The circulation of the geothermal system itself, at depth, is likely limited, to the north, by the North-Lamentin fault. The southern limit is the Center-Lamentin fault; this southern border, like the eastern

(Vauclain-Pitault massif, fig. 1) and western (Morne Rouge to Morne Cabrit) ones, are characterized by significant silicification affecting formations in contact with the fluid. These limits are mostly imaged by electromagnetic and gravimetric surveys. Permanence of the seismic activity probably allows keeping the circulation at the core of the Lamentin system.

3.3.3. *Spatial extent of the Lamentin geothermal resource*

The clay minerals study of the formations crossed by the geothermal exploration drilling [10] displays a superposition of two geothermal phases: an old high temperature one ($\geq 200^{\circ}\text{C}$) followed by a thermal collapse and a more recent phase of medium temperature (120°C); this last result [11] coincides with the geothermometric calculations on the current fluid ($115 \pm 25^{\circ}\text{C}$) [15], [29].

Electromagnetic records are determined by the clays cationic exchange capacity (CEC) and cannot discriminate those two episodes and will display the remaining conductive structure of the old high temperature phase.

In the northern part of the Lamentin lowland, a very conductive ($<10\ \Omega\cdot\text{m}$), relatively thin ($<100\text{m}$) and superficial level is highlighted. It is well discriminated from the seawater intrusion, quite limited in this littoral zone because of the hydrostatic pressure exerted by the waters coming from Pitons du Carbet. This layer contains clays of strong CEC, characteristic of a high temperature geothermal caprock (smectites).

The underlying layer is moderately conductive (between 10 and $100\ \Omega\cdot\text{m}$) reflecting clays typical of a high temperature geothermal reservoir zone (illites, chlorites). More recently formed medium temperature clays do not impact the electromagnetic measurements.

An underlying resistant zone corresponds to the resistivity of the old volcanic basement ($> 100\ \Omega\cdot\text{m}$).

The spatial extent of the Lamentin geothermal system has probably been reduced during its cooling due to sealing (clay alteration or silica deposits). Dating [29] extends the impact of the silicification episode from the Acajou slopes in the north to near Sainte-Luce, about 8 kilometers south of the Lamentin lowland (fig.2).

4 **Conclusions : updated conceptual model of the Lamentin geothermal system**

In the northern part of the Lamentin lowland took place a subsidence controlled by lithospheric-scale faults, mainly oriented NW-SE, through which mantle derived gases or even small quantities of magma rise. The conditions of operating a high temperature geothermal system were thus gathered there, 250-300 ka ago. The massive hydrothermal silica deposits (sinters) and areas of mercury anomalies show that the Lamentin lowland was then a zone of direct upflow from the geothermal reservoir.

These sinters constitute the signs of important leakages probably induced by a more marked seismic activity and/or, at a lower extent, to more permeable coarser clastic sediments. Those hydrothermal deposits are characteristic of the older Lamentin geothermal system.

Following a joint decrease in fluid temperature and, likely, in fault activity, the circulation channels partially clogged, particularly to the west and south, leading to a shrinkage of the system. However, seismicity remains sufficient to maintain leaks giving soil gas anomalies as well as thermal and gaseous hot springs at low flow rate.

The current geothermal system has a temperature of $115 \pm 25^{\circ}\text{C}$ according to chemical geothermometers and its fluid composition includes a 25-30 % share of seawater that has mixed with fresh water coming from the Pitons du Carbet slopes. The geothermal fluid composition and temperature are relatively stable and homogeneous judging from the thermal springs and the productive drilling, in spite of chemical modifications (mixing, oxidation, desorption, ionic exchange) occurring during its ascent to the surface. This may reflect a mixing of the resource thanks to a convection process within a faults network.

The absence of thermal anomaly over the entire zone (on several drillings), on the one hand, and the non-detection of positive gravity anomalies in the Lamentin lowland suggest that the magma body, at the origin of volcanism as gas flows, is limited and deep.

The supply of the system in seawater could be provided, north of the geothermal system by a diverticulum of the Petit-Bourg fault (Chateauboeuf), possibly associated with permeable formations. The NW-SE Petit-Bourg fault, hosting the convection, is the guide to the main current thermal anomaly.

5 Acknowledgements

Financial support was provided by the Agency for Environment and Energy Efficiency (Grant n° 1444C0116 from ADEME Martinique), by the Martinique Electricity Joint Syndicate (SMEM) and the French Geological Survey (BRGM) within the frame of the Territorial Program for Energy Efficiency (PTME).

6 References

- [1] Surcin J (1967) – Guadeloupe – Martinique. Mission géothermique 1967. *Rapport EURAFREP* 71p. + annexes
- [2] Cormy G, Demians d'Archimbaud J and Surcin J (1970) - Prospection géothermique aux Antilles Françaises Guadeloupe et Martinique, *Geothermics* special issue **2**.
- [3] Westercamp D (1978) Une contribution à l'évaluation du potentiel géothermique de l'île de la Martinique : relation entre les phénomènes hydrothermaux anciens et récents et les structures volcano-tectoniques profondes et de surface. *Rapport BRGM* 78 ANT 33.
- [4] CFG (2001) - Programme d'exploration géothermique dans la plaine du Lamentin, Martinique. Rapport final des travaux des trois sondages d'exploration réalisés à la pointe Desgras, Carrère et Californie. *Rapport CFG* 12, 65 p.
- [5] Gadalia A *et al.* (2014) – Compléments d'exploration géothermique en Martinique : conclusions et recommandations pour les zones de la Montagne Pelée, des Anses-d'Arlet, des Pitons du Carbet et du Lamentin. *Rapport BRGM* RP-63019-FR, 222 p, 73 fig., 7 tabl., 4 ann., 1 CD.
- [6] Gadalia A *et al.* (2017) – Consolidation de l'exploration géothermale au Lamentin (Martinique). *Rapport BRGM* RP-67185-FR, 389 p, 149 fig., 24 tabl., 12 ann., 1 CD.
- [7] Westercamp D (1982) - Contexte géologique et structural de la région du Lamentin. *Rapport BRGM* 82 SGN 192 GTH.
- [8] Westercamp D, Pelletier B, Thibaut P M, Traineau H and Andreieff P (1989) - *Carte géologique de la France (1/50 000)*, feuille Martinique, BRGM, Orléans.
- [9] Germa A (2008) – Evolution volcano-tectonique de l'île de la Martinique (arc insulaire des Petites Antilles) : nouvelles contraintes géochronologiques et géomorphologiques. *Thèse doctorat* Université Paris-XI – Orsay, 209 p., 50 fig., 4 ann.
- [10] Chovelon P (1984b) – Cadre structural des minéralisations hydrothermales des prospectus du Lamentin et du Morne Rouge, Martinique. *Rapport BRGM* n° 84 SGN 3269 GTH, 51 p.
- [11] Mas A, Patrier P, Beaufort D and Genter A (2003) – Clay-mineral signatures of fossil and active hydrothermal circulations in the geothermal system of the Lamentin Plain, Martinique. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, V.**124**, 195-218.
- [12] Fabriol R and Ouzounian G (1985) – Prospection géothermique de la plaine du Lamentin (Martinique): modèle hydrogéochimique. *Rapport BRGM* n° 85 SGN 384 GTH, 28 p.
- [13] Surcin J (1969) – Rapport de fin de campagne. Sondages destinés à des mesures de gradient de température. Plaine du Lamentin (Martinique). *Rapport EURAFREP* 17 p. + fiches techniques.
- [14] EURAFREP (1970) – Rapport de fin de sondage Lamentin 101 (LA.101), Martinique, Permis Martinique n°4, 15 p.

- [15] Sanjuan B, Genter A, Correia H, Girard J P, Roig J Y and Brach M (2002) – Travaux scientifiques associés à la réalisation des trois puits d’exploration géothermique dans la plaine du Lamentin (Martinique). *Rapport BRGM RP-51671-FR*, 253 p.
- [16] Calcagno Ph, Chilès J P, Courrioux G and Guillen A (2008) - Geological modeling from field data and geological knowledge, Part I – Modeling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **171**, 147–157.
- [17] Coppo N, Baltassat J M, Wawrzyniak P, Girard J F, Martelet G, Jacob T and Mathieu F (2013) - Exploration géophysique (magnétotellurique et gravimétrie) du potentiel géothermique de la Martinique (Montagne Pelée, Anses d’Arlet, Pitons du Carbet et Lamentin). Rapport final. *Rapport BRGM RP-62745-FR*.
- [18] Deparis J, Reninger P A, Perrin J, Martelet G and Audru J C (2014) - Acquisition géophysique héliportée électromagnétique de la Martinique., *Rapport BRGM RP-62428-FR*.
- [19] Terrier M and Combes Ph (2002) – Failles actives et évaluation de l’aléa sismique : prise en compte des failles actives dans l’aménagement du territoire aux Antilles (Martinique et Guadeloupe). Partie 1 : identification des systèmes de failles actives dans l’archipel de la Guadeloupe et l’île de la Martinique. *Rapport BRGM n° RP-51258-FR*.
- [20] Dalles bathymétriques du Service Hydrographique de la Marine (SHOM) – descriptif de contenu de produit externe – mars 2013 <http://data.shom.fr/>
- [21] Chovelon P (1985) – Distribution du mercure et de l’arsenic dans les prospectes du Lamentin et du Morne Rouge-Montagne Pelée (Martinique). *Rapport BRGM 85 SGN 377 GTH*. 24 p., 9 fig, 4 annexes.
- [22] Chovelon P and Marty B (1985) – Analyse des gaz dans les sols du Lamentin et du Morne Rouge-Montagne Pelée (Martinique). *Rapport BRGM 85 SGN 413 GTH*. 58 p., 18 fig, 4 annexes.
- [23] Gal F (2012) - Compléments d’exploration géothermique de la Martinique: suivi géochimique des gaz du sol – Mesures de Février, Mars et Juin 2012 – *Rapport BRGM RP-61531-FR*, 84 p.
- [24] Vittecoq B, Reninger P A, Violette S, Martelet G, Dewandel B and Audru J C (2015) – Heterogeneity of dynamic properties and groundwater circulation of a coastal andesitic volcanic aquifer controlled by tectonic induced faults and rock fracturing – Martinique island (Lesser Antilles – FWI). *Journal of Hydrology*, **529**, 1041-1059.
- [25] Bouysse P and Westercamp D (1990) – Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics*, **175**, 349-380.
- [26] Labanieh S (2009) – Géochimie de l’île de la Martinique aux Petites Antilles. *Thèse doctorat Université J. Fourier – Grenoble I*.
- [27] Pedroni A, Hammerschmidt K and Friedrichsen H (1999) - He, Ne, Ar, and isotope systematics of geothermal emanations in the lesser Antilles Islands Arc - *Geochimica & Cosmochimica Acta*, **63**, 3/4, 515-532.
- [28] Labbe J F and Jourde G (1990) – Recherche de minéralisations aurifères dans les Petites Antilles Françaises. Résultats de la première phase d’exploration (février à juin 1990). *Rapport BRGM R31092*, vol.2 : Martinique, 95p., 11 fig.,17 tab., 1 pl., 6 ann.

Annexe 6 : Proceeding soumis et accepté sur l'utilisation de ComPASS pour la modélisation géothermique en milieu géologique complexe à l'occasion du 43^e Workshop l'Ingénierie des réservoirs géothermiques à l'Université de Stanford en Californie en Février 2018.

Geothermal Modeling in Complex Geological Systems with the ComPASS Code

Simon Lopez¹, Roland Masson², Feng Xing^{1,2}, Laurence Beaudé^{1,2}, Nabil Birgile², Farid Smari¹, Konstantin Brenner²,
Michel Kern³, Gabriel Courrioux¹, Severine Caritg¹ and Yannis Labeau^{1,4}

1. BRGM, Georesources Division, 3 av. Claude-Guillemin - BP 36009, 45060 Orléans Cedex 02 – France

2. Lab. Jean Alexandre Dieudonné, Université Nice Sophia Antipolis, 06800 Nice Cedex 02 – France

3. INRIA, SERENA, 2 rue Simone Iff, 75589 Paris – France

4. Université des Antilles, Biosphères, BP 7029, 97275 Schoelcher – France

s.lopez@brgm.fr

Keywords: reservoir modeling, hydrothermal simulations, multiphase flow, unstructured meshes, fracture network

ABSTRACT

Deep geothermal systems often lie in complex geological settings, with multi-scale geological structures that exert a dominant control on convective processes and the transfer of geothermal heat. Methods based on the implicit description of geometrical objects offer an efficient framework to quickly build structural models of such contexts with the occurrence of discontinuities like faults and fractures. Yet, when it comes to discretizing such models the implicit nature of surfaces make volume meshing a non-trivial task and the results are unstructured polyhedral meshes. Over the last few years, much progress has been made towards the consistent and robust discretization of diffusion processes in porous media. These research efforts resulted in several numerical schemes designed with a sound mathematical basis and able to deal with subsurface spatial heterogeneities (permeability variations, anisotropies...) and general polyhedral meshes. We introduce hereafter the ComPASS platform, an open source initiative that aims at building a geothermal simulation platform relying on one such scheme and recent numerical techniques. The current code is able to handle compositional multiphase Darcy flows, relying on a Coats type formulation, coupled to the conductive and convective transfers of energy. Simulations can be run on unstructured meshes including complex networks of fractures with intersecting fractures. Flow inside the fractures is modelled with a so called hybrid-dimensional model, using a 2D model in the fractures that can have variable apertures and permeability and is coupled with 3D transfers in the matrix. The physics is discretized using a fully implicit time integration combined with the Vertex Approximate Gradient (VAG) finite volume scheme. The fully coupled system is assembled and solved in parallel using the PETSc library and can be run on large computing clusters. An efficient preconditioner is implemented to solve the linear systems at each time step and each Newton type iteration of the simulation. A high level interface to describe the simulations is provided by the Python language, whereas the core routine are written in Fortran and C++. This paper reviews the theoretical foundations and presents a few examples of applications along with the current development perspectives.

1. INTRODUCTION

1.1 Towards a better integration of geological and hydrothermal modeling

Deep geothermal energy allows clean, non-intermittent heat and/or power production with very limited environmental impact. It can have a substantial contribution to the decarbonization of our economy (ANCRE, 2015). However, as for all subsurface natural resources, it is faced with the *geological risk*. This makes deep geothermal operations risk to high-risk projects with substantial initial investments related to drilling costs. Even if insurance policies have been set up for long and recently adapted to new targets, an observation of the history of French geothermal development shows that a single exploration failure may deter operators from a region with assumed good potential for several decades.

It has been observed that one of the most efficient way to mitigate this *geological risk* is the collaborative integration of multidisciplinary data and interpretations into a geomodel of the subsurface, or possibly several ones if alternative hypotheses are to be considered (e.g. Calcagno, 2015). Considering that, the main success indicators of a geothermal project are resource temperature and exploitation flowrate, the first goal of such geothermal conceptual models is often the prediction of the spatial distribution of temperature. Yet, as transient convective processes, which are ubiquitous in high temperature magmatic settings, also control the temperature distribution and the *natural state* of sedimentary basins and basement type geothermal plays, the aforementioned conceptual models should be dynamic by nature and integrate the quantitative modeling of subsurface mass and energy transfers.

1.2 Geological static modelling

Various types of multi-scale geological structures exert a dominant control on subsurface convective transfers. Among these, fault zones are ubiquitous in tectonically active areas such as high temperature magmatic settings where they act as corridors with a preferential location of flow, spatial discontinuities and sharp contrasts in petrophysical properties. Their role has also been acknowledged as a major control in the thermal structure of sedimentary basins where they can act as connections between aquifer levels (Magri *et al.*, 2010; Person *et al.*, 2012; Simms and Garven, 2004). Moreover, most of the time, feed zones of geothermal wells are found at the intersection of the well path and fault zones or fractures (Grant and Bixley, 2011). The heterogeneous distribution of aperture and permeability along the fracture surfaces leads an overall reduction of the fracture transmissivity and flow channeling (de Dreuzy *et al.*, 2012), that, in the case of geothermal exploitation, will lead to non-uniform temperature decrease of the reservoir.

Methods based on the *implicit* description of geometrical objects offer an efficient framework to quickly build complex structural models with the occurrence of faults and fractures. Such frameworks are now implemented in commercial off-the-shelf geomodeling software (e.g. GeoModeller, Gocad-SKUA, Leapfrog...), yet the modeling of complex fault systems remains a challenging task (Caumon *et al.*, 2015). The approach chosen in the so-called “potential field method” (Calcagno *et al.*, 2008; Lajaunie *et al.*, 1997) is especially intuitive and powerful as fault slip is not prescribed but automatically deduced from available data. Moreover, the facts that they can be entirely parametrized and do not require manual interaction, like so-called explicit methods (Collon and Caumon, 2017), make that implicit modeling methods are particularly well suited for sensitivity studies and the quantitative analysis of uncertainties associated with 3D geological models (de la Varga *et al.*, 2015; Wellmann *et al.*, 2012, 2014).

Yet, when it comes to produce conformable meshes of such complex geological models in order to run dynamic simulations, the implicit nature of surfaces make volume meshing a non-trivial task. Corner-point grids are widely used in the industry but rely on the sampling of the geological models and generate important approximations of the geometries. State of the art meshing algorithms essentially rely on tetrahedral meshes produced with various algorithms. As an example, the Computational Geometry Algorithms Library (CGAL) offers a powerful 3D mesh generation package dedicated to implicit frameworks. Courrioux *et al.* (2012) used these algorithms in the GeoModeller software to produce conformal tetrahedral meshes that exactly match any geological object and its 2D geometrical boundaries (geological interfaces, faults...) or 1D sharp features (surfaces intersection, well paths...).

1.3 Dynamic modelling of hydrothermal flows

The full integration of static and dynamic modeling has long been recognized as an ideal long-term goal and involves a considerable amount of interrelated complex operations. Yet, an unsatisfactory one-way linear workflow is still often observed in day-to-day practice. A practical explanation has long been computational limitations with reservoir engineers forced to develop considerable expertise in workarounds and *tip and tricks* to preserve physical meanings while achieving affordable simulation times. The unfortunate side-effect is often an over-simplification of geological models even though they represent the only modeling level at which the intrinsically complex behavior of the reservoir can be represented.

Indeed, a vast majority of current operational simulations are still performed on cartesian grids. Yet, simulating complex structures is intractable with such grids which do not allow the inclusion of the accurate position of surface discontinuities such as faults or geological interfaces and may lead to so-called *grid orientation effects* (Eymard *et al.*, 2013). Beyond their inherent simplicity, the use of orthogonal grids is linked to the fact that codes have long been using the two points finite volume scheme that shows very interesting numerical properties (Eymard *et al.*, 2014) but require orthogonality constraints. This orthogonality is natural for grids. It is also an intrinsic property of Voronoï tessellations which may be used to perform simulations but need specific adaptations to preserve geological bodies geometries (Freeman *et al.*, 2014).

However, if one wishes to achieve a two-way interaction between static and dynamic models, the geological model must be kept in a consistent and meaningful state so that one can come back to it, modify it and test the effect of its modifications on dynamic processes.

In the following we focus on the description of the ComPASS simulation platform which is currently developed with the goal to be able to efficiently perform flow simulations on large complex domains such as those obtained from the aforementioned discretization of geological models, without simplification of the underlying geological model. Its main specifications are:

- to perform multiphase multicomponent thermal flow simulation on generic 3D unstructured meshes, possibly containing immersed intersecting fractures, without geometric discretization effects such as “grid orientation effects”,
- to show good convergence behavior when solving the highly nonlinear physics of multiphase hydrothermal circulations,
- to achieve good scalability properties to take advantage of the multi-core and parallel architectures of current computers and benefit from the ever increasing availability of supercomputers,
- to accurately deal with the abrupt variations of petrophysical properties and distributions generated from geostatistical techniques, including aperture/permeability distributions along fault/fracture surfaces,
- include the possibility to specify a wide range of boundary conditions with complementary conditions with a special focus on the modeling of shallow processes (shallow processes in the vadose zone),
- accurately describe transport phenomena (heat and tracer) in an eulerian framework.

Besides the oil & gas industry standards, there has been several recent initiatives for the development of high temperature geothermal reservoir simulators (Burnell *et al.*, 2015; Cacace and Jacquy, 2017; Driesner *et al.*, 2015) and code comparison studies (White and Phillips, 2015 that focused on E.G.S.). This paper is essentially a summary of recent and ongoing work on the ComPASS platform. It will highlight briefly its main components and characteristics. The reader interested in further details is referred to the bibliography, namely the works by Xing *et al.* (Xing *et al.*, 2017a) for the description of the theoretical and numerical aspects of the modeling of compositional multiphase flows in fractured media, Beaudé *et al.* for the integration of complex well architectures (Beaudé *et al.*, 2017a) and the specification of complex boundary conditions (Beaudé *et al.*, 2017b, 2018). Additional information is also available on <http://www.anr-CHARMS.org>.

2. THE MODEL AND ITS DISCRETIZATION

2.1 The continuous multiphase multicomponent model

Xing *et al.* (Xing *et al.*, 2017a) detailed the formulation of the compositional model currently implemented in the ComPASS code, which is based on a Coats’ type formulation (Coats, 1989) and which extends the work by Eymard *et al.* (2012) to non-isothermal flows. It accounts for an arbitrary nonzero number of components in each phase allowing to model immiscible, partially miscible or fully miscible flows.

\mathcal{P} denotes the set of phases and \mathcal{C} denotes the set of components. Each phase $\alpha \in \mathcal{P}$ is described by its non empty subset of components $C^\alpha \subset \mathcal{C}$ in the sense that it contains the components $i \in C^\alpha$. It is assumed that, for any component $i \in \mathcal{C}$, there is at least one phase that can contain i , i.e. the set of phases containing the component i denoted as $\mathcal{P}_i = \{\alpha \in \mathcal{P} | i \in C^\alpha\}$ is non-empty. The number of phases and number of components are hard-coded for each thermodynamical module along with the previous relations between phases and components which is implemented as the following boolean table:

		set of components $\mathcal{C} = \{i_1, i_2, i_3, i_4\}$				
			i_1	i_2	i_3	i_4
set of phases $\mathcal{P} = \{\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3\}$	α_1	✓			✓	✓
	α_2		✓			✓
	α_3		✓	✓		
		$\mathcal{P}_{i_2} = \{\alpha_2, \alpha_3\}$				$\mathcal{C}^{\alpha_1} = \{i_1, i_3, i_4\}$

Table 1: Specification of the relations between phases and components

subcritical pure water		black-oil model		
	H_2O		water component	oil component
liquid	✓	water phase	✓	✓
gas	✓	oil phase		✓

Table 2: Example on two simple cases : subcritical pure water (on the left) and so-called black-oil model (on the right)

As the model takes into account phase change reactions which are assumed to be at equilibrium, it results that phases can appear or disappear. The unknown representing the set of present phases is noted $\mathcal{Q} \subset \mathcal{P}$ with $\mathcal{Q} \neq \emptyset$. For a given set of present phases \mathcal{Q} , it may occur that a component $i \in \mathcal{C}$ does not belong to the subset $\bigcup_{\alpha \in \mathcal{Q}} C^\alpha \subset \mathcal{C}$. Hence, we define $\overline{\mathcal{C}}_{\mathcal{Q}}$ the subset of absent components, in the sense that there is no phase in \mathcal{Q} that could contain i (what implies that i can not be present). For example, taking the example of table 1, if $\mathcal{Q} = \{\alpha_2, \alpha_3\}$ we will have $\overline{\mathcal{C}}_{\mathcal{Q}} = \overline{\mathcal{C}}_{\{\alpha_2, \alpha_3\}} = \{i_1\}$.

Then, thermodynamical properties of each phase $\alpha \in \mathcal{P}$ depend on the phase pressures P^α , the temperature T , and the phase molar fractions $C^\alpha = (C_i^\alpha)_{i \in \mathcal{C}^\alpha}$. These properties are specified by the user as hard coded functions along with their derivatives.

The formulation relies on the the so-called natural variables and uses the following set of unknowns:

$$X = (P^\alpha, T, (S^\alpha)_{\alpha \in \mathcal{Q}}, (C^\alpha)_{\alpha \in \mathcal{Q}}, (n_i)_{i \in \overline{\mathcal{C}}_{\mathcal{Q}}}, \mathcal{Q}) \quad (1)$$

where $S = (S^\alpha)_{\alpha \in \mathcal{P}}$ is the vector of the phase volume fractions (saturations) and n_i is the number of moles of the component $i \in \mathcal{C}$ per unit pore volume. The latest is defined as an independent unknown when $i \in \overline{\mathcal{C}}_{\mathcal{Q}}$ and otherwise given by the formula $n_i(X) = \sum_{\alpha \in \mathcal{Q} \cap \mathcal{P}_i} \varsigma^\alpha(P^\alpha, T, C^\alpha) S^\alpha C_i^\alpha$ with ς^α being the phase molar density.

Then, one classically writes the molar conservation for each component $i \in \mathcal{C}$ and the energy conservation that writes in the form of the following system of P.D.E.:

$$\begin{cases} \phi \partial_t n_i + \nabla \cdot \mathbf{q}_i = 0 & i \in \mathcal{C} \\ \phi \partial_t E + (1 - \phi) \partial_t E_r + \nabla \cdot \mathbf{q}_e = 0 \end{cases} \quad (2)$$

where t denotes time, ϕ is rock porosity which is assumed to be constant, neglecting mechanical stress, E and E_r are respectively the fluid and rock internal energy per unit rock volume. \mathbf{q}_i denotes the molar flux of component i . It is obtained using a generalized Darcy velocities for each phase $\alpha \in \mathcal{Q} \cap \mathcal{P}_i$ that involves the phase relative permeabilities, dynamic viscosities and the rock intrinsic permeability tensor. \mathbf{q}_e is the energy flux obtained as the sum of an advective component related to the enthalpies of the phases advected by the aforementioned phase Darcy velocities and a diffusive component given by the Fourier law and involving the rock bulk thermal conductivity.

The previous system of conservation equations is finally coupled to the following local closure laws:

$$\begin{cases} \sum_{\alpha \in \mathcal{Q}} S^\alpha = 1 \\ \sum_{i \in \mathcal{C}^\alpha} C_i^\alpha = 1 \quad \alpha \in \mathcal{Q} \end{cases} \quad (3)$$

and the thermodynamical equilibrium for each component i present in at least two phases among the set of present phases \mathcal{Q} . This equilibrium is currently written:

$$f_i^\alpha(P, T, C^\alpha) C_i^\alpha = f_i^\beta(P, T, C^\beta) C_i^\beta \quad \alpha \neq \beta \quad (\alpha, \beta) \in (\mathcal{Q} \cap \mathcal{P}_i)^2 \quad i \in \mathcal{C} \quad (4)$$

where f_i^α is the fugacity of component i in phase α . The system is finally completed with an additional equation for the discrete unknown \mathcal{Q} which is typically obtained by a flash calculation:

$$\mathcal{Q} = \mathcal{Q}_{flash}(X) \quad (5)$$

or by simpler criteria depending on the specific thermodynamical system.

2.2 Hybrid model including a discrete fracture network

Two classes of models, dual continuum and discrete fracture models, are typically employed and possibly coupled to simulate flow and transport in fractured porous media. Dual continuum models assume that the fracture network is well connected and can be homogenized as a continuum coupled to the matrix continuum using transfer functions (*e.g.* the MINC approach in TOUGH2 (Pruess, 1992)). On the other hand, discrete fracture models (DFM), represent explicitly the fractures as codimension one surfaces immersed in the surrounding matrix domain.

ComPASS uses the DFM approach with a lower dimension physical model along the fracture which is derived from the equi-dimensional model of the previous paragraph by integration and averaging along the – possibly variable - width of each fracture. The resulting so-called hybrid-dimensional model couples the 3D model in the matrix with a 2D model in the fracture network taking into account the jump of the normal fluxes as well as additional transmission conditions at the matrix fracture interfaces. These transmission conditions depend on the mathematical nature of the equi-dimensional model and on additional physical assumptions depending on the fracture behavior (drain vs. barrier). The interested reader is referred to the paper by Xing *et al.* (Xing *et al.*, 2017a) for further details.

2.3 Spatial and temporal discretizations

Over the last few years, much progress has been made in the consistent and robust discretization of diffusion processes in porous media. These research efforts resulted in several numerical schemes designed with a sound mathematical framework and able to deal with subsurface spatial heterogeneities (permeability variations, anisotropies...) and general polyhedral meshes. ComPASS currently implements the Vertex Approximate Gradient (VAG) finite volume scheme (Eymard *et al.*, 2012) which belongs to a broader family of numerical scheme called Gradient Schemes (Droniou *et al.*, 2016).

The VAG discretization of hybrid-dimensional two-phase Darcy flows was introduced by Brenner *et al.* (2016) and generalized to multiphase multicomponent flow by Xing *et al.* (Xing *et al.*, 2017a). It considers generalised polyhedral meshes of the simulation domain, which are assumed conforming. The cells are star-shaped polyhedrons, and faces are not necessarily planar in the sense that they can be defined as the union of triangles joining the edges of the face to a so-called *face centre*.

The VAG scheme has different degrees of freedom associated with: cell, cell nodes and fracture face (cf. figure 1). It is a control volume scheme in the sense that it results, for each non Dirichlet degree of freedom, in a molar or energy balance equation. The two main ingredients are therefore the conservative fluxes and the control volumes around degrees of freedom. Figure 1 shows one cell K with one fracture face σ in bold. The matrix fluxes (in blue on figure 1) connect the cell K to the degrees of freedom located at the boundary of K : namely the cell nodes (*e.g.* $F_{K,s}$ and $F_{K,s'}$) and the fracture faces if any (*e.g.* $F_{K,\sigma}$). The fracture fluxes (in red on figure 1) connect each fracture face σ to its nodes (*e.g.* $F_{\sigma,s}$). The expression of the matrix fluxes is linear and local to each cell as the expression of

fracture fluxes is linear and local to each fracture face. Fluxes ensure the cell-cell, cell-fracture face and fracture face-fracture face connections.

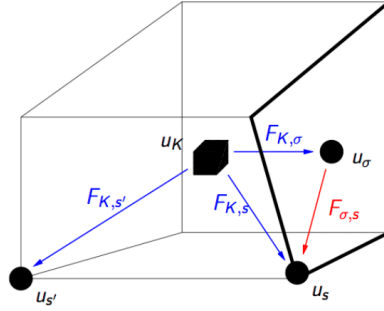


Figure 1: Degrees of freedom and fluxes of the VAG discretization of the hybrid model (cf. text for explanation).

Then, the construction of the control volumes at each degree of freedom is based on partitions of the cells and of the fracture faces: cell (resp. fracture face) volumes are splitted between the cell (resp. fracture face) center and its boundary nodes. In the usual case of cellwise constant rocktypes in the matrix and facewise constant rocktypes in the fracture network, the implementation of the scheme does not require to build explicitly the geometry of these partitions and it is sufficient to define the volume fractions.

As shown in Brenner *et al.* (2015), the flexibility in the choice of the control volumes is a crucial asset, compared with usual Control Volume Finite Element Methods (CVFE) approaches and allows to significantly improve the accuracy of the scheme when the permeability field is highly heterogeneous. Figure 2, also shows that, as opposed to usual CVFE approaches, this flexibility allows to define the control volumes in the fractures with no contribution from the matrix in order to avoid the artificial enlargement of the flow path in the fractures thus limiting numerical diffusion.

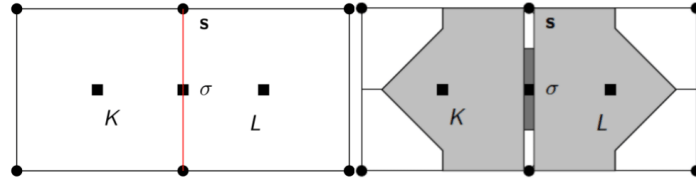


Figure 2: On the left: two cells (K and L) splitted by one fracture face (in red). On the right: example of control volumes associated with the two cells centers (light grey) and with the fracture face center (dark grey) and with (matrix and fracture) nodes (in white). The width of the fracture is enlarged.

To avoid too small control volumes at the nodes located at the fracture intersection, all the fracture faces containing such a node share their volume with it. It results that the control volumes at the fracture intersection nodes are not smaller than at any other fracture degrees of freedom.

The time discretization is based on a fully implicit Euler scheme to avoid severe restrictions on the time steps due to the small volumes and high velocities in the fractures. A phase based upwind scheme is used for the approximation of the mobilities in the Darcy fluxes.

2.4 Non-linear solver

Spatial and temporal discretization of the system of conservation equations (2), including boundary conditions, results in a discrete non linear system $R_v(\mathbf{X}) = 0$ for each degree of freedom with $\mathbf{X} = (X_v)_{v \in \mathcal{D}}$ denoting the set of all unknowns (1) for all degrees of freedom \mathcal{D} (cells, cell nodes and fracture faces). The problem is closed by adjoining a discrete non linear version $L_v(X_v) = 0$ of the closure laws (3) and thermodynamic equilibrium (4).

Then the non-linear system to be solved at each time step writes in vector form $\mathcal{R}(\mathbf{X}) = 0$ with:

$$\mathcal{R}(\mathbf{X}) = \begin{cases} R_s(\mathbf{X}) \\ L_s(X_s) \end{cases} \text{ for each node } s \quad (6)$$

$$\mathcal{R}(\mathbf{X}) = \begin{cases} R_\sigma(\mathbf{X}) \\ L_\sigma(X_\sigma) \end{cases} \text{ for each fracture face center } \sigma$$

$$\mathcal{R}(\mathbf{X}) = \begin{cases} R_K(\mathbf{X}) \\ L_K(X_K) \end{cases} \text{ for each cell center } K$$

The non-linear system $\mathcal{R}(\mathbf{X}) = 0$ coupled to the flash fixed point equations (5) expressed locally at each degree of freedom $\mathcal{Q}_v = \mathcal{Q}_{flash}(X_v)$ is solved by an active set Newton-Raphson algorithm (e.g. Coats, 1989) which is detailed by Xing *et al.* (Xing *et al.*, 2017a). For each Newton-Raphson iteration the jacobian matrix is computed:

$$J(\mathbf{X}) = \frac{\partial \mathcal{R}}{\partial \mathbf{X}} \bigg|_{\mathcal{Q}=\mathcal{Q}_{flash}(\mathbf{X})} \quad (7)$$

to solve a linear system of the form:

$$J(\mathbf{X})\Delta_{\mathbf{X}} = -\mathcal{R}(\mathbf{X}) \quad (8)$$

An important point is that the part of the jacobian $J(\mathbf{X})$ of the full system (6) corresponding to the sub-systems $L_v(X_v) = 0$ appearing in each Newton-Raphson iteration are local to each degree of freedom. Consequently, they can be eliminated straightforwardly by splitting the unknowns between primary and secondary unknowns. Additionally, an interesting property of the VAG scheme is that the part of the jacobian $J(\mathbf{X})$ corresponding to the sub-sybstems $R_K(\mathbf{X}) = 0$ are local to each cell and only involves degrees of freedom located on the cells (cell nodes, cell center and possibly fracture face center). It results that, for each Newton-Raphson iteration, the cell unknowns can be eliminated too and expressed as linear combinations of the nodes and fracture face unknowns through a Schur complement system. These two successive elimination steps considerably reduce the size of the linear system to be solved for each Newton-Raphson iteration. It makes that the ComPASS implementation of the VAG scheme is particularly efficient on meshes composed mainly of tetrahedrons.

Then, the resulting ill conditioned linear system is solved using an iterative solver (typically GMRES) combined with a preconditioner adapted to the elliptic or parabolic nature of the pressure unknown and to the coupling with the remaining hyperbolic or parabolic unknowns. One of the most efficient preconditioners for such systems is the so-called CPR-AMG preconditioner introduced by Lacroix *et al.* (2001) and Scheichl *et al.* (2003). It combines multiplicatively an algebraic multigrid preconditioner (AMG) for a *pressure block* of the linear system with a more local preconditioner for the full system. Currently, the *pressure equations* defining the *pressure block* are obtained as the sum of the molar conservation equations in each control volume. Then an Incomplete LU factorization of order 0 is used for the full system.

2.5 Wells integration

A first version of reservoir well interaction has been implemented into the ComPASS platform and validated for monophasic cases (Beaude *et al.*, 2017a). Even at a few kilometers scale – typical reservoir scale, the mesh can hardly resolve the well boundary with a radius of the order of 10 cm. Then, the well is modeled as a Dirac source term along the well trajectory. Most well models in reservoir simulations are defined by a set of connected perforations, each perforation belonging to a cell of the mesh (e.g. source block in TOUGH2). In order to take advantage of unstructured meshes and of the nodal feature of the VAG scheme, it is more convenient in our case to discretize each well as a subset of edges of the mesh. This alternative approach provides an efficient way to represent slanted and multi-branch wells. Consequently, wells can easily be taken into account into the mesh generation step by integrating the well paths as additional mesh constraints (e.g. via the *sharp edge features* in the [CGAL 3D Mesh Generation Package](#)).

The fluxes connecting the well with the 3D matrix and the 2D fracture network at each node of the well are computed using Peaceman's approach (Chen and Zhang, 2009; Peaceman, 1978, 1983). It is based on a Two Point Flux Approximation (TPFA) with a transmissibility taking into account the unresolved singularity of the pressure (or temperature) solution in the neighborhood of the well. The non-isothermal flow model inside the well is defined using a single implicit unknown for each well corresponding to a reference pressure often coined as the *bottom hole pressure*. The pressures along the well are then deduced from this bottom hole pressure with the crude assumption that the pressure is hydrostatic inside the well. The temperatures along the well are computed assuming thermal equilibrium and a stationary flow inside the well.

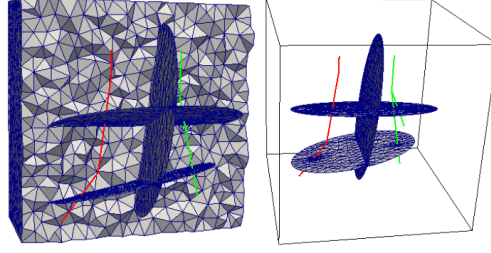


Figure 3: Discretizations of multi-branch (green well) or deviated wells (green and red wells). Each well is discretized as a subset of the edges of the mesh. The tetrahedral mesh is conforming both to 2D elements (fractures – here disks) and 1D elements (domain edges and well paths). Left figure shows both the matrix mesh and the fracture mesh (which are discretized by triangles faces of the matrix tetrahedra). Right figure shows only the fracture triangle mesh and refinement around fracture well intersections.

Then, each new well taken into account is associated with a new unknown and a non linear *well equation*, obtained by the complementary conditions between a specified well mass flow rate (resp. specified exploitation bottom hole pressure) and a specified limit bottom hole pressure (resp. limit well mass flow rate). These new equations are added to the non linear system (6) which is still solved in a fully coupled way, each well equation adding a new line in the linear systems (8).

By connecting all the nodes along the well trajectory to the well reference pressure unknown, the well equation introduces additional connectivity in the system to be solved. This difficulty is to be accounted for in the parallel algorithm that is used to solve it.

2.6 Parallel implementation

The set of cells \mathcal{M} of the mesh is first partitioned into subsets \mathcal{M}^p , with p the process rank, using the METIS library (Karypis and Kumar, 1998). In the current implementation, this partitioning is only based on the cell connectivity graph and does not take into account the fracture faces. One layer of ghost cells is added to allow for the synchronization of unknowns between adjacent elements. Nodes and fracture degrees of freedom are then distributed (cf. detail in Xing *et al.*, 2017a), along with well unknowns (details of the distribution are given by Beaudé *et al.*, 2017a). The long and short of it is that when wells are present, the degree of freedom corresponding to the well reference pressure is owned by a single process and ghost versions (if not own) of all the well nodes and the well reference pressure are created on any process that has a node in the well path. By doing so, well state can be recomputed locally on any subdomain intersected by the well without communication between processes.

Both the assembly and resolution of linear systems involved in solving the fully coupled non linear system (6) – with additional well equations if any – is done in parallel using the Single Program Multiple Data (SPMD). At each Newton-Raphson iteration, a linear system that correspond to rows of the system (8) is built locally on each process p using both own and ghost unknowns and is transferred to the parallel linear solver library PETSc (Balay *et al.*, 2014). The parallel matrix and the parallel vector in PETSc are stored in a distributed manner, i.e. each process stores its own rows. The global linear system is then solved using the GMRES algorithm preconditioned by a CPR-AMG preconditioner as outlined previously. After resolution, the ghost unknowns are recovered by a synchronization step with MPI communications which is efficiently implemented using a PETSc matrix vector product.

3. TEST CASES

The current [code repository](#), versioned with the git software, contain several simple examples and is planned to contain more complex examples that can be found in the bibliography (Beaudé *et al.*, 2017a; Xing *et al.*, 2017a, 2017b). We present here the results obtained with a monophasic doublet exploitation of a fractured domain and a diphasic test-case corresponding to the natural state of a synthetic geothermal system as well as preliminary results from a regional scale study. In both test cases the thermodynamic properties of water (liquid and steam) are adapted from the book by Schmidt (1969) but could readily be replaced by any other functions provided that all derivatives are also given by the user.

3.1 Monophasic doublet with fractures

This test case is detailed by Beaudé *et al.* (2017a). The simulation domain is defined as a cube with 2 km edges and 3 disk shaped fracture zones. The mesh is a 3D tetrahedral mesh conforming to the fracture network and to the wells (cf. figure 3). It was generated using the implicit framework from the 3D mesh generation package from the Computational Geometry Algorithms Library (CGAL). There is one injection well (red line in figure 3) and one multi-branch production well (green line in figure 3). This mesh contains a little less than $5 \cdot 10^6$ cells, $3 \cdot 10^4$ fracture faces and $8 \cdot 10^5$ nodes. The radius of both wells is set to 10 cm and the fractures are assumed to represent high permeability zones with a constant thickness of 1 m. The permeabilities are isotropic and set to 10^{-14} m^2 in the matrix domain and to 10^{-11} m^2 in the fracture network. The porosities are respectively set to 0.1 in the matrix domain and 0.4 in the fractures.

Approximate analytical Peaceman type formulas were used for this test case and were considered to provide a good order of magnitude of the Peaceman indices. The domain is initially set to a uniform temperature of 140°C . At the injection well, a 60°C cold water is injected with a total mass flow rate of 100 t/h and a limit maximum bottom hole pressure of 30 MPa. At the production well, hot water is produced

with the opposite total mass flow rate and a minimum bottom hole pressure of 1 MPa. Figure 4 shows the temperature in the matrix domain and in the fractures after nearly 30 years of continuous exploitation.

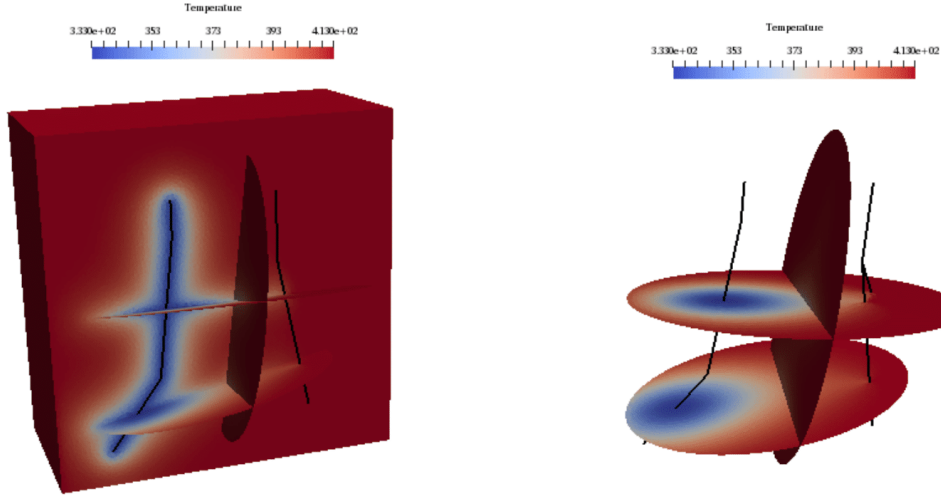


Figure 4: Temperature in K, in the matrix domain (left) and in the fractures (right) after nearly 30 years of continuous exploitation.

3.2 Two-phase subcritical convection

This test case is detailed by Xing *et al.* (Xing *et al.*, 2017a). The simulation domain is a cube with 3 km edges and rectangle shaped fault zones. A conforming tetrahedral mesh was generated with Tetgen (Si, 2015) which is shown in figure 5.

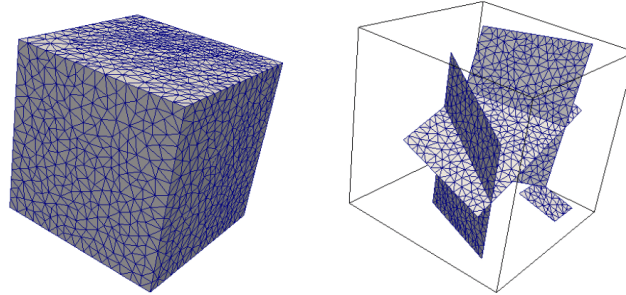


Figure 5: Conforming tetrahedral mesh of the simulation domain (matrix domain on the left, fractures on the right)

The fault zones thicknesses are still fixed to 1 m. Matrix (respectively fracture network) permeability is set to the uniform and isotropic value of 10^{-14} m^2 (respectively 10^{-12} m^2). Matrix (respectively fracture network) porosity is set to 0.25 (respectively 0.35).

At the intersection of the bottom boundary of the domain with the fault network, the temperature is fixed to 450 C and a total mass flow rate of 100 kg/s is prescribed. The matrix bottom boundary is set to 200°C with no flow conditions. The top boundary, is set to atmospheric conditions (1 bar, 20°C) with Dirichlet type conditions so that the fluid is liquid. A zero flux condition for both mass and temperature is imposed at the lateral boundaries of the domain. The simulation domain is initially in liquid phase with a hydrostatic pressure defined by the pressure boundary condition at the top boundary and a linear decrease of the temperature from matrix bottom conditions to surface conditions. Figure 6 shows the temperature in the faults (left) and the gas saturation in the faults and in the matrix domain (right) after 200 years of simulation.

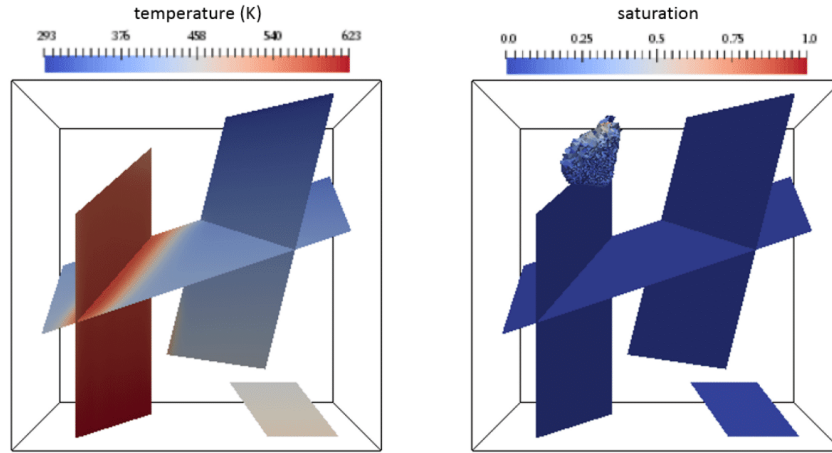


Figure 6: Temperature (K) in the fracture network (left) and steam saturation in both matrix and the fracture (right), after 200 years of simulation. Saturation is clipped to strictly positive values.

3.3 Regional scale simulation

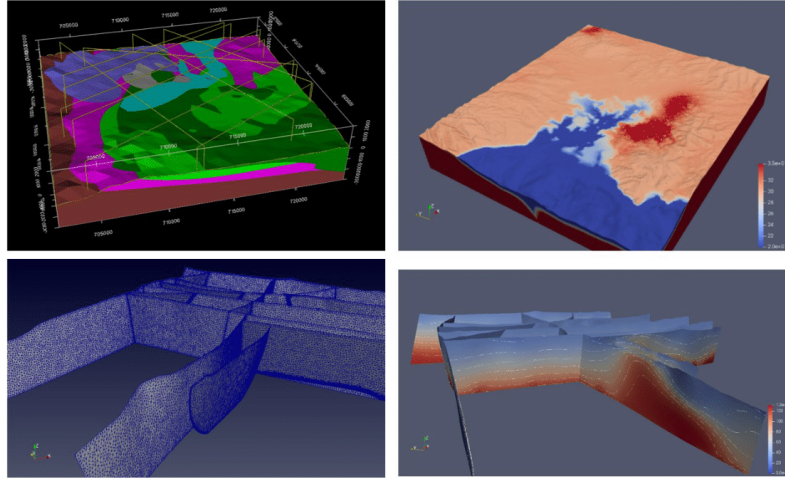


Figure 7: Preliminary results from the modeling of the geothermal potential of the Baie Lamentin area (Martinique). A geological model (upper left) was made then meshed (lower left). Right figures show the yet uncalibrated results of temperature in the matrix (upper right) and the fracture network (lower right).

Figure 7 shows preliminary results from Yannis Labeau Ph.D thesis. A geological model of the Baie Lamentin area (Martinique) that includes several fault zones and volcanic formations was made with the GeoModeller software. A ten million cells conforming mesh was generated using the CGAL libraries (Courrioux *et al.*, 2012). Classical geothermal area conditions were applied with a deep heat source simulated as a temperature Dirichlet conditions and a fracture network which is 3 orders of magnitude more permeable than the surrounding matrix formations. The dynamic model is currently being calibrated to observation data. Each run takes approximately 2 hours on 120 processors on the BRGM computing cluster (5 computing nodes with two AMD Abu Dhabi à 2.6 GHz, 12 cores each and 64 Gb of memory).

4. PERSPECTIVES

4.1 API choices and code development

On the software level we target a modular evolutionary and open framework with a two levels API for the ComPASS platform. The first level targets operational users that want to perform reservoir simulation whether the other one targets numerical engineer and researchers. The version 3 of the ComPASS code was mainly written in Fortran and C++ for the links to the METIS partitioning library and VTK visualization library. Current development version will be released as version 4. It involves a large amount of code refactoring with a shift towards modern C++ and a Python API.

Python is a high level programming language which is widespread amongst the engineering and scientific communities (e.g. Sullivan *et al.*, 2013). It has a lot of efficient libraries designed for scientific work (e.g. the NumPy package) and gives the user the ability to write clean, concise and efficient scripts in a natural and understandable way, considerably reducing development cycles. The use of Python does not preclude the use of static form input formats that can directly be managed through the Python interface and data serialization standard/language along with dedicated libraries (e.g. YAML). This option is currently left to the users.

As of today, output of the simulation are performed as compressed binary numpy arrays that can be readily converted to [Paraview](#) parallel file formats using provided scripts.

Development is currently performed through INRIA's instance of the [Gitlab](#) collaborative platform, under a GPLv3 license. Access to the code can be granted freely upon request at anr-CHARMS@brgm.fr. Several tests are currently defined and gathered for continuous integration.

4.2 Performance and scalability

Version 3 of the ComPASS code benefited from a performance assessment in the context of a joint workshop between the [EOCOE](#) and [POP](#) centres of excellence for High Performance Computing. The code performed well and potential improvements could be identified.

The current multiphase multicomponent version of the code shows good scalability results (Xing *et al.*, 2017a). However, the scalability of the simulation depends highly on the scalability and the robustness of the preconditioner and linear solver used at each Newton-Raphson iteration. It is well known that AMG type preconditioners require a sufficient number of unknowns per MPI process, say 10,000 as a classical order of magnitude, to achieve a linear strong scaling. For example, on test cases with 2.10^6 unknowns for the pressure block, ComPASS runs show a scalability that is still not far from linear on up to 64 processes and then degrades more rapidly for 128 processes. A detailed instrumentation of the code clearly shows that this degradation is mainly due to the communication overhead. This is consistent with [PETSc FAQ](#) according to which "there must be enough work for each process to outweigh the communication time (...) [with] an absolute minimum of about 10,000 unknowns per process, better [being] 20,000 or more."

4.3 Physics

Thermodynamic modules are hard coded in Fortran/C++ so that they can be optimized at compile time. Nevertheless, they can be dynamically loaded at execution, what makes their use quite flexible. We currently implemented in ComPASS, three simple set of thermodynamic properties: subcritical water with relatively simple thermodynamic functions, diphasic module with two components (water and air), and a *black-oil* module (cf. table 2), mainly used for test purposes and benchmarking with oil and gas software. Developments being currently considered are supercritical water/brine (Croucher and O'Sullivan, 2008; Driesner and Heinrich, 2007; Weis *et al.*, 2014) and the inclusion of non condensable gas (Battistelli *et al.*, 2009).

The general multiphase multicomponent framework used in ComPASS makes it relatively straightforward for the user to code new thermodynamic modules provided that he implements the numerical version of the thermodynamic functions he wants to use along with their derivatives. Current improvements of the Python API aim at providing the possibility to explicitly specify equation of states and thermodynamic properties on the Python side to achieve a full configuration of test cases in a high level programming language, without performance loss.

4.5 Boundary conditions

One of the main target of the current developments (cf. also Laurence Beaudet *et al.*, 2018) is to overcome several limitations in terms of boundary conditions. Classical choices for boundary conditions are often limited to the following types: fixed value/Dirichlet type for all primary variables or fixed fluxes/Neumann type for all conserved quantities. Mixed-type transient boundary conditions are rarely supported which impedes the convenient modeling of natural processes such as recharge or seepage or water table fluctuations. Workarounds may exist (e.g. Hurwitz and Kipp, 2003) but are relatively tedious to implement and are not formulated in a generic way. Transient complex upper or lower boundary conditions could be helpful in taking into account some crucial processes ranging from more realistic heat source modelling to interactions between the vadose zone and fresh water recharge that may hide geothermal resources.

5. CONCLUSIONS

We introduced the open source ComPASS platform which is able to handle compositional multiphase Darcy flows, relying on a Coats type formulation, coupled to the conductive and convective transfers of energy. Simulations can be run on unstructured meshes including complex networks of fractures with intersecting fractures such as those obtained from the discretization of complex geological models. Flow inside the fractures is modelled with a hybrid-dimensional model, using a 2D model in the fractures that can have variable apertures and permeabilities and is coupled with 3D transfers in the matrix. Many of the developments currently performed aim at achieving a

flexible API through a high-level programming language without loss of performances so that geological and dynamic models can be more tightly and easily integrated, leading to both better conceptual models of geothermal systems and operational reservoir models.

ACKNOWLEDGEMENTS

The work of Feng XING who is the main contributor to the version 3 of the ComPASS code was supported by a joint project between INRIA and BRGM Carnot institutes (ANR, INRIA, BRGM). Current developments around the ComPASS code are performed in the framework of the consortium of the CHARMS project between BRGM, Nice Sophia-Antipolis University, Maison de la Simulation, STORENGY and Sorbonne Université (UPMC). The CHARMS project is supported by ANR grant ANR-16-CE06-0009. Laurence BEAUDE's Ph.D grant is jointly supported by BRGM and Région PACA. The Ph.D grant of Yannis Labeau is supported by ADEME Martinique.

REFERENCES

- ANCRE (2015). *Decarbonization Wedges*. .
- Balay, S. *et al.* (2014). *PETSc User's Manual*. .
- Battistelli, A., Carpita, M., Geloni, C. & Marcolini, M. (2009). New TOUGH2 EOS modules for the simulation of geothermal reservoirs containing saline brines and non - condensable gases. 61032.
- Beaude, L., Beltzung, T., Brenner, K., Lopez, S., Masson, R., Smai, F. F., Thebault, J.-F. F. & Xing, F. F. (2017a). Parallel geothermal numerical model with faults and multi-branch wells. *ESAIM: Proceedings and Surveys* **in press**.
- Beaude, L., Brenner, K., Lopez, S., Masson, R. & Smai, F. (2017b). Non-isothermal Compositional Two-Phase Darcy Flow: Formulation and Outflow Boundary Condition. *Springer Proceedings in Mathematics and Statistics*. Springer, Cham, 317–325.
- Beaude, L., Brenner, K., Lopez, S., Masson, R. & Smai, F. (2018). Numerical Modeling of High Energy Geothermal Systems with Soil Atmosphere Boundary. *43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford, California, 1–12.
- Brenner, K., Groza, M., Guichard, C., Lebeau, G. & Masson, R. (2016). Gradient discretization of hybrid dimensional Darcy flows in fractured porous media. *Numerische Mathematik*. Springer Berlin Heidelberg **134**, 569–609.
- Brenner, K., Groza, M., Guichard, C. & Masson, R. (2015). Vertex approximate gradient scheme for hybrid dimensional two-phase Darcy flows in fractured porous media. *ESAIM: Mathematical Modeling and Numerical Analysis* **49**, 303–330.
- Burnell, J. *et al.* (2015). Geothermal Supermodels : the Next Generation of Integrated Geophysical , Chemical and Flow Simulation Modelling Tools. *World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 1–7.
- Cacace, M. & Jacquey, A. B. (2017). Flexible parallel implicit modelling of coupled Thermal-Hydraulic-Mechanical processes in fractured rocks. *Solid Earth Discussions* 1–33.
- Calcagno, P. (2015). 3D GeoModelling for a Democratic Geothermal Interpretation. *World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 1–6.
- Calcagno, P., Chilès, J.-P., Courrioux, G. & Guillen, A. (2008). Geological modelling from field data and geological knowledge - Part I. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **171**, 147–157.
- Caumon, G., Laurent, G., Julio, C., Ford, M. & Godefroy, G. (2015). Fault representations in geomodeling and base formalism. , 102–111.
- Chen, Z. & Zhang, Y. (2009). Well flow models for various numerical methods. *International Journal of Numerical Analysis & Modeling* **6**, 375–388.
- Coats, K. H. H. (1989). Implicit Compositional Simulation of Single-Porosity and Dual-Porosity Reservoirs. *SPE Symposium on Reservoir Simulation*.
- Collon, P. & Caumon, G. (2017). 3D Geomodelling in Structurally Complex Areas - Implicit vs. Explicit representations. *EAGE Conference & Exhibition 2017*, 1–4.
- Courrioux, G., Guillen, A. & Bourguin, B. (2012). Tetrahedral meshing of implicit volumes Using CGAL Library. *34th International Geological Congress*.
- Croucher, A. E. & O'Sullivan, M. J. (2008). Application of the computer code TOUGH2 to the simulation of supercritical conditions in geothermal systems. *Geothermics* **37**, 622–634.
- de Dreuz, J.-R., Méheust, Y. & Pichot, G. (2012). Influence of fracture scale heterogeneity on the flow properties of three-dimensional discrete fracture networks (DFN). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **117**, n/a-n/a.
- de la Varga, M., Wellmann, F. & Murdie, R. (2015). Adding geological knowledge to improve uncertain geological models: a Bayesian perspective. *Geotectonic Research*. Stuttgart, Germany: Schweizerbart Science Publishers **97**, 18–20.
- Driesner, T. & Heinrich, C. A. (2007). The system H₂O–NaCl. Part I: Correlation formulae for phase relations in temperature–pressure–composition space from 0 to 1000 °C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, 4880–4901.
- Driesner, T., Weis, P. & Scott, S. (2015). A New Generation of Numerical Simulation Tools for Studying the Hydrology of Geothermal

Lopez, Masson, Xing *et al.*

- Systems to “Supercritical” and Magmatic Conditions. *World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia, 1–4.
- Droniou, J., Eymard, R. & Herbin, R. (2016). Gradient schemes: Generic tools for the numerical analysis of diffusion equations. *ESAIM: Mathematical Modelling and Numerical Analysis* **50**, 749–781.
- Eymard, R., Gallouët, T., Guichard, C., Herbin, R. & Masson, R. (2014). TP or not TP, that is the question. *Computational Geosciences* **18**, 285–296.
- Eymard, R., Guichard, C., Herbin, R. & Masson, R. (2012). Vertex-centred discretization of multiphase compositional Darcy flows on general meshes. *Computational Geosciences* **16**, 987–1005.
- Eymard, R., Guichard, C. & Masson, R. (2013). Grid Orientation Effect in coupled Finite Volume Schemes. *IMA Journal of Numerical Analysis* **33**, 562–608.
- Freeman, C. M., Boyle, K. L., Reagan, M., Johnson, J., Rycroft, C. & Moridis, G. J. (2014). MeshVoro: A three-dimensional Voronoi mesh building tool for the TOUGH family of codes. *Computers & Geosciences*. Elsevier **70**, 26–34.
- Grant, M. A. & Bixley, P. F. (2011). *Geothermal Reservoir Engineering (Second Edition)*. Elsevier.
- Hurwitz, S. & Kipp, K. L. (2003). Groundwater flow, heat transport, and water table position within volcanic edifices: Implications for volcanic processes in the Cascade Range. *Journal of Geophysical Research* **108**, 1–19.
- Karypis, G. & Kumar, V. (1998). A Fast and High Quality Multilevel Scheme for Partitioning Irregular Graphs. *SIAM Journal on Scientific Computing* **20**, 359–392.
- Lacroix, S., Vassilevski, Y. V. & Wheeler, M. F. (2001). Decoupling preconditioners in the implicit parallel accurate reservoir simulator (IPARS). *Numerical Linear Algebra with Applications* **8**, 537–549.
- Lajaunie, C., Courrioux, G. & Manuel, L. (1997). Foliation Fields and 3D Cartography in Geology : Principles of a Method Based on Potential Interpolation. *Mathematical Geology* **29**, 571–584.
- Magri, F., Akar, T., Gemici, U. & Pekdeger, A. (2010). Deep geothermal groundwater flow in the Seferihisar-Bağcıva area, Turkey: results from transient numerical simulations of coupled fluid flow and heat transport processes. *Geofluids* **10**, 388–405.
- Peaceman, D. W. (1978). Interpretation of Well-Block Pressures in Numerical Reservoir Simulation. *Society of Petroleum Engineers Journal*. Society of Petroleum Engineers **18**, 183–194.
- Peaceman, D. W. (1983). Interpretation of well-block pressures in numerical reservoir simulation with nonspace grid blocks and anisotropic permeability. *Soc. Pet. Eng.* **23**(3).
- Person, M., Hofstra, A., Sweetkind, D., Stone, W., Cohen, D., Gable, C. W. & Banerjee, A. (2012). Analytical and numerical models of hydrothermal fluid flow at fault intersections. *Geofluids* **12**, 312–326.
- Pruess, K. (1992). *Brief Guide to the MINC-Method for Modeling Flow and Transport in Fractured Media*. Lawrence Berkeley Laboratory, University of California.
- Scheichl, R., Masson, R. & Wendebourg, J. (2003). Decoupling and Block Preconditioning for Sedimentary Basin Simulations. *Computational Geosciences* **7**, 295–318.
- Schmidt, E. (1969). *Properties of water and steam in S.I. units*. Springer-Verlag.
- Si, H. (2015). TetGen, a Delaunay-Based Quality Tetrahedral Mesh Generator. *ACM Transactions on Mathematical Software* **41**, 1–36.
- Simms, M. A. & Garven, G. (2004). Thermal convection in faulted extensional sedimentary basins: theoretical results from finite-element modeling. *Geofluids* **4**, 109–130.
- Sullivan, J. O., Dempsey, D., Croucher, A., Yeh, A. & Sullivan, M. O. (2013). Controlling complex geothermal simulations using PYTOUGH. .
- Weis, P., Driesner, T., Coumou, D. & Geiger, S. (2014). Hydrothermal, multi-phase convection of H₂O-NaCl fluids from ambient to magmatic temperatures: a new numerical scheme and benchmarks for code comparison. *Geofluids* **14**, 347–371.
- Wellmann, J. F., Finsterle, S. & Croucher, A. (2014). Integrating structural geological data into the inverse modelling framework of iTOUGH2. *Computers & Geosciences*. Elsevier **65**, 95–109.
- Wellmann, J. F., Finsterle, S., Croucher, A., Engineering, R., Division, E. S., Berkeley, L. & Zealand, N. (2012). Adding Geology To The Equation: Towards Integrating Structural Geological Data Into Inverse Modeling with iTough2. *TOUGH Symposium 2012*, 1–9.
- White, M. D. & Phillips, B. R. (2015). Code Comparison Study Fosters Confidence in the Numerical Simulation of Enhanced Geothermal Systems. *Proceedings of 40th Stanford Geothermal Workshop* 1–12.
- Xing, F., Masson, R. & Lopez, S. (2017a). Parallel numerical modeling of hybrid-dimensional compositional non-isothermal Darcy flows in fractured porous media. *Journal of Computational Physics* **345**, 637–664.
- Xing, F., Masson, R. & Lopez, S. (2017b). Parallel vertex approximate gradient discretization of hybrid dimensional Darcy flow and transport in discrete fracture networks. *Computational Geosciences* **21**, 595–617.