



HAL
open science

Caractérisation du système hydrothermal du Piton des Neiges par des méthodes géochimiques et isotopiques

Bhavani Bénard

► **To cite this version:**

Bhavani Bénard. Caractérisation du système hydrothermal du Piton des Neiges par des méthodes géochimiques et isotopiques. Géochimie. Université de la Réunion, 2020. Français. NNT : 2020LARE0010 . tel-02941966

HAL Id: tel-02941966

<https://theses.hal.science/tel-02941966>

Submitted on 17 Sep 2020

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.



THESE DE DOCTORAT

Présentée à l'Université de La Réunion

Spécialité Sciences de la Terre et de l'Univers

Par

Bhavani Bénard

Caractérisation du système hydrothermal du Piton des Neiges par des méthodes géochimiques et isotopiques

Soutenue publiquement le 15 Mai 2020, devant un jury composé de :

Romain Millot	HDR, BRGM Orléans	Rapporteur
François Chabaux	Professeur, Université de Strasbourg	Rapporteur
Nicole Lautze,	Research Fellow, University of Hawaii,	Examinatrice
Jean-Lambert Join	Professeur, Université de La Réunion	Examineur
Vincent Famin	HDR, Université de La Réunion	Directeur
Bertrand Aunay	Dr, BRGM – Direction régionale de La Réunion	Co-Encadrant

A mes parents,
A Guillaume,
Merci pour votre soutien indéfectible et précieux

Remerciements

Je tiens à remercier en premier lieu mon directeur de thèse, Vincent Famin. Merci bien sûr pour les nombreux enseignements que j'ai reçus en travaillant à tes côtés et merci surtout d'avoir su me transmettre ta passion et ton enthousiasme infinis pour la science. Merci Bertrand Aunay pour tes contributions toujours pertinentes dans la réalisation de ce travail et merci de m'avoir montré ton soutien tout au long de cette aventure.

Merci Pierre Agrinier de m'avoir accueilli chaleureusement dans ton équipe et merci pour tes conseils avisés, toujours délivrés avec patience et bienveillance. Merci Bernard Sanjuan pour ton aide précieuse et ta disponibilité, j'ai beaucoup appris grâce à nos échanges. Merci Françoise Vimeux pour ton expertise, j'espère un jour pouvoir répondre aux interrogations passionnantes que nous avons soulevées. Merci aussi à Crystel Dezayes et à Gérard Bardoux pour leurs collaborations à ce projet. Merci à Séverine Bes de Berc et à l'équipe du BRGM Réunion, où je suis toujours reçue avec amitié. Merci à Julien Folio et à son équipe de nous avoir ouvert les portes des thermes de Cilaos. Merci à Monsieur et Madame Elisabeth de nous avoir permis d'installer nos équipements sur leur terrain.

Un grand merci à toute l'équipe du LGSR. Merci messieurs les directeurs Laurent Michon et Guilhem Barruol avant lui pour votre management par l'exemple, toujours juste et humain. Merci Geneviève Lebeau, tu m'as apporté tellement à la fois sur le terrain, au labo et dans la vie, merci ! Merci infiniment Alicia Gonzalez, Anthony Dofal, Camille Paquez et Marc Dumont pour votre amitié profondément sincère et votre solidarité sans failles, vous êtes fantastiques ! Un immense merci à Elisa Rindrahariasona, Françoise Leriche, Fabrice Fontaine, Anthony Finizola, Claude Smutek, Nicolas Villeneuve, Jean-Lambert Join, Eric Delcher, Brian Verthier, Brice Foucart, Jonas Greve et Jon-Robert Scholz pour tous les bons moments partagés.

Merci enfin à mes proches. Merci à mes parents pour leur soutien moral et financier. Merci Papa, tu as su trouver les mots pour me convaincre de poursuivre cette ambition folle de devenir Docteur Bénard. Merci maman pour toutes ces attentions qui ont fait que les choses étaient plus faciles et la vie plus douce. Une pensée spéciale pour mon petit frère, merci Tony ! Et bien sûr, merci Guillaume, tout est mieux avec toi.

Résumé

Sur le massif du Piton des Neiges, dont la dernière activité est datée à 22 – 29 ka, plusieurs sources thermales reconnues depuis le XIX^e siècle témoignent de l'existence d'un système hydrothermal dans les cirques de Salazie et Cilaos. Des études exploratoires réalisées dans les années 70-80 ont abouti à la réalisation d'un forage géothermique profond de 2 km qui démontre l'existence d'un gradient géothermique suffisamment élevé pour la production d'énergie, avec une température en fond de forage de 182°C. Cependant, le forage n'a pas montré de débit suffisant pour une exploitation économique de la ressource à cette époque. Par la suite, d'autres études géologiques, géophysiques et géochimiques ont été réalisées dans les années 2000 qui confirment le potentiel des secteurs de Salazie et Cilaos. Néanmoins, des lacunes importantes subsistent dans la connaissance du système. Le faible nombre de sources analysées montrent des différences de composition chimiques inexplicables et les incertitudes sont fortes sur les modalités de recharge et la température atteinte en profondeur.

Pour améliorer la caractérisation du système hydrothermal du Piton des Neiges, dans cette étude, nous développons l'approche géochimique des sources thermales du Piton des Neiges de trois façons : (1) en augmentant le nombre de sources prélevées et la surface d'investigation, (2) en multipliant les paramètres analysés (majeurs, traces, $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^7\text{Li}$, $\delta^{37}\text{Cl}$) et en combinant leur interprétation, (3) en réalisant des suivis de la ressource dans le temps.

Le premier résultat important de notre travail concerne la répartition spatiale de l'activité hydrothermale concentrée (1) dans les cirques de Cilaos et de Salazie le long d'un axe N30°, correspondant à l'une des rift zones principales du massif, et (2) à l'intérieur d'une caldera supposée centrée sur le sommet actuel du Piton des Neiges.

Un autre résultat important concerne l'origine des eaux thermales. Leurs rapports isotopiques de O, H et Sr, stables dans le temps, montrent que les systèmes hydrothermaux des cirques de Salazie et Cilaos ne sont pas en connexion hydraulique. Leur comparaison avec les eaux de surface et de pluie indique que la recharge est météorique, locale, pluriannuelle et provient majoritairement d'évènements cycloniques. La composante cyclonique importante se traduit par des compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et δD appauvries en isotopes lourds.

Notre étude permet par ailleurs d'identifier plusieurs réservoirs à l'origine de la minéralisation des eaux thermales. Toutes les sources thermales présentent la signature d'une adjonction de carbone magmatique régional d'origine mantellique. Certaines sources thermales contiennent aussi du soufre magmatique, qui pourrait provenir d'un lessivage de condensats de gaz anciens ou d'un dégazage actuel de magmas peu profonds (crustaux ou intra-édifice) sous le sommet de la Roche Ecrite. Une signature magmatique (actuelle et/ou fossile) se retrouve aussi dans les rapports entre les éléments Na, Cl, F, B, Li, Cs, Rb, et les rapports isotopiques $\delta^7\text{Li}$ et $\delta^{37}\text{Cl}$. Une très légère contamination marine (<2,4%) influence la minéralisation de plusieurs sources thermales.

Enfin, le résultat majeur de notre travail concerne la température d'interaction des eaux thermales avec les roches encaissantes. L'acidification des eaux par le CO_2 , associée aux températures élevées, favorise les interactions eau-roche permettant dans certains cas d'atteindre l'équilibre chimique. La modélisation de la composition chimique des fluides avant remontée et la comparaison des géothermomètres chimiques révèlent que les eaux thermales gardent la mémoire d'interactions eau-

roche à plus de 210°C pour Cilaos et 140°C pour Salazie, soit des températures supérieures à la gamme estimée dans les précédentes études (120 – 130°C).

Notre étude géochimique du système hydrothermal du Piton des Neiges confirme son potentiel géothermique et apporte des éléments de contrainte majeurs pour les prochaines phases d'exploration : (1) Les deux cirques ne sont pas en connexion hydraulique. (2) La ressource est située à une profondeur relativement faible (<2 km) en lien avec l'activité intrusive de la rift zone N30° et les structures caldériques du volcan. (3) Les températures atteintes dans le cirque de Cilaos (>200°C) pourraient permettre la production d'électricité. L'exceptionnelle multiplicité des paramètres géochimiques et la spatialisation des échantillonnages ont été déterminants pour l'identification des processus géologiques en jeu dans le système hydrothermal du Piton des Neiges. Ces outils pourraient être appliqués de la même manière à d'autres systèmes hydrothermaux d'îles basaltiques océaniques dans le cadre de l'exploration géothermique.

Abstract

On the volcanic edifice of Piton des Neiges, whose last activity dates back to 22 – 29 ka, there are several thermal springs demonstrating the presence of a hydrothermal system in the cirques of Salazie and Cilaos. Geothermal exploration campaigns in the 70-80s led to the drilling of 2 km deep borehole, reaching 182°C at the bottom and thus asserting the existence of an elevated geothermal gradient. However, the borehole showed an insufficient water flow for a commercial exploitation at the time. Afterwards, more studies were performed in the 2000s using geological, geophysical and geochemical methods corroborating the geothermal potential in Salazie and Cilaos. Nevertheless, the small amount of analyzed springs display unexplained significant differences in their geochemical composition and there are strong uncertainties on the origin of the recharge and the temperature at depth.

In order to improve the characterization of the hydrothermal system of Piton des Neiges, in this study, we developed the geochemical approach further in three ways: (1) by increasing the number of sampled thermal springs and the study area, (2) by increasing the number of analyzed parameters (major and trace elements, $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^7\text{Li}$, $\delta^{37}\text{Cl}$) and combining their interpretations, (3) by monitoring the resource over time.

The first major result of our work is that the spatial distribution of the hydrothermal activity is concentrated (1) in the cirques of Cilaos and Salazie and along an axis oriented N30° corresponding to a major rift zone, and (2) inside a supposed caldera centered under the actual summit of Piton des Neiges.

Another important result is the origin of thermal waters. Their O, H, and Sr isotopic ratios, stable over time, show that there is no hydraulic connection between the hydrothermal systems of Salazie and Cilaos. Their comparison with surface waters and rainwaters demonstrate that recharge is meteoric, local, plurennial and mainly comes from cyclonic events. The cyclonic component results in $\delta^{18}\text{O}$ and δD compositions depleted in heavy isotopes.

Our study also make it possible to identify the several origins of thermal water mineralization. All thermal springs show evidence of an input of magmatic carbon of mantellic origin with a regional influence. Some thermal springs also contain magmatic sulfur, which may come from the leaching of ancient gas condensates or actual degassing from a superficial magma under the summit of La Roche Ecrite. A magmatic component (actual or ancient) is also revealed from elemental ratios between Na, Cl, F, B, Li, Cs, Rb, and $\delta^7\text{Li}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ isotopic ratios. A slight seawater contamination (<2.4%) affects several thermal springs.

Finally, the main result of our work is that the temperature at which thermal waters interact with the surrounding rock is superior to what was proposed in former studies (120 – 130°C). The acidification of waters with CO_2 combined with elevated temperatures favors water-rock interactions and equilibrium is achieved in some cases. The modelling of the geochemistry of thermal fluids prior to their uprise and the comparison of geochemical thermometers reveals that thermal waters keep a record of their interaction with the rock at more than 210°C for Cilaos and 140°C for Salazie.

Our geochemical study of the hydrothermal system of Piton des Neiges confirms its geothermal potential and brings forward major constraints for the next exploratory campaigns: (1) There is no hydraulic connection between the two cirques. (2) The resource is located at a relatively low depth (<2

km) in relation with the intrusive activity of the N30 rift zone and a possible caldera. (3) The temperatures reached in Cilaos ($>200^{\circ}\text{C}$) could allow geothermal electricity production. The exceptional multiplicity of geochemical parameters and the larger amount of springs sampled in a wider study area were decisive in the identification of the different geologic processes occurring at the hydrothermal system of Piton des Neiges. These tools could be applied similarly to the geothermal exploration of other basaltic ocean island volcanos.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	23
I. CHAPITRE I - LES SYSTEMES HYDROTHERMAUX : GENERALITES	25
I.1. Définition.....	25
I.2. Classification.....	25
I.3. Exploitation géothermique	27
II. CHAPITRE II - LE SYSTEME HYDROTHERMAL DU PITON DES NEIGES : PRESENTATION ET ETAT DES LIEUX DES CONNAISSANCES	29
II.1. Contexte géologique.....	29
II.1.1. Contexte géodynamique	29
II.1.2. Géographie	30
II.1.3. Climat	31
II.1.4. Construction de l'édifice réunionnais	31
II.1.5. Histoire géologique du Piton des Neiges : activité volcanique	32
II.1.5.1. Stade bouclier	33
• Phase initiale du Piton des Neiges, PN0 ($\geq 2,8 - 2,5$ Ma)	33
• Phase de La Montagne, LM (2,2 – 1,9 Ma).....	33
• Première phase du Piton des Neiges, PN1 (1,4 – 0,95 Ma).....	33
• Deuxième phase des « océanites récentes », PN2 (800 – 420 ka)	34
II.1.5.2. Stade différencié.....	34
• Série des roches « pintade », PN3 (370 – 210 ka)	34
• Phase terminale du Piton des Neiges, PN4 (190 – ~29 ka).....	34
II.1.6. Histoire volcano-tectonique du Piton des Neiges : structure interne	34
II.1.6.1. Les plutons gabbroïques	34
II.1.6.2. Les piles d'intrusions planaires	36
II.1.6.1. Les intrusions syénitiques	37
II.1.6.2. Les calderas.....	38
II.1.7. Hydrogéologie du Piton des Neiges	38
II.1.7.1. Caractéristiques hydrodynamiques des roches volcaniques	38
• Les coulées de laves	38
• Les intrusions.....	39
• Les brèches volcaniques.....	39
• Evolution temporelle.....	39
II.1.7.2. Modèles hydrogéologiques conceptuels	40
II.2. L'hydrothermalisme à La Réunion : Etat de l'art	41
II.2.1. Campagnes d'exploration géothermique à La Réunion	41
II.2.2. Forages géothermiques.....	42
II.2.3. Prospection géophysique	42
II.2.3.1. Magnétotellurique (MT)	42
II.2.3.2. Gravimétrie	43
II.2.3.3. Polarisation spontanée	43
II.2.3.4. Géophysique héliportée TDEM.....	43
II.2.4. Sismicité	43

II.2.1.	Gaz des sols et activité fumerolienne	44
II.2.1.	Sources thermales	46
II.3.	Conclusion	50
III.	CHAPITRE III - PRODUCTION DE DONNEES GEOCHIMIQUES : SYSTEME HYDROTHERMAL DU PITON DES NEIGES.....	51
III.1.	Stratégie d'échantillonnage	51
III.1.1.	Caractérisation spatiale	51
III.1.2.	Nouveaux outils géochimiques	52
III.1.3.	Variations temporelles	53
III.2.	Acquisition des données	53
III.2.1.	Calendrier et financements	53
III.2.2.	Prospection et prélèvements	54
III.2.3.	Suivis mensuel et continu.....	56
III.3.	Méthodes	58
III.3.1.	Flaconnage et conditionnement	58
III.3.2.	Analyse des échantillons	58
III.4.	Résultats.....	59
IV.	CHAPITRE IV - LES FLUIDES HYDROTHERMAUX AU PITON DES NEIGES : ORIGINE ET INTERACTIONS.....	61
IV.1.	Résumé.....	62
IV.2.	Introduction.....	64
IV.3.	Geological and hydrogeological settings	64
IV.4.	Methods	66
IV.5.	Results	68
IV.6.	Discussion	74
IV.6.1.	Origin of water	74
IV.6.2.	Origin of carbon.....	75
IV.6.3.	Origin of mineralization.....	77
IV.6.3.1.	Major and trace elements	77
IV.6.3.2.	Strontium isotopes	78
IV.6.3.3.	Lithium isotopes	78
IV.6.3.4.	Chlorine isotopes.....	81
IV.6.3.5.	Sulfur isotopes	81
IV.6.3.6.	Spatial repartition.....	82
IV.6.4.	Architecture of hydrothermal circulation	83
IV.7.	Conclusion	87
IV.8.	Acknowledgments	87

IV.9. Supplementary material	87
IV.9.1. Coordinates of the thermal springs.....	89
IV.9.2. Geochemistry of thermal springs: compilation of data from previous studies.....	90
IV.9.3. Detail of water samples of the study area potentially depleted in heavy isotopes of oxygen and hydrogen. 96	
V. CHAPITRE V - RESSOURCE GEOTHERMIQUE DU PITON DES NEIGES : LOCALISATION ET CARACTERISATION	97
V.1. Résumé.....	98
V.2. Intro	100
V.3. Geological and hydrogeological settings	101
V.4. Methods	102
V.4.1. Sampling strategy and procedure	102
V.4.2. Analysis.....	103
V.5. Results	104
V.5.1. Spatial distribution	104
V.5.2. Major, trace elements	104
V.5.3. $\delta^{18}\text{O}$ and δD	105
V.5.4. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios	106
V.6. Discussion	111
V.6.1. Geochemical profiles.....	111
V.6.2. Seawater contamination	114
V.6.3. Input of magmatic CO_2	115
V.6.4. Recharge.....	116
V.6.5. Host rock	119
V.6.6. Equilibration and geothermometry	121
V.6.6.1. Equilibrium state of thermal springs.....	121
V.6.6.2. Multicomponent geothermometry	124
• Method.....	124
• Results and discussion	125
V.6.6.3. Reservoir temperature.....	128
V.6.7. Conceptual model of the hydrothermal system of Piton des Neiges.....	130
V.7. Conclusion	131
V.8. Acknowledgments	132
VI. CHAPITRE VI - EVOLUTION TEMPORELLE DES SOURCES THERMALES DU PITON DES NEIGES : SUIVI EN CONTINU DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES	133
VI.1. Résultats du suivi des paramètres physico-chimiques	133
VI.1.1. Variations de la conductivité électrique.....	133
VI.1.2. Variations de la température	134
VI.2. Analyse fonctionnelle des sources thermales du Piton des Neiges	136
VI.2.1. Corrélation croisées CE – T – Pluie – Tair	136

VI.2.2.	Processus hydrogéologiques en relation avec les précipitations	137
VI.3.	Conclusion	138
VII.	CHAPITRE VII - SYSTEMES HYDROTHERMAUX D'ILES BASALTIQUES OCEANIQUES : COMPARAISON AVEC LE PITON DES NEIGES.....	139
VII.1.	Exploration et exploitation géothermique	139
VII.1.1.	Islande	139
VII.1.2.	Hawaii.....	140
VII.1.3.	Galápagos	141
VII.1.4.	Canaries.....	141
VII.1.5.	Azores.....	142
VII.2.	Modèles conceptuels	142
VII.2.1.	Indices d'hydrothermalisme de surface	142
VII.2.2.	Source de chaleur	144
VII.2.3.	Recharge et circulation des eaux thermales	145
VII.2.4.	Interaction avec des gaz magmatiques	147
VII.3.	Conclusion	147
VIII.	CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	149
VIII.1.	Rappel de l'objectif.....	149
VIII.2.	Bilan des campagnes de prélèvements et de suivi	149
VIII.3.	Modèle conceptuel du système hydrothermal du Piton des Neiges	150
VIII.3.1.	Localisation et étendue	150
VIII.3.2.	Recharge et circulation des eaux thermales	150
VIII.3.3.	Interaction eau-roche-gaz	151
VIII.4.	Quel potentiel pour la géothermie à La Réunion ?.....	151
VIII.5.	Le Piton des Neiges est-il toujours actif ?.....	152
VIII.6.	Perspectives	153
	RÉFÉRENCES.....	155

ANNEXES

Annexe 1 Indices d'hydrothermalisme reconnus sur le massif du Piton des Neiges.....	169
Annexe 2 : Paramètres physico-chimiques et analyses chimiques et isotopiques des eaux et gaz des sources thermales du massif du PDN issues de la littérature	176
Annexe 2.1 : Localisations, paramètres physico-chimiques et concentrations en éléments majeurs des sources thermales. Les noms attribués aux sources historiques ou remarquables ont été conservés. Les nombreuses sources qui émergent des berges des rivières ou ravines portent le nom de celles-ci et un numéro. Les sources qui émergent dans des lieux-dits portent le nom de ceux-ci et un numéro.....	176
Annexe 2.2 : Concentrations en éléments traces des sources thermales	179
Annexe 2.3 : Rapports isotopiques de O (H ₂ O), H (H ₂ O), C (DIC), S (SO ₄), O (SO ₄) des sources thermales du massif du Piton des Neiges	181
Annexe 2.4 : Concentration en espèces carbonatées et rapports isotopiques du carbone des sources thermales (Marty et al., 1993)	182
Annexe 3 Paramètres physico-chimiques mesurés sur les sources thermales du massif du PDN.....	183
Annexe 4 Analyses chimiques et isotopiques des eaux et gaz des sources thermales du massif du PDN et des pluies à Salazie et Cilaos réalisées dans le cadre de la campagne de prospection de cette étude.....	187
Annexe 4.1. Concentrations (mmol/L) en éléments majeurs des sources thermales	187
Annexe 4.2. Concentrations en éléments traces des sources thermales.....	188
Annexe 4.3. Rapports isotopiques de O, H, C, Sr, Li, Cl des sources thermales.....	190
Annexe 4.4. Rapports isotopiques de Li et Cl des sources thermals prélevées dans le cadre l'étude de Sanjuan et al., (2001).	191
Annexe 5 Analyses chimiques et isotopiques des eaux et gaz des sources thermales du massif du PDN et des pluies à Salazie et Cilaos réalisées dans le cadre de la campagne de suivi de cette étude	192
Annexe 5.1. Concentrations en éléments majeurs (mmol/L) des sources thermales	192
Annexe 5.2. Concentrations en éléments majeurs (mmol/L) des sources thermales	192
Annexe 5.3. $\delta^{18}\text{O}$ et δD dans les eaux de pluies et les sources thermales	193
Annexe 5.4. Suivi de $\delta^{13}\text{C}$ dans les eaux et les gaz des sources thermales	194
Annexe 5.5. Suivi de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les eaux et les gaz des sources thermales	195
Annexe 6 Analyses chimiques et isotopiques des eaux de rivière à proximité du sommet du PDN	196

FIGURES

Figure 1 : Schéma de Shinohara et al., (2018) montrant : (a) un système hydrothermal situé immédiatement sous le cratère autour du conduit éruptif principal et qui se déverse de manière intermittente dans celui-ci ; (b) les gouttes formées par la solution dans le conduit qui sont transportées vers la surface où l'eau s'évapore et les sels précipitent.	26
Figure 2 : Représentation simplifiée des systèmes hydrothermaux islandais (Lévy, 2019; d'après Ketilsson et al., 2011). Les pourcentages indiquent la fraction de matériel intrusif (dyke, sill) dans la matrice.	26
Figure 3 : Coupe transversale schématique (Hedenquist and Lowenstern, 1994) de la formation de porphyres Cu et de dépôts épithermaux high and low-sulphidation associés à un système hydrothermal volcanique (type strato-volcan).	27
Figure 4 : Profondeur et température des différentes applications de la géothermie (Moore and Simmons, 2013).....	28
Figure 5 : Contexte géodynamique de l'île de La Réunion. La trace du point chaud de La Réunion est représentée en orange avec les âges correspondants en Ma (Duncan and Hargraves, 1990; Duncan and Storey, 2013; O'Neill et al., 2005).....	29
Figure 6 : Carte de l'île de La Réunion montrant les massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, les principaux sommets, ainsi que les principales rivières et localités de l'île cités dans le manuscrit.	30
Figure 7 : Moyenne annuelle des cumuls pluviométriques sur La Réunion sur la période 1981-2010 (METEO-FRANCE, 2016). La côte Est dite « au vent » reçoit plus de précipitations que la côte Ouest dite « sous le vent ».	31
Figure 8 : Coupe transversale Nord-Sud de La Réunion de (Lénat, 2016) montrant les constructions volcaniques, les complexe intrusifs et l'accumulation massive de dépôts détritiques et de sédiments sur les flancs sous-marins.	32
Figure 9 : Comparaison de l'échelle chronostratigraphique de Famin, (2018) avec celle de Salvany et al., (2012, modifiée d'après Kluska, 1997) et les échelles antérieures (par ex. Billard and Vincent, 1974). ...	33
Figure 10 : Carte de l'anomalie résiduelle de Bouguer (mGal) de La Réunion (Gailler and Lénat, 2012). Les stations d'acquisition sont représentées par les points et la période d'acquisition est renseignée. Le masque blanc transparent montre les zones pour lesquelles l'interpolation est peu contrainte par la donnée. Les coordonnées sont en WGS84, UTM40S. Les cirques montrent une forte anomalie avec un maximum centré dans le cirque de Salazie.	35
Figure 11 : (a) Carte de localisation de la zone de Salazie où est réalisée la coupe (UTM 40S). (b) Coupe géologique interprétative (c) Détail de l'affleurement de la zone de glissement. (Famin et al., 2016). ..	36
Figure 12 : Structures volcano-tectoniques du Piton des Neiges (D'après Chaput et al., 2017). Les tracés des calderas supposées et les syénites sont également représentés (Chevalier, 1979).....	37
Figure 13 : Gauche: Vue de l'intrusion du Piton de Sucre depuis Cilaos. Cette intrusion présente un pendage vers le Nord qui tend à s'horizontaliser dans la zone de la Chapelle. Droite: Syénite du Piton de Sucre depuis le point d'observation. Photos: Philippe Mairine. (Michon, 2017).	38
Figure 14 : Modèles conceptuels hydrogéologiques des milieux volcaniques insulaires (Join et al., 2005).	40
Figure 15 : Carte et coupe de La Réunion montrant les hypocentres des séismes mesurés entre 1996 et 2017. Source : OVPF-IPGP, Web-Obs OVS-IPGP.	44
Figure 16 : Carte du secteur des plaines montrant le N135 Songit Lineament. Les points de mesure pour lesquels le flux de CO2 est le plus important ont été représentés selon leur valeur de $\delta^{13}\text{C}$. Les point rouges ($\delta^{13}\text{C}$ élevé) sont ceux pour lesquels la composante magmatique est la plus importante. Les hypocentres des séismes mesurés sur la zone et les structures géologiques (dykes et cônes volcaniques) sont également représentés. L'ensemble des éléments suit le N135 Songit Lineament. (Boudoire et al., 2017).....	45
Figure 17 : Carte de localisation des sources thermales du massif du Piton des Neiges répertoriées dans la bibliographie. Les principales structures géologiques sont également représentées.	47
Figure 18 : Diagramme de Piper des sources thermales du massif du Piton des Neiges répertoriées dans la bibliographie. Les compositions chimiques des sources ont été moyennées sur l'ensemble des analyses disponibles.	48

Figure 19 : Variations temporelles de la source Manouilh (MAN) dans le cirque de Salazie à partir de la compilation des données de littérature (Aunay et al., 2013; Belle, 2014; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Louvat and Allègre, 1997; Sanjuan et al., 2001).....	53
Figure 20 : Carte de cheminement des zones prospectées, avec localisation des stations de suivi mensuel et des sources thermales suivies en continu pour la conductivité électrique et la température.....	55
Figure 21 : Différents types d'indices d'hydrothermalisme utilisés pour la prospection, sur l'exemple de la Ravine Blanche (Cilaos).....	56
Figure 22 : Dispositif de prélèvement de gaz à l'émergence des sources thermales IRN, VERO et MANES.	57
Figure 23 : Collecteur d'eaux de pluie installé à Cilaos près du bâtiment des nouvelles thermes.	57
Figure 24: Location of thermal springs in Piton des Neiges, Réunion Island. Springs sampled for this study are labeled. Sulfide deposits (Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Rançon and Rocher, 1985), proposed calderas (Chevalier, 1979), syenite intrusions, and rift and sill zones (Chaput et al., 2017) are also represented. Most springs are located in the cirques of Salazie and Cilaos. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN.	66
Figure 25: Piper diagram for thermal springs of Piton des Neiges. Literature data are from Belle (2014), Frissant et al. (2003), lundt et al. (1992), Lopoukhine and Stieltjes (1978), Louvat and Allègre (1997), and Sanjuan et al. (2001). Most springs are bicarbonate dominated.	73
Figure 26: Comparison of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ vs $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values for Piton des Neiges thermal springs with rainfalls, cold waters (rivers and groundwater), and seawater from La Réunion. Datasets for rainwater and cold waters (grey and blue shaded contours, respectively) do not include waters collected at altitudes > 2000 m and waters associated with cyclonic events. These two subsets, detailed in Tableau 9, are represented separately: cyclone waters (tilted green crosses), waters collected at altitudes > 2000 m (straight green crosses), cyclone waters collected at altitudes > 2000 m (combined tilted and straight green crosses). The local meteoric water line is the linear regression for the total rainwater dataset. Thermal springs plot on the meteoric water line. Some thermal springs show a strong depletion in ^{18}O and D compared to low-altitude rainfalls and cold waters. Literature data are from Grunberger (1989), Nicolini et al. (1991), Sanjuan et al. (2001), Frissant et al. (2005), Aunay and Gourcy (2007), Aunay et al. (2012), Rogers et al. (2012), Aunay et al. (2013), Petit et al. (2013a; 2013b), Belle (2014), and Gourcy et al. (2018).....	75
Figure 27: (a) $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ (‰ PDB) versus Dissolved Inorganic Carbon (mM) for water and gas in thermal springs of Piton des Neiges, La Réunion. Degassing lines are represented for two possible initial fluid concentrations and for different temperatures. Error bars are shorter than symbols. (b) HCO_3^- versus Ca+Mg molar concentrations for thermal springs of Piton des Neiges, with equilibrium lines for carbonate (calcite) dissolution with and without carbon dioxide. Thermal springs are enriched in HCO_3^- compared to calcite dissolution lines. Literature data are from (Aunay et al., 2013; Frissant et al., 2003; lundt et al., 1992; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Louvat and Allègre, 1997; Marty et al., 1993; Sanjuan et al., 2001).....	76
Figure 28: Comparison of Na, K, F, B, Li, Cs, Rb, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Cl molar concentrations for Piton des Neiges thermal springs with cold waters (rivers and groundwater), seawater and mafic and differentiated rocks (basalt whole rock and melt inclusions from syenite, respectively) from Réunion. Literature data are from (Aunay et al., 2013, 2012; Aunay and Gourcy, 2007; Belle, 2014; Frissant et al., 2005, 2003; lundt et al., 1992; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Louvat and Allègre, 1997; Nauret et al., 2019; Petit et al., 2013a, 2013b; Rogers et al., 2012; Sanjuan et al., 2001; Smietana, 2011; Vigouroux et al., 2009; Vlastélic et al., 2013, 2007, 2005; Welsch et al., 2013). Thermal springs can be subdivided into three groups according to their chemical composition. Error bars are shorter than symbols.	80
Figure 29: (a) $\delta^7\text{Li}$ vs Li concentration, and (b) $\delta^{37}\text{Cl}$ vs Cl concentration for waters of Piton des Neiges. $\delta^7\text{Li}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ show two trends, one toward seawater, the other one toward dissolution of a very differentiated rock, of magmatic gas or of fumarolic deposits. $\delta^7\text{Li}$ error bars are shorter than symbols.	81
Figure 30: Map of the thermal springs of Piton des Neiges, classified in three groups according to mineralization processes from their geochemical profiles in major trace elements, $\delta^7\text{Li}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ values. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN.	83

Figure 31: Conceptual model of Piton des Neiges' hydrothermal system. Meteoric water from cyclones and heavy rains penetrates in the edifice and is heated by intrusions of the terminal activity of the volcano. Magmatic CO₂ from regional extent degassing mixes with thermal water and increases its acidity. Temperature and acidity enhance water-rock interaction with the basaltic edifice, as recorded in all the springs. Group 1 springs are entirely mineralized by this process. Group 2 springs show an additional source of mineralization by slight seawater contamination (< 3 mol%). Seawater contamination is most apparent in springs from the outer parts of the hydrothermal system (Group 2a), possibly delimited by a caldera. A few springs, located near syenite intrusions associated with the terminal activity of the volcano, are also mineralized by interaction with a differentiated rock (like the syenite) or with volatiles exsolved from a differentiated magma. 85

Figure 32: Comparison of Na and K vs Cl molar concentrations for Piton des Neiges thermal springs with thermal water from Iceland, Azores, Hawaii, Pantelleria, Guadeloupe, and with seawater and rocks from Réunion. Literature data are from Arnórsson (1995a, 1995b), Belle (2014), Boivin and Bachèlery (2009), Carvalho et al. (2006), Fretzdorff and Haase (2002), Frissant et al. (2003), Gianelli and Grassi (2001), lundt et al. (1992), Lopoukhine and Stieltjes (1978), Louvat and Allègre (1997), Sanjuan et al. (2001, 1999), Smietana (2011), Thomas (1984), Vigouroux et al. (2009), Vlastélic et al. (2013, 2007, 2005), Welsch et al. (2013). Compared to other geothermal systems in oceanic islands, the hydrothermal system of Piton des Neiges is exceptionally disconnected from seawater. 86

Figure 33: Map of the field markers of hydrothermal activity: thermal springs, iron oxide deposits, carbonate deposits and sulfur deposits from this study and previous studies; The two deep boreholes drilled for geothermal exploration in the 1980s (Chovelon, 1986; Gérard and Stieltjes, 1979); The two main rift zones, whose directions are those of most intrusions. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN. 102

Figure 34: Piper diagram of thermal springs of Piton des Neiges. Literature data are from (Belle, 2014; Frissant et al., 2003; lundt et al., 1992; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Louvat and Allègre, 1997; Sanjuan et al., 2001b). Most springs are bicarbonate dominated. 105

Figure 35: Principal component analysis and hierarchical clustering results: (a) variables in plan diagram axis 1 (43.9 %) vs axis 2 (23.4 %), (b) idem for samples, with the clusters depicted and (c) spatial distribution of clusters. Axis 1 and 2 account for 67.3 % of the total variance. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN. 112

Figure 36 : Spatial distribution of seawater contamination (percentage) in thermal springs in Reunion Island. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN. 115

Figure 37: Spatial distribution of the partial pressure in CO₂ (mbar) in thermal springs in Reunion Island ... 116

Figure 38: (a) Comparison of the stable isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD , ‰ VSMOW) of thermal springs of Salazie and Cilaos with rainfalls, rivers and groundwaters of Salazie and Cilaos. Data are from this study and from (Aunay and Gourcy, 2007; Belle, 2014; Grunberger, 1989; IAEA/WMO, 2019; Nicolini et al., 1991). (b) Comparative monitoring of the stable isotopic composition (δD , ‰ VSMOW) of thermal springs and rain in Salazie and Cilaos. Monitoring covers two years with samples collected approximately monthly. Rain samples including rainfalls from cyclones are circled in black. The amounts of rainfall (mm) are also given. 117

Figure 39: Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values (‰ VSMOW) in thermal springs in Reunion Island. $\delta^{18}\text{O}$ values are higher in Salazie than in Cilaos. Maps in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN. 118

Figure 40: Spatial distribution of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and Sr molar concentration ($\mu\text{mol/L}$) in thermal springs in Reunion Island. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are higher in Salazie than in Cilaos, irrespective of Sr concentrations. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN. 120

Figure 41: Comparison of the temperature at the outlet of the thermal springs of Piton des Neiges and the temperature computed using the (a) K-Mg geothermometer proposed by Giggenbach (1988) and (b) the amorphous silica geothermometer proposed by Fournier (1977). 123

Figure 42 part 1: Saturation indices of best clustering minerals vs temperature for thermal springs of Piton des Neiges, computed with GeoT. The reservoir temperature is indicated by the clustering of log(Q/K) curves near zero.....	126
Figure 43: Spatial distribution of the reservoir temperatures computed for the thermal springs showing the least evidence of re-equilibration during uprising.....	129
Figure 44: Conceptual model of the geothermal reservoirs of Piton des Neiges hydrothermal system. Cross-section of the cirques of Salazie and Cilaos in the rift zone N30.	131
Figure 45 : Suivi en continu (pas de temps 10 minutes) de la conductivité électrique (mS/cm) des sources de Tuf Rouge (TR) et Olivette bis (OLIVbis) sur 8 mois et pluviométrie journalière (mm) sur la même période. Une correction linéaire est appliquée pour la dérive instrumentale sur la base des mesures ponctuelles avec un appareil indépendant.	134
Figure 46 : Suivi en continu (pas de temps 10 minutes) de la température (°C) des sources de Tuf Rouge (TR) et Olivette bis (OLIVbis) sur 8 mois et pluviométrie journalière (mm) sur la période. Une correction linéaire est proposée pour la dérive instrumentale.	135
Figure 47 : Corrélogrammes croisés CE-Pluie, T-Pluie, CE-T et T-Tair min pour la source Tuf Rouge (TR). CE = Conductivité électrique ; Pluie = Précipitations à Salazie (METEOFRANCE) ; T = Température de l'eau ; Tair min = Température minimale de l'air à Salazie (METEOFRANCE). Le lag est exprimé en jours. Au total la chronique fait 237 jours.	136
Figure 48 : Corrélogrammes croisés CE-Pluie, T-Pluie, CE-T et T-Tair min pour la source Olivette bis (OLIVbis). CE = Conductivité électrique ; Pluie = Précipitations à Salazie (METEOFRANCE) ; T = Température de l'eau ; Tair min = Température minimale de l'air à Salazie (METEOFRANCE). Le lag est exprimé en jours. Au total la chronique fait 238 jours.	137
Figure 49 : Champs géothermiques Islandais haute (>150°C) et basse (<150°C) température et âge des formations géologiques (Orkustofnun).	Erreur ! Signet non défini.
Figure 50 : Structures volcano-tectoniques majeures et différence de température entre les forages d'eau et les eaux de surface de l'île d'Hawaii (Lautze et al., 2017a). PGV (Puna Geothermal Venture) est la centrale géothermique de Puna.....	141
Figure 51 : (A) Caldera de Taburiente à La Palma (Canaries) dans laquelle ont été réalisées les photographies suivantes; (B) Site de Dos Aguas : Confluence des cours d'eau Barranco Taburiente et Barranco Almendro Amargo ; (C) Eaux thermales riches en gaz et dépôts d'oxydes de fer (Barranco Almendro Amargo) ; (D) Cascada de Colores (Barranco Almendro Amargo). Figure de Troll and Carracedo, (2016).	143
Figure 52 : Sources thermales et fumeroles des Açores (Antunes and Carvalho, 2018; Moreira et al., 2018).	143
Figure 53 : Polarisation spontanée (mV) des systèmes hydrothermaux sommitaux et inférieurs au complexe volcanique Pico Viejo-Teide, Tenerife (Canaries). Les zones libellées « hydrothermal system » désignent les secteurs où de la convection est observée (Villasante-Marcos et al., 2014).	144
Figure 54 : Modèle conceptuel du système hydrothermal convectif à dominante vapeur d'Alcedo, Galápagos (Goff et al., 2000).	145
Figure 55 : Modèle conceptuel des contaminations par des fluides magmatiques des aquifères de Teide, (Tenerife, Canaries). D'après Valentin et al., (1990).	146

TABLEAUX

Tableau 1 : Major elements concentrations, C, O, H, Sr, Li and Cl isotope ratios in thermal springs of Piton des Neiges analyzed in this study. (See Tableau 6 for a compilation of data from previous studies)	69
Tableau 2 : Trace elements concentrations in thermal springs of Piton des Neiges analyzed in this study. (See Tableau 7 for a compilation of data from previous studies)	70
Tableau 3 : Carbon species distribution and isotopic ratios in waters and gas in thermal springs of Piton des Neiges. (See Tableau 8 for a compilation of data from previous studies)	72
Tableau 4 : Classification of thermal springs of Piton des Neiges in three groups according to mineralization processes, and their associated geochemical profiles in major trace elements, $\delta^7\text{Li}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ values. ...	78
Tableau 5 : Coordinates of the thermal springs of Piton des Neiges presented in this study.	89
Tableau 6 : Published major elements concentrations, C, O, H, Sr, Li and Cl isotope ratios in thermal springs of Piton des Neiges.	90
Tableau 7 : Trace elements concentrations available in the literature for thermal springs of Piton des Neiges.	93
Tableau 8 : Literature carbon speciation and isotopic ratios in waters and gas from thermal springs of Piton des Neiges.....	95
Tableau 9 : Literature oxygen and hydrogen isotopic ratios (‰ VSMOW) for water samples used in Figure 26, collected at altitudes > 2000 m and/or associated with a cyclonic event.	96
Tableau 10 : : Physicochemical parameters, major elements concentrations, O, H, and Sr isotope ratios in thermal springs of Piton des Neiges.	107
Tableau 11 : : Trace elements concentrations in thermal springs of Piton des Neiges.	108
Tableau 12 : $\delta^{18}\text{O}$ and δD values (‰ VSMOW) of rainwaters and thermal springs (TBA and IRN) in Salazie and in Cilaos. Rainwaters samples correspond to a mean over about 4 weeks. Spring samples were taken when rainwaters were collected. Rainfall amount (mm) is deduced from the collected rain volume except for samples where the information is missing for which we used the rainfall data from the closest METEOFRENCE meteorological station (in correct agreement with our measurements over the entire considered period).	110
Tableaux 13 et 14 : Eigenvalues of the correlation matrix of the PCA; Contribution of variables to principal components.....	111
Tableau 15 : For each thermal spring of Piton des Neiges analyzed for major ions: cluster obtained for PCA on major ion composition: interaction with basalts (cluster 2) + leaching of sulfur condensate (cluster 3) or + seawater contamination (cluster 1); group from Bénard et al., (2020) determined according to mineralization processes: interaction with basalts (group 1) + seawater contamination (group 2a) + interaction with highly differentiated rock or its gas products (group 2b); seawater contamination fraction (fsea in %); mean CO_2 partial pressure (pCO_2 in mbar).....	114
Tableau 16 : $\delta^{18}\text{O}$ and δD altitudinal gradient (‰/100 m) between rainwaters sample locations in Cilaos, Salazie and Maïdo. Altitudinal gradients are given for two periods, each including cyclonic events: Ava and Berguitta for the first, and Dumazile and Fakir for the second. For Cilaos and Salazie, the dates correspond to their respective sampling periods. For Maïdo, the dates were matched to the sampling periods of Cilaos.	119
Tableau 17 : For each thermal spring of Piton des Neiges analyzed for major ions: Maximum value of measured outlet temperature ($T_{\text{outlet, max}}$ in °C) from this study and literature; computed temperature with geothermometers K-Mg (Giggenbach, 1988) and Amorphous silica (Fournier, 1977) (respectively $T_{\text{K-Mg}}$ and $T_{\text{Am SiO}_2}$, in °C) and difference between computed temperatures and measured temperature for both geothermometers. Computed temperature similar to outlet temperatures ($T_{\text{outlet, max}} = T_{\text{computed}} \pm 5^\circ\text{C}$) are shown with a pink background. Springs with the highest values of $T_{\text{K-Mg}}$ and of $T_{\text{outlet, max}} - T_{\text{K-Mg}}$ selected for multicomponent geothermometry are shown with a red background.	122
Tableau 18 : Equilibrium temperature T_{eq} (°C) obtained with multicomponent geothermometry using iGeoT, corrected initial SiO_2 molar concentration and PCO_2 (bar), and measured and computed outlet $\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB), temperatures obtained with Na-K geothermometers $T_{\text{Na-K}}$ (a) Arnórsson et al., 1983; $T_{\text{Na-K}}$ (b) Fournier and Potter, 1979; $T_{\text{Na-K}}$ (c) Giggenbach, 1988, and temperatures obtained with Na-K-Ca geothermometer $T_{\text{Na-K-Ca}}$ (d) Fournier and Truesdell, (1973) for a selection of thermal springs.	127

Introduction

L'énergie géothermique présente une alternative intéressante aux énergies fossiles pour un développement responsable et durable. Sans émission de gaz à effet de serre, locale et à valoriser sur place, elle présente l'avantage d'être régulière et disponible en continu. La production d'énergie géothermique est favorisée par la présence de systèmes hydrothermaux, qui sont des circulations d'eau dans des milieux à gradients géothermiques élevés. De fait, les îles basaltiques océaniques au volcanisme récent ou actuel sont des candidates idéales. Cependant, dans ce type d'environnements géologiques, la succession de phases de démantèlement et de construction complexifie souvent l'agencement des unités (e.g. Carracedo, 1999; Oehler et al., 2008), et ces structures volcano-tectoniques conditionnent les circulations fluides (Custodio et al., 1988; Gingerich and Oki, 2000; Join et al., 2005). Dans certains cas, les manifestations de surface indiquent la présence d'une ressource accessible et exploitable, comme par exemple en Islande ou aux Açores (Arnórsson, 1995a; Bertani, 2016; Rosário Carvalho et al., 2015). Dans d'autre cas, l'exploration géothermique requiert une meilleure connaissance géologique et hydrogéologique du système hydrothermal. C'est le cas de La Réunion.

Sur le massif du Piton des Neiges, plusieurs sources thermales reconnues depuis le XIX^e siècle témoignent de l'existence d'un système hydrothermal. Des études exploratoires réalisées dans les années 70-80 ont abouti à la réalisation d'un forage géothermique profond de 2km (Chovelon, 1986; Gérard and Rançon, 1981; Gérard and Stieltjes, 1979; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Rançon, 1986). La température en fond de forage de 182°C confirme l'existence d'un gradient géothermique suffisamment élevé pour la production d'énergie mais le forage n'a pas montré de débit suffisant pour une exploitation économique de la ressource à cette époque. Par la suite, d'autres études géologiques, géophysiques et géochimiques ont été menées (Aunay et al., 2013; Dezayes et al., 2015; Geosystem, 2004, 2005, Lénat et al., 2003a, 2003b, PB Power, 2002, 2003a, 2003b, 2005; Phoenix Geophysics, 2002; Sanjuan et al., 2000, 2001). Si toutes confirment le potentiel des secteurs de Salazie et Cilaos, des lacunes importantes subsistent dans la connaissance du système. Les données géophysiques et structurales ne permettent pas de lier la présence de corps denses ou de structures tectoniques majeures à l'existence de circulations hydrothermales. Les études des sources thermales ont quant à elles permis l'élaboration d'un premier schéma conceptuel. Cependant, le faible nombre de sources analysées montre des différences de composition chimiques inexpliquées et les incertitudes sont fortes sur les modalités de recharge et la température atteinte en profondeur.

Pour améliorer la caractérisation du système hydrothermal du Piton des Neiges, dans cette étude, nous développons l'approche géochimique des sources thermales du Piton des Neiges de trois façons :

- En augmentant le nombre de sources prélevées pour mettre en évidence une spatialisation des caractéristiques géochimiques,
- En multipliant les paramètres analysés (majeurs, traces, $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^7\text{Li}$, $\delta^{37}\text{Cl}$),
- En réalisant des suivis de la ressource dans le temps.

Notre approche a pour objectif l'obtention d'un modèle conceptuel du système hydrothermal du Piton des Neiges, intégrant les données nouvelles et anciennes, qui définisse (1) la localisation et l'étendue du système, (2) les modalités de recharge et de circulation des eaux thermales dans l'espace et dans le temps et (3) les interactions eau-roche-gaz.

Ce manuscrit a été élaboré pour guider le lecteur dans la poursuite de cet objectif, par une présentation d'abord du contexte général du sujet et de l'état de l'art, puis de la stratégie et de la méthodologie d'acquisition des données, de leur traitement et de leur discussion, et enfin de la mise en perspective de ces résultats.

Le Chapitre I donne une définition large des systèmes hydrothermaux, présente les champs d'études qui leurs sont associés et la terminologie générale permettant de les caractériser et les classer.

Le Chapitre II présente un état de l'art des connaissances sur l'activité hydrothermale à La Réunion. Les contextes géodynamiques, géologiques, climatiques et hydrogéologiques de l'île y sont exposés. Les principales études sur l'activité hydrothermale y sont reprises et les principaux résultats détaillés.

Le chapitre III énonce la stratégie adoptée pour l'acquisition de données et la méthodologie de récolte et d'analyse des échantillons, et donne les résultats bruts.

Le chapitre IV discute les différentes origines de la minéralisation des eaux thermales sous la forme d'un article scientifique publié dans *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Les sources thermales montrant le plus d'indices de thermalisme y sont étudiées en croisant les paramètres géochimiques et isotopiques pour la définition des processus géologiques en jeu dans le système hydrothermal.

Le chapitre V établit l'organisation spatiale des circulations hydrothermales et le potentiel géothermique du système sous la forme d'un article en préparation. Les compositions chimiques et isotopiques d'un grand nombre de sources thermales y sont comparées pour caractériser les connexions hydrauliques. La recharge y est étudiée grâce à un suivi isotopique sur deux années hydrogéologiques des pluies et des eaux thermales. La composition chimique des eaux thermales avant remontée y est modélisée pour l'application de géothermomètres classiques et « multicomponent ».

Le chapitre VI présente un suivi en continu des paramètres physico-chimiques (conductivité électrique, température, pH) de deux sources thermales comparé aux pluies. Ce suivi nous amène à aborder la possibilité de la présence de « pulses » de gaz magmatiques superficiels dans les eaux thermales.

Le chapitre VII compare le modèle conceptuel obtenu pour le système hydrothermal du Piton des Neiges avec ceux d'autres d'île basaltiques océaniques et met en avant les caractères déterminants de chaque type de système.

Une conclusion générale reprend tous les éléments du modèle conceptuel du système hydrothermal du Piton des Neiges et met en perspective les résultats obtenus pour l'exploration géothermique sur l'île et dans les systèmes d'environnements géologiques similaires.

Les données brutes sont disponibles en annexe du manuscrit.

I. Chapitre I

Les systèmes hydrothermaux

Généralités

I.1. Définition

Un système hydrothermal peut être défini comme une zone de circulation d'eau au contact de la roche chaude. Ces conditions peuvent être réunies dans une variété d'environnements géologiques. Il en résulte une importante diversité des systèmes hydrothermaux.

Les systèmes hydrothermaux peuvent présenter un intérêt économique pour la production d'énergie géothermique, d'eau embouteillée, pour l'alimentation de stations thermales, ou comme minerais lorsqu'ils sont fossiles. Ils peuvent également être un facteur de risques provoquant notamment explosions phréatomagmatiques (de Moor et al., 2019) et déstabilisations de flanc (Rosas-Carbajal et al., 2016), ou des contaminations radioactives (Naskar et al., 2018). Aussi, au-delà de leur intérêt scientifique, leur étude se fait souvent par le prisme de la rentabilité économique ou de la gestion du risque.

I.2. Classification

Le système hydrothermal peut être classé selon ses caractéristiques géologiques :

- La nature de la source de chaleur : volcanique, tectonique, radioactive, ...
- L'origine de la recharge : météorique, marine, ...
- La nature du réservoir ou de la roche encaissante : volcanique (andésitique ou basaltique), sédimentaire, ...
- La nature de la circulation : canalisée ou pervasive, dans une porosité de fractures ou d'insterstices.

La diversité des systèmes hydrothermaux peut être abordée aussi selon leur capacité et leur mode de production d'énergie. On parle alors de système haute ou basse enthalpie/température selon la puissance que peut générer le système, et on distingue les systèmes à dominante vapeur des systèmes à dominante liquide.

En ce qui concerne les systèmes avec une source de chaleur d'origine volcanique, cette diversité se manifeste aussi à travers le type d'interaction avec la source de chaleur. Par exemples, les systèmes en place dans des volcans actifs et situés au-dessus de réservoirs magmatiques superficiels montrent un caractère extrêmement transitoire. L'activité magmatique a des conséquences instantanées sur la composition ou même la présence ou l'absence du système hydrothermal. Dans le cas du volcan Aso au Japon, un système hydrothermal existe autour du conduit principal du cratère Nakadake, qui interagit directement avec les émanations gazeuses du réservoir de magma sous-jacent (Figure 1), et pouvant provoquer des éruptions phréatomagmatiques (Shinohara et al., 2018).

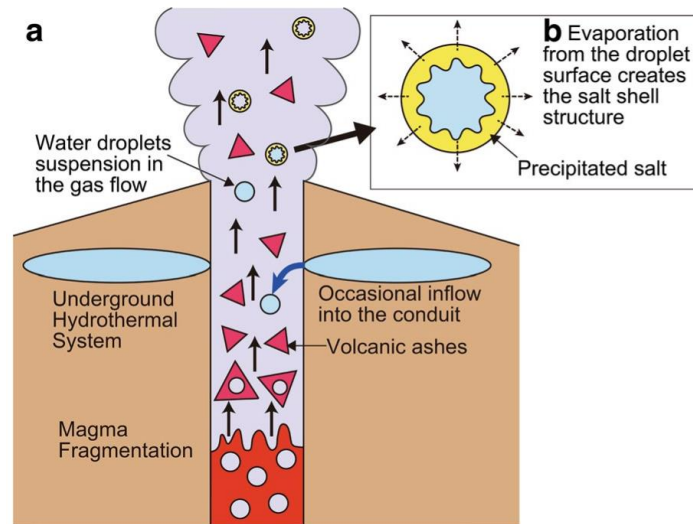


Figure 1 : Schéma de Shinohara et al., (2018) montrant : (a) un système hydrothermal situé immédiatement sous le cratère autour du conduit éruptif principal et qui se déverse de manière intermittente dans celui-ci ; (b) les gouttes formées par la solution dans le conduit qui sont transportées vers la surface où l'eau s'évapore et les sels précipitent.

Au contraire, d'autres systèmes hydrothermaux associé à des magmas en cours de refroidissement (Figure 2) ont des circulations pérennes et stables dans le temps. Lorsque de l'eau s'infiltré en profondeur, des cellules de convection se mettent en place grâce au gradient de chaleur. En surface, le système hydrothermal se manifeste par des fumerolles, des sources chaudes, des geysers, ... Ce type de système alliant stabilité temporelle et énergie thermique est utilisé pour la production d'énergie géothermique, comme c'est le cas en Islande.

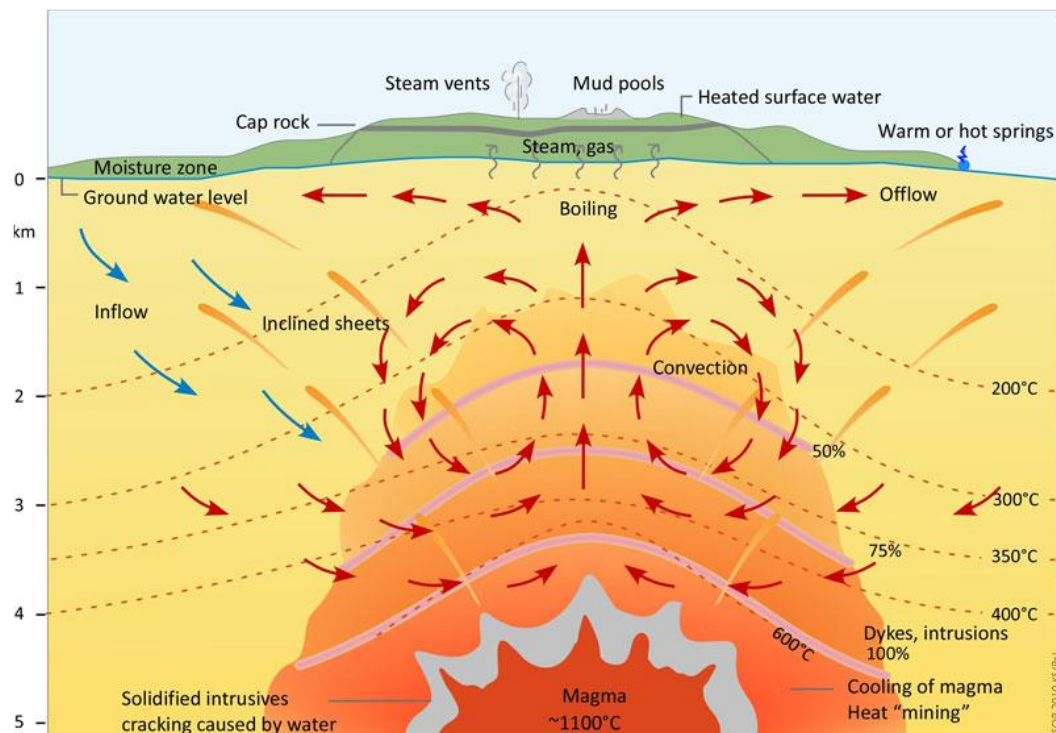


Figure 2 : Représentation simplifiée des systèmes hydrothermaux islandais (Lévy, 2019; d'après Ketilsson et al., 2011). Les pourcentages indiquent la fraction de matériel intrusif (dyke, sill) dans la matrice.

L'apport de matériel issu du manteau ou de la croûte et les interactions eau-roches prolongées à haute température modifient substantiellement la géochimie initiale du système, participant souvent à la concentration de minéraux d'intérêt économique (Au, Ag, Cu, Mo,... ; Figure 3).

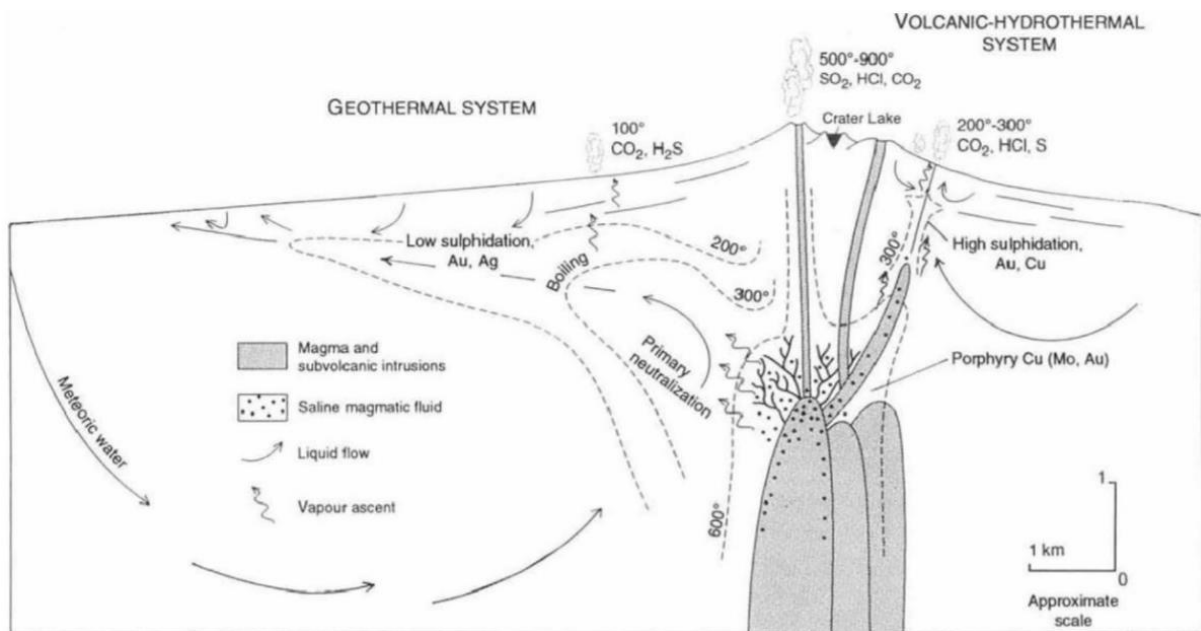


Figure 3 : Coupe transversale schématique (Hedenquist and Lowenstern, 1994) de la formation de porphyres Cu et de dépôts épithermaux high and low-sulphidation associés à un système hydrothermal volcanique (type strato-volcan).

Hors exploitation, le fonctionnement du système hydrothermal extrait naturellement l'énergie thermique pendant plusieurs dizaines, voire centaines de milliers d'années (Cathles et al., 1997; McInnes et al., 2005), provoquant le refroidissement du réservoir jusqu'à arrêt du système. On a alors un système hydrothermal fossile adapté à l'exploitation minière.

1.3. Exploitation géothermique

L'énergie géothermique peut être utilisée pour la production d'électricité et/ou de chaleur selon les caractéristiques du système hydrothermal (Figure 4). Lorsque la température de l'eau est inférieure à $\sim 150^{\circ}\text{C}$, on exploite directement la chaleur de l'eau pour le chauffage (bâtiments pour le chauffage et l'eau chaude sanitaire, industries, hôpitaux...). Au-delà de $\sim 150^{\circ}\text{C}$, on peut utiliser la chaleur pour l'industrie (séchage), la cogénération (production simultanée de chaleur et d'électricité) et la production d'électricité. Des techniques de « stimulation de système géothermique » ou EGS (Enhanced Geothermal System) sont en développement (ex : à Soultz-sous-Forêts) pour augmenter la productivité de systèmes anciens en réactivant des réseaux de fractures colmatés par la précipitation de minéraux secondaires. L'exploitation des fluides supercritiques est également à l'étude en Islande (Iddp | Iceland Deep Drilling Project) pour les systèmes hydrothermaux de très haute température ($>374^{\circ}\text{C}$).

En 2015, la capacité électrique mondiale était de 12,6 GWe pour un total de 613 unités d'exploitation géothermique (Bertani, 2016). En France, elle était de 16,7 MWe, dont 15 MWe produits à Bouillante sur l'île de la Guadeloupe, et 1,7 MWe produits grâce à la technologie EGS en Alsace.

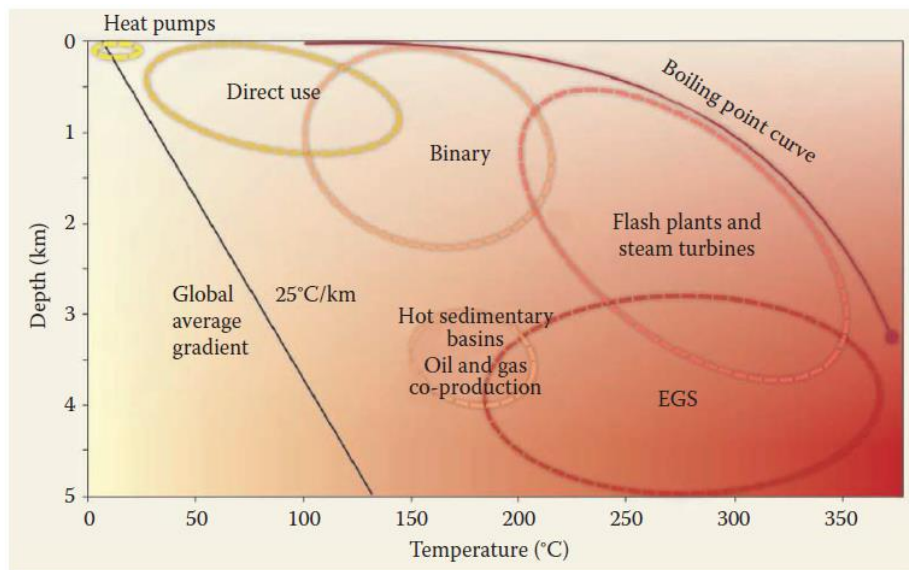


Figure 4 : Profondeur et température des différentes applications de la géothermie (Moore and Simmons, 2013).

De nombreuses autres îles volcaniques, d'arcs ou de points chauds, possèdent des systèmes hydrothermaux adaptés à la génération d'énergie. C'est le cas notamment de l'Islande et de São Miguel aux Açores où la géothermie représente respectivement 29 et 42% de la production d'électricité de l'île (Kuang et al., 2016; Orkustofnun). A La Réunion, il n'y a pas d'exploitation géothermique à ce jour, or, plusieurs études mettent en évidence des zones qui présentent un potentiel géothermique (e.g. Dezayes et al., 2015) et la présence d'un système hydrothermal est établie dans les cirques de Salazie et Cilaos.

II. Chapitre II

Le système hydrothermal du Piton des Neiges Présentation et état des lieux des connaissances

II.1. Contexte géologique

II.1.1. Contexte géodynamique

La Réunion est située dans l'Océan Indien, à 700 km à l'Est de Madagascar, par 21° de latitude Sud et 55° de longitude Est. L'île est sur la plaque somalienne, délimitée à l'Ouest par le rift est-africain, au Sud par la dorsale sud-ouest indienne, à l'Est par la dorsale centrale indienne et au Nord par la dorsale de Carlsberg. La Réunion est le résultat d'un volcanisme de point chaud (Figure 5) et constitue, avec les îles Maurice et Rodrigues, l'archipel des Mascareignes. Plus au Nord, l'activité de ce même point chaud est aussi à l'origine des archipels Chagos, Maldives et Lacadives, ainsi que des trapps du Deccan mis en place il y a 65 Ma (Courtillot et al., 1986).

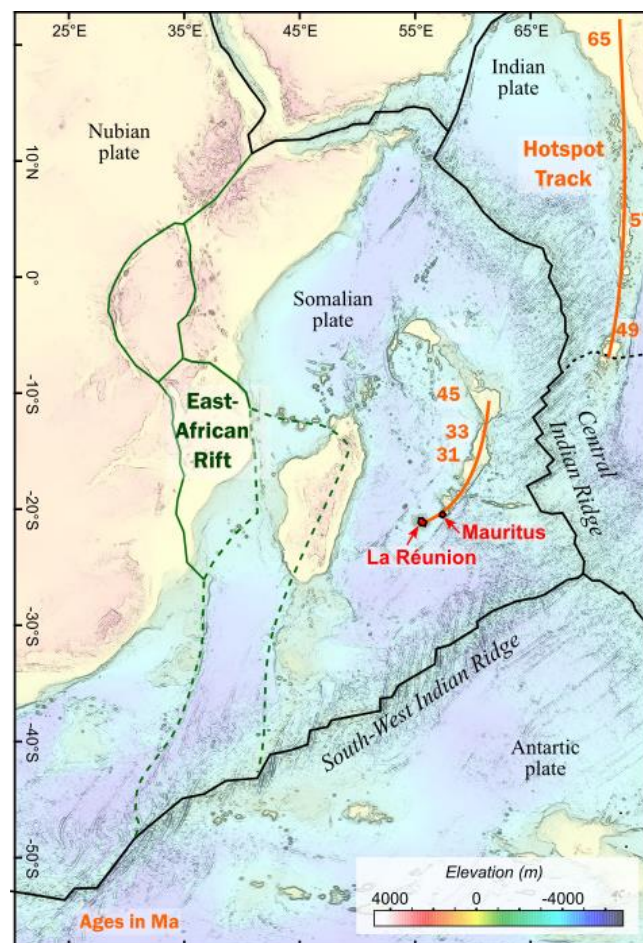


Figure 5 : Contexte géodynamique de l'île de La Réunion. La trace du point chaud de La Réunion est représentée en orange avec les âges correspondants en Ma (Duncan and Hargraves, 1990; Duncan and Storey, 2013; O'Neill et al., 2005).

II.1.2. Géographie

D'une superficie de 2500 km², la partie émergée de l'île de La Réunion ne représente que 3% du volume total de l'édifice (de Voogd et al., 1999). En effet sa base repose sur le plancher sous-marin à 4000 m de profondeur, pour une hauteur totale d'environ 7000 m. La partie émergée de l'île est formée par deux massifs volcaniques juxtaposés (Figure 6). Le massif du Piton des Neiges, au Nord-Ouest, s'est formé le premier. Actuellement inactif, il reste le plus haut sommet de l'île et culmine à 3070 m. Le Piton de la Fournaise, au Sud-Est, culmine à 2632 m et est toujours en activité.

Le relief de l'île est très accidenté, et marqué notamment sur le massif du Piton des Neiges par trois dépressions majeures appelées cirques : Salazie, Mafate et Cilaos. Leurs gigantesques remparts dépassent 1 km de hauteur. Ces cirques, d'une superficie d'environ 100 km² chacun, constituent respectivement les bassins versants de la Rivière du Mât, de la Rivière des Galets, et du Bras de Cilaos qui se jette dans la Rivière Saint-Etienne.

Le Piton de la Fournaise se caractérise par une structure en forme de fer à cheval, qui correspond à la dernière caldera de l'édifice (Figure 6). Appelée *Enclos Fouqué* ou *Enclos*, elle concentre la grande majorité des éruptions récentes du Piton de la Fournaise. Sa partie littorale est appelée le *Grand Brûlé*.

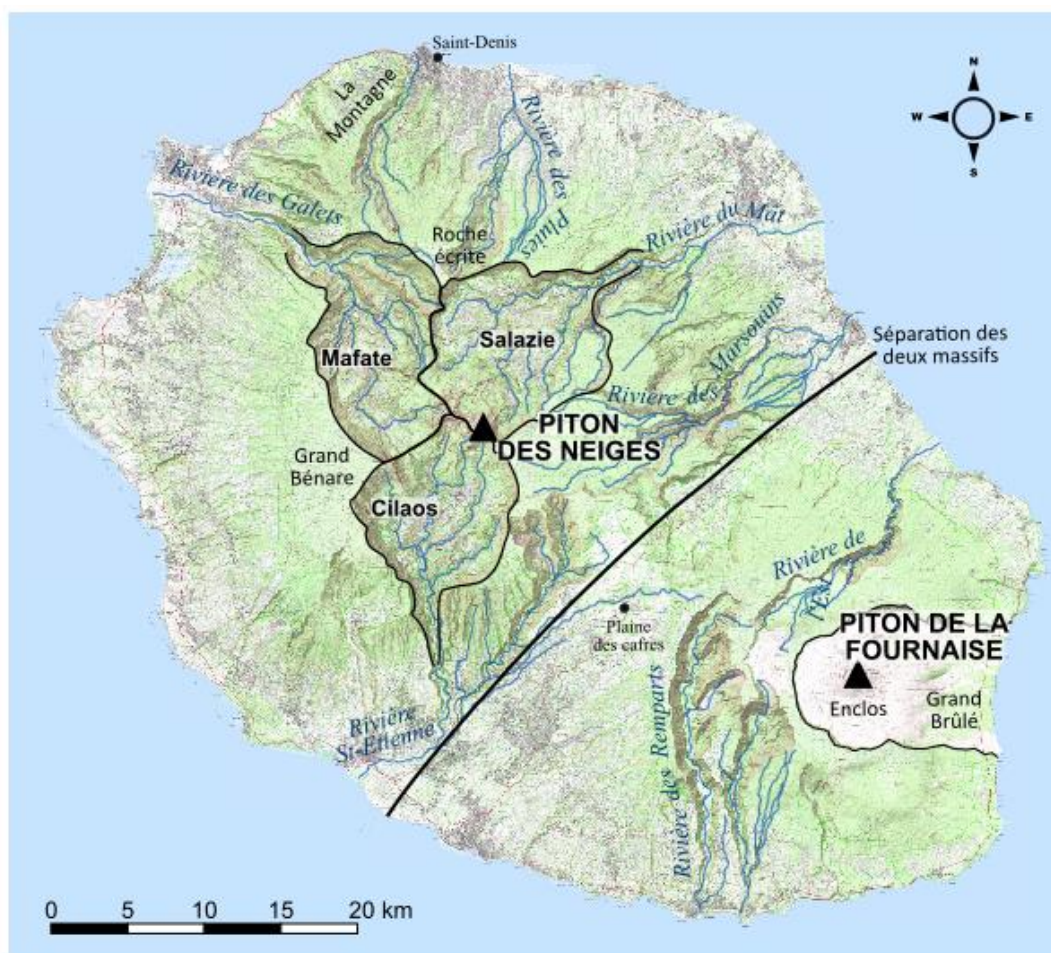


Figure 6 : Carte de l'île de La Réunion montrant les massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, les principaux sommets, ainsi que les principales rivières et localités de l'île cités dans le manuscrit.

II.1.3. Climat

Le climat de La Réunion est tropical humide. Il se caractérise par de grandes variabilités de température et de pluviométrie liées au relief et à l'insularité.

Il existe deux saisons marquées à La Réunion : la saison "des pluies", entre janvier et avril, et la saison "sèche", de mai à novembre. La côte Est, "au vent", est marquée par des précipitations beaucoup plus importantes que la côte Ouest, "sous le vent", qui bénéficie de l'abri du relief (Figure 7). Les cirques présentent des normales annuelles élevées, avec 2 000 à 3 000 mm pour Salazie, et 1 000 à 2 500 mm pour Cilaos et Mafate (Figure 7) en fonction de la proximité des reliefs (METEO-FRANCE, 2016).

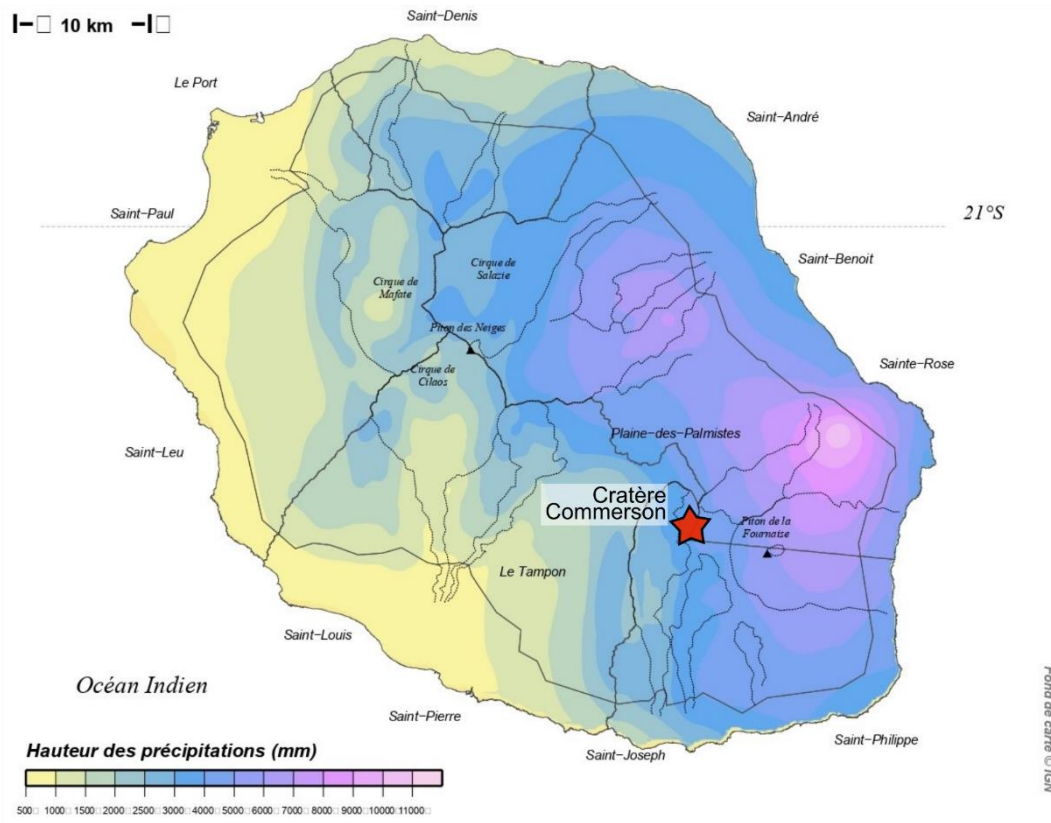


Figure 7 : Moyenne annuelle des cumuls pluviométriques sur La Réunion sur la période 1981-2010 (METEO-FRANCE, 2016). La côte Est dite « au vent » reçoit plus de précipitations que la côte Ouest dite « sous le vent ».

Lors de la saison des pluies, des événements pluvieux intenses sont régulièrement observés, en particulier lors du passage de systèmes dépressionnaires tropicaux. L'île possède 6 des 7 records mondiaux de pluviométrie pour les durées comprises entre 12 heures et 15 jours (METEO-FRANCE, 2019). A titre d'exemple, au pluviomètre Commerson, situé à la Plaine des Cafres à une altitude de 2 310 m, 5 678 mm de précipitations ont été mesurés en 10 jours lors de l'évènement cyclonique Hyacinthe en Janvier 1980.

II.1.4. Construction de l'édifice réunionnais

La construction de l'édifice réunionnais fait l'objet de plusieurs synthèses (par ex. Gailler and Lénat, 2012; Lénat, 2016) dont cette partie est largement inspirée. La Figure 8 montre les principaux ensembles qui construisent l'édifice sur une section transversale généralisée orientée Nord-Sud.

La Réunion est formée par des volcans de type bouclier. La structure interne de l'édifice montre deux principaux complexes intrusifs. L'un appartient au massif du Piton des Neiges, et l'autre est attribué à un volcan supposé enterré nommé Les Alizés. Au-delà de la présence de ce corps dense, d'autres indices de l'existence du volcan des Alizés ont été apportés par des analyses pétrographiques et géochimiques des roches sur terre et en mer, de sorte que plusieurs modèles de construction de l'édifice réunionnais ont été proposés sur la base de l'existence de ce volcan (Lénat et al., 2001; Oehler et al., 2008; Rançon et al., 1989; Smietana, 2011). Dans ces modèles, le faible nombre d'indices de surface du volcan des Alizés peut s'expliquer par un démantèlement de l'édifice, dont la partie supérieure a par la suite été recouverte par le Piton de la Fournaise et les flancs sous-marins par d'importants dépôts détritiques sédimentaires. Un modèle alternatif est proposé par (Lebas et al., 2018) où on retrouve un plus petit volcan sur le flanc du Piton des Neiges en lieu et place du volcan des Alizés.

Les volcans boucliers basaltiques présentent de manière classique des complexes intrusifs dont la croissance s'effectue vers le haut lors de la construction du volcan (Ryan, 1987; Walker, 1993), comparables à ceux observés à La Réunion. C'est le cas des complexes du Piton des Neiges et des Alizés, qui auraient eu de longues périodes d'activité synchrone. Par la suite, Smietana, (2011) propose qu'un large effondrement du volcan des Alizés aurait pu se produire vers 450 ka, causant une période de quiescence au Piton des Neiges et la naissance du Piton de la Fournaise.

La plupart des flancs sous-marins apparaissent être composés d'une accumulation de masse de produits détritiques résultant de déstabilisations successives ou de l'érosion des flancs des volcans (Babonneau et al., 2013; Oehler et al., 2008; Saint-Ange et al., 2011; Sisavath et al., 2012, 2011).

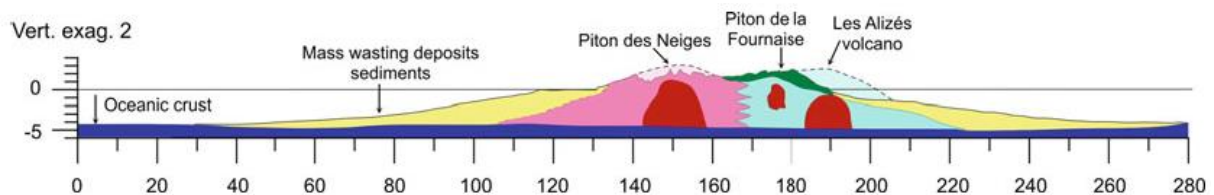


Figure 8 : Coupe transversale Nord-Sud de La Réunion de (Lénat, 2016) montrant les constructions volcaniques, les complexes intrusifs et l'accumulation massive de dépôts détritiques et de sédiments sur les flancs sous-marins.

II.1.5. Histoire géologique du Piton des Neiges : activité volcanique

L'histoire géologique du Piton des Neiges a été étudiée et interprétée par plusieurs auteurs (Billard and Vincent, 1974; Chevalier, 1979; Gillot and Nativel, 1989; Kluska, 1997; McDougall, 1971; Rocher, 1988; Upton and Wadsworth, 1966). Selon les lithologies et les dynamiques de mise en place, plusieurs stades et phases de construction du massif sont définis, qui sont reportées sur la Figure 9. Famin (2018) propose la subdivision la plus récente qui est reprise ici.

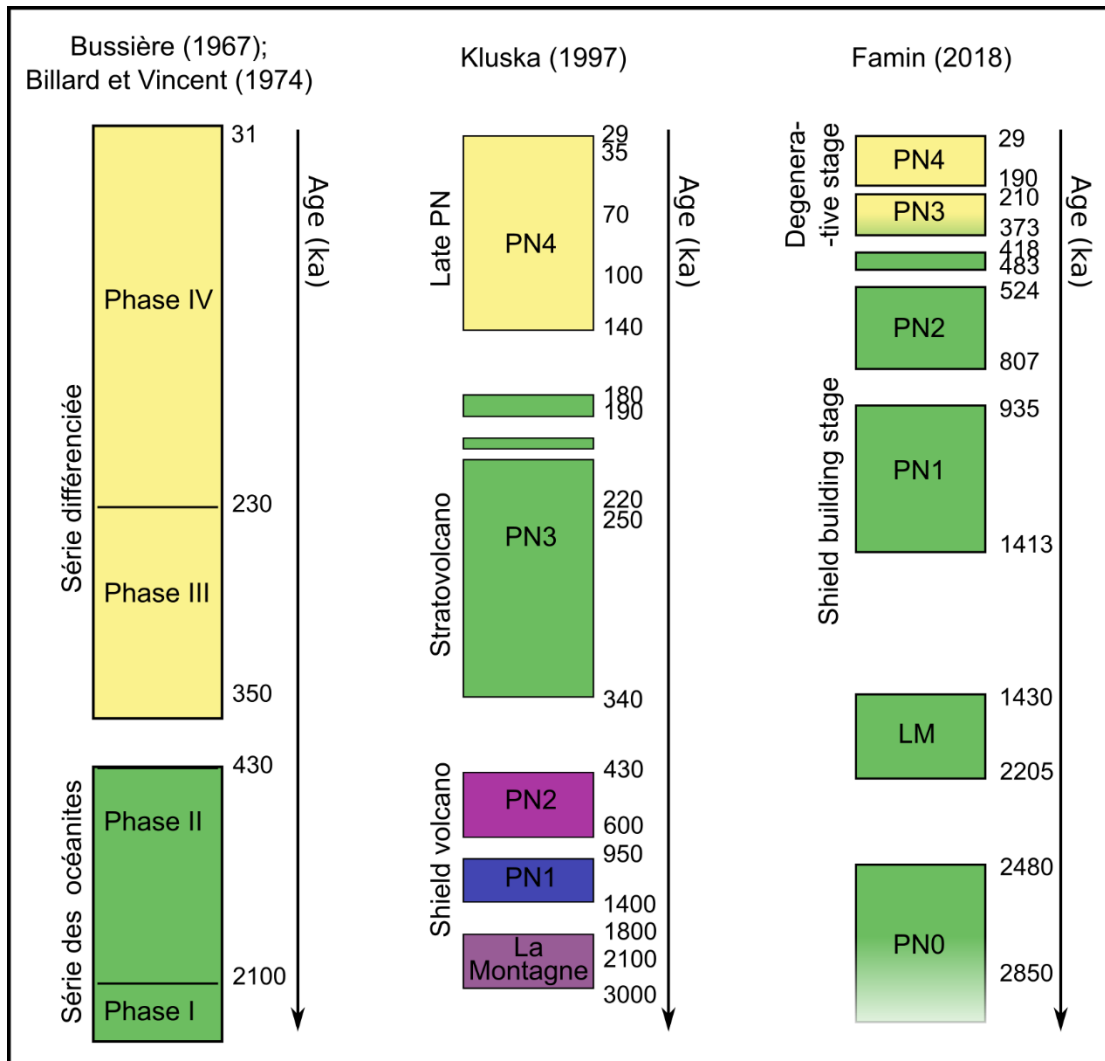


Figure 9 : Comparaison de l'échelle chronostratigraphique de Famin, (2018) avec celle de Salvany et al., (2012, modifiée d'après Kluska, 1997) et les échelles antérieures (par ex. Billard and Vincent, 1974).

II.1.5.1. Stade bouclier

- Phase initiale du Piton des Neiges, PN0 ($\geq 2,8 - 2,5$ Ma)

Les formations subaériennes les plus anciennes du Piton des Neiges sont des brèches datées à 2,8 Ma. Cette unité br chique indique qu'une phase d'érosion importante avait alors déjà eu lieu.

- Phase de La Montagne, LM (2,2 – 1,9 Ma)

Après ~300 ka de quiescence, un édifice centré au nord-nord-ouest de l'actuel Piton des Neiges produit des basaltes   olivines ou océanites, fortement z olitis es (affectées par des minéralisations secondaires liées à l'altération hydrothermale)   la base de l'édifice.

- Première phase du Piton des Neiges, PN1 (1,4 – 0,95 Ma)

Après une inactivité de 500 ka, l'activité reprend à l'actuel Piton des Neiges et une nouvelle série d'océanites identique à la précédente est mise en place. Les océanites observées à l'affleurement en fond de cirque sont également z olitis es.

- Deuxième phase des « océanites récentes », PN2 (800 – 420 ka)

Après une nouvelle période d'érosion estimée à 150 ka (Salvany et al., 2012), de nouvelles océanites sont produites qui se distinguent par l'absence de métamorphisme.

II.1.5.2. Stade différencié

- Série des roches « pintade », PN3 (370 – 210 ka)

Après une période de quiescence estimée à 50 ka, le Piton des Neiges entre dans un stade différencié et produit d'abord des basaltes à phénocristaux de plagioclase (ou roche pintades), des hawaiites et des mugéarites. Par la suite vient une période explosive (entre 220 et 180 ka) marquée par des ignimbrites et des coulées pyroclastiques.

- Phase terminale du Piton des Neiges, PN4 (190 – ~29 ka)

Après une période d'inactivité de 20 ka, la dernière phase éruptive du Piton des Neiges produit des hawaiites à plagioclases, des benmoréites, des comendites et des trachytes. La dernière éruption est datée entre à 12 ka (déséquilibres de l'uranium), 22 ka (¹⁴C) et ou 29 ka (K/Ar) selon les auteurs et les techniques de datations (Delibrias et al., 1986; Deniel et al., 1992; Gillot and Nativel, 1982).

II.1.6. Histoire volcano-tectonique du Piton des Neiges : structure interne

Comme évoqué précédemment, la mise en place des formations éruptives du Piton des Neiges s'accompagne de la croissance d'un complexe intrusif dans le massif. Plusieurs types d'intrusions composent ce complexe intrusif.

II.1.6.1. Les plutons gabbroïques

Les études de géophysique de gravimétrie, de magnétotellurique et de résistivité électrique réalisées à l'échelle du massif mettent en évidence un corps dense et profond centré sur le cirque de Salazie (Gailler, 2010; Gailler and Lénat, 2012; Malengreau, 1995; Malengreau et al., 1999). A titre d'exemple, sur la Figure 10, on peut constater que l'anomalie gravimétrique de Bouguer est positive dans les cirques avec un maximum centré sur le cirque de Salazie (60 mGal), et négative sur les flancs du massif.

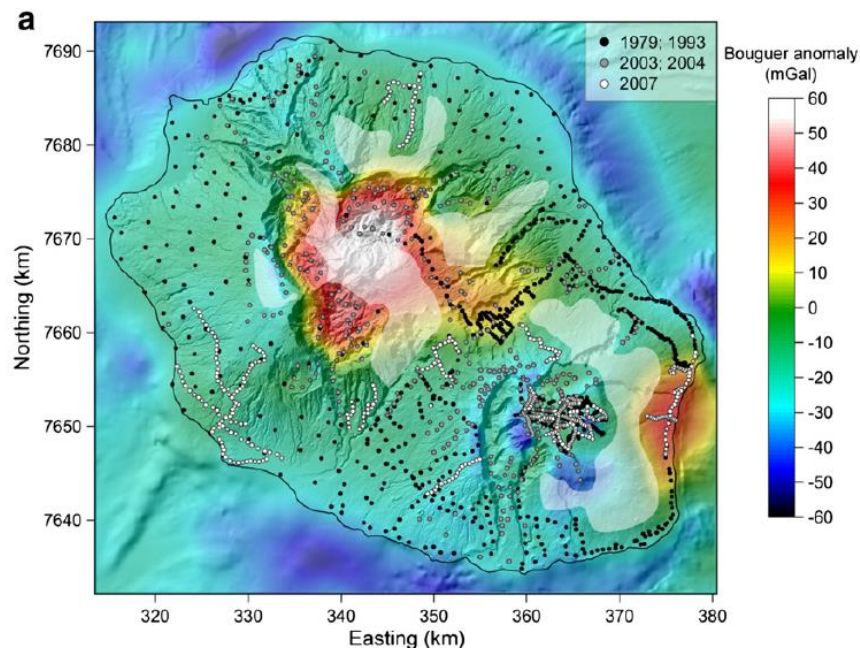


Figure 10 : Carte de l'anomalie résiduelle de Bouguer (mGal) de La Réunion (Gailler and Lénat, 2012). Les stations d'acquisition sont représentées par les points et la période d'acquisition est renseignée. Le masque blanc transparent montre les zones pour lesquelles l'interpolation est peu contrainte par la donnée. Les coordonnées sont en WGS84, UTM40S. Les cirques montrent une forte anomalie avec un maximum centré dans le cirque de Salazie.

En 1986, la réalisation du forage de prospection géothermique SLZ1, à Salazie, à Mare à Vieille Place, de 2109 m de profondeur (à une altitude de 800 mNGR), a recoupé ce système d'intrusions gabbroïques. De -350 à -1 115 mNGR des intrusions de gabbro finement litées sont superposées, localement recoupées par des intrusions différenciées. A partir de 1 115 mNGR, on observe un faciès massif de gabbro. La diversité pétrologique des intrusions et leur distribution semblent indiquer que l'ensemble correspond à une succession d'évènements magmatiques étalés dans le temps avec des relations cogénétiques probables entre les différentes roches (Chovelon, 1986). Ce même gabbro est également visible à l'affleurement à Salazie, sous la passerelle de l'Îlet à Vidot sur environ 2 km, et plus au Sud, en fond de rempart, toujours le long des berges de la rivière du Mât (Berthod, 2016). Ainsi, les données géophysiques et géologiques s'accordent sur la présence d'une structure gabbroïque plurikilométrique, comme présentée sur la coupe géologique en Figure 11.

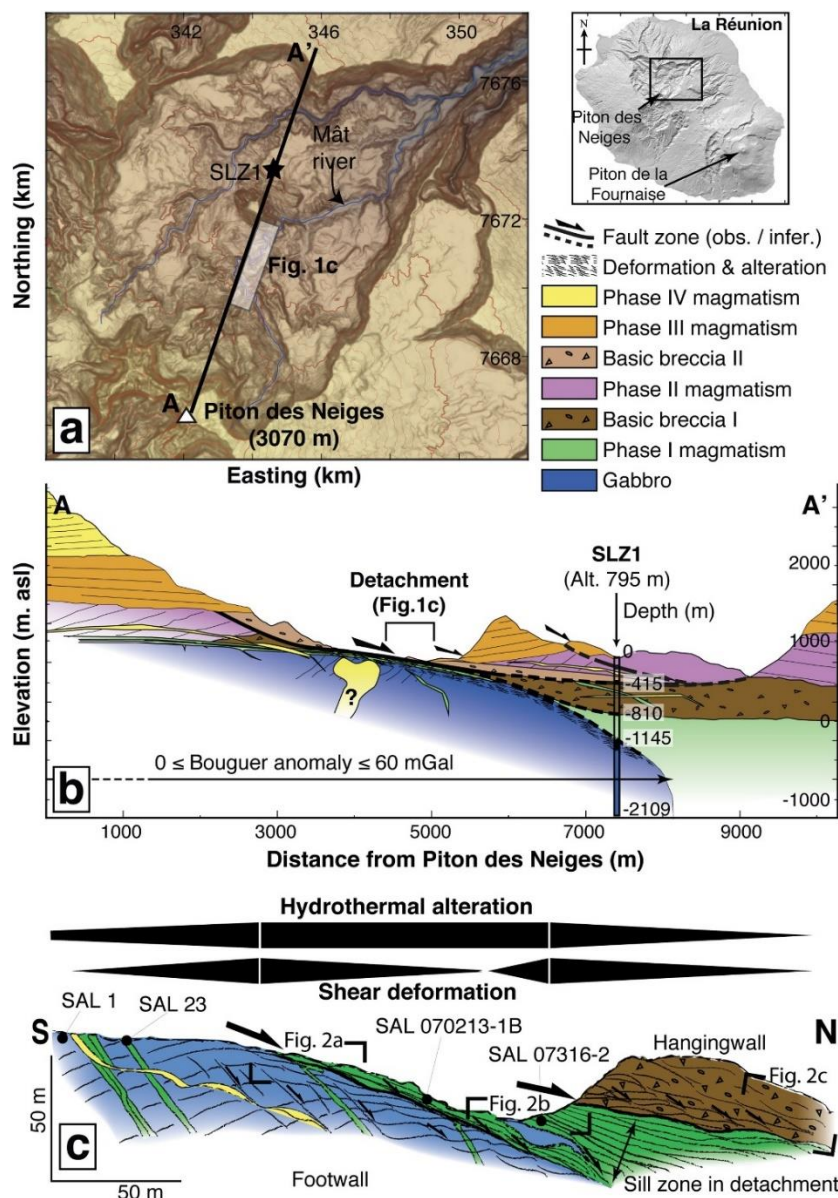


Figure 11 : (a) Carte de localisation de la zone de Salazie où est réalisée la coupe (UTM 40S). (b) Coupe géologique interprétative (c) Détail de l’affleurement de la zone de glissement. (Famin et al., 2016).

On retrouve également des gabbros sous forme de filons magmatiques dans le cirque de Cilaos, en amont et en aval du lieu-dit de La chapelle, dans le lit de la rivière de Bras Rouge (Lacquement et al., 2005), au sein d’autres familles d’intrusions, mais ces intrusions sont en proportions minoritaires (Chaput, 2013).

II.1.6.2. Les piles d’intrusions planaires

De très nombreuses intrusions planaires (dykes et sills) recoupent toutes les formations du massif. Les intrusions basiques sont largement majoritaires (Chaput, 2013). Elles peuvent être des basaltes aphyriques, des basaltes à olivine ou des océanites. Les intrusions différenciées peuvent être des basaltes à plagioclase, des basaltes alcalins, des hawaïtes, mais également des mugéarites ou des trachytes. Ces derniers présentent le degré de différenciation le plus important.

Les intrusions planaires peuvent être observées seules, mais se regroupent majoritairement en piles de dykes ou de sills jointifs et d’orientation similaire sur plusieurs centaines de mètres (Figure 11). Ces

pires d'intrusions forment des « rift zones » ou « sill zones » qui structurent le massif volcanique. Les principales structures volcano-tectoniques sont les suivantes (Figure 12, Chaput et al., 2017) :

- Une rift zone N110-160°E part du sud-ouest de Salazie vers Mafate et s'incurve vers le massif de La Montagne. Cette rift zone est composée presque exclusivement de d'intrusions basaltiques, ce qui implique un fonctionnement lié au stade basique du Piton des Neiges antérieur à 370 ka.
- Deux sill zones, l'une à l'Ouest de Cilaos, l'autre entre Mafate et Salazie découpent horizontalement le massif à des altitudes comprises entre 650 et 1300 m. La sill zone de Cilaos est elle aussi principalement basaltique et associée au stade bouclier, tandis que celle de Salazie-Mafate contient des sills trachytiques impliquant une activité intrusive associée au stade terminal du volcan.
- Une rift zone N30°E s'étend du nord de Salazie aux flancs sous-marins du sud du Piton des Neiges. Cette rift zone comprend toute la gamme des compositions d'intrusions basaltiques à trachytiques, ce qui implique une activité intrusive durant toute la durée de vie du Piton des Neiges jusqu'à son activité terminale.

Chaput et al., (2014a) expliquent l'occurrence de ces rift zones et sill zones par l'alternance de régimes de contraintes extensifs, décrochants et compressifs durant l'histoire du Piton des Neiges, conditionnée par une tectonique régionale et par la rhéologie de l'édifice volcanique.

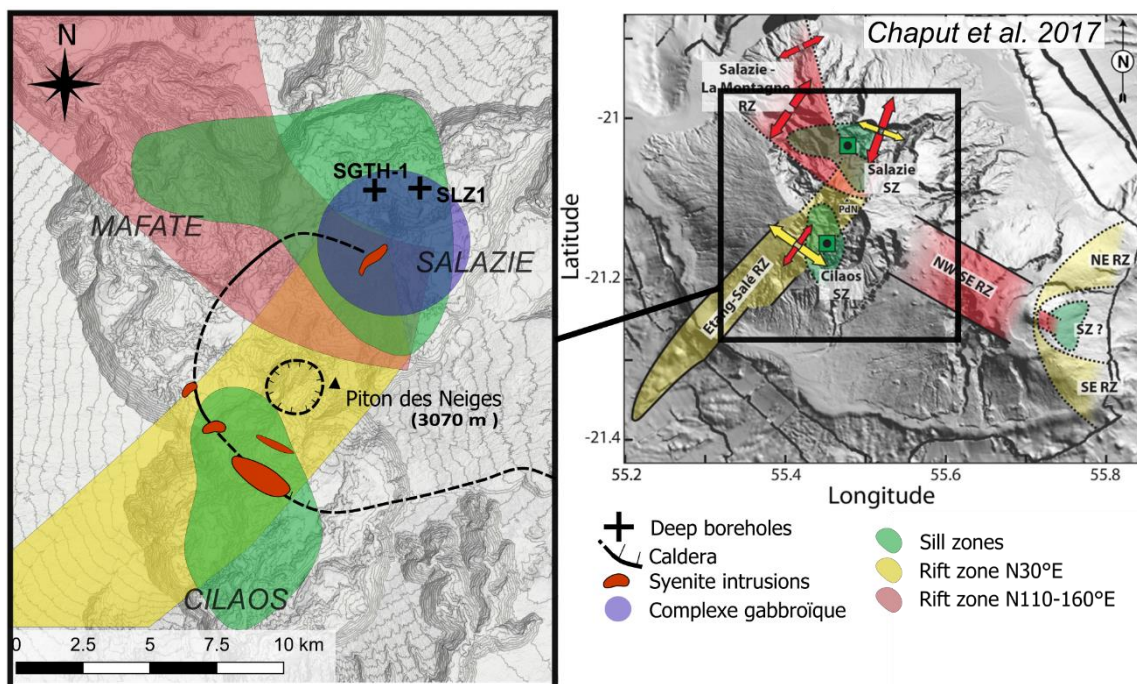


Figure 12 : Structures volcano-tectoniques du Piton des Neiges (D'après Chaput et al., 2017). Les tracés des calderas supposées et les syénites sont également représentés (Chevalier, 1979).

II.1.6.1. Les intrusions syénitiques

On retrouve une intrusion massive de syénite dans le cirque de Cilaos, dans les lieux-dits du Piton de Sucre et de la Chapelle sous la forme d'un dyke de plus de 30 m d'épaisseur intrudé sur plus de 2 km en vertical (Figure 13). Dans le cirque de Salazie, dans le lieu-dit de Trou-Blanc et dans le rempart surplombant Grand Sable, des syénites sont également visibles à l'affleurement. La syénite de Trou Blanc est située entre le toit du de la structure plurikilométrique de gabbro et la sill zone de Salazie (Figure 11). Les autres s'insèrent dans les coulées basaltiques anciennes (> 900 ka) et les brèches

hydrothermales du massif. Elles sont toutes situées dans les sillons zones et la rift zone N30. Ces syénites appartiennent au stade différencié (Lacquement and Nehlig, 2008), mais elles ne sont pas datées.



Figure 13 : Gauche: Vue de l'intrusion du Piton de Sucre depuis Cilaos. Cette intrusion présente un pendage vers le Nord qui tend à s'horizontaliser dans la zone de la Chapelle. Droite: Syénite du Piton de Sucre depuis la RD 42. Photos: Philippe Mairine. (Michon, 2017).

II.1.6.2. Les calderas

Il y a plusieurs indicateurs de la présence d'une large caldera centrée sur le sommet actuel du Piton des Neiges. D'une part, des dépôts explosifs situés en haut des remparts des cirques sont datés à 210 Ka (lieudit du Maïdo) alors que des ignimbrites datées à 180 Ka sont présentes en fond de cirques (Kluska, 1997). Par ailleurs, des failles normales sont observées dans les coulées basiques (lieudits du col du Taïbit et au col de fourche, Chevalier, 1979). D'autre part, Chevalier (1979) observe que les syénites de Salazie et Cilaos ont une géométrie (subverticales à pendage interne) et une situation géographique qui concorderait avec la présence de cette caldera. Ainsi, le tracé supposé de la caldera intersecte les syénites de Salazie et Cilaos et les failles normales.

Une plus petite caldera est également supposée dans le rond de Bras Rouge, qui correspondrait à l'effondrement du centre éruptif de la phase terminale du Piton des Neiges PN4 (Chevalier, 1979). Les deux tracés des calderas proposées sont présentés sur la Figure 12.

II.1.7. Hydrogéologie du Piton des Neiges

Les unités lithologiques définissent les modes de circulations des eaux souterraines. La conductivité hydraulique des aquifères, soit leur capacité à conduire l'eau, dépend des propriétés intrinsèques des roches telles que la porosité, la connectivité des pores, mais aussi de leur architecture et leur géométrie, les discontinuités pouvant créer des cheminements préférentiels.

II.1.7.1. Caractéristiques hydrodynamiques des roches volcaniques

- Les coulées de laves

Le refroidissement différentiel des coulées de laves au cours de leur mise en place fait qu'à l'échelle d'un édifice, une superposition de coulées se traduit par une succession de niveaux cohérents (cœurs de coulées) et de niveaux scoriacés (parties supérieure et inférieure des coulées). L'essentiel de la porosité efficace dans les niveaux cohérents est liée à la présence de fractures, formées lors de la rétraction au cours du refroidissement des cœurs de coulées. La conductivité hydraulique de ces

matériaux dépend donc du degré de fracturation et de la taille des fractures, et varie entre $1,10^{-10}$ m/s et $1,10^{-4}$ m/s (Custodio, 2004). Les niveaux scoriacés non altérés ont une porosité totale souvent supérieure à 60% et leur conductivité hydraulique est de l'ordre de $1,10^{-2}$ m/s (Massari, 1990; Folio, 2001).

A l'échelle d'un empilement de coulées, on observe souvent une anisotropie importante avec un rapport de la perméabilité horizontale sur la perméabilité verticale très variable selon les propriétés de chaque niveau (épaisseur, fracturation, altération, ...) (Lachassagne et Marechal, 2004).

- Les intrusions

Les intrusions (dykes, sills, plutons) sont des roches cohérentes. Leurs caractéristiques hydrodynamiques sont similaires à celles des niveaux massifs de coulées. Les dykes et les sills provoquent, en s'insérant, une fracturation de la roche encaissante, contribuant à augmenter la perméabilité parallèlement à l'intrusion et à diminuer la perméabilité perpendiculairement à celle-ci. Selon l'importance de la fracturation intrinsèque et aux épontes, ces intrusions peuvent servir de drains ou de murs à l'échelle de l'édifice. Comme leur mise en place se fait selon des directions différentes de celles des sens d'écoulements – contrôlées par la tectonique régionale (Chaput et al., 2014) – ces murs ou drains constituent des discontinuités, qui influencent les régimes d'écoulement à l'échelle locale.

- Les brèches volcaniques

Les brèches sont des matériaux volcano-détritiques. Leur perméabilité dépend surtout de la proportion et du niveau de consolidation de la matrice et du comblement des vides par des minéralisations secondaires. A titre d'exemple, les conductivités hydrauliques de brèches basiques jeunes et non consolidées et de brèches basiques anciennes et indurées sont respectivement de l'ordre de 4.10^{-4} et 4.10^{-6} m/s. Les mouvements de terrain peuvent influencer les propriétés hydrodynamiques des brèches : c'est le cas des brèches anciennes indurées de Grand Ilet soumises à des déstabilisations de flanc et dont la conductivité hydraulique est de l'ordre de $1,10^{-4}$ m/s (Belle, 2014).

- Evolution temporelle

Les caractères hydrodynamiques évoluent au cours du temps. (Davis, 1974) montre que la perméabilité des matériaux basaltiques diminue en fonction du temps par :

- L'altération de surface,
- L'introduction de sédiments de surface qui tendent à colmater les vides,
- La formation en profondeur de minéraux secondaires liés à la circulation de fluides hydrothermaux
- La compaction liée à la pression lithostatique et qui tend à fermer les discontinuités horizontales.

Ainsi les formations les plus anciennes sont souvent les moins perméables. Ce phénomène se vérifie en particulier pour les roches du Piton des Neiges, qui ont subi plusieurs phases d'hydrothermalisme. La transmissivité estimée pour les océanites anciennes par essais de nappe et par modélisation est de 10^{-6} à 10^{-7} m²/s (Folio, 2001; Join et al., 2005).

II.1.7.2. Modèles hydrogéologiques conceptuels

Deux principaux modèles hydrogéologiques conceptuels sont proposés pour expliquer les observations hydrogéologiques réalisées sur les îles volcaniques : le modèle hawaïen et le modèle canarien (Figure 14).

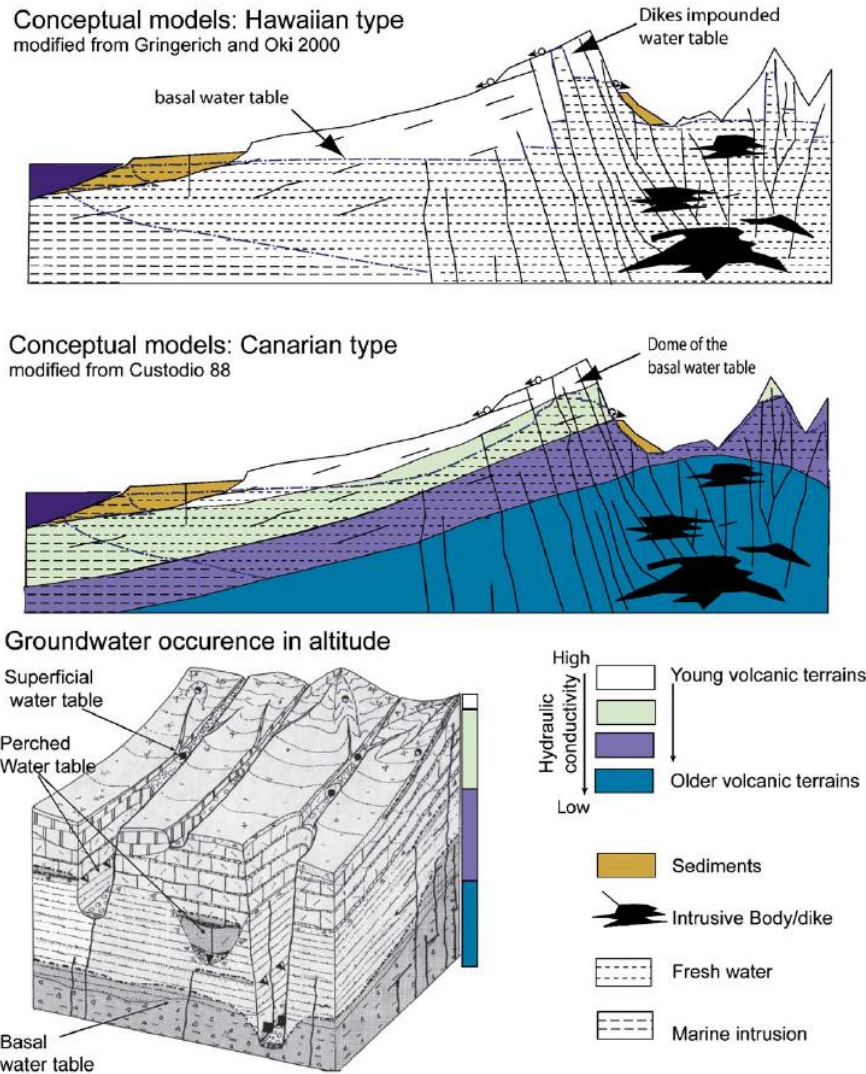


Figure 14 : Modèles conceptuels hydrogéologiques des milieux volcaniques insulaires (Join et al., 2005).

Les deux modèles s'accordent sur l'existence d'un aquifère basal d'ampleur régionale, à faible gradient piézométrique et en équilibre avec l'eau de mer sur la zone littorale. La présence de sources pérennes dans les altitudes élevées a conduit au développement de deux hypothèses. Dans le modèle hawaïen, (Gingerich et Oki, 2000) propose d'expliquer la présence de ces sources par l'existence de nappes perchées, dues à la présence de dykes de faible perméabilité, qui agissent comme des murs. Hors de la zone d'intrusions, le niveau basal a un gradient piézométrique très faible. Le modèle canarien (Custodio et al., 1988) repose sur l'observation de la diminution de la conductivité hydraulique en fonction de l'ancienneté des formations volcaniques. La disposition des formations volcaniques est organisée de la façon suivante à l'échelle de l'édifice : les couches les plus anciennes sont en profondeur, sous forme de dôme (mise en place de type bouclier), et les plus récentes sont à la surface. Cette disposition, ajoutée au fait que la recharge s'effectue essentiellement dans les altitudes élevées, explique que la charge hydraulique soit plus importante à l'intérieur des terres. Cette configuration a été confortée à La Réunion (Join, 1991; Folio, 2001; Join et al., 2005).

Une typologie des émergences d'altitude établie pour La Réunion par Join et Coudray (1993), définit trois types de sources (Figure 14) :

- Des résurgences de la nappe de base dans les niveaux topographiques les plus bas, à la faveur des incisions réalisées par les grandes ravines, à débit important,
- Des sources émergeant de nappes perchées, au-dessus du niveau de la nappe de base, généralement de faible extension spatiale. Elles sont limitées par des niveaux imperméables (dykes, sills, niveaux cendreaux, ...) ou circulent dans des paléovallées ;
- Des sources émergeant d'aquifères très perméables de subsurface, de faible extension spatiale.

Cette typologie et les modèles hydrogéologiques définis précédemment décrivent le fonctionnement hydrogéologique à l'échelle de l'édifice et ne permettent pas de rendre compte du cas spécifique des sources thermales, à plus petite échelle. Cependant, ils mettent en avant le rôle primordial de l'altération hydrothermale et de la présence d'intrusions dans les modes de circulations.

II.2. L'hydrothermalisme à La Réunion : Etat de l'art

II.2.1. Campagnes d'exploration géothermique à La Réunion

De nombreuses campagnes d'exploration géothermique ont été menées sur tout ou partie de l'île de La Réunion depuis les années 70. De 1978 à 1986, les premiers travaux d'exploration ont lieu sous l'impulsion de l'Etablissement Public Régional de La Réunion et la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique, aboutissant à la réalisation de forages profonds à Salazie et au Grand Brûlé :

- 1978 – 1981 : campagnes d'exploration préliminaires : Géologie structurale, géochronologie, géochimie des eaux, gravimétrie, magnétotellurique, polarisation spontanée (Gérard and Stieltjes, 1979; Lopoukhine and Stieltjes, 1978).
- 1981 : étude du gradient géothermique : Résistivité électrique et forages exploratoires (Gérard and Rançon, 1981).
- 1985 – 1986 : réalisation de forages géothermiques (Chovelon, 1986; Rançon, 1986).

La prospection est abandonnée jusqu'en 2000, où de nouvelles études sont lancées à l'initiative du Conseil Régional de La Réunion :

- 2000-2001 : Synthèse des travaux antérieurs et nouvelle campagne d'exploration : Géologie structurale, géochimie des eaux, gaz des sols (Sanjuan et al., 2001, 2000)
- 2002-2003 : Synthèse des travaux antérieurs et nouvelle campagne d'exploration : Gravimétrie et polarisation spontanée (Lénat et al., 2003a, 2003b)
- 2002-2005 : Synthèse des travaux antérieurs et nouvelle campagne d'exploration : Géophysique magnétique (Geosystem, 2005, 2004, PB Power, 2005, 2003a, 2003b, 2002; Phoenix Geophysics, 2002)

Ces travaux ont donné lieu à un projet de forage profond à la Plaine des Sables qui a finalement été avorté pour des raisons politiques et environnementales. Le Parc National de La Réunion a été créé en 2007, et en 2010 40% du territoire réunionnais a été classé au patrimoine mondial de l'UNESCO. Les secteurs concernés par ce classement et par le Parc National englobent une surface importante des zones d'intérêt pour la géothermie, notamment à Salazie à Cilaos. La géothermie à La Réunion a de nouveau été délaissée par la suite jusqu'en 2015, où faisant suite au Grenelle de l'Environnement, l'ADEME et la DEAL financent une nouvelle étude de synthèse de l'ensemble des travaux pour

déterminer les zones à plus fort potentiel (Dezayes et al., 2015). En parallèle, des travaux sont menés pour la prospection d'eau thermominérale dans le cirque de Salazie par le BRGM et le LGSR pour le compte d'une société privée (Aunay et al., 2013; Bénard et al., 2015; Famin, 2015) dont les résultats font apparaître des perspectives intéressantes pour la prospection géothermique sur le massif du Piton des Neiges. Ces travaux seront poursuivis à travers la réalisation de cette thèse et intégrés à celle-ci.

II.2.2. Forages géothermiques

Cinq forages d'une profondeur comprise entre 127 et 235 m ont été réalisés dans un premier temps (Gérard and Rançon, 1981) sur les secteurs de Salazie (SGTH-1), la Plaine des Palmistes (SGTH-2 et SGTH-4), Grand Galet (Rivière Langevin, SGTH-3) et du Grand Brûlé (SGTH-5). Par la suite, deux forages géothermiques profonds de 3003 et 2109 m ont été réalisés (Augé et al., 1989; Chovelon, 1986; Demange et al., 1989; Lerebour et al., 1989; Rançon, 1986; Rançon et al., 1989) respectivement au Grand Brûlé (SR1) et à Salazie (SLZ1). Seuls les forages du secteur de Salazie ont montré des gradients thermiques significativement supérieurs à la normale (3°C/100 m en Europe) : Le forage SGTH-1 (201 m) a montré un gradient géothermique de 18°C/100 m. Le forage SLZ1 (2109 m) a montré un gradient de 8,6°C/100 m. Le forage de SLZ1 a recoupé le complexe intrusif du massif du Piton des Neiges sous Salazie. Les deux forages ne sont situés qu'à 1,7 km l'un de l'autre (Figure 12) et mettent donc en évidence une forte variabilité spatiale du gradient de température. Ils n'ont pas permis d'identifier la source de chaleur.

Bien que le gradient thermique ait été suffisamment élevé dans le forage SLZ1, la conductivité hydraulique était insuffisante pour une exploitation économique de la ressource géothermique.

II.2.3. Prospection géophysique

II.2.3.1. Magnétotellurique (MT)

Les méthodes magnétotelluriques mesurent les variations de résistivité du sous-sol, utilisant le champ magnétique induit par les courants telluriques. La circulation de fluides hydrothermaux induit l'altération des minéraux en argiles dans de nombreux systèmes. Cette couche appelée cap rock, est imperméable et très conductrice, donc identifiable par les méthodes magnétotelluriques. Néanmoins, elle ne permet pas de déterminer le caractère actif ou fossile du système, et elle n'est pas présente dans tous les systèmes hydrothermaux.

Plusieurs campagnes ont été menées entre 1979 et 2004 (Geosystem, 2005, 2004; Gérard and Rançon, 1981; Gérard and Stieltjes, 1979; PB Power, 2005). Dezayes et al., (2015) reprennent l'ensemble de ces travaux et leur résultats en prenant en compte la qualité des données. Les zones les mieux couvertes sont les cirques de Salazie et Cilaos et le massif du Piton de la Fournaise. Des données existent aussi pour le cirque de Mafate, les plaines et la rivière de l'Est.

Sur le massif du Piton des Neiges, on peut observer une couche conductrice traversant les cirques, parfois à l'affleurement, qui correspond aux formations anciennes basiques très hydrothermalisées. Cette activité hydrothermale intense et d'ampleur régionale est fossile et datée à ≈ 900 Ma entre les phases PN1 et PN2. Parmi ces formations anciennes, les brèches basiques altérées se démarquent par leur caractère conducteur.

Sous la Plaine des Sables, un conducteur a également été mis en évidence qui pourrait correspondre à un système hydrothermal adapté pour la géothermie haute température.

II.2.3.2. Gravimétrie

En mesurant les variations du champ potentiel gravitationnel de la Terre induites par les contrastes de densité des roches, la gravimétrie permet d'identifier les corps intrusifs qui peuvent représenter des sources de chaleur. En plus des mesures gravimétriques acquises spécifiquement dans le cadre de la prospection géothermique à La Réunion (Lénat et al., 2003a, 2003b), d'autres études ont été menées (Gailler, 2010; Gailler and Lénat, 2012; Levieux, 2004) que Dezayes et al., (2015) ont réinterprété dans cette perspective. Ces campagnes ont permis d'imager les complexes hypo volcaniques du Piton des Neiges et du volcan des Alizée (Figure 10), ainsi qu'un corps dense associé au Piton de la Fournaise localisé sous la Plaine des Sables.

II.2.3.3. Polarisation spontanée

Cette méthode géophysique passive mesure les différences de potentiel électrique naturel existant dans le sous-sol. Les variations de potentiel électrique sont essentiellement dues aux transferts hydriques souterrains verticaux. Pour l'exploration géothermique, la PS permet de mettre en évidence des remontées de fluide hydrothermal. Des mesures ont été effectuées sur le secteur des Plaines et du Piton de la Fournaise (Lénat et al., 2003a, 2003b). Une zone de remontée de fluides a été mise en évidence à la Plaine des Sables.

II.2.3.4. Géophysique hélicoptérée TDEM

La méthode Time-Domain Electro-Magnetic permet d'imager les résistivités du sous-sol en créant à distance du sol un champ magnétique primaire et en mesurant la réponse du sous-sol via un champ magnétique secondaire. En 2014, une cartographie de la résistivité électrique du sous-sol a été réalisée sur l'ensemble de l'île (Dumont, 2018; Martelet et al., 2014). Les données confirment les zones conductrices identifiées par la méthode magnétotellurique (Dezayes et al., 2015). Les données magnétiques issues de cette campagne n'ont pas encore été interprétées et constituerait une approche pertinente pour l'exploration géothermique (Bouligand et al., 2014; Mercier de Lépinay, 2019; Owens et al., 2018).

II.2.4. Sismicité

La sismicité est indicatrice de phénomènes volcano-tectoniques. Plus particulièrement, les systèmes hydrothermaux sont susceptibles de générer de la sismicité à partir de processus tels que la migration de gaz magmatiques, le stockage et le mélange de gaz avec les eaux phréatiques et la migration superficielle des fluides hydrothermaux (Ucciani, 2015).

La répartition spatiale des séismes à La Réunion (Figure 15) montre plusieurs zones à sismicité importante. Sur le massif du Piton de la Fournaise, une zone superficielle située sous le sommet actuel du Piton de la Fournaise et deux zones profondes s'allongeant sous le secteur des Plaines suivant les rift zones N120 et N30-40 montrent un transfert de magma entre la lithosphère mantellique (35 km) et la surface (Michon et al., 2015). Sous les cirques, peu de séismes sont recensés. En revanche un essaim de séismes est très nettement observable sous la Roche Ecrive (Figure 15). Cet essaim suggère fortement l'existence d'une activité magmatique résiduelle sous le Piton des Neiges remontant dans la croûte océanique jusqu'à la base de l'édifice.

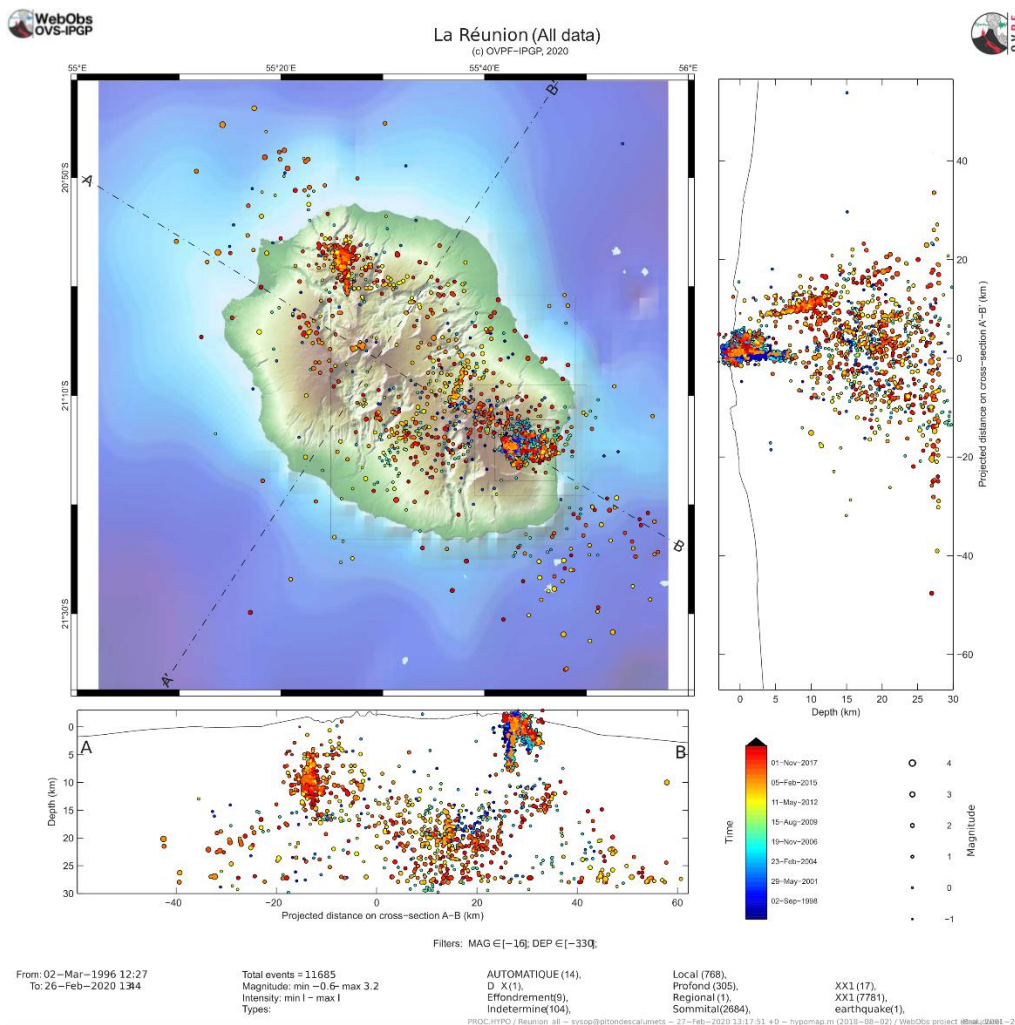


Figure 15 : Carte et coupe de La Réunion montrant les hypocentres des séismes mesurés entre 1996 et 2017. Source : OVPF-IPGP, Web-Obs OVS-IPGP.

II.2.1. Gaz des sols et activité fumerolienne

Dans le cadre de l'exploration géothermique, les flux et les concentrations de gaz libre à la surface sont mesurés afin de mettre en évidence un dégazage magmatique, et le cas échéant de définir les zones de remontée de fluide préférentielles. L'analyse des flux de CO₂ est souvent couplée à celle du rapport isotopique δ¹³C. Le ratio isotopique ¹³C/¹²C normalisé à un standard et exprimé en ‰ (δ¹³C) permet de déterminer l'origine magmatique ou non du carbone.

Cette méthode a été appliquée à La Réunion dans un premier temps sur onze profils sur les cirques de Salazie (5 profils) et Cilaos (3), la Plaine des Sables (1), la Plaine des Palmistes (1) et la Plaine des Cafres (1) pour le CO₂, le CH₄, l'O₂ et dans quelques cas l'Hélium et le Radon (Sanjuan et al., 2001). Des anomalies significatives de CO₂, Radon et Hélium ont été observées sur un des profils de Cilaos, sur le secteur d'Ilet à Cordes à l'Ouest du cirque. Les points de mesure montrant le plus d'anomalies (jusqu'à max 31% CO₂, min 11,8% d'O₂, max 605 pCi/L de Radon et max 7,75 ppm de He) sont situés à proximité du complexe intrusif massif de syénite. Des anomalies de Radon ont été détectées à Salazie, à Mare à Vieille Place, sur les points de mesure à proximité du lieu du forage SGTH-1 (jusqu'à 228 pCi/L) et sur les anciens thermes de Cilaos, au centre du cirque (jusqu'à 146 pCi/L), qui s'accompagnent d'une légère augmentation de CO₂ (%). On observe des anomalies de CH₄, CO₂ et Radon à la Plaine des Palmistes, notamment à proximité du sentier Bras Cabot, qui mène à la source thermale historique de Bras Cabot.

D'importantes teneurs en Radon (jusqu'à 820 pCi/L) sont mesurées à la Plaine des Cafres sur la plupart des points de mesure et au-dessus du rempart à l'amont de la Rivière des Remparts (jusqu'à 653 pCi/L). Quatre échantillons ont été analysés en $\delta^{13}\text{C}$ (de -22,7 à -1,2 ‰) sur ces profils, qui montrent des signatures mixtes entre carbone d'origine biogénique et magmatique.

Une récente étude de Boudoire et al., (2017) mesure les flux de CO_2 et leur $\delta^{13}\text{C}$ sur le massif du Piton de la Fournaise. Une zone d'émission préférentielle de CO_2 magmatique est mise en évidence dans le secteur Plaine des Cafres – Plaine des Sables selon la direction N135 (Figure 16). Cette zone, appelée Songit Lineament, correspond également : (1) à l'orientation des réseaux de dykes de la rivière de l'Est et sur le rempart NO du Piton de La Fournaise, (2) à l'alignement de cônes éruptifs récents (jusqu'à -470 ± 75 ans), et (3) à l'alignement des hypocentres de la plupart des séismes enregistrés entre 2013 et 2015. Sur la base de ces résultats, cette étude suggère qu'une structure active enracinée profondément et d'une longueur d'au moins 11 km transporte des fluides magmatiques le long du flanc ouest du Piton de la Fournaise.

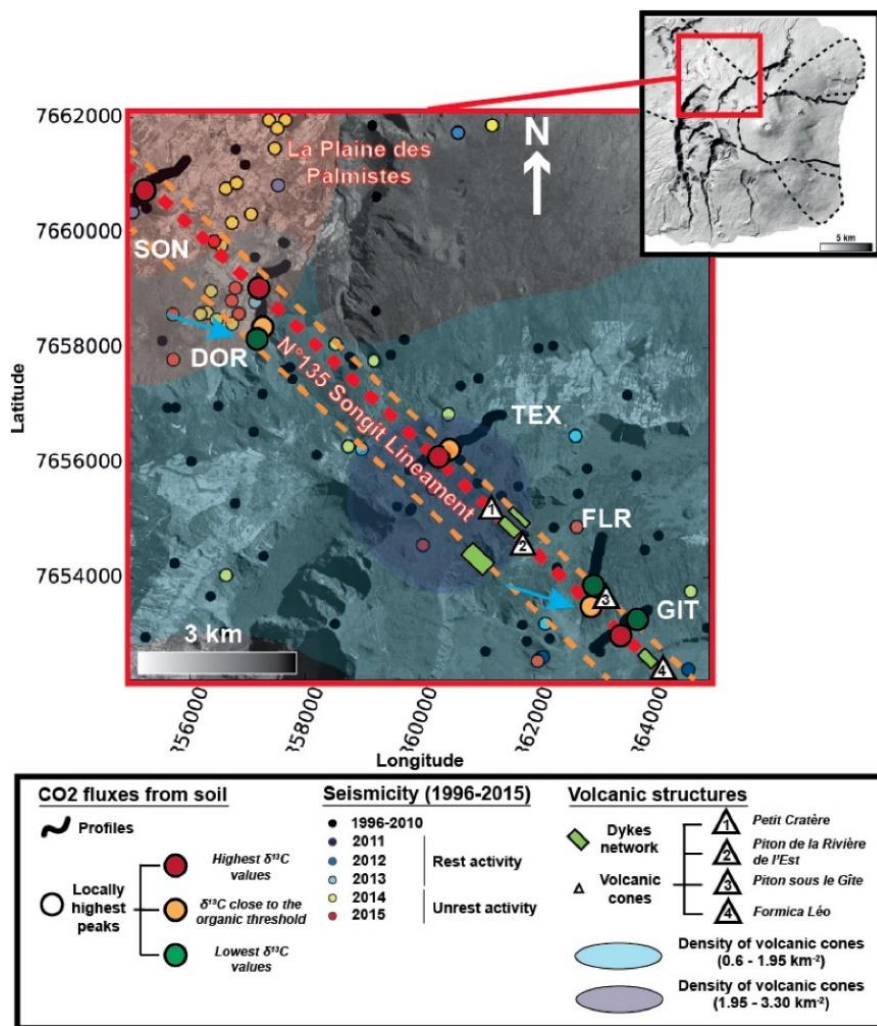


Figure 16 : Carte du secteur des plaines montrant le N135 Songit Lineament. Les points de mesure pour lesquels le flux de CO_2 est le plus important ont été représentés selon leur valeur de $\delta^{13}\text{C}$. Les points rouges ($\delta^{13}\text{C}$ élevé) sont ceux pour lesquels la composante magmatique est la plus importante. Les hypocentres des séismes mesurés sur la zone et les structures géologiques (dykes et cônes volcaniques) sont également représentés. L'ensemble des éléments suit le N135 Songit Lineament. (Boudoire et al., 2017).

Par ailleurs des zones d'activité fumeroliennes ont été mises en évidence au nord-nord-ouest du cirque Salazie (Figure 17, Rançon and Rocher, 1985) associées à des failles N10 et N35, qui attestent de la

pérennité d'une activité de dégazage magmatique postérieurement aux dernières manifestations volcaniques. Les dépôts autour de ces fumerolles sont constitués de produits soufrés, dont la composition correspond à une température de formation voisine de 200°C. En l'absence de telles températures mesurées, l'activité fumerolienne a été interprétée comme très récente bien que fossile. Or, d'une part, les forages géothermiques profonds réalisés a posteriori à proximité de ces fumerolles montrent un gradient géothermique élevé en profondeur (18°C/100 m et 8,6°C/100 m). D'autre part, les fumerolles sont situées au pied de la Roche Ecrite, où une activité sismique régulière est observée. Ces nouveaux éléments relancent la question : l'activité fumerolienne est-elle actuelle ou fossile ?

II.2.1. Sources thermales

Sur le massif du Piton de la Fournaise, aucune source thermale n'est connue pour l'instant. Seuls quelques indices de thermalisme ont été observés dans des eaux de la galerie souterraine creusée dans la Rivière de l'Est : des concentrations anormalement élevées en bicarbonates (jusqu'à 423 mg/L) et en sulfates (jusqu'à 16 mg/L) et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ montrant une composante carbonatée d'origine magmatique (Hoareau, 2001; Nicolini et al., 1991).

En revanche, les sources thermales du Piton des Neiges sont connues au moins depuis le XIX^e siècle, où des établissements thermaux existaient déjà à Salazie, à Mafate et à Cilaos (e.g. Delavaud, 1856; Mathieu, 1884). L'eau de la source Bras Cabot était également récoltée à des fins curatives. Des analyses chimiques ont été réalisées sur ces eaux dès cette époque (e.g. La Dépêche coloniale illustrée, 1903), mettant en évidence le caractère bicarbonaté des eaux de Cilaos, de Salazie et de Bras Cabot ainsi que le caractère sulfuré des eaux de Mafate. Les sources thermales de Mafate et Salazie ont depuis été ensevelies par des glissement de terrain. Ceux-ci sont fréquents à La Réunion du fait du relief escarpé et du climat tropical humide. En raison de cette érosion intense, de nombreuses sources thermales ont été mises à l'affleurement ou ensevelies au fil du temps. L'établissement thermal de Cilaos a lui aussi été détruit suite à un cyclone en 1948, puis reconstruit et est encore en activité aujourd'hui, avec ses sources thermales Irénée (IRN), Véronique (VERO) et Manès (MANES). La source de Bras Cabot (BC) existe toujours mais son accès est difficile car le sentier n'est plus entretenu.

Nous avons réalisé un travail de synthèse et d'homogénéisation des données de localisation, de description et de compositions chimiques des sources thermales recensées au Piton des Neiges (Aunay et al., 2013; Belle, 2014; lundt et al., 1992; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Louvat and Allègre, 1997; Marty et al., 1993; Rocher, 1988; Sanjuan et al., 2001). L'ensemble des données concernant les sources thermales issues de la littérature sont disponibles en Annexes 1 et 2.

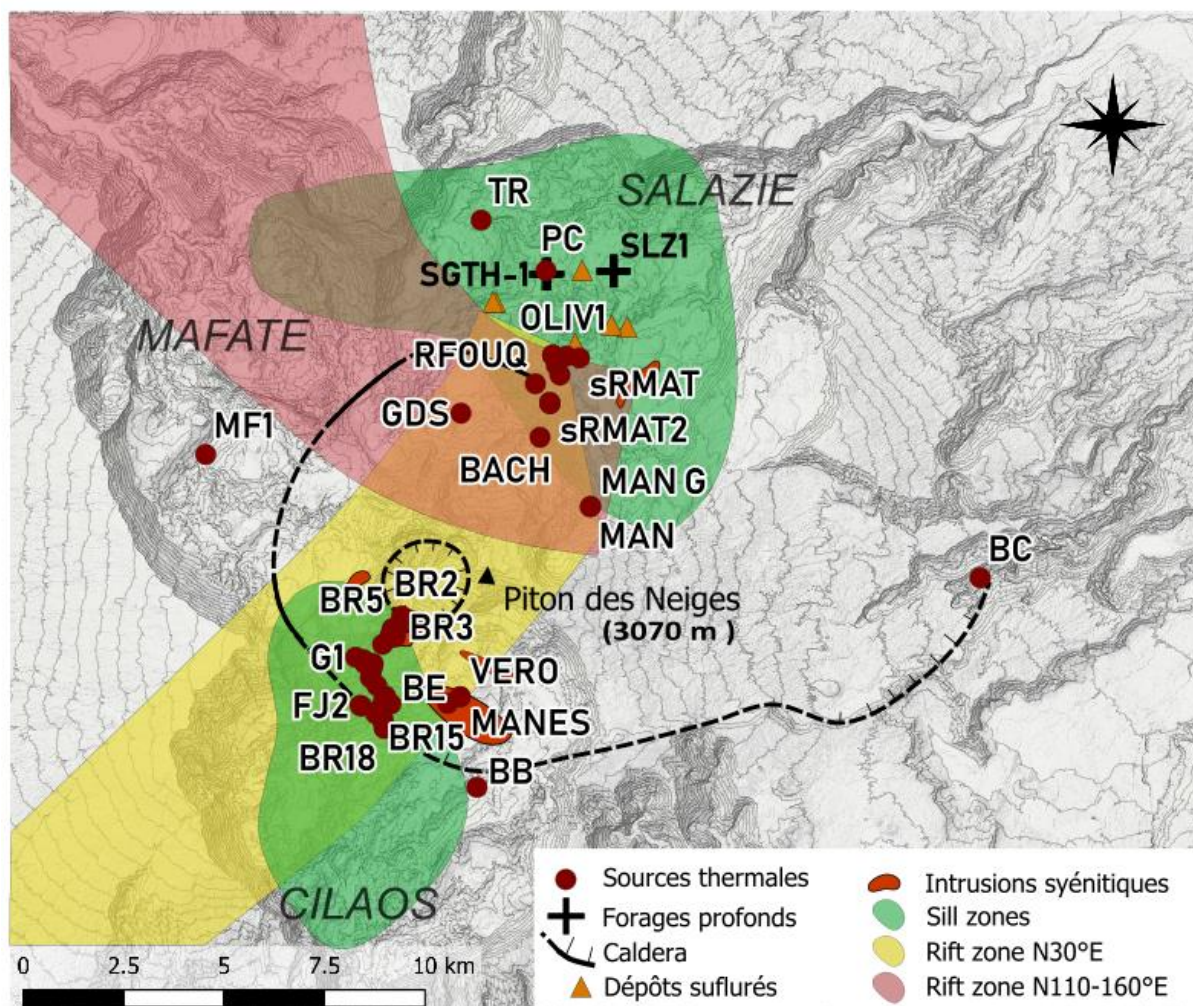


Figure 17 : Carte de localisation des sources thermales du massif du Piton des Neiges répertoriées dans la bibliographie. Les principales structures géologiques sont également représentées.

Les sources thermales reconnues sont localisées principalement dans les cirques de Salazie et Cilaos, aux abords des flancs du sommet du Piton des Neiges. Elles recoupent à la fois le tracé supposé de la grande caldera, les sill zones et les rift zones N30 et N110-160. Elles se situent le plus souvent à proximité immédiate d'intrusions différenciées, qui sont possiblement des discontinuités drainantes (Sanjuan et al., 2001). Leur conductivité varie de 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (TR) à presque 5000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (OLIV2), leur température de 14°C (BR2) à 49°C (BR12).

La plupart des sources thermales du Piton des Neiges présentent un faciès bicarbonaté, sans dominance de cation (Figure 18). Deux sources ont un faciès remarquable : chloruré-sulfaté sodique pour la source de Mafate (MF1) et sulfaté pour celle de Tuf Rouge (TR) dans Salazie. Certaines sources sont enrichies en chlore (12,8 mmol/L pour OLIV2) et tendent vers le pôle MF1, tandis que d'autres sont enrichies en sulfates (2,9 mmol/L pour GDS) et tendent vers le pôle TR. Plusieurs montrent des concentrations importantes en éléments traces comme le bore (1,2 mmol/L pour OLIV2) et le lithium (27,5 $\mu\text{mol}/\text{L}$ pour BC). Ces différences de composition restent inexplicables : il est possible que les eaux interagissent avec des gaz magmatiques, des produits de ces gaz ou une source d'origine marine (Sanjuan et al., 2001).

La composition chimique des sources peut être très stable dans le temps (IRN, Cilaos) ou plus variable (GDS, Salazie) avec une variabilité globale plus importante à Salazie qu'à Cilaos (Sanjuan et al., 2001).

Celle-ci peut être due à un mélange avec des eaux froides à proximité de l'émergence (Aunay et al., 2013).

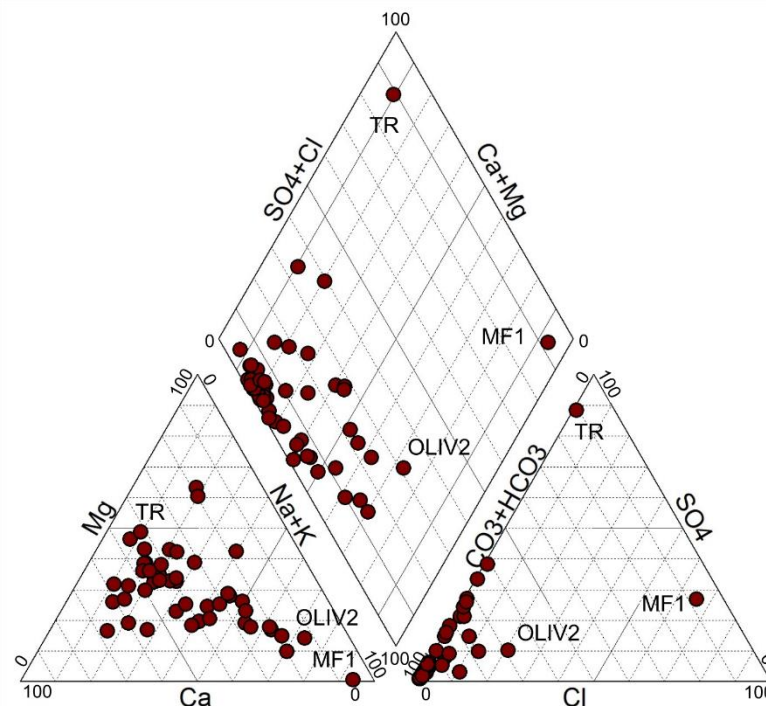


Figure 18 : Diagramme de Piper des sources thermales du massif du Piton des Neiges répertoriées dans la bibliographie. Les compositions chimiques des sources ont été moyennées sur l'ensemble des analyses disponibles.

Les rapports isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène montrent une origine météorique des eaux thermales et des valeurs très appauvries en isotopes lourds (jusqu'à $\delta D = -54,3$ et $\delta^{18}O = -8,2\text{‰}$ pour MANES et BB, Sanjuan et al., 2001) traduisant un fractionnement isotopique important. Le fractionnement augmentant quand la température diminue, cet appauvrissement en isotopes lourds pourrait s'expliquer par une aire de recharge située à une altitude élevée (>2500 m) dans la partie sommitale du Piton des Neiges (Sanjuan et al., 2001). A une telle altitude, l'aire de recharge est très limitée. De plus, les connaissances hydrogéologiques actuelles ne permettent pas d'expliquer une infiltration au sommet du Piton des Neiges associée à une résurgence en fond de cirque. Par ailleurs, ces calculs utilisent un gradient d'altitude basé sur des valeurs de $\delta^{18}O$ mesurées dans le secteur de la Rivière de l'Est (Nicolini et al., 1991). Or, ce gradient est très variable sur l'île et son application en dehors du secteur de mesure entraîne de nombreuses incertitudes (Grunberger, 1989). Enfin, ces valeurs de δD et $\delta^{18}O$ pourraient aussi être dues à une composante cyclonique importante dans la recharge. En effet, les cyclones sont très fréquents à La Réunion (Jumaux et al., 2011) et leurs pluies sont appauvries en isotopes lourds (Lawrence and Gedzelman, 1996).

Les rapports isotopiques du strontium des eaux thermales (0,704142 à 0,704336) sont dans la même gamme de valeurs que ceux des roches du Piton des Neiges (0,704041 to 0,704368), et très inférieurs à la valeur de celui de l'eau de mer (0,709179 ; Petit et al., 2013b). Du fait de leur faible différence de masse, les isotopes du strontium subissent un fractionnement négligeable lors de leur passage d'un réservoir à un autre. Ces comparaisons montrent donc que le strontium des eaux thermales provient principalement des interactions eaux-roches (Sanjuan et al., 2001).

Les isotopes stables du carbone dissous ($\delta^{13}\text{C}$ de -4,5 à 3,2‰) et exsolvé ($\delta^{13}\text{C}$ de -8,2 à -4,1‰) des eaux thermales indiquent une origine magmatique mantellique de celui-ci, avec un dégazage important avant émergence (Marty et al., 1993; Sanjuan et al., 2001). Marty et al., (1993) montrent que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ reconstruites avant dégazage sont compatibles avec les valeurs mesurées au Piton de la Fournaise et concluent que le carbone provient d'une source produisant du gaz magmatique en quantité suffisante pour empêcher le fractionnement du $\delta^{13}\text{C}$ avant dissolution. A la lumière des travaux ultérieurs de Boudoire et al., (2017), qui mettent en évidence un magma mantellique profond qui dégaze au Piton de la Fournaise et le long du Songit Lineament, il apparaît que le carbone des eaux thermales des cirques puisse provenir de ce même magma. Cependant, des travaux récents ont montré que de la calcite était retrouvée en quantité importante dans certaines formations du Piton des Neiges, notamment dans la porosité des piles de sills différenciés en contact avec de nombreuses émergences thermales (Famin, 2015). Cette calcite est décrite comme une minéralisation secondaire d'origine hydrothermale. Ainsi, son carbone serait aussi d'origine magmatique et présenterait en théorie une signature isotopique compatible avec celle mesurée dans les eaux thermales. La dissolution de calcite pourrait donc être la source du carbone dissous.

Sanjuan et al., (2001) ont mesuré les isotopes des sulfates $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4)$ et $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$ de 8 sources thermales. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4)$ sont compatibles avec une origine marine pour une source (OLIV2). Pour les autres, elles pourraient indiquer une légère contamination par une source magmatique sur la base des valeurs mesurées sur les coulées sous-marines du Kilauea riches en dépôts soufrés issus du dégazage de SO_2 . Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$ confortent ce résultat : les sulfates dissous proviendraient de l'oxydation d'une phase minérale sulfurée.

Des géothermomètres chimiques ont été appliqués sur 19 eaux thermales du Piton des Neiges par Sanjuan et al., (2001). Néanmoins, l'étude a mis en évidence plusieurs limites concernant leur utilisation. En effet, les géothermomètres s'appuient sur l'équilibre chimique entre l'eau et la roche, or, cet équilibre peut être perturbé lors de la remontée, en particulier pour des éléments réactifs comme le magnésium ou le calcium. Il en résulte que les températures calculées pour les sources thermales du Piton des Neiges sont incohérentes pour les géothermomètres K/Mg et Na/K/Ca (Fournier and Truesdell, 1973; Giggenbach, 1988). Par ailleurs, de nombreux géothermomètres sont développés empiriquement dans différents contextes géologiques et donnent des résultats très différents pour les sources du Piton des Neiges. C'est le cas des deux géothermomètres Na/Li (Fouillac and Michard, 1981; Kharaka and Mariner, 1989), qui démontrent que les relations proposées ne sont pas universelles. Enfin, les perturbations dépendent du trajet des eaux et sont différentes d'une source à l'autre. Pour certaines des sources, peu de géothermomètres concordent et les incertitudes sont très élevées. Par exemple, pour la source PISSA, 4 géothermomètres ont été retenus, donnant des températures de 63, 86, 35 et 32°C. En tenant compte de ces nombreuses contraintes, les auteurs concluent que le système hydrothermal atteint une température de 120-130°C, et en tout état de cause, inférieure à 150°C.

Pour préciser ce résultat, il serait possible d'appliquer la méthode de géothermométrie dite « multicomponent », qui s'est largement développée depuis (e.g. Spycher et al., 2016). Cette technique a la particularité de baser le calcul de température sur plusieurs équilibres chimiques simultanément. De plus, il est possible de s'appuyer sur une base de données thermodynamiques régulièrement mise à jour plutôt que sur des relations empiriques. L'utilisation de sources montrant moins d'indices de perturbations lors de la remontée permettrait également de mieux approcher les conditions en profondeur.

II.3. Conclusion

Le Piton des Neiges, dont la dernière activité est datée à 22-29 ka, présente une activité hydrothermale localisée principalement dans les cirques de Salazie et Cilaos. Celle-ci se manifeste majoritairement par la présence de sources thermales en fond de cirque dont la température d'émergence atteint 49°C.

La source de chaleur n'est pas caractérisée, cependant des forages géothermiques profonds ont mis en évidence un maximum de température de 182°C à 2 km de profondeur à Salazie. Des zones fumeroliennes sont reconnues à proximité des forages qui pourraient être associés à un dégazage actuel localisé sous le sommet de La Roche Ecrite.

Les forages ont été abandonnés faute de circulations d'eau suffisantes. Deux types de formations géologiques contraignent principalement les circulations fluides. D'une part, les formations d'âge supérieur à ~700 ka, qui constituent le substratum du massif, présentent une conductivité hydraulique très faible car leur porosité est remplie par des minéraux secondaires issus d'une altération hydrothermale ancienne. D'autre part les très nombreuses intrusions peuvent constituer des barrières hydrogéologiques ou des drains. La distribution spatiale des émergences hydrothermales permet de mettre en évidence une relation avec les intrusions différenciées récentes, particulièrement les complexes intrusifs syénitiques à Salazie et Cilaos, qui pourraient servir de drain. Ces intrusions sont possiblement associées à une caldera centrée sur le sommet actuel du Piton des Neiges. Le rôle et l'architecture de ces structures volcano-tectoniques restent à définir, de même que l'étendue totale du système.

Le système hydrothermal est rechargé par des eaux météoriques. Certaines eaux thermales présentent la particularité d'être appauvries en isotopes lourds, ce qui pourrait s'expliquer par une recharge en altitude ou par une composante cyclonique importante dans la recharge.

Toutes les eaux thermales contiennent du carbone magmatique dissous d'origine mantellique qui pourrait provenir d'un dégazage actuel d'ampleur régionale ou de la dissolution de dépôts hydrothermaux de calcites présents en abondance dans certaines unités différenciées en contact avec les eaux thermales.

La plupart des eaux thermales présentent un faciès bicarbonaté. Cependant, plusieurs sources présentent des enrichissements en chlore et en sulfate inexpliqués. Ces éléments pourraient provenir de la dissolution de gaz magmatiques ou de leur produits ou d'une contamination par une source marine.

Les géothermomètres chimiques appliqués sur quelques sources thermales de Salazie et Cilaos donnent une température d'équilibre de 120-130°C, soit inférieure la limite d'exploitation pour la production d'énergie électrique (150°C), et inférieure à la température maximale mesurée en forage à Salazie (182°C). Ces géothermomètres sont en limite d'application dans de nombreux cas.

L'exploration géothermique a permis d'établir la présence d'un système hydrothermal dans le massif du Piton des Neiges, mais de nombreuses inconnues subsistent quant à son fonctionnement qui sont déterminantes pour définir son potentiel géothermique. En effet, une recharge en altitude implique une aire, et donc un volume, limités. De plus, l'incertitude sur la gamme de températures obtenues par les géothermomètres est très forte. L'application de nouvelles méthodes géologiques sur un plus grand nombre de sources permettrait de préciser le modèle des circulations hydrothermales du Piton des Neiges.

III. Chapitre III

Production de données géochimiques

Système hydrothermal du Piton des Neiges

III.1. Stratégie d'échantillonnage

Plusieurs aspects du fonctionnement du système hydrothermal du Piton des Neiges restent mal compris, notamment la recharge et les interactions eau-roche-gaz. Les nombreuses sources thermales gardent une empreinte géochimique de ces processus. L'échantillonnage et l'analyse de sources thermales est une méthode d'exploration adaptée à la fois à la problématique et au relief très accidenté. L'accès aux sources thermales ne peut la plupart du temps se faire qu'à pied ou en canyon, et il n'est pas possible d'acheminer du matériel lourd. Dans cette étude, nous avons entrepris de nouvelles investigations au Piton des Neiges, avec l'objectif d'améliorer la connaissance géochimique de son système hydrothermal de trois manières :

- En élargissant l'emprise de prospection des sources thermales, afin de mettre en évidence d'éventuelles variations spatiales de composition chimique et/ou isotopique, à corrélérer avec les autres informations géologiques.
- En augmentant le nombre de paramètres chimiques analysés pour chaque source, et en leur appliquant de nouveaux traceurs géochimiques de pointe. Plusieurs processus géologiques peuvent donner un résultat similaire pour un même paramètre. Combiner les paramètres permet de discriminer les interprétations, notamment grâce à l'utilisation de traceurs isotopiques encore non conventionnels.
- En effectuant un suivi régulier dans le temps des paramètres chimiques, isotopiques ou physico-chimiques de certaines sources choisies pour leur représentativité. La variabilité temporelle de composition chimique des sources du Piton des Neiges est connue pour certaines sources, inconnue pour d'autres, mais demeure inexplicée faute de comparaison à d'autres réservoirs d'eau. Pour expliquer la variabilité temporelle, nous complétons notre suivi temporel des sources thermales par de nouvelles analyses d'eau de rivières et un suivi isotopique des précipitations.

III.1.1. Caractérisation spatiale

Avant la mise en œuvre du présent travail de doctorat, les indicateurs de surface d'hydrothermalisme comprennent 74 sources thermales analysées, dont 46 dans Cilaos et 26 dans Salazie, une dans Mafate et une à Bras Cabot, ainsi que 6 descriptions d'activité fumerollienne. Les prospections se sont concentrées principalement sur certains secteurs autour des sources thermales historiques (Bras rouge dans Cilaos, Rivière du Mât dans Salazie, Figure 17). Ces prospections demeurent largement insuffisantes pour connaître l'étendue totale du système hydrothermal, et encore plus pour relier cette activité hydrothermale visible en surface aux structures géologiques du piton des Neiges. De plus, les méthodes de caractérisation géochimique des sources thermales, et notamment isotopique, n'ont été appliquées qu'à un nombre restreint de sources, et rarement de manière conjointe (Annexe 3) : 16

pour $\delta^{18}\text{O}$ et δD , 10 pour $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 8 pour $\delta^{13}\text{C}$, 9 pour $\delta^{34}\text{S}$ et $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$ (Marty et al., 1993; Sanjuan et al., 2001). Avec un tel jeu de données parcellaires, il demeure très difficile d'extraire de la variabilité compositionnelle des sources un signal explicable par des processus géologiques. Dans cette étude, de nouvelles sources thermales ont été recherchées dans les secteurs de Salazie, Cilaos, Mafate, Bras de la Plaine et Takamaka dans le but d'améliorer la caractérisation du système hydrothermal du Piton des Neiges dans l'espace. Ainsi, parmi un plus grand nombre de sources thermales, celles qui présentent des caractéristiques hydrothermales importantes (température élevée, minéralisation importante, pH faible) et celles qui permettent une meilleure distribution spatiale de l'information ont été sélectionnées pour analyse de l'ensemble des paramètres chimiques et isotopiques définis précédemment.

III.1.2. Nouveaux outils géochimiques

Dans le cadre de cette étude, les éléments traces Bi, Ce, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ho, In, La, Lu, Nd, Sm, Tb, Th, Ti, Tm, V, Y, Yb ont été analysés pour la première fois sur les sources thermales du Piton des Neiges. Les nouveaux éléments traces analysés sont des « terres-rares » et autres éléments métalliques incompatibles associés aux magmas alcalins ou aux dépôts épithermaux. Le magmatisme terminal du Piton des Neiges, de type alcalin, a produit des trachytes et syénites au contact desquels plusieurs sources thermales émergent. Il est donc vraisemblable que le système hydrothermal du Piton des Neiges mobilise des terres-rares qui puissent être utilisées comme marqueurs d'interaction eau-roche.

Notre travail généralise par ailleurs l'usage des isotopes du lithium pour caractériser l'origine des minéralisations hydrothermales. L'application des isotopes du lithium aux traçages des processus hydrogéologiques a été très largement développée au cours des dernières décennies (Millot, 2013). Le lithium est un élément lithophile, semi-volatile et très fortement soluble. Il est donc mobile entre l'eau, la roche et le gaz. Le lithium des eaux thermales peut avoir des origines multiples : interaction eau-roche, dissolution de gaz magmatique ou mélange avec de l'eau de mer. La grande différence de masse relative entre les deux isotopes ($^6\text{Li}/^7\text{Li}$) engendre des fractionnements de masse importants. Ainsi, en plus de la comparaison des rapports isotopiques des eaux thermales avec les réservoirs, il est nécessaire de prendre en compte les processus de fractionnement lors du passage d'un réservoir à l'autre.

Enfin, nous appliquons pour la première fois, à La Réunion et plus généralement en contexte de volcan basaltique insulaire, l'isotopie de chlore pour retracer l'histoire des eaux thermales du piton des Neiges. Les ions chlorures sont très solubles et sont dits « conservatifs », c'est à dire qu'ils interagissent peu avec la roche, l'atmosphère ou la biosphère. La faible différence de masse relative entre les deux isotopes ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$) n'engendre que peu de fractionnement isotopique. Ainsi, dès lors que des ions chlorures intègrent un réseau de circulation d'eaux souterraines, leur concentration et leur composition isotopique resteront sensiblement les mêmes durant leur temps de séjour. Ils sont utilisés comme des traceurs naturels. Si les propriétés conservatives des ions chlorures sont utilisées depuis longtemps pour l'étude des rapports de concentrations entre éléments, la mesure des isotopes stables du chlore est une technique relativement récente (Eggenkamp, 2014) et encore peu développée. Dans les systèmes hydrothermaux, le faciès chloruré est celui des eaux dites « matures » et est associé le plus souvent à des circulations chaudes, pérennes, susceptibles de déposer des gisements d'intérêt économique (e.g. Giggenbach, 1988; Nicholson, 2012). Dans ces eaux, tout ou partie des ions chlorures provient de la dissolution de gaz magmatique.

III.1.3. Variations temporelles

Certaines analyses de sources historiques ont déjà été réitérées par plusieurs études. C'est le cas notamment de la source Manouilh (MAN) dans le cirque de Salazie, dont certaines variations de concentrations à rapports d'éléments constants indiquent des phénomènes de dilution (Figure 19). D'autres variations temporelles de cette même source, en revanche, présentent des anomalies, comme pour la concentration en HCO_3 sur l'échantillon de Lopoukhine and Stieltjes, (1978) et pour la concentration en SO_4 sur l'échantillon de Louvat and Allègre, (1997), qui ne sont pas encore expliquées par des processus géologiques. Il est indispensable de comprendre l'origine de ces variations afin d'identifier une éventuelle dynamique du système hydrothermal du Piton des Neiges.

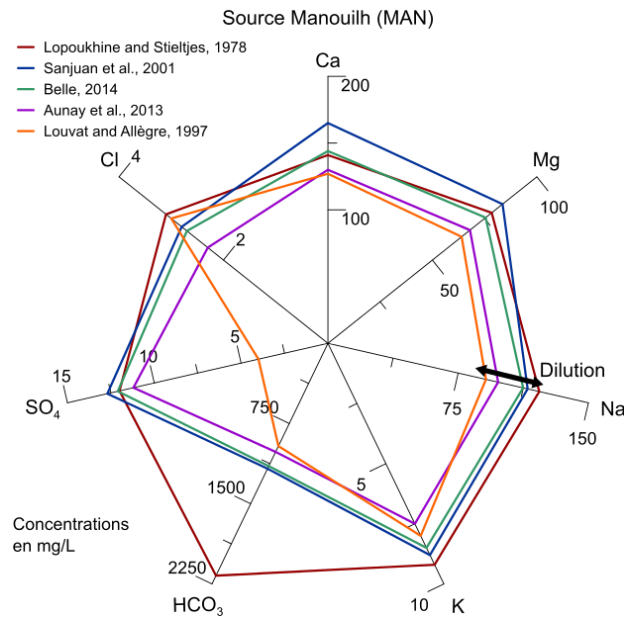


Figure 19 : Variations temporelles de la source Manouilh (MAN) dans le cirque de Salazie à partir de la compilation des données de littérature (Aunay et al., 2013; Belle, 2014; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Louvat and Allègre, 1997; Sanjuan et al., 2001)

Pour caractériser la variabilité temporelle du système hydrothermal du Piton des Neiges, nous avons réalisé un suivi mensuel sur deux cycles hydrologiques de compositions chimiques et isotopiques sur deux sites, l'un dans Cilaos, l'autre dans Salazie, choisis pour leur position centrale dans la répartition des sources thermales. Sur ces deux sites, des collecteurs d'eau de pluie ont également été installés et suivis conjointement pour comparaison. Ces données visent à la fois à appréhender les phénomènes de dilution et à mieux comprendre la recharge du système hydrothermal.

Deux sources thermales de Salazie, l'une de faciès chloruré l'autre sulfaté, ont également été choisies pour un suivi en continu de leurs paramètres physico-chimiques. Ce suivi a pour vocation de mettre en évidence d'une part des mélanges avec des eaux de surface, et d'autre part d'éventuels « pulses » des espèces volatiles les dernières à dégazer lors de la remontée d'un magma.

III.2. Acquisition des données

III.2.1. Calendrier et financements

Parmi les données présentées dans ce document, les premières ont été récoltées en Juin 2015, dans le cadre du stage de Master 2 de Bhavani Bénard au BRGM sous la direction de Bertrand Aunay, en

collaboration avec Vincent Famin du Laboratoire Géosciences de l'université de La Réunion (LGSR-IPGP). Les résultats ont été intégrés au mémoire de thèse, réinterprétés et mis en perspective dans le cadre de l'étude de la totalité du système hydrothermal. Dans ce document, il sera fait référence à cette première étude comme la « première phase ». Les analyses du $\delta^7\text{Li}$ sur les échantillons de cette première phase ont été réalisées dans le cadre d'un projet « GHEDOM », porté par l'ADEME et le BRGM.

Les données suivantes ont été acquises d'abord par V. Famin en 2015 et 2016, puis par B. Bénard et V. Famin à partir de Février 2017, début effectif de la thèse financée par Région Réunion. Les analyses de cette deuxième phase ont été financées par la fédération de laboratoires OMNCG et l'OSU-Réunion, par l'INSU ainsi que par des financements privés issus d'un partenaire industriel, avec la participation du programme multidisciplinaire PARI de l'IPGP et de Paris-IdF region SESAME. Les prélèvements et le suivi des trois sources de l'établissement thermal de Cilaos ont par ailleurs été réalisés grâce à la participation active du personnel de l'établissement. Tous les prélèvements réalisés dans le cœur du Parc National de La Réunion (PNR) ont été réalisés avec l'accord du PNR.

III.2.2. Prospection et prélèvements

Les émergences des sources thermales sont essentiellement visibles au niveaux des rivières et ravines qui entaillent le massif, notamment car ce sont les points topographiques les plus bas, au plus près du système hydrothermal. C'est donc principalement le long des cours d'eau, à pied, que s'est organisée la prospection (Figure 20). Certains secteurs ont nécessité l'emploi de techniques de canyoning ou des déposes en hélicoptère.

La première phase était centrée sur le cirque de Salazie. De nouvelles portions de la Rivière du Mât ont été explorées, ainsi que de la ravine Grand Sable. Lors de la deuxième phase, les secteurs de Salazie, Cilaos, Mafate, Takamaka et du Bras de la Plaine ont été prospectés (Figure 20).

La prospection a également été guidée par les noms des lieux-dits comme par exemple ceux de Cascade l'Eau Chaude, Rivière Bras Rouge, Ravine Rouille, etc. qui suggèrent la présence d'oxydes de fer, possiblement dus à une activité hydrothermale.

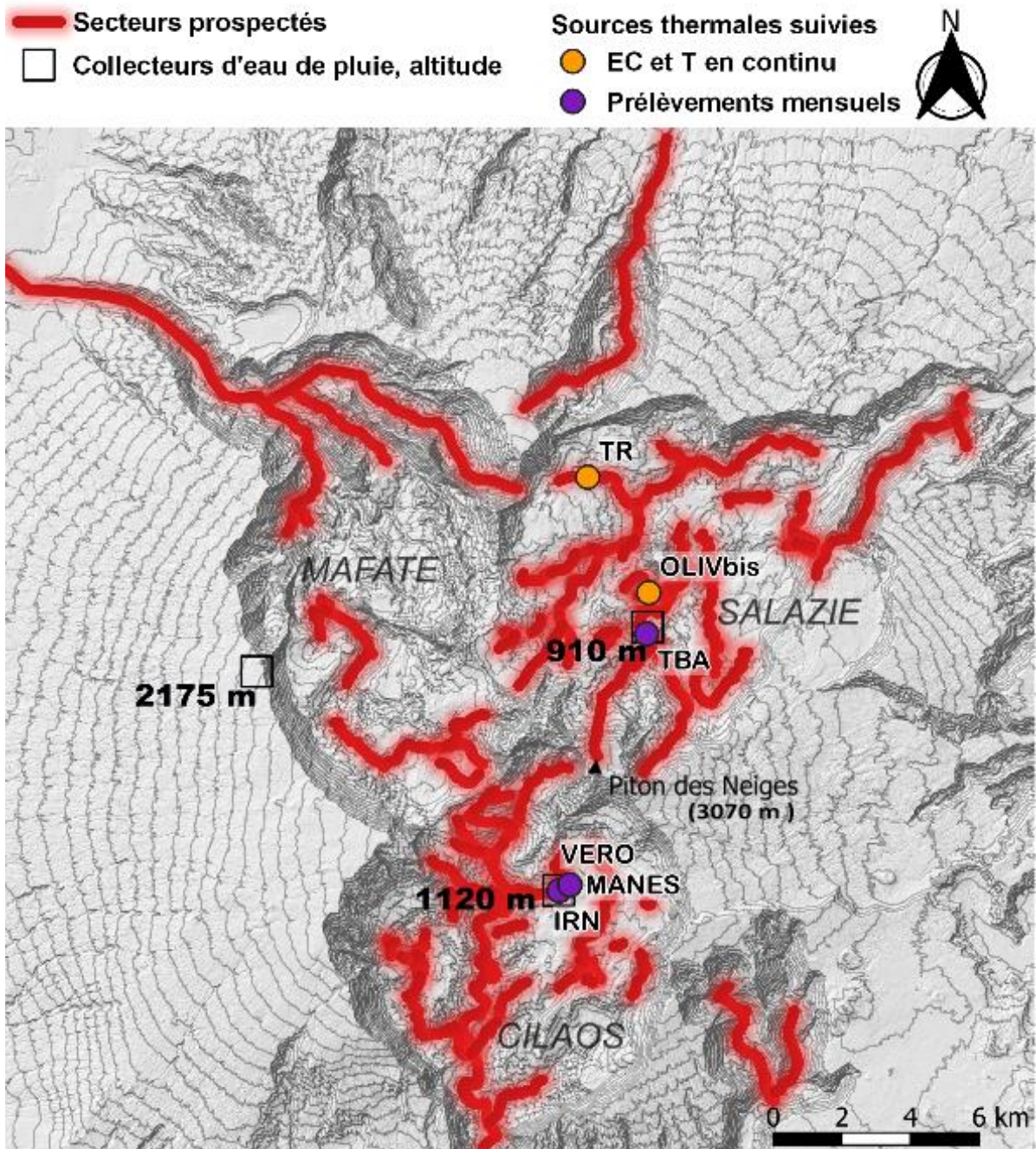


Figure 20 : Carte de cheminement des zones prospectées, avec localisation des stations de suivi mensuel et des sources thermales suivies en continu pour la conductivité électrique et la température.

La prospection a consisté en la recherche d'indices d'hydrothermalisme visibles ou mesurables in situ à partir des indices suivants (Figure 21):

- Dépôts ocre/orange d'oxydes de fer ou de soufre
- Dépôts de calcite ou tufs calcaires
- Température de l'eau supérieure à celle d'un cours d'eau à proximité ($\Delta T \geq 5^{\circ}\text{C}$)
- Conductivité électrique de l'eau supérieure à l'eau de surface à proximité ($\Delta CE \geq 200 \mu\text{S}/\text{cm}$)
- pH de l'eau inférieur à l'eau de surface à proximité ($\Delta \text{pH} \leq 1$)



Figure 21 : Différents types d'indices d'hydrothermalisme utilisés pour la prospection, sur l'exemple de la Ravine Blanche (Cilaos).

Les mesures de température, conductivité hydraulique et pH ont été réalisées avec un appareil multiparamètres WTW® relié à des sondes TetraCon® et SenTix®. La localisation et la description de chaque indice trouvé ont été répertoriées (Annexes 1 et 2).

III.2.3. Suivis mensuel et continu

Au total quatre sources ont été sélectionnées pour le suivi mensuel des rapports isotopiques des isotopes stables de l'eau sur les deux sites : Irénée (IRN), Véronique (VERO) et Manès (MANES) aux thermes de Cilaos et une source située à l'amont du canyon de Trou Blanc (TBA) à Salazie. Deux collecteurs d'eau de pluie ont été conjointement suivis pour ces mêmes paramètres. Les trois premières sources sont canalisées pour l'établissement thermal de Cilaos et leur accès se fait dans un même bâtiment à l'extérieur duquel a été installé le collecteur d'eau de pluie (Figure 20). Un suivi mensuel sur 7 mois du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ a été effectué sur les sources IRN, VERO et MANES sur les eaux et le gaz afin de mieux comprendre les relations des eaux thermales avec le CO_2 magmatique. Un suivi de la concentration en éléments majeurs sur ces trois sources a également été réalisé. Dans le bâtiment, les eaux arrivent par un tuyau sous un dôme en verre, sous lequel s'accumule le gaz qui s'échappe de l'eau (Figure 22). En haut du dôme, un robinet permet au gaz de s'échapper. Pour les prélèvements de gaz, un tuyau en caoutchouc est installé au sommet du robinet jusqu'à un bassin rempli d'eau de prélèvement. Sous l'eau, la fiole de prélèvement immergée et retournée est remplie progressivement par le gaz qui bulle du tuyau, remplaçant l'eau.

La source TBA de Salazie est située en amont du canyon de Trou Blanc, dans un secteur encaissé de la rivière du Mât (Figure 20). Afin de permettre une meilleure récolte de l'eau de pluie, le collecteur a été installé au-dessus du rempart surplombant la rivière, au début de la randonnée de Trou Blanc. Chaque collecteur d'eau de pluie consiste en un bidon en PEHD au-dessus duquel est installé un entonnoir (Figure 23). De la paraffine est versée au fond du bidon. L'eau de pluie entre par l'entonnoir et se loge

par densité sous la paraffine qui empêche son évaporation. Un robinet permet de verser l'eau pour les prélèvements. Le collecteur est sanglé à des parpaings pour résister aux vents lors des épisodes cycloniques.

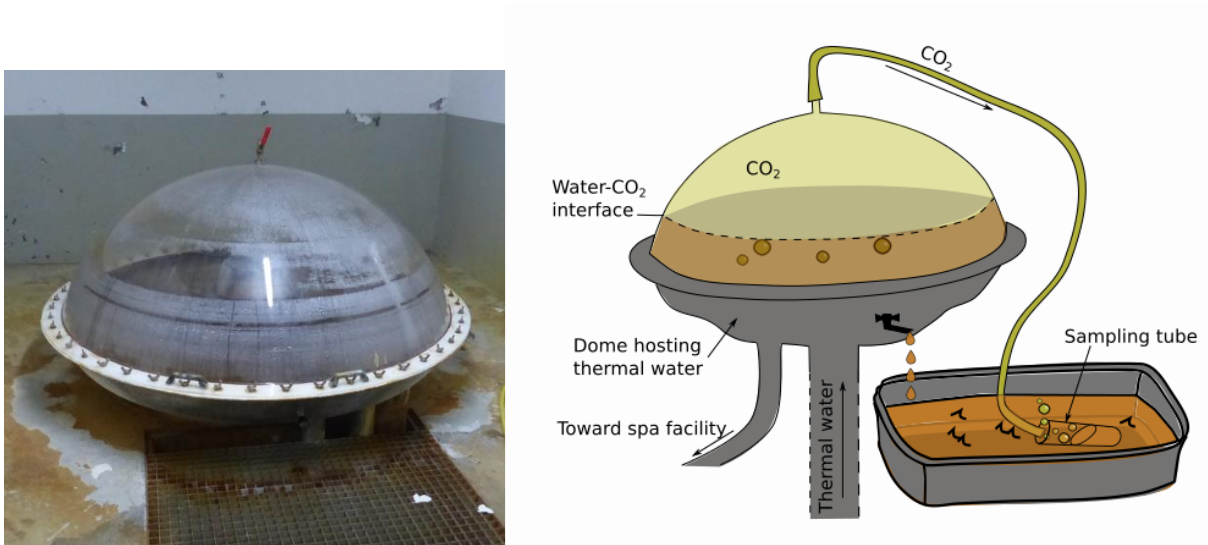


Figure 22 : Dispositif de prélèvement de gaz à l'émergence des sources thermales IRN, VERO et MANES.



Figure 23 : Collecteur d'eaux de pluie installé à Cilaos près du bâtiment des nouvelles thermes.

Deux sources ont été sélectionnées pour le suivi en continu de la conductivité hydraulique et de la température sur 8 mois : les sources OLIV2 et TR (Figure 20). Celles-ci ont été équipées d'une sonde CT-DIVER®. Les sondes ont été relevées régulièrement et corrigées des dérives instrumentales.

III.3. Méthodes

III.3.1. Flaconnage et conditionnement

Toutes les eaux prélevées ont subi une filtration à 0,2 µm sur site. Tous les flacons ont été rincés trois fois avec de l'eau de prélèvement filtrée avant remplissage.

Les échantillons pour analyse des éléments majeurs, trace et des rapports isotopiques de Sr, Li et Cl ont été récoltés dans des flacons en PEHD. Les échantillons destinés à l'analyse des cations majeurs et des éléments traces ont été acidifiés à l'acide nitrique (HNO₃ 0,3N). Les échantillons pour analyse des rapports isotopiques de O et H ont été récoltés dans des flacons en verre ambré fermés par des bouchons à vis avec cône d'étanchéité pour prévenir tout échange avec l'atmosphère. Lorsque ces flacons n'étaient pas disponibles, les prélèvements ont été réalisés dans des flacons en PEHD opaques. Pour la première phase, les eaux destinées à l'analyse du rapport isotopiques du carbone ont été prélevées dans des flacons en PEHD. Pour la deuxième phase, les échantillons pour analyse de la concentration en carbone inorganique dissous total (TDIC) et du rapport isotopique du carbone (eau et gaz séparément) ont été prélevés dans des fioles Exetainer sans col. Sur l'ensemble des échantillons, du Parafilm® a été enroulé à la jonction entre le bouchon et le flacon pour prévenir les échanges avec l'atmosphère. Les échantillons ont été stockés à 6°C avant envoi par avion aux laboratoires pour analyse.

III.3.2. Analyse des échantillons

Pour les échantillons de la première phase, l'alcalinité a été mesurée au Laboratoire Départemental des Eaux et d'Hygiène du Milieu (LDEHM) et les analyses de concentrations en éléments majeurs et traces et des rapports isotopiques de O, H, C, Sr et Li ont été effectués au BRGM à Orléans. Pour les échantillons de la deuxième phase, les analyses de concentration totale en carbone inorganique dissous (TDIC), de concentrations en éléments majeurs, des rapports isotopiques de C (eau et gaz) et Cl ont été réalisées à l'institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) ; les analyses des rapports isotopiques de O et H au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) ; les analyses des concentrations en éléments traces et des rapports isotopiques de Sr, au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM-CRPG) à Nancy.

Les analyses d'alcalinité de la première phase ont été réalisées par titrage potentiométrique selon le protocole NF EN ISO 9963-1. Les analyses de TDIC de la deuxième phase ont été effectuées par chromatographie gazeuse et spectrométrie de masse à rapport isotopique (GC-IRMS). Dans le cas des analyses sur les eaux, avant le passage dans le dispositif GC-IRMS, le TDIC a été libéré sous forme de gaz par acidification par du H₃PO₄ (Assayag et al., 2006). Les concentrations de chaque espèce dissoute de carbone ont été calculées à partir des mesures d'alcalinité et de pH pour les échantillons de la première phase et de TDIC et de pH pour les échantillons de la deuxième phase.

Les anions majeurs ont été déterminés par chromatographie à échange d'ions. Les cations majeurs ont été déterminés par spectrométrie d'émission atomique avec couplage plasma inductif (ICP). Les concentrations en fluorures ont été obtenues par chromatographie à échange d'ions lors de la première phase puis par potentiométrie directe lors de la deuxième phase. Les concentrations en lithium ont été déterminées par chromatographie à échange d'ions lors de la première phase puis par spectrométrie d'absorption atomique lors de la deuxième phase. Les concentrations en bore ont été déterminées par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) lors de la première

phase puis par spectrométrie UV-Visible lors de la deuxième phase. Les concentrations des autres éléments traces ont été déterminés par ICP-MS pour les deux phases.

La méthode GC-IRMS a été utilisée pour la détermination du rapport isotopique du carbone pour tous les échantillons, et des rapports isotopiques de O et H pour les échantillons de la première phase, chaque fois après équilibration avec un gaz (H_2 pour H et CO_2 pour O). Pour la deuxième phase, les rapports isotopiques de O et H ont été déterminés en utilisant respectivement la méthode d'équilibration CO_2-H_2O sur un Finnigan Mat 252 et la méthode WS-CRDS laser infrarouge.

Les rapports isotopiques du strontium ont été déterminés par spectrométrie de masse à acquisition multidynamique triple et un filament unique W lors de la première phase, et par un spectromètre de masse multi-collecteur à thermo-ionisation (TIMS) lors de la deuxième phase.

Les rapports isotopiques du lithium ont été déterminés selon les techniques détaillées par Millot et al., (2004). Les échantillons ont été préparés pour obtenir 60 ng de lithium pur. Le lithium a ensuite été séparé de sa matrice par chromatographie à échange d'ions. L'absence de fractionnement isotopique lors de ce procédé a été testée par des analyses répétées du standard eau de mer IRMM BCR-403. La composition isotopique du lithium a ensuite été obtenue par ICP-MS en utilisant la méthode « standard-bracketing » et corrigée à l'aide des blancs de l'environnement de l'échantillon (HNO_3 3%), ainsi que des bruits instrumentaux.

Les rapports isotopiques du chlore ont été déterminés selon les techniques détaillées par Bonifacie et al., (2007) et Godon et al., (2004). A cause du minimum de concentration en chlore de ~ 10 mg/L requis pour une bonne qualité d'analyse, seuls les échantillons dépassant ce seuil ont été analysés. Pour la procédure, le chlore des eaux a été transformé en CH_3Cl selon la méthode suivante (Eggenkamp et al., 1994) : les ions chlorures ont été entièrement précipités en $AgCl$ et immédiatement filtrés, protégés de la lumière et séchés sur filtre à $80^\circ C$ dans un four durant la nuit, sans pré-concentration. Le filtre séché a été placé dans un tube pyrex avec du CH_3I en excès, qui a été ensuite scellé sous vide et placé à $80^\circ C$ pendant 48 heures. Puis, le tube a été craqué sous vide et le CH_3Cl produit a été séparé du CH_3I en excès par chromatographie gazeuse (2 colonnes de poropak Q). Le CH_3Cl a été finalement quantifié par une jauge à manomètre Baratron®, récolté dans un tube et transféré dans un spectromètre de masse à rapport isotopique dual inlet pour l'analyse des isotopes du chlore.

Les isotopes non radiogéniques sont donnés en utilisant la notation δ : les valeurs de $\delta^{18}O_{H_2O}$ et δD_{H_2O} exprimées par rapport aux standards VSMOW, et $\delta^{13}C$, δ^7Li , et $\delta^{37}Cl$ par rapport aux standards PDB, LSVEC, et SMOC respectivement. Les précisions des analyses sont de respectivement 0.05‰ VSMOW, 0.7‰ VSMOW, 0.1 ‰ PDB, 0.5 ‰ LSVEC, et 0.05 ‰ SMOC. Pour les isotopes du strontium, aucun standard n'est utilisé. Les précisions varient entre 0,000006 et 0,000018.

III.4. Résultats

La description détaillée de la totalité des indices d'hydrothermalismes reconnus est présentée en Annexe 1 du manuscrit. Les résultats des mesures des paramètres physico-chimiques des campagnes de prospection et de suivi, ainsi que des études précédentes sont donnés en Annexe 2. L'ensemble des résultats d'analyses obtenus dans le cadre de la campagne de prospection sont présentés en Annexe 4. Ceux obtenus dans le cadre de la campagne de suivi sont présentés en Annexe 5. Les résultats d'analyses des 3 rivières sont présentés en Annexe 6. Les résultats du suivi en continu des paramètres physicochimiques sont présentés dans le Chapitre VI.

Tout ou partie de ces résultats sont également présentés dans les articles *Origin and fate of hydrothermal fluids at Piton des Neiges volcano (Réunion Island): a geochemical and isotopic (O, H, C, Sr, Li, Cl) study of thermal springs* et *Localization and characterization of the geothermal resource of Piton des Neiges (Réunion Island): A major, trace elements and isotopic (O, H, Sr) study of thermal springs*, respectivement dans les chapitres IV et V.

IV. Chapitre IV

Les fluides hydrothermaux au Piton des Neiges : Origine et interactions

Etude géochimique et isotopique (O, H, C, Sr, Li, Cl) des sources thermales

Afin de discriminer les processus géologiques responsables de la minéralisation des sources thermales, nous avons analysé un grand nombre de paramètres géochimiques (éléments majeurs, traces, isotopes de O, H, C, Sr, Li, Cl) sur une sélection de sources présentant les indices d'hydrothermalisme les plus marqués et les plus distinctifs.

Notre étude a permis de déterminer l'origine des fluides hydrothermaux et de caractériser les interactions entre les différents réservoirs (gaz, eau, roches). Ces résultats font l'objet d'un article publié dans la revue « Journal of Volcanology and Geothermal Research » (Volume 392, 15 February 2020, DOI : <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106682>) :

Article 1 :

Origin and fate of hydrothermal fluids at Piton des Neiges volcano (Réunion Island): a geochemical and isotopic (O, H, C, Sr, Li, Cl) study of thermal springs

Bhavani Bénard^{abc}, Vincent Famin^{ab}, Pierre Agrinier^a, Bertrand Aunay^c, Geneviève Lebeau^{ab}, Bernard Sanjuan^d, Françoise Vimeux^e, Gérard Bardoux^a, Chrystel Dezayes^d

^a Université de Paris, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France

^b Université de La Réunion, Laboratoire GéoSciences Réunion, F-97744 Saint Denis, France

^c BRGM, F-97400 Saint-Denis, La Réunion, France

^d BRGM, F-45060 Orléans, France

^e Institut de Recherche pour le Développement, Laboratoire HydroSciences Montpellier (UMR 5569) et Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (UMR 8212), CEA Saclay, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

IV.1. Résumé

Comme de nombreux volcans basaltiques dans le monde, le Piton des Neiges (île de La Réunion) abrite un système hydrothermal qui représente une ressource géothermique potentielle. Malgré plusieurs campagnes de prospection ces dernières décennies, ce potentiel n'a jamais pu être confirmé car de nombreux aspects concernant l'origine et la circulation des fluides hydrothermaux restent mal connus. Pour répondre à ces interrogations, nous avons analysé la géochimie des sources thermales (eau et gaz), en combinant des traceurs conventionnels (éléments majeurs et trace, isotopes de O, H, C, Sr, Li) avec les isotopes du Chlore, un outil géochimique en développement. Ajoutés aux données de la littérature, nos nouveaux résultats permettent de comparer la composition des sources thermales avec celle des eaux froides, des roches, des gaz, des dépôts fumeroliens de La Réunion et d'ailleurs, et de dérouler l'histoire complexe des mélanges fluides qui constituent le système géothermique du Piton des Neiges.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ et $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ des sources thermales (de -8.67 à -4.9 et de -56.3 à -23.5 ‰ VSMOW, respectivement) se situent à proximité de la droite des eaux météoriques, démontrant leur origine météorique. Cependant, leur appauvrissement en isotopes lourds par rapport aux eaux froides suggère une recharge fortement influencée par les cyclones, avec une possible contribution d'eaux de pluie d'altitudes élevées ($\geq 2000\text{m}$). L'absence d'enrichissement en ^{18}O par rapport aux eaux météoriques locales indique que les échanges isotopiques entre roches et eaux thermales sont limitées, et suggèrent que les températures profondes sont relativement basses et/ou que le ratio eau/roche est élevé. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans les eaux thermales (de -8.0 à +3.2 ‰ PDB) et les gaz (de -6.7 à -5.3 ‰ PDB) confirment que le carbone est essentiellement d'origine magmatique, que nous interprétons comme un dégazage d'origine régionale du point chaud réunionnais. Les éléments majeurs et traces et les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (de 0.704142 à 0.704336), $\delta^7\text{Li}$ (de +2 ‰ à +34.8 ‰ LSVEC), et $\delta^{37}\text{Cl}$ (de -0.35 ‰ à +0.40 ‰ SMOC) montrent que trois processus additionnels contribuent à la minéralisation des eaux thermales : 1) l'interaction avec des basaltes à des températures $\geq 50^\circ\text{C}$, 2) une contamination très limitée par de l'eau de mer ($< 3\text{ mol}\%$), et/ou 3) la dissolution de trachyte ou de gaz fumeroliens ou leur condensats émis par un magma superficiel trachytique dans l'édifice volcanique.

Le système hydrothermal du Piton des Neiges est par conséquent le résultat de l'interaction d'eau météorique avec une source de chaleur trachytique (comme une intrusion solidifiée ou poche de magma), sans relation avec le flux de CO_2 . Nous mettons également en évidence que les eaux thermales du Piton des Neiges sont exceptionnellement isolées de l'eau de mer comparé à d'autres systèmes hydrothermaux des volcans d'îles océaniques dans le monde, ce qui implique que la source de chaleur se situe au-dessus de l'interface eau douce/eau de mer. Ces conclusions sont d'une importance critique pour l'exploration géothermique sur l'île car elles impliquent que la ressource géothermique est atteignable à des profondeurs relativement faibles ($\leq 1000\text{ m}$).

Abstract

As many ocean basaltic volcanoes worldwide, Piton des Neiges (Réunion Island) hosts a hydrothermal system that represents a potential geothermal resource. Despite several prospection campaigns over the past decades, this potential has never been confirmed because many aspects of fluid supply and circulation remain unclear. To track the origin and fate of hydrothermal fluids, we analyzed the geochemistry of thermal springs (water and gas), by combining conventional tracers (major-trace elements and O, H, C, Sr, Li isotopes) with Cl isotopes, a geochemical tool under development. Added to literature data, our new results allow us to compare the composition of thermal springs with cold waters, rocks, gas, and fumarolic deposits from La Réunion and elsewhere, and to untwine the complex history of fluid mixing that constitutes the geothermal system of Piton des Neiges.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of springs (-8.67 to -4.9 and -56.3 to -23.5 ‰ VSMOW, respectively) are positioned close to the local meteoric water line, showing that thermal waters are of meteoric origin. However, their depletion in heavy isotopes relative to cold waters suggests a recharge strongly influenced by cyclones, with a possible contribution from high altitude (≥ 2000 m) rainfalls. Their absence of ^{18}O enrichment relative to the local meteoric water line indicates that the isotopic exchange between rocks and water is very limited, and therefore suggests that their deep temperatures are relatively low and/or the water/rock ratios are high. $\delta^{13}\text{C}$ values in thermal waters (-8.0 to +3.2 ‰ PDB) and gases (-6.7 to -5.3 ‰ PDB) confirm that carbon is essentially of magmatic origin, which we interpret as supplied by regional degassing of La Réunion hotspot. Major-trace elements and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704142 to 0.704336), $\delta^7\text{Li}$ (+2 ‰ and +34.8 ‰ LSVEC), and $\delta^{37}\text{Cl}$ (-0.35 ‰ and +0.40 ‰ SMOC) compositions show that three additional processes contribute to the mineralization of thermal waters: 1) interaction with basalt at temperatures ≥ 50 °C, 2) very limited seawater contamination (< 3 mol%), and/or 3) leaching of trachyte or scrubbing of fumarolic gas or condensates emitted by a shallow trachytic magma in the volcanic edifice.

The geothermal system of Piton des Neiges is thus the result of meteoric water interaction with a trachytic heat source (as a solidified intrusion or a magma pocket), unrelated to the CO_2 flux. We also emphasize that thermal waters at Piton des Neiges are exceptionally isolated from seawater compared to other geothermal systems in ocean island volcanoes worldwide, which implies a heat source located above the seawater/freshwater interface. These inferences are of critical importance for the future geothermal exploration on the island, as they suggest that the geothermal resource is within reach of relatively shallow drilling depths (≤ 1000 m).

IV.2. Introduction

Ocean island basaltic volcanoes are among the most prized geological settings for geothermal exploitation, because they cumulate the advantages of a shallow and significant heat source, almost unlimited water supply, and low concentrations of toxic or radioactive elements in waters compared to granitic or andesitic settings. Iceland, Sao Miguel (Azores), Big Island (Hawaii) and Pantelleria (Italy) are emblematic examples of such basaltic islands being exploited or showing potential for geothermal energy (Bertani, 2016; Gianelli and Grassi, 2001). However, ocean island volcanoes are also renowned for the complexity of their geothermal systems, seldom matching the ideal case of a heat source/reservoir/cap rock superposition as in the model of Johnston et al., (1992). This complexity requires case-by-case studies of fluid sources and pathways, which often discourages geothermal prospection or exploitation.

The island of La Réunion illustrates this difficulty of evaluating the geothermal potential of ocean island basaltic volcanoes. Réunion Island is made of two edifices, Piton de la Fournaise which is among the most active volcanoes of the world, and Piton des Neiges presently in a dormant state since 12 to 29 ka (Delibrias et al., 1986; Deniel et al., 1992; Gillot and Nativel, 1982). Piton des Neiges displays ample evidence of hydrothermal activity, including thermal springs (up to 50 °C for the hottest), fumarole deposits, and CO₂ – He – Rn anomalies (Marty et al., 1993; Rançon and Rocher, 1985; Sanjuan et al., 2001). Between 1980 and 2005, exploration campaigns of geophysics and drillings demonstrated the presence of dense intrusive complexes beneath Piton des Neiges, and temperature gradients locally exceeding 90 °C/km (see Dezayes et al., (2016) for a review). Using chemical and isotope geothermometers, geochemical studies also revealed the temperature of water-rock interaction ranged from 100 to 160°C for most of the thermal springs, (Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Sanjuan et al., 2001). Despite these promising indicators, prospection did not fully succeed in locating and quantifying the resource of Piton des Neiges, partly because of the complex structure of this polygenic volcano, but most of all because of the difficulty of identifying multiple fluid reservoirs and pathways from the geochemical tools and data available at that time.

The objective of this paper is to improve our understanding of Piton des Neiges' hydrothermal system, by untangling the contribution of each fluid pool and the mixing and heating history of these fluids. The adopted strategy is to widen the geochemical description of thermal waters by applying proven and newly-developed tracers, and to increase the number of analyzed springs compared to previous studies. Our new results are combined with literature data into an exceptionally large geochemical set of major, trace elements and O, H, C, Sr, Li and Cl isotopes analyses of thermal springs from Piton des Neiges. Compared with the chemistry of rocks, seawater, cold waters, and fumarolic products from Réunion as well as from other similar geological contexts, this large dataset allows us to untwine the complex history of fluids at the origin of Piton des Neiges' hydrothermal system. The proposed circulation model may be used as a predictive tool for geothermal exploration in Réunion and other basaltic islands.

IV.3. Geological and hydrogeological settings

Piton de la Fournaise and Piton des Neiges are often considered as analogue volcanoes with a similar structure and evolution, the former being in its shield building stage while the latter is at the end of its lifetime. Piton des Neiges is estimated to have emerged at ~3 Ma and has produced transitional basic magmas until 430 ka (Kluska, 1997; McDougall, 1971). After a 80 ka period of repose, the volcano entered into a differentiated stage 350 ka ago and produced alkali magmas ever since (Gillot and

Nativel, 1982; Kluska, 1997). The terminal volcanism of Piton des Neiges began at about 210 ka, with the emission of highly differentiated magmas such as trachytes and syenites. The last known eruption of Piton des Neiges dates back to 12 ka (U/Th), 22 ka (^{14}C) or 29 ka (K/Ar), depending on the radiometric dating technique (Delibrias et al., 1986; Deniel et al., 1992; Gillot and Nativel, 1982).

Since its last activity, the heavy rainfalls under tropical climate have favored erosion of the volcanic edifice, now incised by three cirques (subcircular depressions), Salazie to the north, Mafate to the northwest, and Cilaos to the south (Figure 24). These deep cirques have dissected the inner structure of the volcano, erasing most of the surface evidence of calderas. Based on patchy observations of faults, offset lava layers, pyroclastic deposits or radial dykes, two calderas have been proposed: a large one running through the three cirques formed at the beginning of the terminal stage (210 – 180 ka), and a smaller one in the summit area of Piton des Neiges formed during its last activity (Figure 24). On the other hand, erosion has exposed the hypovolcanic complex, made of dense gabbroic plutons and basaltic, trachytic and syenitic planar intrusions. Planar intrusions are organized into two rift zones N030-40 and N120-160, and two sill zones between 800 and 1300 m above sea level (Chaput et al., 2017, 2014b). Syenite intrusions, which consist in 30 – 100 m thick dykes in the cirques of Cilaos and Salazie, are of particular importance for the present study for two reasons: (1) they represent major dyke structures of the terminal volcanic activity, since they are located within the N030 rift zone, and are also interpreted to delineate the largest caldera at 210 – 180ka (Chevalier, 1979; Rocher, 1988); (2) because many thermal springs are found in their vicinity, syenite dykes might be associated with the heat source of the hydrothermal system, or at least with the fracture network enabling fluid circulation.

The hypovolcanic complex of Piton des Neiges is also affected by several phases of low-grade metamorphism and hydrothermal alteration (Chevalier, 1979; Rançon, 1985), resulting in the secondary precipitation of phrenite-pumpellyite facies minerals in rocks of the shield-building stage, followed by carbonate precipitation in differentiated rocks as well as in basic rocks (Famin et al., 2016). This long history of construction and destruction, intrusive activity and secondary mineral precipitation strongly affects the hydrogeology of Piton des Neiges, by limiting the escape of freshwater toward the sea and its downward infiltration in the lowermost, oldest and most impermeable rock units (Join et al., 2005; Violette et al., 1997).

The tropical climate of Réunion Island consists in a dry season (April-November), and a wet season (December-March) that delivers huge precipitation rates (annual average of ~ 2500 mm in the cirques). Most of these wet season rainfalls occur as cyclones (five events per year in average for the period 1981 – 2010; Jumaux et al., 2011), providing ample meteoric water to feed a hydrothermal system. However, the hydrothermal system of Piton des Neiges may be also alimented by seawater, as in the case of many other volcanic islands (Adams, 1996; Arnórsson, 1995a, 1995b; Carvalho et al., 2006; Druecker and Fan, 1976; Thomas, 1984). To date, no hydrogeological model explicitly accounts for the recharge of the deep thermal aquifers, and the relative contribution of seawater and meteoric water to the hydrothermal system remains to be evaluated.

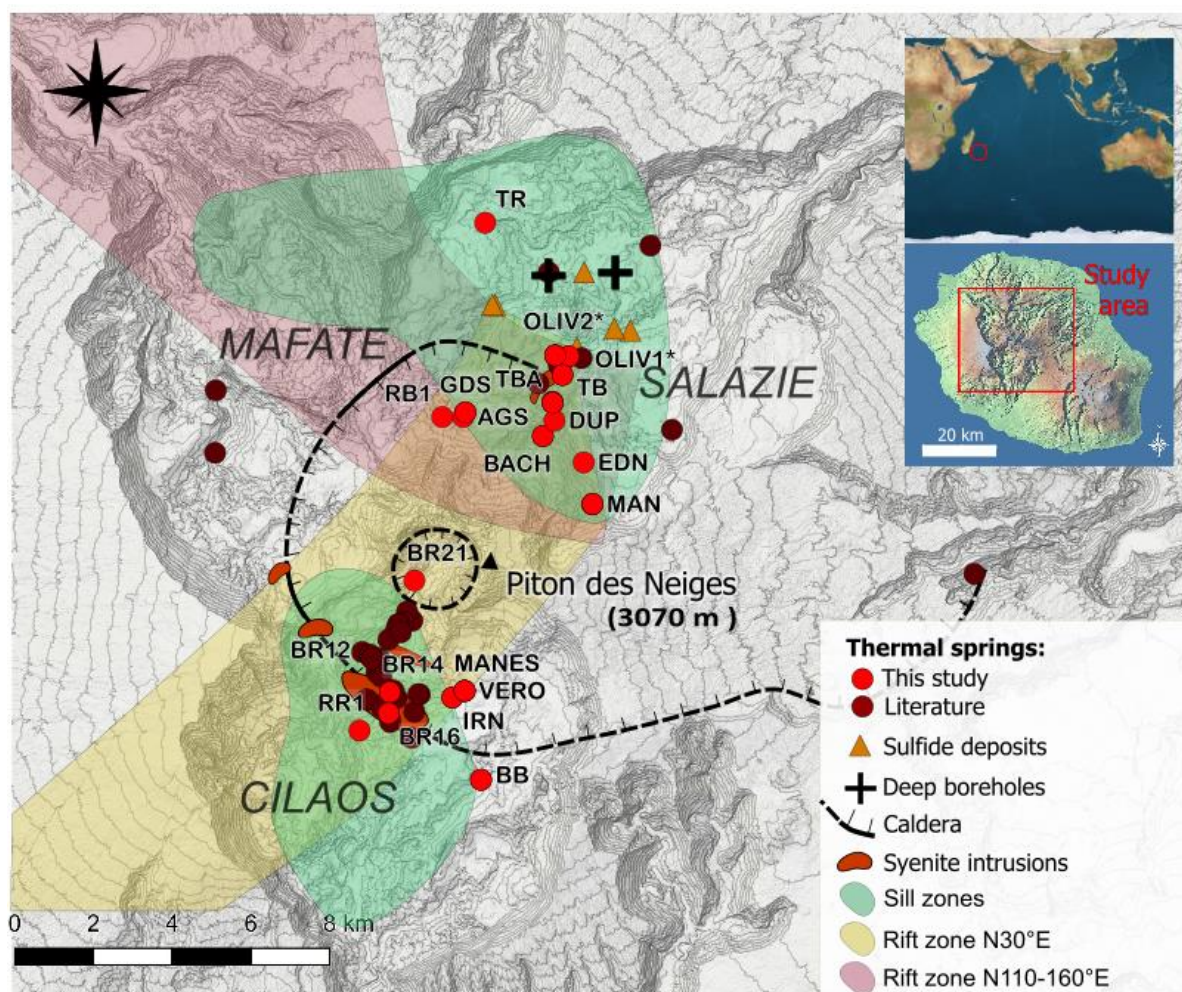


Figure 24: Location of thermal springs in Piton des Neiges, Réunion Island. Springs sampled for this study are labeled. Sulfide deposits (Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Rançon and Rocher, 1985), proposed calderas (Chevalier, 1979), syenite intrusions, and rift and sill zones (Chaput et al., 2017) are also represented. Most springs are located in the cirques of Salazie and Cilaos. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN.

IV.4. Methods

Thermal springs were sampled during two campaigns, the first one in June 2015 and the second one from December 2015 to January 2018. These campaigns yielded a total of twenty-seven water samples and seven gas samples of eighteen springs, to be analyzed for major, trace elements and O, H, Sr, Li, Cl and/or C isotopes (See Tableau 5 for coordinates). Additionally, sixteen archive spring and river samples from Sanjuan et al. (2001) were analyzed for Li concentration, $\delta^7\text{Li}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$. During each sampling, the pH, temperature, and electrical conductivity (EC) of water were measured at the spring outlet. pH is expressed at the *in situ* water temperature. EC is expressed at 25°C. For major, trace elements and Sr, Li, Cl isotope analyses, water samples were collected in HDPE bottles after filtration at 0.2 μm on site. For O and H isotope analyses, water was mainly sampled in amber glass bottles with cone shaped caps to avoid any isotopic exchange with ambient air, except during the first campaign (HDPE bottles). During the second campaign, water samples were also collected for analysis of total dissolved inorganic carbon content (TDIC) and C isotopes in Labco 12 ml Exetainer vials with no headspace. For all the water samples, the bottles were rinsed three times with filtered water from the sampled spring. Water samples for analysis of major cations and trace elements were acidified with

nitric acid (HNO_3 0.3N) on site. Water samples for other analyses were not acidified. All samples were stored at a temperature of 6 °C before shipment.

The seven gas samples were collected during the second campaign at three springs, Irénée (IRN), Manès (MANES) and Véronique (VERO), used to supply a spa and a bottled water factory. For each spring, waters are channeled through a pipe (<50 m) to a glass dome, from where the supply line goes. A small opening on top of each dome provides access to the spring gas without atmosphere contamination. The free gas was channeled through a rubber pipe to a basin filled with water from the sampled spring. Underwater, the free gas was liberated as bubbles in an upside down Exetainer vial, thus replacing the water. Gas samples were analyzed for C isotopes only.

For the water samples of the first campaign, alkalinity, element and isotope analyses were performed at the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) in Orléans. For samples of the second campaign, total dissolved inorganic carbon (TDIC), major elements, C isotopes (water and gas) and Cl isotopes were performed at the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). Oxygen and H isotopes analyses were performed at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) in Saclay. Trace elements and Sr isotope analyses were performed by the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM-CRPG) in Nancy.

TDIC analyses from the second campaign were made by gas chromatography and isotope ratio mass spectrometry (GC-IRMS), after releasing TDIC as CO_2 by H_3PO_4 acidification in the case of water samples (Assayag et al., 2006). Concentrations for each carbonate species in dissolved state were computed, either using alkalinity and pH (first campaign) or TDIC and pH (second campaign), depending on which data were available. In the case of the first campaign samples, alkalinity was determined using potentiometric titration.

Major anions and Br concentrations were determined by ion exchange chromatography. Major cations concentrations were determined using atomic emission spectrometry (ICP). Fluoride concentrations were obtained using ion exchange chromatography for the first campaign and by direct potentiometric determination for the second campaign. Lithium concentrations were obtained by ion exchange chromatography for the first campaign and by atomic absorption spectrometry for the second campaign. Boron concentrations were obtained by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) for the first campaign and UV-vis spectroscopy for the second campaign. Other trace element concentrations were determined by ICP-MS for the two campaigns.

Carbon isotope ratios were determined together with TDIC by GC—IRMS. Oxygen and H isotope ratios were also obtained by GC-IRMS, after equilibration with a gas (H_2 for hydrogen and CO_2 for oxygen) for the first campaign. For the second campaign, Oxygen and H isotopes were obtained using the CO_2 - H_2O equilibration method on a Finnigan Mat 252 and the WS-CRDS infrared laser method respectively. Strontium isotope ratios were determined by mass spectrometry using a triple multidynamic acquisition and a single W filament for the first campaign, and by multi-collector mass spectrometry (TIMS) for the second campaign. Precisions are comprised between 0.000006 and 0.000018. Lithium isotope analyses were performed according to techniques detailed in Millot et al., (2004). Samples were prepared in order to obtain 60 ng of purified Lithium. Lithium was then separated from its matrix by ion exchange chromatography. The absence of isotopic fractionation during the purification procedure was tested by repeated analysis of the seawater standard IRMM BCR-403. The isotopic composition of Lithium was then obtained by ICP-MS using the “standard-bracketing” method and blank-corrected for the sample environment (HNO_3 3%) and instrumental background noise. Chlorine isotope analyses were performed according to techniques previously detailed (Bonifacie et al., 2007; Godon et al., 2004). Because the minimum Cl concentration for high quality isotopic analyses is ~ 10

mg/L, we restricted our analyses to springs above this limit. Chloride from water samples were converted to CH₃Cl with the following technique (Eggenkamp et al., 1994): chlorides were completely precipitated as AgCl and immediately filtrated, protected from light, and dried overnight in an oven at 80 °C, without pre-concentration. The dried filter was loaded into a pyrex tube with excess CH₃I, sealed under vacuum and reacted at 80 °C for 48 h. The tube was then cracked under vacuum and the CH₃Cl product was separated from the excess CH₃I by gas chromatography (2 columns filled with porapak Q). The clean CH₃Cl was finally quantified by a Baratron® pressure gauge, collected in sample tube and transferred to a dual inlet isotopic ratio mass spectrometer for Cl isotope analysis.

Non radiogenic isotope ratios are given using the δ notation, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values being expressed with respect to VSMOW, and $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^7\text{Li}$, and $\delta^{37}\text{Cl}$ being reported relative to PDB, LSVEC, and SMOC standards, respectively. Precisions are 0.05‰ VSMOW, 0.7‰ VSMOW, 0.1 ‰ PDB, 0.5 ‰ LSVEC, and 0.05 ‰ SMOC respectively.

IV.5. Results

New analyses of major and trace element concentrations, and O-, D-, Sr, Li- and Cl isotopes are presented in Tableau 1 and Tableau 2. $\delta^{37}\text{Cl}$ and $\delta^7\text{Li}$ data on samples from (Sanjuan et al., 2001) are from this study. TDIC and C isotope data are reported in Tableau 3. An extensive compilation of literature data for thermal springs and cold waters in La Réunion is also provided in Supplementary Material. The most important results are also summarized in Figure 24 to Figure 29.

Tableau 1 : Major elements concentrations, C, O, H, Sr, Li and Cl isotope ratios in thermal springs of Piton des Neiges analyzed in this study. (See Tableau 6 for a compilation of data from previous studies)

Spring	Date	Electrical Conductivity (µS/cm)	pH	Temperature (°C)	Ca (mmol/L)	Mg (mmol/L)	Na (mmol/L)	K (mmol/L)	HCO ₃ (mmol/L)	SO ₄ (mmol/L)	Cl (mmol/L)	SiO ₂ (mmol/L)	CO ₃ (mmol/L)	NH ₄ (mmol/L)	NO ₂ (mmol/L)	NO ₃ (mmol/L)	δ ¹⁸ O (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	δ ⁷ Li (‰ LSVEC)	δ ³⁷ Cl (‰ SMOC)	
AGS	17/06/2015	1746	6.5	21.1	6.8	3.5	1.7	0.1	14.5	4.1	0.0	1.3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.				9.1		
BACH	15/06/2015	1260	6.9	25.6	2.9	2.6	3.9	0.1	14.4	0.1	0.1	1.3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-6.70	-41.6	0.704317	11.9		
BACH*	Sanjuan et al., 2001	1540	7.4	19.4	3.6	3.5	5.5	0.2	18.7	0.2	0.1	1.5	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-6.7	-37.2	0.704300	13 ¹		
BB	05/05/2017	1699	6.7	25.1	4.1	3.3	5.9	0.1	18.1	2.3	0.4	2.0				0.01	-8.06	-53.1	0.704139		0.3	
BB	Sanjuan et al., 2001	1610	6.7	22.6	4.2	3.4	5.5	0.1	15.4	2.1	0.3	1.9		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-8.2	-54.3	0.704142	18 ¹		
BR12	Sanjuan et al., 2001	1430	6.3	36.3	1.6	1.3	10.8	0.3	11.6	2.1	0.6	2.1		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-8.2	-50.5	0.704162	2 ¹		
BR14	08/09/2017	1764	6.8	37.2	1.5	2.5	12.4	0.3	24.7	0.9	1.2	2.5				b.d.l.	-8.53	-53.7	0.704179		-0.4	
BR16	29/10/2017	3370	6.5	29.1	0.2	3.1	25.0	1.0	22.7	0.5	5.1	2.6				0.00	-8.67	-53.3	0.704162		0.0	
BR16	30/07/2016	2530	6.8	25.9	0.4	2.4	18.4	0.9	21.7	0.4	3.2	2.0	0.01			b.d.l.	-8.41	-52.0	0.704165		0.1	
BR21	23/08/2016	1256	6.2	25.1	1.8	0.6	9.8	0.1	7.4	0.5	0.4	0.6	0.00			b.d.l.	-8.07	-51.7	0.704249		0.4	
DUP	15/06/2015	714	8.1	23.3	1.4	1.3	2.8	0.1	7.2	0.4	0.1	1.0	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-6.50	-38.4	0.704224	13.3		
EDN	16/05/2015	1855	6.4	25.5	3.2	6.2	4.0	0.2	23.0	0.1	0.0	2.3	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-6.50	-38.7	0.704237	9.6		
GDS	17/06/2015	1234	7.7	18.7	4.7	2.2	1.3	0.1	8.8	3.3	0.0	0.8	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-5.90	-33.1	0.704330	14.5		
GDS	Sanjuan et al., 2001		6.6	18.6	4.6	2.2	1.3	0.1	8.4	2.9	0.1	0.7		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-4.9	-23.5	0.704336	16.6 ¹		
IRN	05/05/2017	2510	6.5	35.1	0.4	4.2	15.0	0.2	0.0	1.0	0.2	2.3				0.00	-8.05	-51.0				
IRN	15/06/2017	2500	6.4	36	0.1	4.1	14.8	0.2	24.6	1.0	0.2	2.4					-8.10	-51.2	0.704168			
IRN	28/07/2017	2520	6.4	35.6													-8.09	-51.2				
IRN	30/08/2017	2560	6.4	36.2	0.1	4.2	15.5	0.2	29.0	1.0	0.2	2.4				0.00	-8.04	-50.9				
IRN	25/09/2017	2560	6.6	36.2	0.1	4.1	15.1	0.2	20.0	1.0	0.2	2.4					-7.89	-50.9				
IRN	26/10/2017	2570	6.4	34.3	0.1	4.3	15.3	0.2	25.3	1.0	0.2	2.4					-8.06	-51.0				
IRN	29/11/2017	2570	6.7		0.1	4.2	15.1	0.2	20.5	1.0	0.2	2.5					-8.14	-51.1	0.704181			
IRN	Sanjuan et al., 2001	2370	6.0	37.8	4.6	4.6	16.1	0.2	31.2	1.1	0.1	2.6		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-8.2	-51.3	0.704169	12 ¹		
MAN	16/06/2015	1395	6.6	30.6	3.3	2.7	4.4	0.2	16.6	0.1	0.1	1.8	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-7.20	-43.4	0.704273	10.0		
MAN	Sanjuan et al., 2001	1580	6.6	30.6	4.1	3.4	5.0	0.2	19.2	0.1	0.1	2.0		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-7.6	-43.9	0.704282	8 ¹		
MAN G	Sanjuan et al., 2001	1333	7.9	19	4.0	3.0	2.7	0.1	15.8	0.1	0.0	1.6		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-7.0	-39.8		7.5 ¹		
MANES	15/06/2017	2310	6.4	29.8	0.3	3.9	13.0	0.2	22.1	0.9	0.2					0.00	-8.04	-51.5				
MANES	Sanjuan et al., 2001	2260	5.3	31	4.0	4.1	12.9	0.2	26.7	0.8	0.1	2.1		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-8.2	-54.3		15.7 ¹		
OLIV1	Sanjuan et al, 2001	994	7.3	18.9	1.4	1.3	5.7	0.1	8.2	0.5	1.4	0.7	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-4.5	-6.5	-40.1		11.6 ¹	0.08 ¹	
OLIV2	Sanjuan et al, 2001	4980	6.1	26	4.1	4.6	47.0	0.5	42.7	3.2	12.9	0.8	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	1.8	-7.8	-45.9	0.704270	34.8 ¹	0.06 ¹	
PISSA	Sanjuan et al., 2001	1190	6.7	18.4	4.4	1.4	3.1	0.0	11.6	1.3	0.0	1.3		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-6.7	-41.4		11.1 ¹		
RB1	15/10/2016	929	6.0	19.8	1.0	1.8	1.2	0.2	7.9	0.1	0.1	1.6	0.00			b.d.l.	-6.50	-37.1	0.704308			
RFOUQ	Sanjuan et al., 2001	1000	7.4	19.2	2.9	2.3	2.2	0.0	11.3	0.3	0.0	0.7		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-6.5	-37.9		21.8 ¹		
RR1	30/07/2016	1586	6.2	32.5	0.6	1.4	10.3	0.3	7.4	0.9	1.5	1.8	0.00			b.d.l.	-8.48	-56.3	0.704167		0.2	
sRMAT	Sanjuan et al., 2001		7.9	18	1.9	6.0	3.7	0.3	17.7	0.5	0.1	1.2		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-5.9	-36.5		12 ¹		
sRMAT2	Sanjuan et al., 2001	716	7.1	21.2	1.9	1.4	1.9	0.1	8.2	0.1	0.1	0.5		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-6.2	-35.5		13 ¹		
sRMAT3	Sanjuan et al., 2001	1380	7.4	26.1	3.5	2.8	9.6	0.2	15.6	2.8	0.3	1.9		0.11	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.				20.6 ¹	
TB	22/11/2017	1410	6.3	34.4	1.2	1.0	9.4	0.3	12.0	0.6	0.7	1.1				b.d.l.	-6.42	-38.7	0.704194		0.3	
TBA	15/06/2015	1718	6.3	26.6	4.0	2.5	7.1	0.2	17.0	1.0	0.1	2.1	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.				11.5		

Spring	Date	Electrical Conductivity (µS/cm)	pH	Temperature (°C)	Ca (mmol/L)	Mg (mmol/L)	Na (mmol/L)	K (mmol/L)	HCO ₃ (mmol/L)	SO ₄ (mmol/L)	Cl (mmol/L)	SiO ₂ (mmol/L)	CO ₃ (mmol/L)	NH ₄ (mmol/L)	NO ₂ (mmol/L)	NO ₃ (mmol/L)	δ ¹⁸ O (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	δ ⁷ Li (‰ LSVEC)	δ ³⁷ Cl (‰ SMOC)
TR	21/07/2017	379	7.3	20.8	0.8	0.8	0.7	0.0	3.1	1.1	0.1	0.5				0.00	-6.69	-41.1	0.704333		
TR	30/01/2018	1016	7.5	20.8	2.4	2.7	1.1	0.1	4.2	5.1	0.1	0.6				0.00			0.704308		
VERO	15/06/2017	1938	6.2	29.5	0.2	3.3	10.6	0.2	20.8	0.7	0.1					0.00	-7.96	-51.6			
VERO	30/08/2017	1986	6.2	29.7	0.2	3.4	10.7	0.2	16.2	0.7	0.1					0.00	-7.96	-51.2			
VERO	Sanjuan et al., 2001	2010	5.4	30.3	3.6	3.7	10.9	0.1	23.5	0.7	0.1	2.0		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-8.1	-51.2		14.1 ¹	

¹ δ³⁷Cl and δ⁷Li data on samples from Sanjuan et al (2001) are from this study

Tableau 2 : Trace elements concentrations in thermal springs of Piton des Neiges analyzed in this study. (See Tableau 7 for a compilation of data from previous studies)

Spring	Date	Li (µmol/L)	Be (µmol/L)	B (µmol/L)	F (mmol/L)	Al (µmol/L)	P (mmol/L)	Ti (mmol/L)	V (µmol/L)	Cr (µmol/L)	Mn (µmol/L)	Fe (mmol/L)	Co (µmol/L)	Ni (µmol/L)	Cu (µmol/L)	Zn (µmol/L)	Ga (nmol/L)	As (µmol/L)	Rb (µmol/L)	Sr (µmol/L)	Y (µmol/L)	Ag (µmol/L)	Cd (µmol/L)	In (nmol/L)	Cs (µmol/L)	Ba (µmol/L)	La (nmol/L)	Pb (µmol/L)	Bi (µmol/L)	Ce (nmol/L)	Pr (nmol/L)	Nd (nmol/L)	Sm (nmol/L)	Eu (nmol/L)	Gd (nmol/L)	Tb (nmol/L)	Dy (nmol/L)	Ho (nmol/L)	Er (nmol/L)	Tm (nmol/L)	Yb (nmol/L)	Lu (nmol/L)	Th (µmol/L)	U (µmol/L)							
AGS	17/06/2015	1.21	b.d.l.	0.83	0.01	0.03	b.d.l.			b.d.l.	4.19	0.00	0.01	0.22	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.18	15.72		b.d.l.	b.d.l.				0.06	b.d.l.																								
BACH	15/06/2015	2.41	b.d.l.	2.81	b.d.l.	0.05	0.001			0.00	0.00	b.d.l.	b.d.l.	0.05	0.01	b.d.l.		0.00	0.22	8.00		b.d.l.	0.00			0.01	b.d.l.																								
BACH	Sanjuan et al., 2001	2.88 ¹		5.37	b.d.l.	b.d.l.				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.12	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.27	10.39		b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.																			b.d.l.					
BB	05/05/2017	1.17	b.d.l.	10.73	0.01	0.78	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	6.97	0.02	0.04	0.55	0.02	0.12	b.d.l.	b.d.l.	0.07	5.05	0.00		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.03	0.00	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00				
BB	Sanjuan et al., 2001	1.01 ¹		10.64	0.01	b.d.l.				b.d.l.	6.61	0.05	0.05	0.75	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.06	5.48		b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.																				b.d.l.				
BR14	08/09/2017	14.19	0.00	74.28	0.08	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.01	0.05	b.d.l.	0.04	1.03	10.50	0.00		b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.02	b.d.l.	0.00	b.d.l.	0.06	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00			
BR14	Sanjuan et al., 2001	25.64 ¹		138.85	0.14	b.d.l.				b.d.l.	2.69	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.94	5.02		b.d.l.	b.d.l.		0.03	0.24	b.d.l.																					b.d.l.			
BR16	29/10/2017	136.29	0.02	1543.94	0.22	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.06	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.05	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.06	2.94	1.93	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	0.21	0.04	b.d.l.	0.00	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00		
BR16	30/07/2016	101.86	0.03	1048.57	0.19	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.05	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.08	0.00	0.01	b.d.l.		2.45	6.52	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	0.18	0.26	b.d.l.	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00
BR21	23/08/2016	4.62	0.02	13.41	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.03	12.72	b.d.l.	0.00	0.00	0.02	b.d.l.			0.17	15.33	0.00		b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.72	b.d.l.	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00	
DUP	15/06/2015	0.77	0.00	1.82	0.01	b.d.l.	b.d.l.			b.d.l.	3.22	0.00	0.00	0.03	b.d.l.	b.d.l.		0.00	0.15	3.96		b.d.l.	0.00			0.11	b.d.l.																								
EDN	16/05/2015	1.73	b.d.l.	1.85	b.d.l.	0.03	b.d.l.			b.d.l.	3.04	0.08	0.01	0.61	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.07	8.71		b.d.l.	b.d.l.			0.07	b.d.l.																								
GDS	17/06/2015	0.58	b.d.l.	0.62	0.01	0.03	b.d.l.			b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.15	0.01	0.01		0.00	0.13	10.89		b.d.l.	0.00			0.01	b.d.l.																								
GDS	Sanjuan et al., 2001	0.58 ¹		2.04	0.01	b.d.l.				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.19	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.16	11.18		b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.																					b.d.l.			
IRN	05/05/2017	1.35	b.d.l.	7.86	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.06	1.06	b.d.l.	0.03	0.53	0.00	0.01	b.d.l.	0.01	0.56	1.01	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
IRN	15/06/2017	1.33	b.d.l.	8.14	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.04	b.d.l.	0.00	0.01	0.39	0.01	0.01	b.d.l.	0.00	0.52	0.20	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
IRN	28/07/2017																																																		
IRN	30/08/2017	1.34	b.d.l.	9.07	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.06	0.02	0.00	0.01	0.34	0.01	0.01	b.d.l.	0.00	0.55	0.12	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.00	b.d.l.	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		
IRN	25/09/2017	1.33	b.d.l.	8.70	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.06	b.d.l.	0.00	0.00	0.33	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.00	0.55	0.10	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
IRN	26/10/2017	1.41	b.d.l.	8.23	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.06	2.02	0.00	0.03	0.59	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.55	0.16	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		
IRN	29/11/2017	1.28	b.d.l.	8.14	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.08	4.59	0.01	0.05	0.71	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.01	0.52	0.08	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		
IRN	Sanjuan et al., 2001	1.44 ¹		11.6	b.d.l.	b.d.l.				0.19	8.12	0.16	0.07	1.06	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.60	18.60		b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.04	b.d.l.																						b.d.l.		

Spring	Date	Li (μmol/L)	Be (μmol/L)	B (μmol/L)	F (mmol/L)	Al (μmol/L)	P (mmol/L)	Ti (mmol/L)	V (μmol/L)	Cr (μmol/L)	Mn (μmol/L)	Fe (mmol/L)	Co (μmol/L)	Ni (μmol/L)	Cu (μmol/L)	Zn (μmol/L)	Ga (nmol/L)	As (μmol/L)	Rb (μmol/L)	Sr (μmol/L)	Y (μmol/L)	Ag (μmol/L)	Cd (μmol/L)	In (nmol/L)	Cs (μmol/L)	Ba (μmol/L)	La (nmol/L)	Pb (μmol/L)	Bi (μmol/L)	Ce (nmol/L)	Pr (nmol/L)	Nd (nmol/L)	Sm (nmol/L)	Eu (nmol/L)	Gd (nmol/L)	Tb (nmol/L)	Dy (nmol/L)	Ho (nmol/L)	Er (nmol/L)	Tm (nmol/L)	Yb (nmol/L)	Lu (nmol/L)	Th (μmol/L)	U (μmol/L)									
MAN	16/06/2015	4.09	0.00	4.63	0.01	0.02	0.001			b.d.l.	13.92	0.06	0.02	0.21	b.d.l.	b.d.l.		0.01	0.26	8.33		b.d.l.	b.d.l.			0.15		b.d.l.																									
MAN	Sanjuan et al., 2001	4.75 ¹		7.9	0.01	b.d.l.				0.10	13.11	0.06	0.03	0.49	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.30	9.13		b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.18		b.d.l.																				b.d.l.					
MAN G	Sanjuan et al., 2001	2.16 ¹		4.6	b.d.l.	1.48				b.d.l.	8.85	b.d.l.	0.03	0.41	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.		10.16		b.d.l.	b.d.l.			0.06		b.d.l.																									
MANES	15/06/2017				b.d.l.															1.34																																	
MANES	Sanjuan et al., 2001	1.01 ¹		9.3	b.d.l.	b.d.l.				0.17	9.01	0.13	0.07	1.02	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.47	15.64		b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.																					b.d.l.				
OLIV1	Sanjuan et al., 2001	3.17 ¹		152.5	0.02	b.d.l.				b.d.l.	0.49	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.		2.62		b.d.l.	b.d.l.			b.d.l.		b.d.l.																									
OLIV2	Sanjuan et al., 2001	5.91 ¹		1992	0.04	2.97				0.62	5.70	0.01	b.d.l.	0.17	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.82	19.86		b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	0.06		b.d.l.																						0.01			
PISSA	Sanjuan et al., 2001	0.29 ¹		6.8	b.d.l.	b.d.l.				b.d.l.	8.86	0.04	b.d.l.	0.29	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.		28.42		b.d.l.	b.d.l.			b.d.l.		b.d.l.																									
RB1	15/10/2016	2.72	0.00	2.59	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.02	8.39	0.00	0.07	0.50	0.00	0.01	b.d.l.		0.23	3.90	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.		0.00	0.05	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00		
RFOUQ	Sanjuan et al., 2001	0.04 ¹		0.0	b.d.l.	b.d.l.				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.		7.30		b.d.l.	b.d.l.			b.d.l.		b.d.l.																									
RR1	30/07/2016	15.42	0.01	158.93	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.03	4.77	b.d.l.	0.01	0.09	b.d.l.	0.02	b.d.l.		0.59	7.21	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.		0.01	0.05	b.d.l.	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00		
sRMAT	Sanjuan et al., 2001	3.75 ¹		7.3	0.01	b.d.l.				b.d.l.	0.42	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.		6.05		b.d.l.	b.d.l.			0.06		b.d.l.																									
sRMAT2	Sanjuan et al., 2001	1.58 ¹		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.				b.d.l.	0.25	b.d.l.	b.d.l.	0.10	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.		6.51		b.d.l.	b.d.l.			b.d.l.		b.d.l.																									
sRMAT3	Sanjuan et al., 2001	0.12 ¹		7.0	0.01	1.11				b.d.l.	2.95	0.01	0.05	0.22	0.05	b.d.l.		b.d.l.		8.22		b.d.l.	b.d.l.			0.09		b.d.l.																									
TB	22/11/2017	15.85	0.02	196.39	0.12	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.01	b.d.l.	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00	b.d.l.	0.01	0.39	4.82	0.00		b.d.l.	b.d.l.		0.02	0.76	0.03	0.00	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.06	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.05	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00		
TBA	15/06/2015	1.04	0.00	3.94	0.01	0.04	b.d.l.			b.d.l.	14.14	0.08	0.01	0.11	0.07	0.02		0.00	0.37	9.99		b.d.l.	0.00			0.25		0.00																									
TR	21/07/2017	0.89	0.01	1.30	0.03	0.89	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	3.39	0.02	b.d.l.	0.01	0.02	0.59	b.d.l.	b.d.l.	0.07	1.85	0.00		b.d.l.	b.d.l.		0.00	0.03	0.70	0.00	b.d.l.	0.94	0.10	0.42	b.d.l.	0.03	0.10	0.04	0.14	0.04	0.07	b.d.l.	0.07	0.01	0.07	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.				
TR	30/01/2018	2.28	0.05	1.76	0.04	1.22	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	12.34	0.08	b.d.l.	0.00	0.01	0.16	0.00	b.d.l.	0.11	5.57	0.01		b.d.l.	b.d.l.		0.00	0.06	7.60	0.00	b.d.l.	7.59	0.75	2.81	0.47	0.11	0.58	0.08	0.52	0.12	0.28	0.03	0.14	0.02	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.					
VERO	15/06/2017				b.d.l.															0.33																																	
VERO	30/08/2017				b.d.l.															0.51																																	
VERO	Sanjuan et al., 2001	0.86 ¹		7.9	b.d.l.	b.d.l.				0.15	7.17	0.11	0.05	0.95	b.d.l.	0.12		b.d.l.	0.54	14.15		b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.																								b.d.l.	

¹ Li concentrations on samples from Sanjuan et al (2001) are from this study

Tableau 3 : Carbon species distribution and isotopic ratios in waters and gas in thermal springs of Piton des Neiges. (See Tableau 8 for a compilation of data from previous studies).

Spring	pH	Temperature (°C)	TDIC (mM)	H ₂ CO ₃ (mM)	HCO ₃ (mM)	δ ¹³ C _{TDIC} (‰ PDB)	δ ¹³ C _{CO₂} (‰ PDB)
BACH	6.85	25.6	18.92	4.55	14.38	1.40	
BB	6.7	25.1	26.2	8.10	18.10	-1.39	
BR14	6.8	37.2	32.61	7.86	24.74	-0.78	
BR16	6.5	29.1	38.13	15.39	22.73	0.6	
BR21	6.2	25.1	17.93	10.50	7.43	2.98	
DUP	8.1	23.3	7.36	0.13	7.23	3.40	
EDN	6.41	25.5	43.03	20.03	23.00	3.00	
GDS	7.7	18.7	9.18	0.39	8.79	1.70	
IRN	6.5	35.1	40.35	15.79	24.56	-1.22	
IRN	6.7	35	40.73	11.76	28.97	-0.86	-5.26
IRN	6.4	36.2	38.03	21.73	16.29	-0.78	
IRN	6.4	36	36.16	16.12	20.04	-0.51	-5.39
IRN	6.6	36.2	38.18	12.84	25.33	-0.5	-5.39
IRN	6.4	34.3	37.22	16.70	20.52	-0.36	-5.35
MAN	6.56	30.6	26.84	10.27	16.57	1.60	
MANES	6.4	30.5	40.65	18.56	22.08	-1.43	-5.63
RB1	5.95	19.8	29.30	21.41	7.89	-1.91	
RR1	6.17	32.5	17.77	10.37	7.40	2.61	
TB	6.3	34.4	24.31	12.30	12.01	-1.72	
TR	7.3	20.8	3.53	0.38	3.15	-8.02	
TR	7.5	20.8	4.5	0.31	4.18	-6.36	
VERO	6.2	29.7	37.83	21.68	16.15	-2.16	-5.99
VERO	6.4	29.3	38.48	17.69	20.79	-2.08	-5.79

Temperature, pH and electrical conductivity values at the spring outlets are in the range of 19.2 – 48.0 °C, 5.3 – 7.6, and 312 – 3370 μS/cm, respectively (Tableau 1). Thermal waters show a mixed composition between Na-Ca-Mg (Figure 25). Most springs are bicarbonate dominated. A few springs, however, show a trend toward the sulfate and/or chloride pole. For instance, the Tuf Rouge spring (TR), is sulfate dominated with sulfate concentrations reaching 765 ppm. The spring of Mafate (MF1) is the only chloride dominated spring. For the majority of springs, the relative proportions of major elements display little variation over time (1 s.d. of Na+K, Ca+Mg, SO₄+Cl, HCO₃ mole fractions ≤ 8%), with the exception of TR that shows larger temporal fluctuations (≤ 18%).

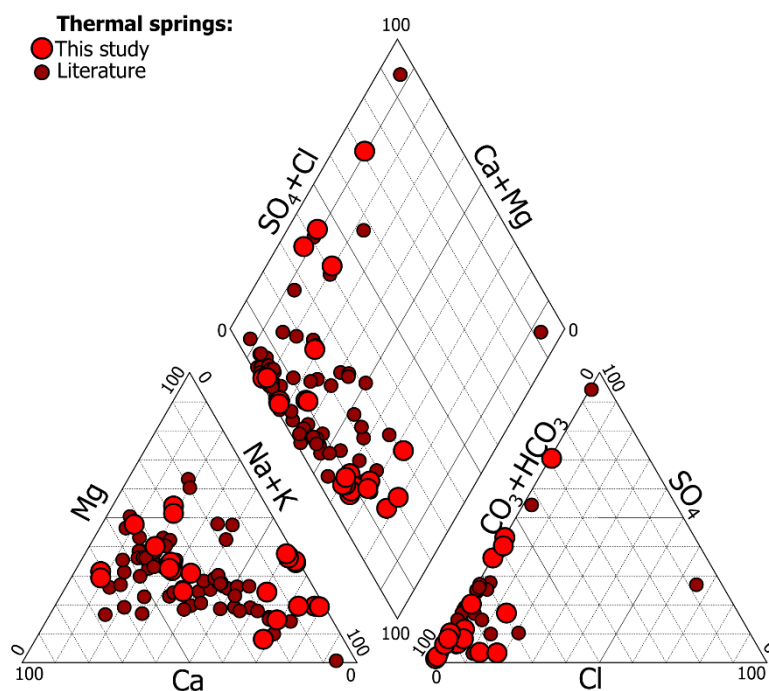


Figure 25: Piper diagram for thermal springs of Piton des Neiges. Literature data are from Belle (2014), Frissant et al. (2003), lundt et al. (1992), Lopoukhine and Stieltjes (1978), Louvat and Allègre (1997), and Sanjuan et al. (2001). Most springs are bicarbonate dominated.

Total alkalinity (HCO_3^-) varies from 56 to 2769 ppm. Expressed as TDIC concentrations, springs also analyzed for $\delta^{13}\text{C}$ cluster between of 3.5 and 99.2 mM, with two outliers, the MANES spring at 127.8 mmol/L and the OLIV2 spring at 283.7 mmol/L (Tableau 1). $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ data range from -8.0 to 3.2 ‰, values for the TR spring (-8.0 and -6.4 ‰) being significantly lower than those of other springs. $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ values of spring gas range from -6.7 to -5.3 ‰.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values for thermal springs range from -8.67 to -4.9 ‰ and from -56.3 to -23.5 ‰ VSMOW, respectively, without any shift from the Local Meteoric Water Line (Tableau 1 and Tableau 6, Figure 26). Our new O and D isotopic analyses fall within ± 0.1 ‰ of previous values for the same springs (e.g. IRN, VERO). Importantly, thermal springs are among the most depleted waters in ^{18}O and D of Réunion, their $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values being more negative than those of rivers and groundwater ($-7.1 \leq \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \leq -3.0$ ‰ and $-45.0 \leq \delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} \leq -11.4$ ‰), and only comparable to those of water samples associated with cyclonic events ($-11.8 \leq \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \leq -7.53$ ‰ and $-78.0 \leq \delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} \leq -46.1$ ‰) or to the most depleted rainwater collected at high altitude (≥ 2000 m, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -7.6$ ‰ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -47.0$ ‰, Tableau 9).

Major and trace element concentrations are reported in Figure 28 as a function of chloride. In comparison with cold waters, thermal springs are systematically enriched in Na, K, Mg, B, Li and SO_4 for a given Cl concentration (Tableau 1 and Tableau 2, Figure 28). Li concentrations of rivers RFER, RBACH and RMAT are respectively 0.01, 0.29 and 0.29 $\mu\text{mol/L}$.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of Piton des Neiges thermal springs, reported in Tableau 1 and Figure 28, fall in a much narrower range (0.704142 to 0.704336) than those of La Réunion cold waters (0.704141 to 0.708227). This narrow range is similar to that of Piton des Neiges rocks (0.704041 to 0.704368), and is much lower than that of seawater offshore Réunion Island (0.709179).

$\delta^7\text{Li}$ values of most thermal springs range between +7.5 ‰ and +21.8 ‰ (Tableau 1 and Figure 29), well below seawater (+31 ‰). There are, however, two extreme $\delta^7\text{Li}$ values in the thermal spring

dataset, one at +2 ‰ (BR12) and one at +34.8 ‰ (OLIV2). $\delta^7\text{Li}$ values of rivers RFER, RBACH and RMAT are respectively of 25.2, 12.1, and 9.7 ‰. The $\delta^{37}\text{Cl}$ of thermal springs ranges from the value of seawater (0 ‰) and +0.40 ‰, except for one spring (BR14) showing a negative value of -0.35 ‰ (Tableau 1 and Figure 29).

IV.6. Discussion

IV.6.1. Origin of water

Major-trace element compositions and isotope analyses are powerful tools to identify the reservoirs supplying the different species in solution, and thus the origin and pathways of hydrothermal fluids in the massif of Piton des Neiges volcano. This identification work must begin with water reservoirs. In a $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ vs $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ diagram, the plot of Piton des Neiges thermal springs on the local meteoric water line (LMWL) indicates that water is of meteoric origin (Figure 26). As no data significantly depart from the LMWL, it can be inferred that processes such as seawater contamination, evaporation, or exchange with CO_2 , H_2S or minerals do not influence largely the O and H isotope composition of thermal springs.

In addition, the strong ^{18}O and D depletion observed in thermal springs compared to other waters may be used to constrain their origin more precisely. Thermal springs have very low $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values compared to rivers, groundwater or to the majority of rainfalls from La Réunion available in the literature (Grunberger, 1989; Nicolini et al., 1991; Aunay and Gourcy, 2007; Aunay et al., 2012; Rogers et al., 2012; Aunay et al., 2013; Petit et al., 2013a, 2013b; Belle, 2014; Gourcy et al., 2018), suggesting a contribution of depleted waters like high altitude rainfalls and cyclones. Indeed, the isotopic signature of rainfalls being strongly controlled by the amount of condensed water (distillation effect), they are usually increasingly depleted in heavy isotopes with increasing altitude as the air masses cool and condensate (Hoefs, 2015). In the existing database for Réunion Island, the highest altitude rainfalls sampled so far outside of a cyclonic event ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -7.1$ ‰, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -41.26$ ‰ at 2250 m for the rainy season of 1985-1986) do not reach the depletion of thermal springs (up to -8.67 ‰ and -56.3 ‰ for $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$, respectively), and the estimated altitude gradients are not strong enough to explain their negative $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ vs $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ signature (Grunberger, 1989; Nicolini et al., 1998, 1991). Nevertheless, it cannot be excluded that high altitude rainfalls yet to be analyzed (for instance close to the Piton des Neiges summit at 3070 m) may control the signature of spring waters. Alternatively, cyclones are another candidate, because those extreme rainfalls represent the most isotopically depleted reservoir of meteoric waters (Lawrence and Gedzelman, 1996). The lowest $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of thermal springs are in the range of those from cyclone waters (Aunay and Gourcy, 2007; Nicolini et al., 1989). In consequence, we interpret thermal spring waters as being supplied largely by cyclones, with a possible contribution from high altitude (≥ 2000 m) rainfalls. From the comparison of our new analyses with available literature data, it seems that the O, H isotope composition of springs is very steady over several decades (e.g. for the IRN spring, Tableau 1 and supplementary material), and is barely influenced by seasonal variations of rainfall supply. However, the database for rain isotope ratios in La Réunion does not allow us to explore the inter-annual and inter-cyclone variability of isotopes ratios that could fall in the range of the thermal waters (Guilpart et al., 2017). Whatever their origin, this ^{18}O and D depletion indicates that thermal waters do not completely homogenize with cold groundwater, which implies that their pathway is disconnected from the superficial water table.

The absence of ^{18}O enrichment of thermal waters relative to the LMWL also indicates that the isotopic exchange between rocks and water is very limited. As this is well-known, the oxygen isotopic exchange kinetics between water and rocks (mainly silicate and carbonate minerals) is very slow at atmospheric temperature and becomes significant only at high temperature (Panichi and Gonfiantini, 1977). For

this reason, ^{18}O enrichment relative to local groundwater is observed for most of the worldwide geothermal waters discharged from high-temperature wells $> 180\text{ }^\circ\text{C}$ (Panichi and Gonfiantini, 1981). The water/rock ratio may also be an influent parameter on the ^{18}O enrichment of the waters. For example, at similar high temperatures of $300\text{--}350\text{ }^\circ\text{C}$, the $\delta^{18}\text{O}$ values for the Los Humeros geothermal waters (Mexico, Tello et al., 2000), indicate a much more significant ^{18}O enrichment from the water-rock interactions than that for the Krafla geothermal waters (Iceland, Sveinbjornsdottir et al., 1986), for which the water-rock ratio is higher. In comparison with these geothermal systems, the lack of oxygen isotopic exchange between rocks and thermal waters at Piton des Neiges suggests that their temperatures of interaction are relatively low ($< 180\text{ }^\circ\text{C}$) and/or that the water/rock ratios are high enough to buffer the isotopic signature of Réunion basalts ($5.5\text{--}6.6\text{ }‰$).

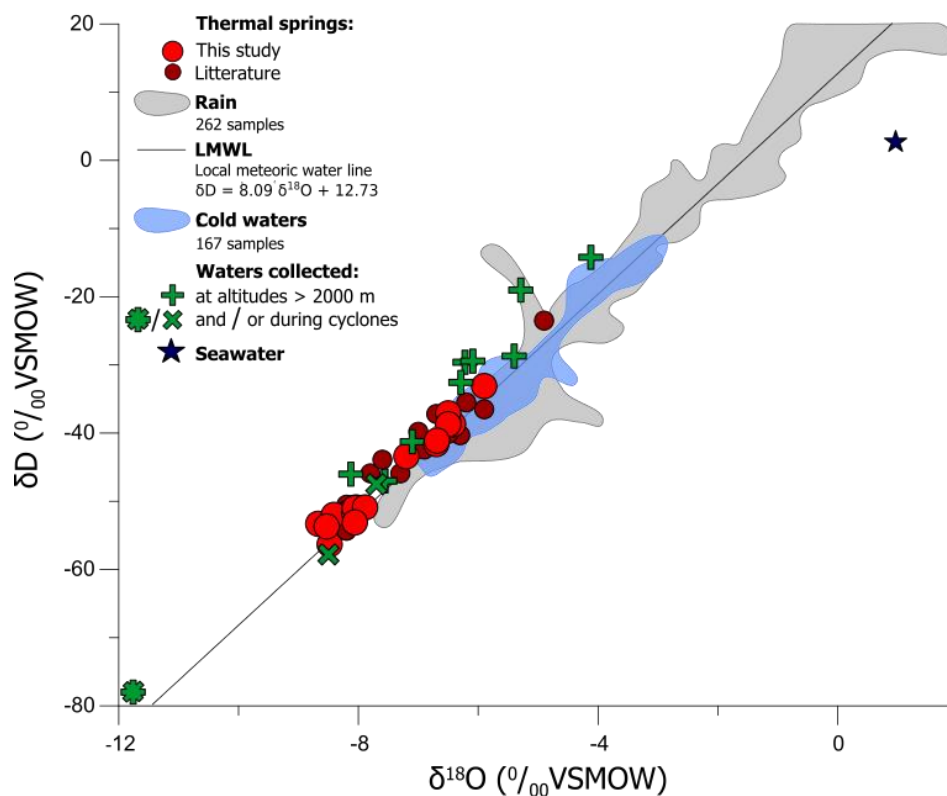


Figure 26: Comparison of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ vs $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values for Piton des Neiges thermal springs with rainfalls, cold waters (rivers and groundwater), and seawater from La Réunion. Datasets for rainwater and cold waters (grey and blue shaded contours, respectively) do not include waters collected at altitudes $> 2000\text{ m}$ and waters associated with cyclonic events. These two subsets, detailed in Tableau 9, are represented separately: cyclone waters (tilted green crosses), waters collected at altitudes $> 2000\text{ m}$ (straight green crosses), cyclone waters collected at altitudes $> 2000\text{ m}$ (combined tilted and straight green crosses). The local meteoric water line is the linear regression for the total rainwater dataset. Thermal springs plot on the meteoric water line. Some thermal springs show a strong depletion in ^{18}O and D compared to low-altitude rainfalls and cold waters. Literature data are from Grunberger (1989), Nicolini et al. (1991), Sanjuan et al. (2001), Frissant et al. (2005), Aunay and Gourcy (2007), Aunay et al. (2012), Rogers et al. (2012), Aunay et al. (2013), Petit et al. (2013a; 2013b), Belle (2014), and Gourcy et al. (2018).

IV.6.2. Origin of carbon

Because CO_2 bubbling is observed at the outlet of several springs (e.g. IRN, BC), the original composition of thermal waters prior to degassing must be reconstructed for interpreting TDIC and $\delta^{13}\text{C}$ data. Following the equations detailed in Ruzié et al. (2013), we thus estimated the initial (pre-degassing) TDIC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ as a function of the final TDIC, $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, temperature, and pH using an open system Rayleigh distillation law. As CO_2 degassing fractionates ^{12}C into the gas phase and ^{13}C

into the liquid phase, the initial $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ of the solution is bracketed between the final values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ (-4.5 to 3.4 ‰) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (-6 to -5.3 ‰). For the majority of thermal springs, the initial fluid that best fits the observed compositions and carbon isotopic signatures has thus a $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ of -5 ‰, a pH of 5.4, and a TDIC of 200 to 400 mmol/L (Figure 27a). This initial fluid is inferred to degas at a temperature of 50 to 100 °C, and a P_{CO_2} of 0.9 to 3 MPa. Our pre-degassing $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ value of -5 ‰ is consistent with a mantle carbon signature (Deines, 2002). It is also in agreement with the $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ of fumaroles (-4.1 ‰, Marty et al., 1993) and the $\delta^{13}\text{C}$ of xenolith fluid inclusions (-4.6 to -3.7 ‰ (Trull et al., 1993), at Piton de la Fournaise.

Two $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ data belonging to the TR spring (-8 and -6.4 ‰) are too low to come from the Rayleigh distillation of a solution at -5 ‰. These low values are possibly explained by a biogenic end-member contribution ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} \leq -20$ ‰) or by re-dissolution of degassed and fractionated magmatic CO_2 (Liuzzo et al., 2015). Alternatively, it is possible that magmatic degassing processes might also fractionate exsolved carbon (Boudoire et al., 2018). Two other springs, MANES and OLIV2, have too high TDIC values to explain their $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ by Rayleigh distillation from the above initial solution. These abnormal values may either correspond to an extremely high initial TDIC (≥ 1 mol/L), or to an incorrect measurement of the pH at the outlet. The second interpretation is favored in the case of MANES, showing a surprisingly low pH value for this analysis (5.33) compared to anterior and posterior pH measurements (6 to 6.6) of the same spring. For all the other springs, we conclude that the origin of dissolved carbon is essentially magmatic, a conclusion also reached by Marty et al. (1993).

Studies of secondary minerals at Piton des Neiges report the occurrence of abundant hydrothermal calcite precipitation in the porosity of basalts (Famin et al., 2016; Rançon, 1985), deposited by past episodes of magmatic carbon degassing. Such calcite may represent a significant carbon pool with a magmatic $\delta^{13}\text{C}$ signature. This raises the question as to whether the dissolved magmatic carbon found in springs is supplied by a re-dissolution of secondary calcite, or by an actively degassing magma. In a HCO_3^- vs (Ca + Mg) diagram, the majority of springs plot above the carbonate dissolution line, even in presence of extra CO_2 (Figure 27b). Calcite dissolution alone is thus unable to explain the HCO_3^- enrichment. This leaves primary degassing of an active magma as the largest source of TDIC.

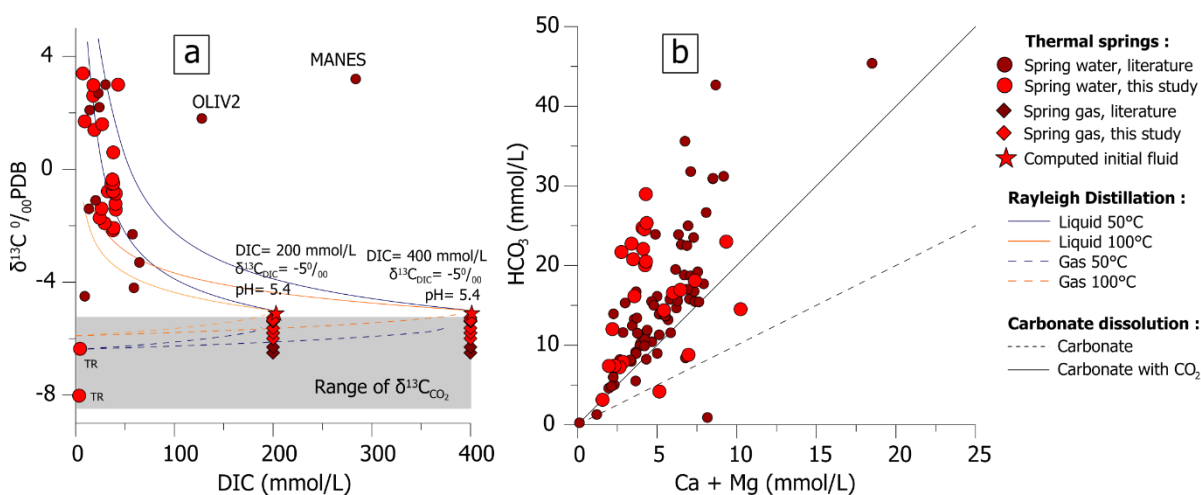


Figure 27: (a) $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ (‰ PDB) versus Dissolved Inorganic Carbon (mM) for water and gas in thermal springs of Piton des Neiges, La Réunion. Degassing lines are represented for two possible initial fluid concentrations and for different temperatures. Error bars are shorter than symbols. (b) HCO_3^- versus Ca+Mg molar concentrations for thermal springs of Piton des Neiges, with equilibrium lines for carbonate (calcite) dissolution with and without carbon dioxide. Thermal springs are enriched in HCO_3^- compared to calcite dissolution lines. Literature data are from (Aunay et al., 2013; Frissant et al., 2003; lundt et al., 1992; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Louvat and Allègre, 1997; Marty et al., 1993; Sanjuan et al., 2001).

IV.6.3. Origin of mineralization

IV.6.3.1. Major and trace elements

The absence of NO_3^- in springs, and their location at altitudes usually higher than inhabited or farmed lands, indicate that there is no significant anthropogenic contribution to this mineralization. Given the magmatic origin of carbon, other species dissolved in hydrothermal waters may be supplied by degassing magmas. Additionally or alternatively, dissolved species may come from seawater mixing or water-rock interaction such as rock leaching or dissolution of fossil fumarolic deposits. Seawater mixing and water-rock interaction may be explored using diagrams of species concentration vs [Cl] (Figure 28). In such diagrams, dissolved species concentrations barely show any correlation with [Cl] below a threshold of ~ 0.2 mmol/L Cl, and plot on the line of basalt compositions. This suggests that for springs having low Cl concentrations (hereafter labelled "Group 1"), leaching of basaltic rocks is the main source of mineralization (Figure 5a-b). Spring outlets provide a lower bound of ~ 50 °C for the temperature of water-rock interaction. Above 0.2 mmol/L Cl (Group 2), most species depart from a simple rock leaching line. For instance, some springs display Na/Cl or K/Cl ratios compatible with a small contamination (≤ 3 mol%) of rock-leaching waters by seawater (Group 2a, Figure 5 c-g). However, other springs have too elevated F, B, Li, Cs, and Rb concentrations at a given [Cl] to be explained by mixing of rock-leaching waters with seawater. The high F/Cl, B/Cl, Li/Cl, Cs/Cl, and Rb/Cl ratios in these springs (Group 2b) require an additional source for these elements, such as selective mineral dissolution or magmatic degassing. We note that Cl, F, B, Li, Cs and Rb are volatile elements in magmas from Piton de la Fournaise undergoing low-pressure differentiation and degassing (Vlastélic et al., 2011). This analogy pleads in favor of a dissolution of gas or fumarolic deposits from a differentiated melt within Piton des Neiges. Given the lack of correlation between TDIC and Cl, F, B, Li, Cs or Rb concentrations, the source of these species is independent from the carbon source.

Tableau 4 : Classification of thermal springs of Piton des Neiges in three groups according to mineralization processes, and their associated geochemical profiles in major trace elements, $\delta^7\text{Li}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ values.

	Group 1	Group 2a	Group 2b
Thermal springs	AGS, BACH, BC, BE, BR1, BR10, BR11, BR13, BR15, BR18, BR2, BR27, BR3, BR4, BR5, BR6, BR7, BR8, BR9, DUP, EDN, FJ1, FJ2, FJ3, G1, G2, G3, G4, GDS, IRN, MAN, MAN G, MANES, OLIVbis, PC, PISSA, RB1, RFOUQ, sRMAT, sRMAT2, TBA, TR, VERO	BB, MF1, OLIV2, sRMAT3	BR12, BR14, BR16, BR17, BR21, IMA, OLIV1, RR1, TB
$\delta^{18}\text{O}$ and δD	-8.67 to -4.9 ‰ VSMOW and 56.3 to -23.5 ‰ VSMOW Meteoric water, mostly cyclone and/or high altitude rains		
$\delta^{13}\text{C}$	-8.0 to 3.2 ‰ PDB Mostly magmatic CO_2		
Major and trace elements	Cl < 0.2 mmol/L and enrichment in other elements along basalt composition	Cl > 0.2 mmol/L and enrichment in other elements by seawater mixing	Cl > 0.2 mmol/L and enrichment in Na, F, B, Li, Cs, Rb above seawater mixing
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704142 to 0.704336 Interaction with Reunion Island rocks		
$\delta^7\text{Li}$	+7.5 to +16.6 ‰ LSVEC Interaction with basalt	+18 to +34.8 ‰ LSVEC Mixing with seawater	+2 ‰ LSVEC Interaction with differentiated magma or their gas products/condensates
$\delta^{37}\text{Cl}$	No data	+0.06 to +0.35 ‰ SMOC Mixing with seawater	-0.35 to +0.4 ‰ SMOC Mixing with seawater and magmatic input
$\delta^{34}\text{S}$	+2.0 to +5.8 ‰ CDT Magmatic sulfur	+3.0 to +8.9 ‰ CDT Magmatic sulfur with seawater mixing	+4.8 ‰ CDT Mostly magmatic sulfur
Spatial repartition	In Sill zones, rift zone N30°E and inside the proposed caldera rim	Outside the proposed caldera rim	Near syenite intrusions

IV.6.3.2. Strontium isotopes

Our classification of Piton des Neiges thermal springs into three groups, summarized in Tableau 4, may be compared with isotope data which provide additional information about the relative contribution of each pool to the mineralization of spring waters. Among them, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio is a good tracer of water-rock interaction or seawater contamination. The narrow range of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values obtained for spring waters (0.704142 to 0.704336), irrespective of Cl concentration and consistent with Piton des Neiges volcanic rocks (0.704041 to 0.704368), clearly indicates that strontium concentration is buffered by water-rock interaction in all the thermal springs of Groups 1 and 2 (Figure 28h). This $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ signature contrasts with that of cold waters, increasingly influenced by seawater (0.709179) at increasing [Cl] (Figure 28h). It is thus manifest that seawater contamination is too limited to affect the Sr isotopic signature of thermal springs, no matter their group.

IV.6.3.3. Lithium isotopes

The $\delta^7\text{Li}$ signature of waters is used as a tracer of hydrothermal alteration and water-rock interaction. At Piton des Neiges, the lowest lithium concentration is found in a surface water from the Ferrière river in Cilaos (RFER), whose $\delta^7\text{Li}$ of +25.2 ‰ is interpreted as reflecting the isotopic signature of rain water. Group 1 thermal springs display decreasing $\delta^7\text{Li}$ values from +16.6 to +7.5 ‰ with increasing lithium concentration (Figure 29a; Tableau 4). Given the $\delta^7\text{Li}$ range of Réunion basalts (+3.9 to +4.4 ‰, Krienitz et al., 2012), this decreasing trend suggests, in agreement with element analyses (Figure 28), that Group 1 springs results from meteoric water interaction with basaltic rocks, as documented in pore waters leaching basalts from Iceland, Hawaii or the Columbia River (Liu et al., 2015, 2013; Pogge

von Strandmann et al., 2012; Ryu et al., 2014). The two samples from Salazie rivers (RBACH and RMAT) mimic the decreasing trend at lower [Li], probably because these streams collect springs belonging to Group 1.

Lithium isotopes are also convenient to identify contamination by seawater due to its high $\delta^7\text{Li}$ (+31 ‰), or by magmatic inputs due to their negative $\delta^7\text{Li}$ (≤ -1.3 ‰ at Piton de la Fournaise (Vlastélic et al., 2011)). At increasing lithium concentration, Group 2a springs (BB, sRMAT3 and OLIV2) show an increasing $\delta^7\text{Li}$ trend (up to +34.8 ‰) with increasing [Li]. As for Na vs Cl or K vs Cl diagrams (Figure 28 a-b), we interpret this increasing $\delta^7\text{Li}$ trend as an influence of seawater in Group 2a, the most contaminated spring being OLIV2 (Tableau 4). Group 2b springs (OLIV1, BR12) fall at the high [Li], low $\delta^7\text{Li}$ end of the meteoric water / rock interaction trend, with BR12 showing the lowest $\delta^7\text{Li}$ value of our dataset (+2 ‰). This low value cannot be accounted for by water interaction basalt because it is below the range of available data for La Réunion basalts (+3.9 and 4.4 ‰). At Piton de la Fournaise, Vlastélic et al. (2011) have shown that degassing-induced Li fractionation during magma differentiation could produce very light lithium compositions in fumarolic deposits ($-2.8 \leq \delta^7\text{Li} \leq -1.3$ ‰), and even lighter lithium compositions in differentiated (trachytic) melts ($-21 \leq \delta^7\text{Li} \leq -17$ ‰). As for element ratios in Group 2 springs (Figure 5c-g), we conclude that the low $\delta^7\text{Li}$ signature of BR12 is thus either compatible with leaching of a very differentiated rock, or with the incorporation of depleted lithium from magmatic gas or fumarolic deposits.

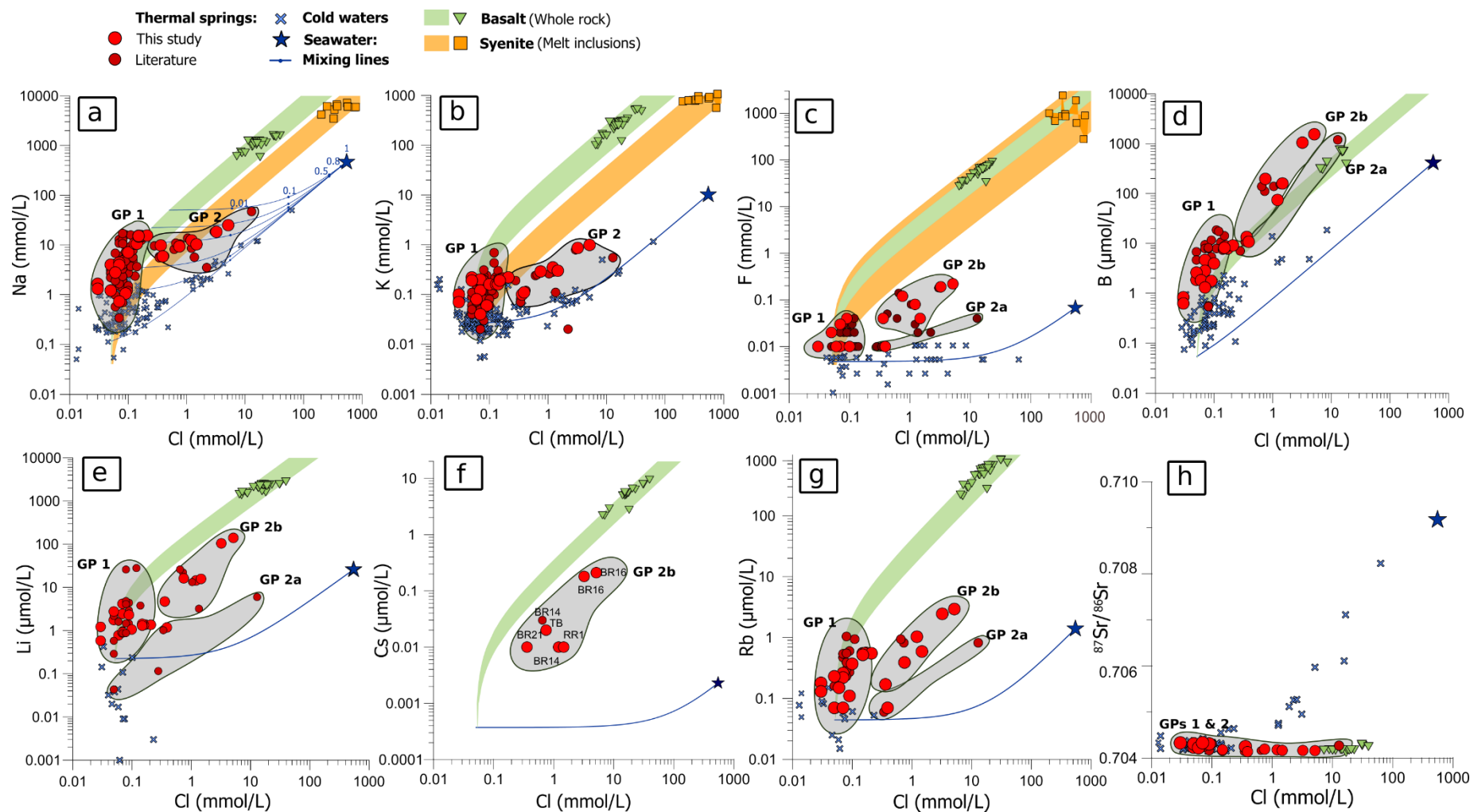


Figure 28: Comparison of Na, K, F, B, Li, Cs, Rb, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Cl molar concentrations for Piton des Neiges thermal springs with cold waters (rivers and groundwater), seawater and mafic and differentiated rocks (basalt whole rock and melt inclusions from syenite, respectively) from Réunion. Literature data are from (Aunay et al., 2013, 2012; Aunay and Gourcy, 2007; Belle, 2014; Frissant et al., 2005, 2003; Iundt et al., 1992; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Louvat and Allègre, 1997; Nauret et al., 2019; Petit et al., 2013a, 2013b; Rogers et al., 2012; Sanjuan et al., 2001; Smietana, 2011; Vigouroux et al., 2009; Vlastéic et al., 2013, 2007, 2005; Welsch et al., 2013). Thermal springs can be subdivided into three groups according to their chemical composition. Error bars are shorter than symbols.

IV.6.3.4. Chlorine isotopes

$\delta^{37}\text{Cl}$ represents a promising geochemical tool under development to track the origin of Cl in hydrothermal fluids. Because of the ~ 10 mg/L analytical limit, all the springs analyzed for $\delta^{37}\text{Cl}$ belong to Group 2. Both Groups 2a and 2b show a clear mixing trend of decreasing $\delta^{37}\text{Cl}$ from $+0.4$ ‰ at low Cl concentration, to seawater at 0 ‰ at high Cl concentration, except for BR14 from Group 2b that stands out with a negative $\delta^{37}\text{Cl}$ value of -0.4 ‰ (Figure 29b). To compare these data with the still limited database of worldwide chlorine isotope analyses, we chose those coming from the same laboratory in order to avoid inter-laboratory comparisons. In this even more restricted dataset, tropical ocean island rainwater fall in the range of -0.17 to 0.38 ‰, whereas mantle magmas and arc magmas are thought to display rather negative average $\delta^{37}\text{Cl}$ values (-3.0 to -0.2 ‰, see Li et al., (2015) for a review and discussion). In consequence, we interpret the $+0.4$ ‰ $\delta^{37}\text{Cl}$ signature of low-chlorinity springs, such as BR21 (Group 2b), as reflecting the signal of rainwater. As in other spaces, OLIV2 (Group 2a), the most Cl enriched spring of La Réunion, is also the one showing the greatest $\delta^{37}\text{Cl}$ influence of seawater (at 0 ‰) with a $\delta^{37}\text{Cl}$ of 0.06 ‰. As shown by other tracers, the negative $\delta^{37}\text{Cl}$ of spring BR14 in Group 2b (-0.4 ‰) is consistent with a magmatic origin. The two data for spring BR16 (also Group 2b) suggest that the wet season drags Cl concentration and $\delta^{37}\text{Cl}$ toward lower values, perhaps because the water recharge flushes seawater downward in the island, thus enhancing the contribution of magmatic Cl. The spring OLIV1 (Group 2a) might also be influenced by this magmatic input. From these data, we infer that Cl is mostly of marine origin for all the springs of Group 2, with a small magmatic contribution essentially apparent in Group 2b (Tableau 4).

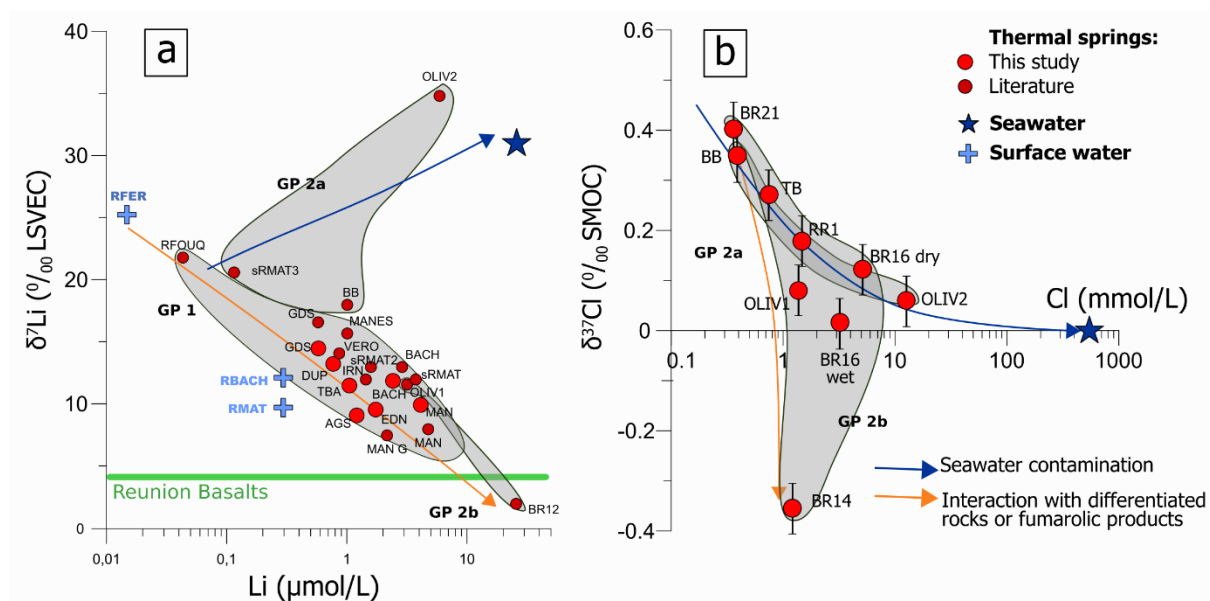


Figure 29: (a) $\delta^7\text{Li}$ vs Li concentration, and (b) $\delta^{37}\text{Cl}$ vs Cl concentration for waters of Piton des Neiges. $\delta^7\text{Li}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ show two trends, one toward seawater, the other one toward dissolution of a very differentiated rock, of magmatic gas or of fumarolic deposits. $\delta^7\text{Li}$ error bars are shorter than symbols.

IV.6.3.5. Sulfur isotopes

Literature sulfur isotopes data bring further support to our interpretation of seawater and fumarolic inputs in Piton des Neiges hydrothermal system (Tableau 4). Indeed, (Sanjuan et al., 2001) report nine $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ analyses of thermal springs enriched in sulfates. One of them, the spring OLIV2 belonging to Group 2a, displays a high $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ at $+8.9$ ‰, consistent with a slight contamination of this spring by SO_4 from seawater (at $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}=20$ ‰). The eight other springs, belonging to Groups 1 and 2, have $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ values between $+2.0$ and $+5.8$ ‰, consistent with the signature of SO_4 degassed from a basaltic melt

(+2 ‰). In the study area, there is evidence of fossil and active fumarolic sulfide deposits (Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Rançon and Rocher, 1985). Like other volatile species, dissolved SO₄ may thus come from the dissolution of magmatic gas or from the oxidation of magmatic sulfur condensates.

IV.6.3.6. Spatial repartition

Most of the thermal springs (Groups 1 and 2) and other hydrothermal indicators are located at the intersection of two or three of the preferential magma intrusion zones (the N030-040 and N120-160 rift zones and/or a sill zone), suggesting that the junctions of these intrusion zones are more favorable to geothermal activity (Figure 30). However, the majority of thermal springs also occur within the perimeter of the proposed caldera associated with the terminal stage of Piton des Neiges activity. It is thus not possible to determine which structure is the primary pathway for geothermal fluid circulation. Nevertheless, two other important features of spatial repartition become apparent when thermal springs are plotted according to our group subdivision (Tableau 4): (1) Group 2a springs are restricted to the outer rim of the hydrothermal system, outside the proposed caldera of the terminal volcanic stage, and (2) Group 2b are located in the vicinity of the major syenite intrusions interpreted as delineating the caldera. The first observation suggests that the proposed caldera, if it does exist, acts as a hydrological barrier isolating the inner part of the hydrothermal system from seawater contamination. The second observation designates syenite dykes as possible candidates responsible for the interaction of Group 2b springs with highly differentiated rocks or magmatic gas.

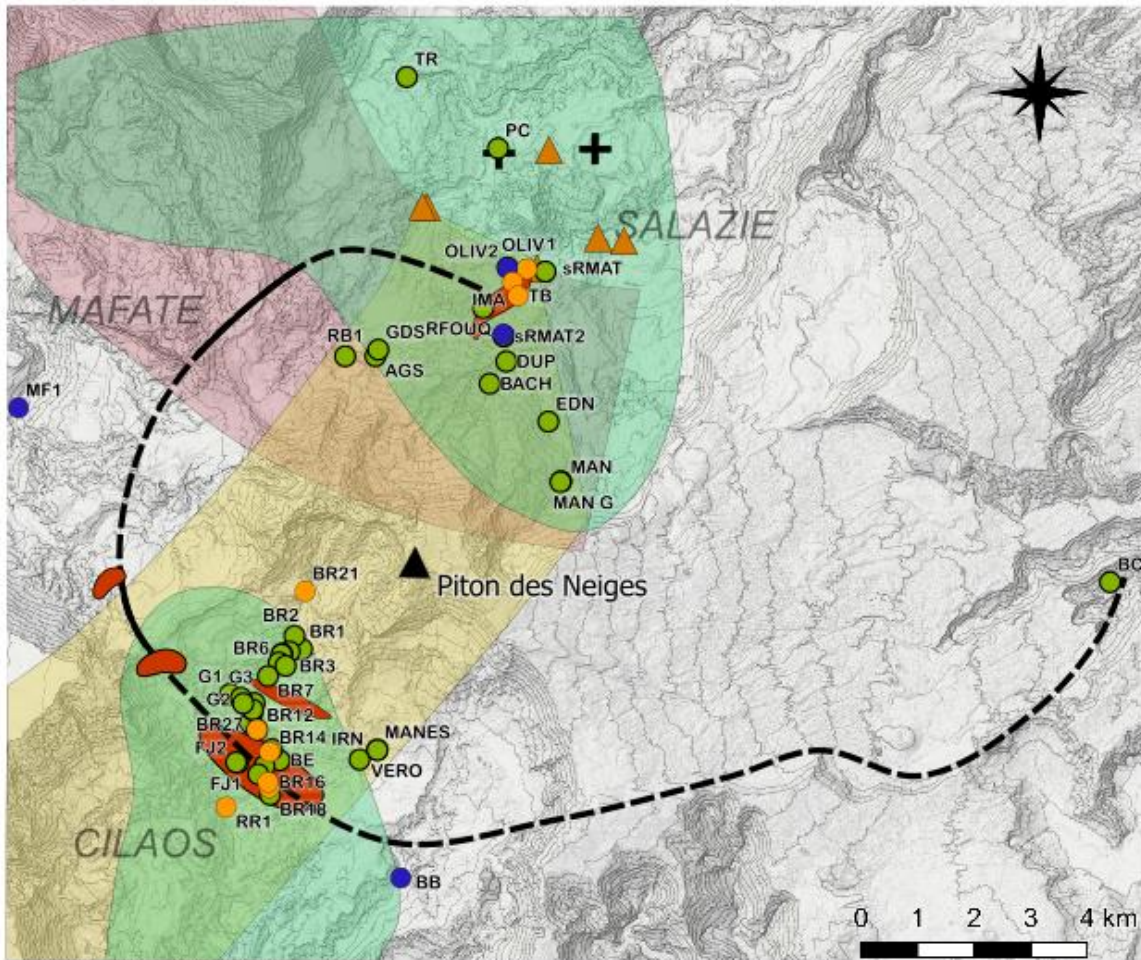


Figure 30: Map of the thermal springs of Piton des Neiges, classified in three groups according to mineralization processes from their geochemical profiles in major trace elements, $\delta^{7}\text{Li}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ values. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN.

IV.6.4. Architecture of hydrothermal circulation

Our new chemical analyses, combined with literature data, may be used to bring constraints on the geometry of Piton des Neiges’ hydrothermal system, as illustrated in Figure 31. A first important constraint is that water, carbon and other dissolved species are provided by independent pools. Cyclones or heavy rains and/or high altitude rainfalls that penetrate into the volcanic edifice are the main contributors to the recharge of the thermal aquifer. Carbon is of primary magmatic origin and dissolves in the thermal aquifer. Three independent pools contribute to the other species dissolved in thermal waters: 1) interaction with basalt at temperature ≥ 50 °C for all the springs (Groups 1 and 2

springs) enhanced by dissolved CO₂, 2) slight seawater contamination on the outer rim of the hydrothermal system, possibly delimited by a caldera (Group 2a), and/or 3) interaction with a differentiated rock such as syenite, or dissolution of magmatic gas or fumarolic deposits (Group 2b).

Where is the magma at the origin of carbon discharge in hydrothermal waters located? The solubility of carbon in silicate melts is very low compared to other volatile species (e.g. H₂O, S, Cl). This solubility decreases with decreasing pressure, and thus with the ascent of magmas. Starting from a mantle carbon composition, a rising basaltic melt loses about 80% of its CO₂ before entering the Réunion edifice at ~7 km depth (Di Muro et al., 2016). The source of magmatic carbon can thus be located at any depth from the base of the island to the upper mantle. In Réunion Island, seismic crises at 10 – 20 km depth have been correlated with spikes of soil carbon fluxes and concentration at the surface (Boudoire et al., 2017). This suggests that carbon degassing and ascent occurs at the scale of the whole island, from a magmatic source located in the oceanic crust or in the mantle. Thermal springs have also a mantle helium isotopic signature (Marty et al., 1993; Trull et al., 1993). Therefore, it is more probable that the TDIC of thermal waters is supplied by deep regional degassing of the Réunion hot spot rather than by a shallow magma within Piton des Neiges volcano. Carbon is mixed with thermal waters during its ascent toward the surface.

On the other hand, elements like S, Cl, F, and perhaps B, Li, Rb, and Cs are much more soluble volatile species than CO₂ in silicate melts, and degas at low pressure in the case of basaltic liquids (0 – 200 MPa). The source of these volatile or semi-volatile elements in Group 2b springs is either a degassing magma or an accumulation of fossil condensates deposited by former degassing. It is located at shallow depth within the volcanic edifice (0 – 7 km depth), and is independent from the carbon supply.

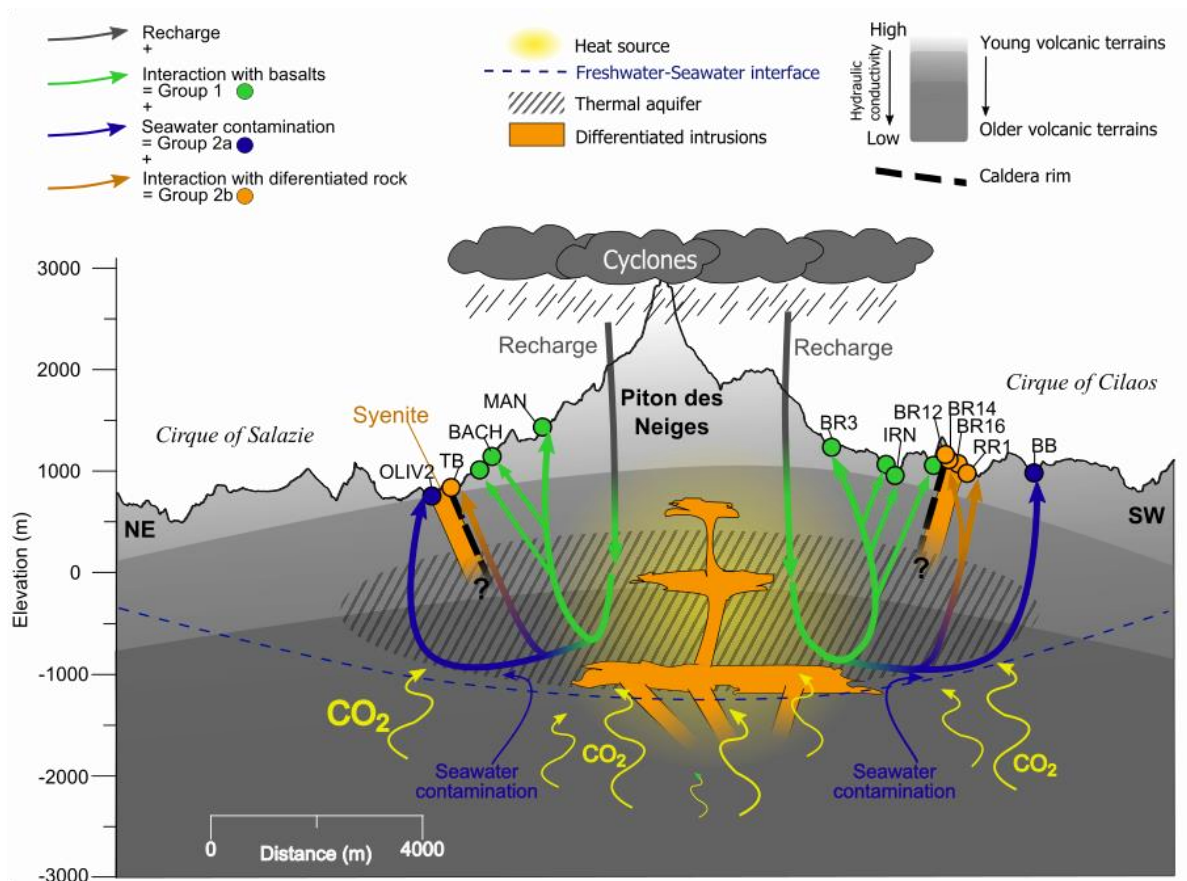


Figure 31: Conceptual model of Piton des Neiges' hydrothermal system. Meteoric water from cyclones and heavy rains penetrates in the edifice and is heated by intrusions of the terminal activity of the volcano. Magmatic CO_2 from regional extent degassing mixes with thermal water and increases its acidity. Temperature and acidity enhance water-rock interaction with the basaltic edifice, as recorded in all the springs. Group 1 springs are entirely mineralized by this process. Group 2 springs show an additional source of mineralization by slight seawater contamination (< 3 mol%). Seawater contamination is most apparent in springs from the outer parts of the hydrothermal system (Group 2a), possibly delimited by a caldera. A few springs, located near syenite intrusions associated with the terminal activity of the volcano, are also mineralized by interaction with a differentiated rock (like the syenite) or with volatiles exsolved from a differentiated magma.

The heat source of the hydrothermal system is neither the source of carbon nor of other volatile elements, because springs interact with rocks no matter their concentration in C, S, Cl, F, B, Li, Rb, and Cs. This inference has to be put in parallel with the low contamination of the hydrothermal system by seawater, only found as a low contribution (<3 mol%, Group 2a) in the lowermost and outermost springs of Piton des Neiges. By comparison, seawater is the dominant water source in most hydrothermal systems from other ocean island volcanoes such as Pantelleria, Azores and Guadeloupe (Carvalho et al., 2006; Gianelli and Grassi, 2001; Sanjuan et al., 1999). Even in geothermal systems alimented by meteoric such as Krafla in Iceland and Maui in Hawaii (Arnórsson, 1995a; Thomas, 1984), Cl enrichment is seldom as low as for the Group 1 thermal springs of Piton des Neiges (Fig. 9). The hydrothermal system of Piton des Neiges is thus exceptionally isolated from seawater compared with the above examples. This exceptional isolation may be explained by the conjunction of several factors. First, the hydrothermal system, as viewed from thermal springs, is likely protected from seawater by hydrological barriers such as intrusions, faults, or low-permeability layers. In particular, structural studies emphasize the abundance of sills at Piton des Neiges (Chaput et al., 2017, 2014b), which may prevent any vertical transport of seawater. The spatial repartition of Group 2 springs suggests that the syenite dykes and/or the terminal caldera of the volcano may also act as hydrological barriers isolating the hydrothermal system. In addition, pore clogging by minerals of the phrenite-pumpellyite facies

occurs in all the units older than 640 ka that constitute the basement of Piton des Neiges (Chevalier, 1979; Chovelon, 1986; Famin et al., 2016; Join et al., 2016). However, secondary mineral precipitation also occurs in Hawaii and the Azores (Cruz, 2003; Izquierdo, 2014; Schiffman et al., 2006) and thus hardly explains alone the isolation of the hydrothermal system from seawater in our case. Another hypothesis is that the strong input of meteoric water increases the hydraulic head in the center of the massif, thus lowering the freshwater/seawater interface and flushing seawater outward and downward. Réunion Island has higher precipitation rates than Pantelleria, Iceland or the Azores, but not than Hawaii or Guadeloupe, which calls for an additional factor. At Piton de la Fournaise, in many respects considered as an active analogue of Piton des Neiges, the uppermost magma reservoir feeding most of the eruption is located at 0 to +500 m (Peltier et al., 2008). Following this analogy, we suggest the hydrothermal system of Piton des Neiges is isolated from seawater because its heat source is located at or above sea level, in conjunction with being protected by low permeability barriers and an intense supply of freshwater under tropical climate.

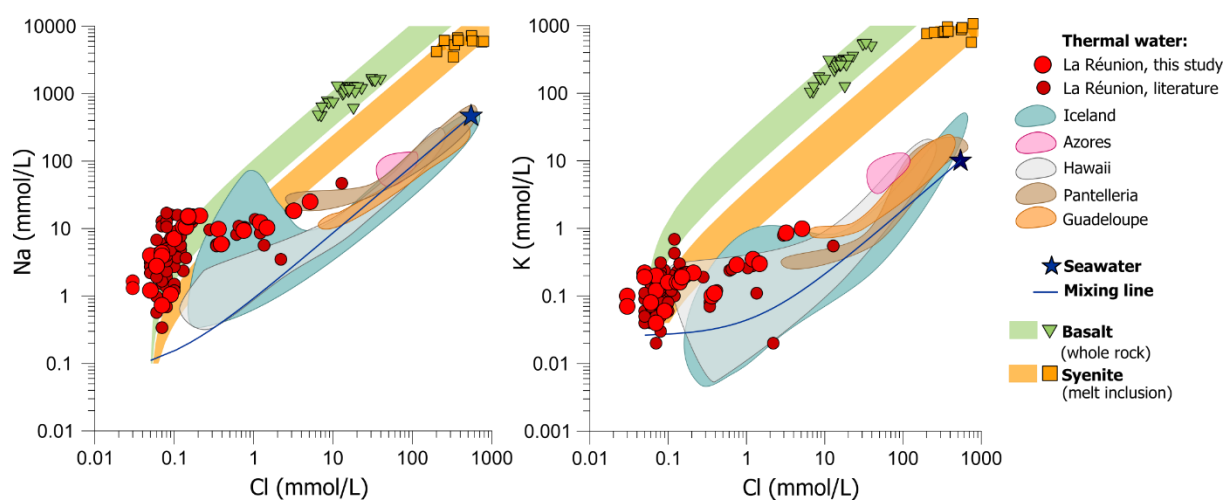


Figure 32: Comparison of Na and K vs Cl molar concentrations for Piton des Neiges thermal springs with thermal water from Iceland, Azores, Hawaii, Pantelleria, Guadeloupe, and with seawater and rocks from Réunion. Literature data are from Arnórsson (1995a, 1995b), Belle (2014), Boivin and Bachèlery (2009), Carvalho et al. (2006), Fretzdorff and Haase (2002), Frissant et al. (2003), Gianelli and Grassi (2001), lundt et al. (1992), Lopoukhine and Stieltjes (1978), Louvat and Allègre (1997), Sanjuan et al. (2001, 1999), Smietana (2011), Thomas (1984), Vigouroux et al. (2009), Vlastélic et al. (2013, 2007, 2005), Welsch et al. (2013). Compared to other geothermal systems in oceanic islands, the hydrothermal system of Piton des Neiges is exceptionally disconnected from seawater.

Our preferred model of hydrothermal circulation has implications for the future of geothermal prospection at Piton des Neiges. In particular, the isolation of thermal waters from seawater is a promising clue that the heat source may be reached by drilling depths of ~1000 m (i.e. sea level), if boreholes are implanted in the cirques at +1000 m. This drilling depth is similar to that of maximum temperature in Pantelleria (Fulignati et al., 1997) and twice less than the depth of the Krafla geothermal field in Iceland (Arnórsson, 1995a). On the other hand, this isolation also implies that production might be limited by the meteoric recharge. In this respect, time series of stable isotopes analyses will be necessary to determine if thermal springs fluctuate in tandem with cyclonic precipitation (i.e. small aquifer) or are steady in time (aquifer large enough to be buffered by long-term recharge). Our study also shows that thermal waters interact with differentiated rocks and/or with volatiles or fumarolic deposits degassed from shallow differentiated magmas. Again, this situation is very similar to that of Pantelleria, for which the hydrothermal system is related to syenite intrusions in the vicinity of caldera faults. Future prospection should thus focus on the spatial repartition of differentiated intrusions and hot springs, taking into account their chemistry to identify pathways of preferential circulation. The occurrence of volatiles species degassed from shallow magmas in springs

also questions the age of the last intrusive activity of Piton des Neiges, which might be considerably younger than its terminal eruption at 12, 22 or 29 ka.

IV.7. Conclusion

By combining major/trace element chemistry with a large number of isotopic tools (O, H, C, Sr, Li, Cl), our study untangles the complex history of fluid mixing from multiple pools at the origin of Piton des Neiges' hydrothermal system. Water is of meteoric origin, principally supplied by cyclones and/or high altitude precipitation, with no significant contribution from either rivers or cold groundwater. Unlike in many ocean island volcanoes, seawater does not participate in the recharge feeding the thermal springs, except as a slight contaminant at the external rim of the hydrothermal system. Thermal water is mixed with magmatic carbon, probably originating from regional mantle degassing, and interacts with basaltic rocks at temperatures ≥ 50 °C. The absence of ^{18}O enrichment of the thermal waters relative to local groundwaters indicates that their oxygen isotope exchange with rocks is limited, and therefore suggests that their temperatures of interaction are relatively low (< 180 °C) and/or that waters buffer the oxygen isotope composition of rocks. Higher-than-seawater B/Cl, F/Cl, Cs/Cl, Li/Cl and Rb/Cl ratios as well as low Li and Cl isotopic ratios suggest that some thermal waters also dissolve magmatic gases or fumarolic deposits exsolved from shallow (intra-edifice) differentiated trachytic melts. Whether this input corresponds to an active magma reservoir or to fossil evaporites remains uncertain.

Our study provides insights on the architecture of the hydrothermal system of key importance for future geothermal exploration. Thermal waters are protected from shallow aquifers by low-porosity barriers, and their recharge occurs mostly during exceptional rain events. The noteworthy lack of seawater in the hydrothermal system, exceptional for this kind of geological environments, implies that convection cells are located above the seawater/freshwater interface. The heat source, of trachytic nature and disconnected from the magmatic carbon source, may thus be reached within reasonable drilling depths (≤ 1000 m). These results may serve as a basis to design the next step of geothermal exploration, oriented toward estimating the maximum temperature of the deep geothermal waters (using solute chemical and isotope geothermometers integrated into a multicomponent modelling approach) and the size of the hydrothermal reservoir.

IV.8. Acknowledgments

We thank Jonas Greve and Victor K/Bidi for their participation in the fieldwork and the Établissement thermal de Cilaos for giving us access to their facilities and resources. The Ph.D. fellowship of B. Bénard is funded by La Région Réunion. We thank also B. Minster for her help in the analysis of water isotope ratios. The $\delta^7\text{Li}$ analyses from 2001 were performed by R. Millot (BRGM) within the framework of the ADEME-BRGM project GHEDOM. This research has been supported by INSU-CNRS and OSU-Réunion grants, by EDENA, and by IPGP multidisciplinary program PARI and Paris-IdF region SESAME (Grant no. 12015908). This is IPGP contribution 4073.

IV.9. Supplementary material

IV.9.1. Coordinates of the thermal springs

Tableau 5 : Coordinates of the thermal springs of Piton des Neiges presented in this study.

Spring	X (UTM, RGR92)	Y (UTM, RGR92)	Elevation (m)
AGS	341428	7669771	1234
BACH	343450	7669284	1011
BB	341878	7660557	931
BC	354418	7665780	720
BE	339734	7662634	919
BR1	340133	7664597	1453
BR10	339242	7663434	1008
BR11	339222	7663287	947
BR12	339338	7663175	932
BR13	339601	7662829	906
BR14	339559	7662782	884
BR15	339465	7662529	840
BR16	339529	7662249	791
BR17	339550	7662153	782
BR18	339567	7662024	777
BR2	339999	7664829	1359
BR21	340184	7665618	1661
BR27	339258	7663521	1008
BR3	339912	7664553	1271
BR4	339782	7664516	1185
BR5	339769	7664504	1190
BR6	339721	7664362	1134
BR7	339529	7664121	1078
BR8	339292	7663643	1022
BR9	339260	7663531	1015
DUP	343744	7669677	892
EDN	344487	7668615	1058
FJ1	338996	7662583	1006
FJ2	338966	7662600	1021
FJ3	339358	7662387	928
G1	338855	7663801	1192
G2	339056	7663709	1091
G3	339051	7663737	1101
G4	339090	7663638	1070
GDS	341479	7669885	1197
IMA	343856	7671080	801
IRN	341149	7662647	1117
MAN	344715	7667560	1313
MAN G	344700	7667550	1317
MANECE	341462	7662815	1241
MF1	335119	7668857	885
OLIV1	344106	7671310	681
OLIV2	343763	7671331	777
OLIVbis	343765	7671332	777
PC	343597	7673440	675
PISSA	339842	7664302	1229
RB1	340894	7669768	1335
RFOUQ	343335	7670620	901
RR1	338790	7661807	722
sRMAT	344434	7671264	652
sRMAT2	343700	7670120	841
sRMAT3	343690	7670160	833
TB	343948	7670835	720
TBA	343696	7670129	834
TR	341983	7674700	905
MANECE	341462	7662815	1241

IV.9.2. Geochemistry of thermal springs: compilation of data from previous studies

Tableau 6 : Published major elements concentrations, C, O, H, Sr, Li and Cl isotope ratios in thermal springs of Piton des Neiges.

Spring	Campaign	Date	Electrical Conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Ca (mmol/L)	Mg (mmol/L)	Na (mmol/L)	K (mmol/L)	HCO ₃ (mmol/L)	SO ₄ (mmol/L)	Cl (mmol/L)	SiO ₂ (mmol/L)	CO ₃ (mmol/L)	NH ₄ (mmol/L)	NO ₂ (mmol/L)	NO ₃ (mmol/L)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ (‰ VCDT)	
BACH	Sanjuan et al., 2001	21/10/2000	1540	7.4	19.4	3.6	3.5	5.5	0.2	18.7	0.2	0.1	1.5		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-1.1	-6.7	-37.2	0.704300	2.0	
BACH	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	25/06/1978	1120	7.6	25.6	1.2	3.4	4.8	0.2	15.5	0.2	0.1	1.3		b.d.l.								
BACH	Aunay et al., 2013	12/03/2013	1087	7.0	25.2	2.7	2.4	3.6	0.1	13.9	0.1	0.1	0.4	b.d.l.			b.d.l.						
BB	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	1610	6.7	22.6	4.2	3.4	5.5	0.1	15.4	2.1	0.3	1.9		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	2.7	-8.2	-54.3	0.704142	3.0	
BB	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978	1600		26.3	4.0	3.4	5.8	0.1	15.5	2.1	0.3	1.7		b.d.l.								
BC	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	06/07/1978		6.5	22.7	4.3	14.2	7.7	0.4	45.4	0.3	0.1	1.8		b.d.l.								
BE	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1187	6.3	22.4	3.6	2.1	1.9	0.1	13.2	0.1	0.1	1.6				b.d.l.						
BR1	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1364	7.0	17.3	3.4	1.7	6.8	0.1	16.1	0.1	0.1	1.6				b.d.l.						
BR10	Frissant et al., 2003	01/07/2003	950	6.2	18.7	2.1	1.8	1.5	0.0	10.3	0.1	0.1	1.3				b.d.l.						
BR11	Frissant et al., 2003	01/07/2003	896	7.6	20	2.2	1.7	2.0	0.1	9.9	0.1	0.1	1.4				b.d.l.						
BR12	Louvat and Allègre, 1997	1997		6.4	48	1.9	1.7	13.2	0.3	16.7	2.1		2.5										
BR12	Louvat and Allègre, 1997	1997		6.7	47.5	1.5	1.4	12.6	0.3	15.3	1.8	0.1	2.5										
BR12	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978	1547	6.7	42	2.0	1.7	10.4	0.3	13.4	1.4	0.7	1.7		b.d.l.								
BR12	Sanjuan et al., 2001	25/10/2000	1430	6.3	36.3	1.6	1.3	10.8	0.3	11.6	2.1	0.6	2.1		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	2.2	-8.2	-50.5	0.704162	4.8	
BR12	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1233	6.3	32.6	1.9	1.1	6.0	0.1	8.0	1.6	0.4	1.2				b.d.l.						
BR13	Frissant et al., 2003	01/07/2003	461	7.7	18.1	0.9	1.1	1.0	0.0	4.6	0.1	0.1	0.7				b.d.l.						
BR14	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1294	6.8	34.5	2.1	1.5	8.2	0.2	13.2	0.6	0.6	2.0				b.d.l.						
BR15	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1100	7.0	19.9	1.9	2.3	2.4	0.2	11.5	0.2	0.1	1.1				0.01						
BR16	Frissant et al., 2003	01/07/2003	2560	6.6	32	2.7	2.1	18.4	0.8	23.9	0.4	3.0	2.1				b.d.l.						
BR17	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1262	6.5	27.5	2.1	1.4	8.6	0.3	12.4	1.2	1.2	1.3				b.d.l.						
BR18	Frissant et al., 2003	01/07/2003	656	8.2	23	1.3	0.9	3.0	0.1	6.0	1.0	0.1	0.4				b.d.l.						
BR2	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1162	8.1	14.5	2.3	1.3	5.4	0.1	9.1	1.7	0.1	0.7				b.d.l.						
BR27	lundt et al., 1992	1992	1095	6.6	20.5	1.4	3.4	5.6	0.7	15.0	0.5	0.1	1.0		0.03	b.d.l.	b.d.l.						
BR3	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1000	6.3	23.8	3.1	1.3	2.9	0.1	11.9	0.3	0.1	0.7				b.d.l.						
BR4	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1156	6.7	16.3	3.3	1.4	1.4	0.1	10.4	0.2	0.1	0.6				b.d.l.						
BR5	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1022	7.1	22.2	2.6	1.1	4.8	0.1	11.5	0.2	0.1	1.0				b.d.l.						
BR6	Frissant et al., 2003	01/07/2003	902	6.2	22.1	2.8	0.8	2.7	0.1	8.9	0.5	0.1	0.8				b.d.l.						
BR7	Frissant et al., 2003	01/07/2003	930	6.3	17.7	3.5	0.9	1.7	0.1	8.2	0.7	0.1	0.9				b.d.l.						

Spring	Campaign	Date	Electrical Conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Ca (mmol/L)	Mg (mmol/L)	Na (mmol/L)	K (mmol/L)	HCO ₃ (mmol/L)	SO ₄ (mmol/L)	Cl (mmol/L)	SiO ₂ (mmol/L)	CO ₃ (mmol/L)	NH ₄ (mmol/L)	NO ₂ (mmol/L)	NO ₃ (mmol/L)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ (‰ VCDT)		
BR8	Frissant et al., 2003	01/07/2003	732	6.9	23.5	2.3	1.1	1.2	0.1	8.0	0.2	0.0	1.1				b.d.l.							
BR9	Frissant et al., 2003	01/07/2003	1003	6.2	26.2	2.4	1.9	2.3	0.1	10.7	0.2	0.1	1.5				b.d.l.							
FJ1	Frissant et al., 2003	30/05/2003	1115	6.8	18.1	2.3	1.9	1.5	0.1	9.9	0.1	0.1	0.9				b.d.l.							
FJ2	Frissant et al., 2003	30/05/2003	1356	6.6	20	3.6	2.6	3.2	0.2	14.7	0.1	0.1	1.5				b.d.l.							
FJ3	Frissant et al., 2003	30/05/2003	479	6.5	19.6	1.1	1.1	0.3	0.0	4.8	0.1	0.1	0.7				b.d.l.							
G1	Frissant et al., 2003	29/05/2003	1370	6.9	16.8	3.5	1.8	5.0	0.2	14.4	0.3	0.1	1.2				b.d.l.							
G2	Frissant et al., 2003	29/05/2003	1312	6.9	15	2.8	2.6	2.7	0.1	13.8	0.1	0.1	1.7				b.d.l.							
G3	Frissant et al., 2003	29/05/2003	1296	6.6	20.2	3.1	2.4	2.3	0.1	13.6	0.1	0.1	1.8				b.d.l.							
G4	Frissant et al., 2003	29/05/2003	1405	6.2	21.6	3.1	2.4	3.7	0.2	13.7	0.1	0.1	1.8				b.d.l.							
GDS	Sanjuan et al., 2001	26/10/2000		6.6	18.6	4.6	2.2	1.3	0.1	8.4	2.9	0.1	0.7				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-1.4	-4.9	-23.5	0.704336	3.6
GDS	Aunay et al., 2013	09/11/2011	1086	6.6	19.5	3.0	2.0	1.3	0.1	9.0	1.5	0.1	0.3	b.d.l.			b.d.l.							
IMA	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978	1864	6.7	22.5	2.3	2.0	13.7	0.3	20.1	0.6	1.0	1.1				b.d.l.							
IRN	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	2370	6.0	37.8	4.6	4.6	16.1	0.2	31.2	1.1	0.1	2.6				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		-8.2	-51.3	0.704169	5.3
IRN	Louvat and Allègre, 1997	1997		6.5	37.7	4.3	4.2	15.4	0.2	30.9	1.2		2.4											
IRN	Louvat and Allègre, 1997	1997		6.3	37.5	3.0	4.1	17.0	0.2	31.8	0.6	0.1	2.2											
IRN	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978	2733	6.1	38.5	4.3	4.2	15.9	0.2	31.0	0.9	0.1	2.3				b.d.l.							
IRN	lundt et al., 1992	1992	1953	6.0	36.9	3.2	3.7	14.4	0.2	25.0	1.1	0.2	2.5				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.					
MAN	Sanjuan et al., 2001	19/10/2000	1580	6.6	30.6	4.1	3.4	5.0	0.2	19.2	0.1	0.1	2.0				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	3	-7.6	-43.9	0.704282	5.6
MAN	Louvat and Allègre, 1997	1997		6.6	30.2	3.2	2.6	4.0	0.2	15.8	0.0	0.1	1.6											
MAN	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	24/06/1978	1601	6.2	30.5	3.5	3.2	5.3	0.2	35.6	0.1	0.1	1.8				b.d.l.							
MAN	Belle, 2014	01/12/2011	1596	6.4	31.4	3.6	3.1	4.9	0.2	18.8	0.1	0.1	2.0	b.d.l.					b.d.l.		-7.3	-45.9	0.704287	
MAN	Aunay et al., 2013	06/03/2012	1369	6.2	31.3	3.2	2.8	4.3	0.2	16.6	0.1	0.1	1.7	b.d.l.					0.02		-6.9	-42.4	0.704277	
MAN G	Sanjuan et al., 2001	19/10/2000	1333	7.9	19	4.0	3.0	2.7	0.1	15.8	0.1	0.0	1.6				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		-7.0	-39.8		
MANES	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	2260	5.3	31	4.0	4.1	12.9	0.2	26.7	0.8	0.1	2.1				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	3.2	-8.2	-54.3		
MANES	lundt et al., 1992	1992	1632	6.0	30.1	3.4	3.5	11.4	0.2	22.5	0.7	0.1	2.1				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.					
MF1	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	29/06/1978	483	9.4	16	0.1	0.0	3.5	0.0	0.3	0.4	2.2	0.9	0.17				b.d.l.						
OLIV1	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	994	7.3	18.9	1.4	1.3	5.7	0.1	8.2	0.5	1.4	0.7				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-4.5	-6.5	-40.1		3.0
OLIV2	Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	4980	6.1	26	4.1	4.6	47.0	0.5	42.7	3.2	12.9	0.8				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	1.8	-7.8	-45.9	0.704270	8.9
OLIVbis	Aunay et al., 2013	12/02/2013	765	7.6	18.6	2.3	1.4	1.8	0.1	5.5	1.7	0.1	0.3	b.d.l.					0.01					
PC	Aunay et al., 2013	03/09/2012	478	7.3	21.6	1.2	1.1	0.6	0.2	5.0	0.1	0.1	0.8	b.d.l.					0.01					
PISSA	Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	1190	6.7	18.4	4.4	1.4	3.1	0.0	11.6	1.3	0.0	1.3				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		-6.7	-41.4		
RFOUQ	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	1000	7.4	19.2	2.9	2.3	2.2	0.0	11.3	0.3	0.0	0.7				b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		-6.5	-37.9		

Spring	Campaign	Date	Electrical Conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Ca (mmol/L)	Mg (mmol/L)	Na (mmol/L)	K (mmol/L)	HCO ₃ (mmol/L)	SO ₄ (mmol/L)	Cl (mmol/L)	SiO ₂ (mmol/L)	CO ₃ (mmol/L)	NH ₄ (mmol/L)	NO ₂ (mmol/L)	NO ₃ (mmol/L)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ (‰ VCDT)
RFOUQ	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	25/06/1978	1418	6.1	22.5	4.1	3.3	3.3	0.1	16.8	0.4	0.1	1.5		b.d.l.							
sRMAT	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000		7.9	18	1.9	6.0	3.7	0.3	17.7	0.5	0.1	1.2		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		-5.9	-36.5		
sRMAT2	Sanjuan et al., 2001	21/08/2000	716	7.1	21.2	1.9	1.4	1.9	0.1	8.2	0.1	0.1	0.5		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		-6.2	-35.5		
sRMAT3	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	1380	7.4	26.1	3.5	2.8	9.6	0.2	15.6	2.8	0.3	1.9		0.11	b.d.l.	b.d.l.					
TB	Aunay et al., 2013	01/12/2012	1512	7.0	33.1	1.5	0.7	10.4	0.3	13.9	0.7	0.8	0.9	b.d.l.			b.d.l.					
TBA	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	25/06/1978	1752	6.5	27	4.2	2.7	7.2	0.2	17.0	1.8	0.1	1.8		b.d.l.							
TBA	Aunay et al., 2013	12/03/2013	1491	6.8	27.2	4.0	2.3	6.1	0.1	16.1	1.4	0.1	1.4	b.d.l.			b.d.l.					
TR	Belle, 2014	22/11/2011	312	7.1	20.9	0.6	0.6	0.7	0.0	1.3	0.8	0.1	0.5	b.d.l.			b.d.l.					
TR	Aunay et al., 2013	08/03/2012	1453	6.5	21.2	3.7	4.4	1.2	0.1	0.9	8.3	0.1	0.6	b.d.l.			b.d.l.		-6.3	-40.3	0.704310	
VERO	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	2010	5.4	30.3	3.6	3.7	10.9	0.1	23.5	0.7	0.1	2.0		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		-8.1	-51.2		5.8
VERO	Louvat and Allègre, 1997	1997		6.2	29.6	3.2	3.3	10.4	0.1	22.6	0.7		1.9									
VERO	Louvat and Allègre, 1997	1997		6.2	29.5	3.2	3.2	10.6	0.1	23.9	0.7	0.1	1.9									
VERO	lundt et al., 1992	1992	1399	6.0	29.2	2.9	3.3	9.4	0.1	19.5	0.6	0.1	1.9		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.					

Tableau 7 : Trace elements concentrations available in the literature for thermal springs of Piton des Neiges.

Spring	Campaign	Date	Li (µmol/L)	Be (µmol/L)	B (µmol/L)	F (mmol/L)	Al (µmol/L)	Cr (µmol/L)	Mn (µmol/L)	Fe (mmol/L)	Co (µmol/L)	Ni (µmol/L)	Cu (µmol/L)	Zn (µmol/L)	As (µmol/L)	Rb (µmol/L)	Sr (µmol/L)	Ag (µmol/L)	Cd (µmol/L)	Cs (µmol/L)	Ba (µmol/L)	Pb (µmol/L)	U (µmol/L)	PO4 (mmol/L)	
BACH	Sanjuan et al., 2001	21/10/2000	2.88		5.37	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.12	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.27	10.39	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
BACH	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	25/06/1978				b.d.l.				b.d.l.							5.71								
BACH	Aunay et al., 2013	12/03/2013																							
BB	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	1.01		10.64	0.01	b.d.l.	b.d.l.	6.61	0.05	0.05	0.75	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.06	5.48	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
BB	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978				0.01				0.08							5.71								
BC	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	06/07/1978	27.37			0.04				0.03							2.28								
BE	Frissant et al., 2003	01/07/2003				b.d.l.																			
BR1	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.01																			
BR10	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.01																			
BR11	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.01																			
BR12	Louvat and Allègre, 1997	1997	25.36		181.87											1.12	7.61								0.21
BR12	Louvat and Allègre, 1997	1997	26.22													1.04	6.09								0.22
BR12	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978	21.61		111.01	0.12				0.01						0.82	7.99								
BR12	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.05																			
BR13	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.01																			
BR14	Sanjuan et al., 2001	25/10/2000	25.64		138.85	0.14	b.d.l.	b.d.l.	2.69	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.94	5.02	b.d.l.	b.d.l.	0.03	0.24	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
BR14	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.04																			
BR15	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.01																			
BR16	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.18																			
BR17	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.03																			
BR18	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.01																			
BR2	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.02																			
BR27	lundt et al., 1992	1992		b.d.l.	17.39	0.02		b.d.l.	7.99	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.			4.45	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.				b.d.l.
BR3	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.02																			
BR4	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.02																			
BR5	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.01																			
BR6	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.02																			
BR7	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.01																			
BR8	Frissant et al., 2003	01/07/2003				0.02																			
BR9	Frissant et al., 2003	01/07/2003				b.d.l.																			
FJ1	Frissant et al., 2003	30/05/2003				0.02																			

Spring	Campaign	Date	Li (µmol/L)	Be (µmol/L)	B (µmol/L)	F (mmol/L)	Al (µmol/L)	Cr (µmol/L)	Mn (µmol/L)	Fe (mmol/L)	Co (µmol/L)	Ni (µmol/L)	Cu (µmol/L)	Zn (µmol/L)	As (µmol/L)	Rb (µmol/L)	Sr (µmol/L)	Ag (µmol/L)	Cd (µmol/L)	Cs (µmol/L)	Ba (µmol/L)	Pb (µmol/L)	U (µmol/L)	PO4 (mmol/L)			
FJ2	Frissant et al., 2003	30/05/2003				0.01																					
FJ3	Frissant et al., 2003	30/05/2003				0.02																					
G1	Frissant et al., 2003	29/05/2003				0.01																					
G2	Frissant et al., 2003	29/05/2003				0.03																					
G3	Frissant et al., 2003	29/05/2003				0.03																					
G4	Frissant et al., 2003	29/05/2003				0.03																					
GDS	Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	0.58		2.04	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.19	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.16	11.18	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0	
GDS	Aunay et al., 2013	09/11/2011																									
IMA	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978	12.97		138.8	0.08				0.01							7.99										
IRN	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	1.44		11.6	b.d.l.	b.d.l.	0.19	8.12	0.16	0.07	1.06	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.60	18.60	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0	
IRN	Louvat and Allègre, 1997	1997	1.44													0.55	19.25				0.03						
IRN	Louvat and Allègre, 1997	1997	1.58		8.1											0.55	1.44				b.d.l.						
IRN	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978			18.5	b.d.l.				0.13						0.94	20.54										
IRN	lundt et al., 1992	1992		b.d.l.	14.2	b.d.l.		b.d.l.	8.28	0.12	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.			6.51	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.				b.d.l.	0	
MAN	Sanjuan et al., 2001	19/10/2000	4.75		7.9	0.01	b.d.l.	0.10	13.11	0.06	0.03	0.49	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.30	9.13	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.18	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0	
MAN	Louvat and Allègre, 1997	1997	4.03													0.23	7.95				0.13						
MAN	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	24/06/1978	4.32			0.01				0.06							10.27										
MAN	Belle, 2014	01/12/2011			4.2		0.06		16.18	0.07							9.28										
MAN	Aunay et al., 2013	06/03/2012															7.91										
MAN G	Sanjuan et al., 2001	19/10/2000	2.16		4.6	b.d.l.	1.48	b.d.l.	8.85	b.d.l.	0.03	0.41	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		10.16	b.d.l.	b.d.l.		0.06	b.d.l.			b.d.l.	0	
MANES	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	1.01		9.3	b.d.l.	b.d.l.	0.17	9.01	0.13	0.07	1.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.47	15.64	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0	
MANES	lundt et al., 1992	1992		b.d.l.	10.5	b.d.l.		b.d.l.	8.92	0.11	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.			13.58	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.				b.d.l.	0	
MF1	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	29/06/1978				0.02				0.03																	
OLIV1	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	3.17		152.5	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.49	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		2.62	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.			b.d.l.	0	
OLIV2	Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	5.91		1992	0.04	2.97	0.62	5.70	0.01	b.d.l.	0.17	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.82	19.86	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.06	b.d.l.	0.01		b.d.l.	0	
OLIVbis	Aunay et al., 2013	12/02/2013																									
PC	Aunay et al., 2013	03/09/2012																									
PISSA	Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	0.43		6.8	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	8.86	0.04	b.d.l.	0.29	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		28.42	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.			b.d.l.	0	
RFOUQ	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	b.d.l.		0.0	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		7.30	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.			b.d.l.	0	
RFOUQ	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	25/06/1978				0.01				0.06							10.27										
sRMAT	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	3.75		7.3	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.42	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		6.05	b.d.l.	b.d.l.		0.06	b.d.l.			b.d.l.	0	
sRMAT2	Sanjuan et al., 2001	21/08/2000	0.14		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.25	b.d.l.	b.d.l.	0.10	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.		6.51	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.			b.d.l.	0	
sRMAT3	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	1.44		7.0	0.01	1.11	b.d.l.	2.95	0.01	0.05	0.22	0.05	b.d.l.	b.d.l.		8.22	b.d.l.	b.d.l.		0.09	b.d.l.			b.d.l.	0	

Spring	Campaign	Date	Li (µmol/L)	Be (µmol/L)	B (µmol/L)	F (mmol/L)	Al (µmol/L)	Cr (µmol/L)	Mn (µmol/L)	Fe (mmol/L)	Co (µmol/L)	Ni (µmol/L)	Cu (µmol/L)	Zn (µmol/L)	As (µmol/L)	Rb (µmol/L)	Sr (µmol/L)	Ag (µmol/L)	Cd (µmol/L)	Cs (µmol/L)	Ba (µmol/L)	Pb (µmol/L)	U (µmol/L)	PO4 (mmol/L)	
TB	Aunay et al., 2013	01/12/2012																							
TBA	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	25/06/1978				0.02				0.06							11.41								
TBA	Aunay et al., 2013	12/03/2013																							
TR	Belle, 2014	22/11/2011			0.5		0.21		1.71	0.01															
TR	Aunay et al., 2013	08/03/2012																							
VERO	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	0.86		7.9	b.d.l.	b.d.l.	0.15	7.17	0.11	0.05	0.95	b.d.l.	0.12	b.d.l.	0.54	14.15	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
VERO	Louvat and Allègre, 1997	1997	0.86													0.39	14.20								
VERO	Louvat and Allègre, 1997	1997	1.01		0.6											0.39	5.80				b.d.l.				
VERO	Iundt et al., 1992	1992		b.d.l.	7.9	b.d.l.		b.d.l.	6.55	0.08	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.			9.24	b.d.l.	b.d.l.		b.d.l.			b.d.l.	b.d.l.

Tableau 8 : Literature carbon speciation and isotopic ratios in waters and gas from thermal springs of Piton des Neiges.

Spring	Source of data	pH	Temperature (°C)	TDIC (mmol/L)	H ₂ CO ₃ (mmol/L)	HCO ₃ (mmol/L)	δ ¹³ C _{TDIC} (‰ PDB)	δ ¹³ C _{CO₂} (‰ PDB)
BACH	Marty et al., 1993	7.77	25.1	14.20	0.46	13.70	2.10	
BACH	Sanjuan et al., 2001	7.42	19.4	20.30	1.59	18.70	-1.10	
BB	Marty et al., 1993	7.22	27.6	23.09	2.29	20.80		-5.8
BB	Sanjuan et al., 2001	6.66	22.6	22.98	7.56	15.43	2.70	
BC	Marty et al., 1993	6.16	26.4	99.17	53.97	45.20		
BR14	Sanjuan et al., 2001	6.32	36.3	24.01	12.42	11.59	2.20	
GDS	Sanjuan et al., 2001	6.57	18.6	13.48	5.07	8.41	-1.40	
IRN	Marty et al., 1993	6.15	38.4	57.61	24.80	32.80	-2.30	-5.8
MAN	Marty et al., 1993	6.02	30.3	44.42	26.42	18.00		-6.7
MAN	Sanjuan et al., 2001	6.59	30.6	30.27	11.06	19.21	3.00	
MANES	Marty et al., 1993	6	31.3	64.59	38.59	26.00	-3.30	-6.3
MANES	Sanjuan et al., 2001	5.3	31	283.66	257.00	26.66	3.2000	
OLIV1	Sanjuan et al., 2001	7.26	18.9	9.21	1.01	8.20	-4.50	
OLIV2	Sanjuan et al., 2001	6.05	26	127.81	85.14	42.67	1.80	
VERO	Marty et al., 1993	6	31.6	58.97	35.07	23.90	-4.20	-6.5

IV.9.3. Detail of water samples of the study area potentially depleted in heavy isotopes of oxygen and hydrogen.

Tableau 9 : Literature oxygen and hydrogen isotopic ratios (‰ VSMOW) for water samples used in Figure 26, collected at altitudes > 2000 m and/or associated with a cyclonic event.

Sample	Nature	Source of data	Associated with a cyclonic event	Altitude (m)	Symbol	Date	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)
Pluie Maido	Rain	Grünberger, 1989	No	2190	+	Dry season 1986	-5.4	-28.7
Pluie Maido	Rain	Grünberger, 1989	No	2190	+	Rainy season 1985-1986	-7.6	-47.0
Pluie Rivière de l'Est Haut	Rain	Nicolini et al., 1991	No	2250	+	1/4/1985-23/10/1985	-5.3	-19.0
Pluie Rivière de l'Est Haut	Rain	Nicolini et al., 1991	No	2250	+	23/10/1985-11/4/1986	-7.1	-41.3
Pluie Rivière de l'Est Haut	Rain	Nicolini et al., 1991	No	2250	+	11/4/1986-10/11/1986	-6.3	-32.6
Pluie Rivière de l'Est Haut	Rain	Nicolini et al., 1991	Yes	2250	⊗	10/11/1986-2/4/1987	-11.8	-78.0
Pluie Rivière de l'Est Haut	Rain	Nicolini et al., 1991	No	2250	+	2/4/1987-29/4/1987	-8.1	-46.1
Pluie Rivière de l'Est Haut	Rain	Nicolini et al., 1991	No	2250	+	29/4/1987-24/6/1987	-6.1	-29.4
Pluie Rivière de l'Est Haut	Rain	Nicolini et al., 1991	No	2250	+	24/6/1987-14/8/1987	-6.2	-29.6
Pluie Rivière de l'Est Haut	Rain	Nicolini et al., 1991	No	2250	+	14/8/1987-23/9/1987	-4.1	-14.2
Eau souterraine Le Blanchard (Trois-Bassins)	Groundwater	Aunay and Gourcy, 2007	Yes	161	⊗	08/03/2007	-7.7	-47.5
Ravine Trois-Bassins - RD9	Rain	Aunay and Gourcy, 2007	Yes	368	⊗	08/03/2007	-8.5	-57.8

V. Chapitre V

Ressource géothermique du Piton des Neiges : Localisation et caractérisation

Etude géochimique et isotopique (O, H, Sr) des sources thermales

Afin de déterminer la localisation et l'étendue de la ressource géothermique du Piton des Neiges, nous avons réalisé une importante campagne de prospection qui nous a permis de comparer les profils géochimiques des sources thermales. Nous avons pu ainsi caractériser l'emprise des processus géologiques déterminés dans l'article 1 (Chapitre IV) et les relier à des structures volcano-tectoniques connues.

Pour estimer la capacité de cette ressource à se renouveler, nous avons précisé les modalités de recharge grâce à un suivi temporel des isotopes stables de l'eau thermale et de la pluie à Cilaos et à Salazie.

La température d'équilibre de 120-130°C proposée dans la littérature pour le système hydrothermal est potentiellement remise en question au vu des nouvelles sources thermales analysées. Dans un premier temps, nous avons sélectionné parmi ce jeu de données étendu les sources dont la composition à l'émergence s'approche le plus de celle en profondeur. Nous avons ensuite utilisé une approche qui couple des méthodes d'optimisation mathématique à des méthodes de géothermométrie, notamment « multicomponent », pour déterminer la composition et la température des eaux en profondeur.

Ces résultats font l'objet d'un article en cours de préparation :

Article 2 :

Localization and characterization of the geothermal resource of Piton des Neiges (Réunion Island): A major, trace elements and isotopic (O, H, Sr) study of thermal springs

Bhavani Bénard^{abc}, Vincent Famin^{ab}, Bernard Sanjuan^c, Françoise Vimeux^d, Bertrand Aunay^e, Pierre Agrinier^a, Geneviève Lebeau^{ab}

^a Université de Paris, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France

^b Université de La Réunion, Laboratoire GéoSciences Réunion, F-97744 Saint Denis, France

^c BRGM, F-45060 Orléans, France

^d Institut de Recherche pour le Développement, Laboratoire HydroSciences Montpellier (UMR 5569) et Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (UMR 8212), CEA Saclay, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

^e BRGM, F-97400 Saint-Denis, La Réunion, France

V.1. Résumé

Le Piton des Neiges est un volcan inactif qui montre des indices d'activité hydrothermale. Ce système hydrothermal représente potentiellement une ressource géothermique. Les études précédentes ont estimé que sa température était de 120-130°C. Cependant, au cours des campagnes de forages profonds dans les années 1980s, une température de 182°C a été atteinte à une profondeur de 2,1 km, mais le forage était sec. Le Piton des Neiges abrite-t-il des circulations hydrothermales dépassant 150°C qui pourraient être utilisées pour la production d'électricité géothermique ? Pour répondre à cette question, nous avons mené une vaste campagne de prospection ayant conduit à la découverte de 124 nouveaux indices d'activité hydrothermale, à l'échantillonnage de 38 sources (dont 21 nouvelles) pour l'analyse des éléments majeurs, traces et des rapports isotopiques de O, H, et Sr, et nous avons réalisé un suivi de la composition isotopiques en O et H de deux sources sur deux cycles hydrologiques. Nous avons utilisé ces nouvelles données pour situer dans l'espace et dans le temps des processus géologiques qui gouvernent l'activité hydrothermale du Piton des Neiges décrits dans des travaux récents. Nous avons ensuite associé des techniques d'optimisation mathématique et de géométrie « multicomponent » pour réévaluer la température et la composition chimique des eaux thermales en profondeur.

Nous avons mis en évidence qu'une majorité des sources était situées dans les cirques de Salazie et Cilaos, au sein de la rift zone N30, et que cette structure joue un rôle majeur dans l'acheminement des circulations ascendantes de CO₂ magmatique provenant d'un magma mantellique profond. Les sources thermales de Salazie ($-7.80 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -4.90\text{‰}$, $-45.9 \leq \delta\text{D} \leq -23.5\text{‰}$ et $0.704194 \leq {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \leq 0.704364$) et de Cilaos ($-8.67 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -6.7\text{‰}$, $-53.3 \leq \delta\text{D} \leq -41.4\text{‰}$ and $0.704129 \leq {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \leq 0.704249$) montrent des gammes de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, δD et ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ très distinctes, indiquant qu'il n'y a pas de connection hydraulique entre les deux cirques. De plus, les valeurs très stables dans le temps de $\delta^{18}\text{O}$ et δD pour presque toutes les sources thermales et la similarité des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD des pluies cycloniques pour chaque cirque montrent que la recharge est locale, pluriannuelle et provient principalement des cyclones. Nous avons obtenu un maximum de température calculée de 210°C pour les eaux thermales en profondeur. Les sources thermales approchant le plus la composition des eaux thermales en profondeur montrent une légère contamination marine (<2,4%) et sont situées à proximité de larges intrusions de syénites associées à une caldera supposée. Ces intrusions différenciées agissent donc comme des drains et pourraient potentiellement être connectées à la source de chaleur.

Notre étude démontre que le système hydrothermal du Piton des Neiges a un potentiel géothermique plus important que proposé dans les études précédentes. Nos travaux sont cruciaux pour les prochaines phases d'exploration. En particulier, il sera essentiel d'étudier la géométrie des intrusions de syénite pour préciser la localisation des circulations thermales.

Abstract

Piton des Neiges is an inactive volcano of Réunion Island that displays evidence of a hydrothermal system. The question arises as whether this hydrothermal system represents a potential for geothermal energy. Previous studies estimate the water temperature from thermal springs to be only of 120-130°C. During deep drilling campaigns in the 1980s, a temperature of 182°C was reached at a depth of 2.1 km, but the borehole was dry. Does the Piton des Neiges host thermal circulations exceeding 150°C that could be used for geothermal electricity generation? To answer this question, we performed a vast exploration campaign that led to the discovery of 124 new markers of hydrothermal activity, the sampling of 38 springs (including 21 new ones) for analysis of major, trace elements and O, H and Sr isotopic ratios and we monitored the O and H isotopic composition of two springs over two hydrological cycles. We used this new data to situate in space and time the geological processes involved in the operation of the hydrothermal system of Piton des Neiges described in recent work. We then used a combination of mathematical optimization techniques and multicomponent geothermometry to reassess the temperature and geochemical composition of the thermal waters at depth.

We found that the vast majority of springs are located in the cirques of Salazie and Cilaos within the rift zone N30, and that the structure plays a major role in channeling ascending CO₂ from a deep mantle source. Thermal springs from Salazie ($-7.80 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -4.90\text{‰}$, $-45.9 \leq \delta\text{D} \leq -23.5\text{‰}$ and $0.704194 \leq {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \leq 0.704364$) and Cilaos ($-8.67 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -6.7\text{‰}$, $-53.3 \leq \delta\text{D} \leq -41.4\text{‰}$ and $0.704129 \leq {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \leq 0.704249$) display very distinctive ranges of values for $\delta^{18}\text{O}$, δD and ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$, indicating that there is no hydraulic connection between the two cirques. Additionally, the very stable $\delta^{18}\text{O}$ and δD values over time for all thermal springs and the similarity with $\delta^{18}\text{O}$ and δD values from cyclonic rainfalls for each cirque show that recharge is local and pluriennial, and mostly from cyclonic events. We obtained a maximum computed temperature of 210°C for the thermal waters at depth. The thermal springs best approaching the geochemical composition of thermal waters at depth display a slight seawater contamination (<2.4%) and are located close to large syenite intrusions associated with a supposed caldera. These differentiated intrusions thus act as drains and could also potentially be related to the heat source.

Our study demonstrates that the hydrothermal system of Piton des Neiges shows more potential for geothermal energy use than previously estimated. Our findings are crucial to the next exploration steps. In particular, an emphasis should be made on investigating the geometry of the syenite intrusions in order to precise the location of the thermal circulations.

V.2. Intro

In geothermal plants, thermal fluids are usually collected through wells organized in a geothermal field, intersecting at depth and in several sites the network of thermal waters' pathways. Thermal springs are the surface manifestations of an active hydrothermal system and their geochemistry can help locating and characterizing deep circulations, such as in Geysir, Hveravellir and Landmannalaugar geothermal fields in Iceland (Arnórsson, 1985), or in the Ribeira Grande geothermal field in Azores (Carvalho et al., 2006). These springs retain a high temperature and are of the neutral chloride type (Cl dominant) classically associated with achieved equilibrium with the host rock (Giggenbach, 1988), and therefore good proxies for thermal waters at depth. However, in some cases the geochemical composition of thermal waters is largely modified during uprise due to degassing, mixing with shallow waters and further water-rock interaction. In other cases, equilibrium is never attained. These hydrothermal systems usually display thermal springs of low temperature and of the soda spring type (HCO₃ dominant) (Giggenbach, 1988). In these systems, geochemical studies for geothermal exploration remain challenging and imply deciphering the many processes contributing to their geochemical composition both at depth and during uprise. This is the case for the Piton des Neiges hydrothermal system in Réunion Island.

In a dormant state since 12 to 29 ka (Delibrias et al., 1986; Deniel et al., 1992; Gillot and Nativel, 1982), this eroded shield volcano displays evidence of hydrothermal activity: thermal springs (up to 50°C), fumarole deposits, and CO₂ – He – Rn anomalies (Marty et al., 1993; Rançon and Rocher, 1985; Sanjuan et al., 2001b). Between 1980 and 2005, exploration campaigns (see (Dezayes et al., 2016) for a review) led to the drilling of boreholes with temperature gradients of up to 18°C/100 m, but dry. Using chemical geothermometers, former studies proposed that thermal waters reach temperatures of 100 – 160°C at depth, (Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Sanjuan et al., 2001b), but computation was only performed on a small number of thermal springs and without fluid reconstruction to take into account the alteration of the geochemical composition of the waters during uprise in the calculations. So far, the geochemical tools and data available have only yielded an incomplete description of the hydrothermal system of Piton des Neiges.

To address this issue, we carried out a project to extend the geochemical database in space, time and number of parameters. We led an extended field prospection by means of which we performed major, trace elements concentrations and O, H and Sr isotopic ratios analyses on 38 thermal springs. In this framework, Bénard et al., (2020) already used part of this data, along with analyses of C, Li and Cl isotopes on thermals springs, to determine the meteoric origin of thermal waters and the different processes contributing to their mineralization: water-rock interaction, magmatic CO₂ input and slight seawater contamination. Building on this model, for this paper, we studied the spatial distribution of the geochemical profiles of thermal springs to characterize the extent and interconnections of the circulation of thermal waters. Furthermore, we monitored the stable isotopes of rainwater and thermal springs monthly for over a year to refine our understanding of recharge. Finally, we put our better understanding of the thermal system to use for the application of geothermometry tools with constraints on applicability and fluid reconstruction. This work led to a conceptual model of the hydrothermal system of Piton des Neiges considerably different and more precise than proposed in earlier studies, including our recent work.

V.3. Geological and hydrogeological settings

Two main shield-building volcanos form Reunion Island: Piton des Neiges and Piton de la Fournaise. While the latter is very active, Piton des Neiges is considered dormant. Estimated to have emerged at ~3 Ma, it produced transitional basic magmas until 430 ka (Kluska, 1997; McDougall, 1971). After a 80 ka period of rest, the volcano entered into a degenerative stage 350 ka ago and produced alkali differentiated magmas ever since (Gillot and Nativel, 1982; Kluska, 1997). The last known eruption of Piton des Neiges dates back to 12 ka (U/Th), 22 ka (^{14}C) or 29 ka (K/Ar), depending on the radiometric dating technique (Delibrias et al., 1986; Deniel et al., 1992; Gillot and Nativel, 1982). This last period of quiescence, and the heavy rainfalls under tropical climate, have favored erosion of the volcanic edifice, now incised by three cirques (subcircular depressions), Salazie to the north, Mafate to the northwest, and Cilaos to the south (Figure 33). These deep cirques have dissected the inner structure of the volcano, erasing most of the surface evidence of calderas. Based on patchy observations of faults, offset lava layers, pyroclastic deposits or radial dykes, two calderas have been proposed: a large one running through the three cirques formed at the beginning of the terminal stage (210 – 180 ka), and a smaller one in the summit area of Piton des Neiges formed during its last activity (Chevalier, 1979; Rocher, 1988)(Figure 33).

Gravimetric surveys in the 1980s revealed the existence of a dense pluri-kilometric body beneath the northern side of Piton des Neiges. This dense body was the target of two boreholes SGTH-1 (201 m) and SLZ1 (2108 m) drilled for geothermal exploration (Chovelon, 1986; Gérard and Stieltjes, 1979). The high thermal gradients of respectively 18°C/100 m and 8.2°C/100 m obtained in the drilling showed that heat might be sufficient for a high-temperature geothermal system. However, both boreholes were dry and did not lead to geothermal exploitation. Drillings also found that the dense body is a gabbro pluton of the same kind than the one observed as outcrops in the cirque of Salazie, and recently dated at about 2.2 Ma (Berthod, 2016). The dense plutonic body is therefore unlikely the heat source.

In addition to the gabbroic pluton, erosion has also exposed a suite of other intrusive rocks including basaltic, trachytic and syenitic planar intrusions. Planar intrusions are organized into two “sill zones” (i.e. stacks of more than 50 sills) between 800 and 1300 m above sea level, and two rift zones, N110 – 160 and N030 (Chaput et al., 2017, 2014b). Importantly, the N110 – 160 rift zone concentrates only basaltic intrusions of the shield building stage whereas the sill zones and the N030 rift zone contain intrusions of both the shield and differentiated stages, implying a much later cessation of activity. Syenites, which consist in >30 m thick, several kilometer-long dykes or lopoliths in the cirques of Cilaos and Salazie. These large intrusions, belonging to the terminal stage of Piton des Neiges, are interpreted as related to the largest caldera of the volcano (Chevalier, 1979; Rocher, 1988). Given their size, timing and relationship to volcano-tectonic structures, syenite intrusions are a potential heat source at the origin of the active hydrothermal system.

Fluid circulation in the edifice is complex due to the long history of construction, destruction, intrusive activity and secondary mineral precipitation. Indeed, the hypovolcanic complex of Piton des Neiges is affected by several phases of low-grade metamorphism and hydrothermal alteration (Chevalier, 1979; Rançon, 1985), resulting in the secondary precipitation of phrenite-pumpellyite facies minerals in rocks of the shield-building stage, followed by carbonate precipitation in differentiated rocks as well as in basic rocks (Famin et al., 2016). The ensued low hydraulic conductivity, associated with the geological barriers formed by planar intrusions limit the escape of freshwater toward the sea and its downward infiltration in the lowermost, oldest and most impermeable rock units (Join et al., 2005). Thermal waters, accordingly, show very little seawater contamination (Bénard et al., 2020) and the hydrothermal system is rather fed by meteoric water. The tropical climate of Réunion Island consists

in a dry season (April–November), and a wet season (December–March) that delivers huge precipitation rates (annual average of ~ 2500 mm in the cirques). Most of these wet season rainfalls occur as cyclones (five events per year in average for the period 1981 – 2010; Jumaux et al., 2011).

While lava emission has ceased in Piton des Neiges, there is still evidence of magmatic degassing from a deep mantle source on a regional scale (Boudoire et al., 2017). Magmatic carbon dissolves in large quantities in the hydrothermal system (Marty et al., 1993; Trull et al., 1993). Fumarolic sulfur deposits are also observed, yet it is unknown whether they correspond to active or fossil degassing (Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Rançon and Rocher, 1985).

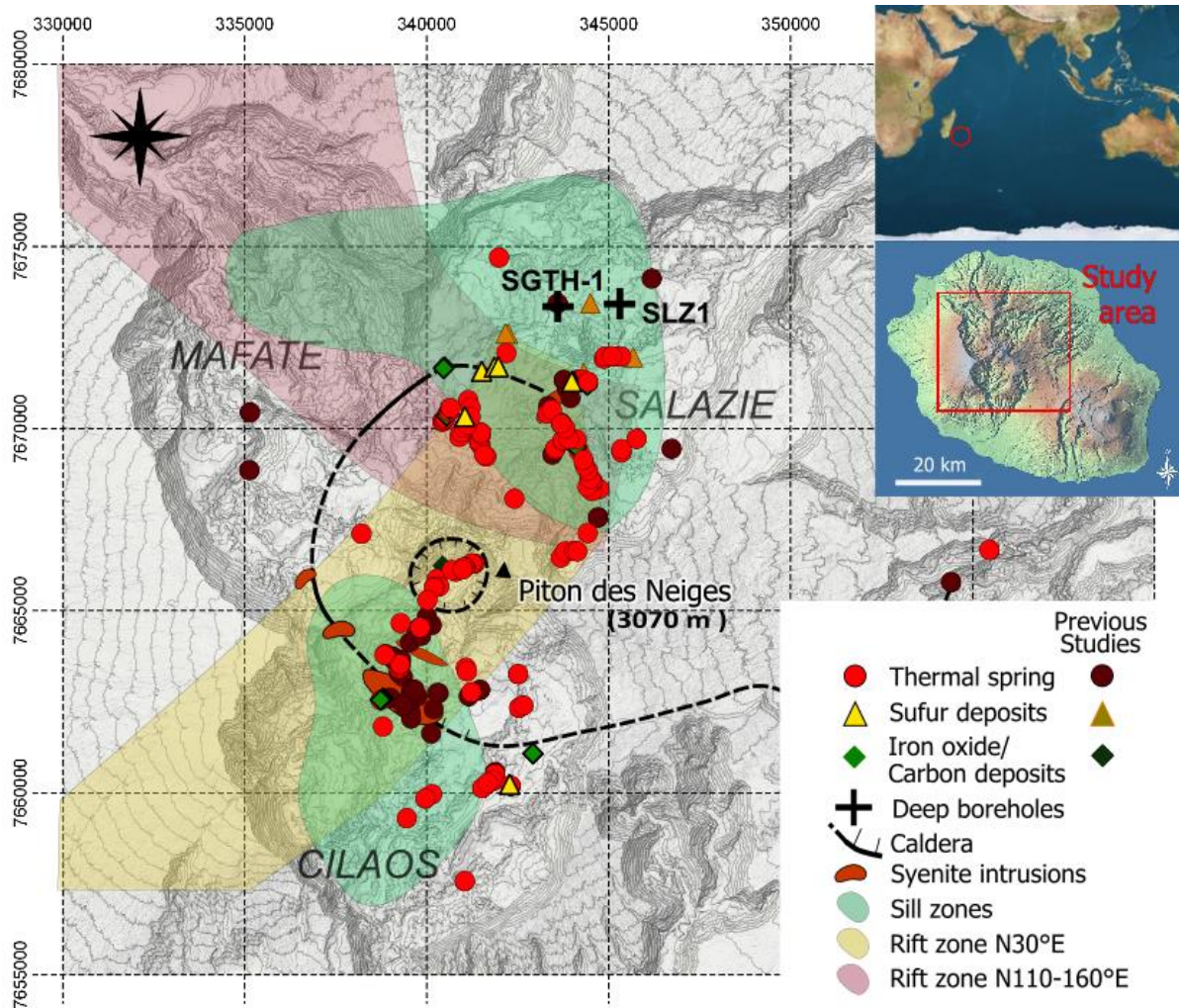


Figure 33: Map of the field markers of hydrothermal activity: thermal springs, iron oxide deposits, carbonate deposits and sulfur deposits from this study and previous studies; The two deep boreholes drilled for geothermal exploration in the 1980s (Chovelon, 1986; Gérard and Stieltjes, 1979); The two main rift zones, whose directions are those of most intrusions. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN.

V.4. Methods

V.4.1. Sampling strategy and procedure

An extensive survey was led on the field to identify all markers of hydrothermal activity, and to measure and sample new thermal springs as well as those already reported in the literature. This survey was done in two campaigns: a first one in June 2015 and a second campaign lasting from

December 2015 to February 2018. Some historical springs could not be found (e.g. BR12, OLIV2, MF1, PIMENT) because they were buried by landslide or alluvial deposits. For each spring, pH, temperature, and electrical conductivity (EC) of thermal springs were measured at the outlet. EC is expressed at 25°C. Fieldwork was organized following two objectives: (1) to provide a complete picture of the geochemical composition of hot springs, thermal springs were sampled over a broad spatial extent; (2) to refine our understanding of recharge over time, a monitoring of two thermal springs and rain collectors was implemented.

For the spatial objective (1), thirty-eight thermal springs were sampled to be analyzed for major, trace elements and O, H and Sr isotopes. They display one to three of the following criteria: higher electrical conductivity or EC ($\geq 200 \mu\text{S}/\text{cm}$), lower pH (≤ 1), higher temperature ($\geq 5^\circ\text{C}$) than nearby river water. The presence of iron oxide/carbonate/sulfide deposits was also taken into account. They were chosen to ensure a maximal spatial coverage of the study area. Some thermal springs displaying particularly high EC ($\geq 2500 \mu\text{S}/\text{cm}$) or temperature ($\geq 40^\circ\text{C}$), or fluctuating EC, were sampled several times to monitor any compositional changes (e.g. BR14, BR16). For a geochemical comparison of thermal waters with river waters, the three large rivers of Bras Rouge in Cilaos, and Rivière du Mât and Ravine Blanche in Salazie were also sampled at their highest possible altitude of outlet. For the temporal objective (2), we collected water from two thermal springs chosen for their central position and easy access in Cilaos (IRN spring) and in Salazie (TBA) for over a year, on a monthly basis. Rain collectors were installed nearby these two springs in order to pair each spring sample with a rainfall sample. Spring and rain samples were analyzed for ($\delta^{18}\text{O}$ and δD). Springs were also analyzed repeatedly for major and trace elements (6 and 2 times for IRN and TBA, respectively) in order to check their compositional variability. In total, the two sampling campaigns represent a corpus of 130 water samples from thermal springs and rainfalls.

For major, trace elements and Sr isotope analyses, water samples were collected in HDPE bottles after filtration at $0.2 \mu\text{m}$ on site. For $\delta^{18}\text{O}$ and δD analyses, water was mainly sampled either in 15 mL amber glass bottles with cone-shaped caps or in 15 mL HDPE bottles. During the second campaign, water samples were also collected for analysis of total dissolved inorganic carbon content (TDIC) in Labco 12 mL Exetainer vials with no headspace. For all the water samples, the bottles were rinsed three times with filtered water from the sampled spring. Water samples for analysis of major cations and trace elements were acidified with nitric acid (HNO_3 0.3N) on site. Water samples for other analyses were not acidified. All samples were stored at a temperature of 6°C before shipment.

In the two rain collectors set up in Salazie (910m) and Cilaos (1120m) cirques, precipitation enters a PEHD container through a funnel and is then trapped under a layer of liquid paraffin to prevent evaporation. Each month, one sample of 15mL is taken out of the total volume of water collected either in a 15 mL amber glass bottle with a cone-shaped cap or in a 15 mL HDPE bottle.

V.4.2. Analysis

For the water samples of the first sampling campaign, alkalinity, major/trace elements and O, H, and Sr isotope analyses were performed at the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) in Orléans. For samples of the second campaign, total dissolved inorganic carbon (TDIC) and major elements were performed at the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). $\delta^{18}\text{O}$ and δD of thermal spring and precipitation were analyzed at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) in Saclay. Trace elements and Sr isotope analyses were performed by the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM-CRPG) in Nancy.

TDIC analyses from the second campaign were made by gas chromatography and isotope ratio mass spectrometry (GC-IRMS), after releasing TDIC as CO₂ by H₃PO₄ acidification in the case of water samples (Assayag et al., 2006). Concentrations for each carbonate species in dissolved state were computed, either using alkalinity and pH (first campaign) or TDIC and pH (second campaign), depending on which data were available. In the case of the first campaign samples, alkalinity was determined using potentiometric titration.

Major anions concentrations were determined by ion exchange chromatography. Major cations concentrations were determined using atomic emission spectrometry (ICP). Fluoride concentrations were obtained using ion exchange chromatography for the first campaign and by direct potentiometric determination for the second campaign. Lithium concentrations were obtained by ion exchange chromatography for the first campaign and by atomic absorption spectrometry for the second campaign. Boron concentrations were obtained by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) for the first campaign and UV-visible spectroscopy for the second campaign. Other trace element concentrations were determined by ICP-MS for the two campaigns.

$\delta^{18}\text{O}$ and δD of thermal spring and rivers were obtained by GC-IRMS, after equilibration with a gas (H₂ for hydrogen and CO₂ for oxygen) for the first campaign, leading to an accuracy of 0.1 ‰ in $\delta^{18}\text{O}$ and 0.8 ‰ in δD . For the second campaign, Oxygen and H isotopes were obtained using the CO₂-H₂O equilibration method on a Finnigan Mat 252 and the WS-CRDS infrared laser method respectively leading to an accuracy of ± 0.05 ‰ and ± 0.7 ‰ respectively. $\delta^{18}\text{O}$ and δD are expressed in per mil (‰) with respect to the VSMOW standard.

Strontium isotope ratios were determined by mass spectrometry using a triple multidynamic acquisition and a single W filament for the first campaign, and by multi-collector mass spectrometry (TIMS) for the second campaign. Precisions are comprised between 0.000006 and 0.000018.

V.5. Results

V.5.1. Spatial distribution

The spatial distribution of field markers of hydrothermal activity is presented in Figure 33. Their coordinates and description are given in supplementary material. Field evidence of hydrothermal activity displays a strongly uneven spatial distribution in the three cirques, with a large abundance of markers in Salazie (102 occurrences) and Cilaos (82 occurrences) along a N030 axis, and their striking paucity in Mafate (only 3 occurrences). Two springs are also found farther east (Figure 33). Thermal springs are also more abundant inside the perimeter or along the rim of the proposed wider caldera. In contrast, dry oxide/carbonate and sulfide deposits are mostly present out of the wider caldera rim, in the northern part of Salazie (14 occurrences), and to a lesser extent in the southern part of Cilaos (1 occurrence).

V.5.2. Major, trace elements

Analyses of physicochemical parameters, major and trace element concentrations, and O, D and Sr isotopes in thermal springs are presented in Tableau 10 and Tableau 11. For an extensive compilation of literature data for thermal springs, see (Bénard et al., 2020).

Temperature, pH and electrical conductivity values at the spring outlets are in the range of 12.1 – 48.0 °C, 5.3 – 9.4, and 274 – 4980 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectively and taking into account literature data.

Most springs are HCO₃ dominated (Figure 34). Some are enriched in SO₄ and others in Cl. Enrichment in Na, K, Mg and Ca is variable. Some springs show high concentrations in B (up to 1.5 mmol/L), F (up to 0.2 mmol/L), Li (up to 137 μmol/L), Rb (up to 2.9 μmol/L) and Cs (up to 0.2 μmol/L).

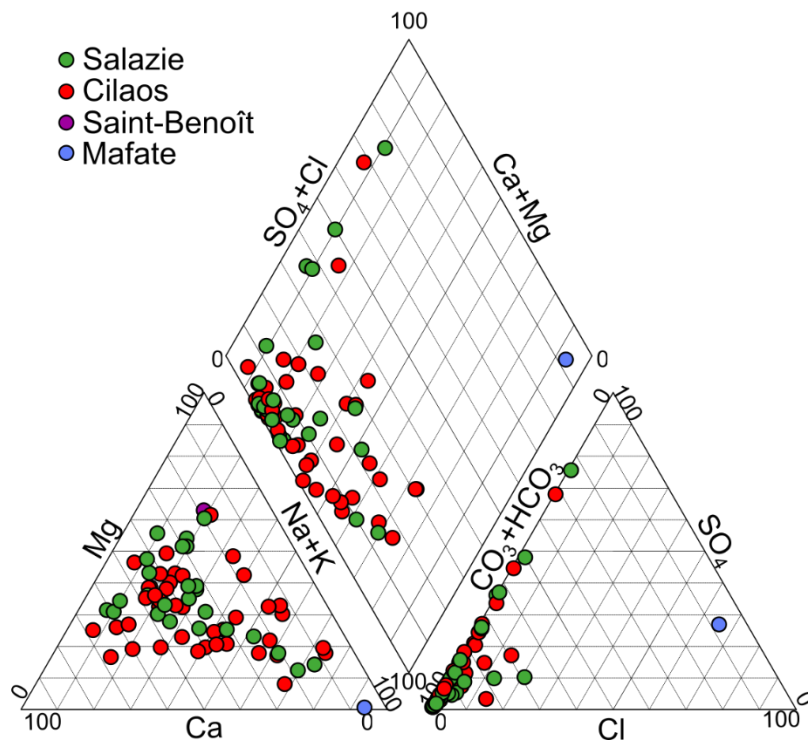


Figure 34: Piper diagram of thermal springs of Piton des Neiges. Literature data are from (Belle, 2014; Frissant et al., 2003; lundt et al., 1992; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Louvat and Allègre, 1997; Sanjuan et al., 2001b). Most springs are bicarbonate dominated.

V.5.3. $\delta^{18}\text{O}$ and δD

When considering the mean values of each spring, $\delta^{18}\text{O}$ and δD values for all thermal springs range from -8.58 to -5.4 ‰ and from -58.8 to -23.5 ‰, respectively. $\delta^{18}\text{O}$ and δD values for thermal springs of Cilaos range from -8.54 to -6.70 ‰ and from -58.8 to -41.4 ‰, respectively. $\delta^{18}\text{O}$ and δD values for thermal springs of Salazie range from -8.58 to -5.4 ‰ and from -54.8 to -28.3 ‰, respectively. Thermal springs of Cilaos (mean $\delta^{18}\text{O} = -7.90 \pm 0.47$ ‰ and mean $\delta\text{D} = -51.2 \pm 3.8$ ‰) display lower values with a smaller standard deviations than those of Salazie (mean $\delta^{18}\text{O} = -6.63 \pm 0.81$ ‰ and mean $\delta\text{D} = -39.5 \pm 5.8$ ‰). The rivers Bras Rouge (rBRO), Rivière du Mât (rRMA), and Ravine Blanche (rRBL) sampled respectively at 2050, 1830 and 1739 m, have $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of respectively -7.18 and -44.4 ‰, -7.97 and -51.3 ‰, and -7.26 and -46.1 ‰.

Results of monthly monitoring of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in rainwaters and thermal springs in Salazie and Cilaos are presented in Tableau 12. Over the sampled period, the $\delta^{18}\text{O}$ and δD of the thermal springs TBA and IRN show almost no variation ($\delta^{18}\text{O} = -6.81 \pm 0.16$ and $\delta\text{D} = -40.2 \pm 0.5$ ‰ for TBA; ($\delta^{18}\text{O} = -8.08 \pm 0.06$ and $\delta\text{D} = -51.2 \pm 0.25$ ‰ for IRN). In contrast, rainwaters exhibit a wide range of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values from -7.22 to -1.49 ‰ and from -47.3 to +3.2 ‰ respectively for Salazie, and from -9.69 to -1.31 ‰ and from -66.3 to +4.4 ‰ respectively for Cilaos.

V.5.4. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of Piton des Neiges thermal springs ranges from 0.704129 to 0.704364. Strontium isotopic ratios are higher in the thermal springs of Salazie (0.704129 – 0.704249) than in the thermal springs of Cilaos (0.704194 – 0.704364).

Tableau 10 : Physicochemical parameters, major elements concentrations, O, H, and Sr isotope ratios in thermal springs of Piton des Neiges.

Spring	Date dd/mm/yyyy	Electrical Conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Ca (mmol/L)	Mg (mmol/L)	Na (mmol/L)	K (mmol/L)	HCO ₃ (mmol/L)	SO ₄ (mmol/L)	Cl (mmol/L)	SiO ₂ (mmol/L)	CO ₂ (mmol/L)	NH ₄ (mmol/L)	NO ₂ (mmol/L)	NO ₃ (mmol/L)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-SMOW)	δD (‰ V-SMOW)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
AGS*	17/06/2015	1746	6.516	21.1	6.75	3.49	1.65	0.1	14.52	4.11	0.03	1.28	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.			
BACH*	15/06/2015	1260	6.85	25.6	2.85	2.58	3.94	0.12	14.38	0.14	0.07	1.33	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-6.7	-41.6	0.704317
BB*	05/05/2017	1699	6.74	25.1	4.08	3.29	5.89	0.11	18.1	2.32	0.39	1.99				0.01	-8.06	-53.1	0.704139
BB6	30/11/2017	1332	6.49	22.8	1.17	3.15	4.35	0.07	13.52	0.36	0.1	1.32				b.d.l.	-7.47	-49.7	0.704129
BB7	30/11/2017	652	6.88	19.8	1.08	0.84	2.85	0.03	4.51	1.16	0.1	0.8				b.d.l.	-7.58	-50.6	
BBLEU1	29/06/2017	524	7.695	18.6	1.02	0.63	2.77	0.03	6.13	0.09	0.05	0.46				b.d.l.	-8.08	-53.4	0.704203
BC	15/12/2015	3270	6.523	23	3.85	13.31	7.86	0.45	32.57		0.12	2.1	b.d.l.				-7.62	-43.4	0.704196
BE	26/10/2017	1257		19.8	1	4.3	1.83	0.15		0.03	0.1	1.77				b.d.l.	-8.15	-55.1	0.704167
BR14	06/03/2016	1630	6.184	42.4	2.26	2.38	10.68	0.32	9.3		0.68	2.35	b.d.l.				-8.19	-51.9	0.704156
BR14	06/03/2016	1555	6.352	36.9	2.2	2.26	10.42	0.31	14.95		0.67	2.21	b.d.l.				-8.14	-51.7	0.704157
BR14	21/11/2015	1684	6.136	39.1	2.68	2.69	12.03	0.33	12.89		1.07	2.39	b.d.l.				-8.44	-52.5	0.704172
BR14*	08/09/2017	1764	6.781	37.2	1.54	2.54	12.36	0.35	24.74	0.91	1.21	2.49				b.d.l.	-8.53	-53.7	0.704179
BR16*	30/07/2016	2530	6.75	25.9	0.37	2.39	18.35	0.86	21.7	0.44	3.22	2.02	0.01				-8.41	-52	0.704165
BR16*	29/10/2017	3370	6.488	29.1	0.25	3.14	25.01	0.99	22.74	0.48	5.13	2.58					-8.67	-53.3	0.704162
BR21*	23/08/2016	1256	6.2	25.1	1.75	0.58	9.8	0.1	7.43	0.5	0.36	0.56	b.d.l.				-8.07	-51.7	0.704249
BR6	26/08/2017	1221	6.11	25.3	2.44	1.15	2.93	0.09	10.16	0.44	0.1	0.93					-7.35	-46	0.704212
BR9	20/03/2016	1149	6.043	26.5	2.51	3.06	2.6	0.12	6.34	b.d.l.	0.05	1.64	b.d.l.				-7.96	-53.1	0.704175
DUP*	15/06/2015	714	8.1	23.3	1.39	1.25	2.78	0.08	7.23	0.39	0.06	0.96	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-6.5	-38.4	0.704224
EDN*	16/05/2015	1855	6.41	25.5	3.17	6.17	3.99	0.22	23	0.12	0.05	2.34	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-6.5	-38.7	0.704237
FSJ2	14/07/2017	864	7.123	15.8	2.04	1.25	2.35	0.07	10.64	0.07	0.08	1.36					-5.96	-34.4	0.704240
G3	20/03/2016	1416	6.248	22.4	3.23	4.27	2.66	0.13	12.92	b.d.l.	0.05	2	b.d.l.				-8.23	-51.9	0.704183
GDS*	17/06/2015	1234	7.7	18.7	4.74	2.23	1.31	0.07	8.79	3.34	0.03	0.79	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-5.9	-33.1	0.704330
IRN*	29/11/2017	2570	6.71		0.11	4.19	15.13	0.19	20.51	1.04	0.15	2.51					-8.14	-51.1	
IRN*	05/05/2017	2510	6.479	35.1	0.39	4.16	15.01	0.21		1.01	0.17	2.32					-8.05	-51	
IRN*	15/06/2017	2500	6.415	36	0.12	4.08	14.79	0.2	24.56	1.01	0.15	2.36					-8.1	-51.2	
IRN*	26/10/2017	2570	6.386	34.3	0.08	4.26	15.33	0.2	25.33	1.04	0.15	2.43					-8.06	-51	
IRN*	25/09/2017	2560	6.605	36.2	0.09	4.15	15.05	0.2	20.03	1.02	0.16	2.42					-7.89	-50.9	0.704168
IRN*	30/08/2017	2560	6.43	36.2	0.12	4.17	15.46	0.22	28.97	1.04	0.21	2.41					-8.04	-50.9	
MAN*	16/06/2015	1395	6.558	30.6	3.3	2.69	4.39	0.2	16.57	0.11	0.07	1.76	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	-7.2	-43.4	0.704277
MAN	19/08/2016	1520	6.67	30.4	0.81	2.84	4.45	0.21	13.39	0.14	0.11	1.53	b.d.l.				-7.19	-42.5	0.704273
MANa	19/08/2016	274	6.183	14.9	0.43	0.51	0.61	0.14	1.21	0.03	0.05	0.65	b.d.l.				-8.58	-54.8	0.704240
MANc	19/08/2016	687	5.88	17.5	1.34	1.5	1.79	0.24	2.23	0.06	0.06	1.12	b.d.l.				-8.54	-53.8	0.704258
MANES	29/11/2017	2310	6.516	29.6	0.18	3.99	13.14	0.19	10.79	0.9	0.26	2.21					-8	-51.3	
MANES	26/10/2017	2340	6.012	30.3	0.1	3.99	13.02	0.2	23.82	0.9	0.16						-8.06	-51.4	
MANES	25/09/2017	2310	6.599	30.8	0.11	3.99	13.18	0.2	20.98	0.89	0.15						-7.98	-51	
MANES	30/08/2017	2320	6.36	30.7	0.12	3.93	12.94	0.2	22.54	0.88	0.16						-8.02	-51.4	
MANES*	15/06/2017	2310	6.405	29.8	0.26	3.86	13.02	0.2	22.08	0.86	0.16						-8.04	-51.5	
MANES	05/05/2017	2300	6.365	30.5	3.89	3.99	13.23	0.19	18.74	0.9	0.18						-8.03	-51.3	
MVP1	12/05/2017	476	7.866	21	1.44	0.88	0.48	0.04	2.69	1.29	0.11	0.59					-5.84	-35.2	0.704330
OLIVbis	22/11/2017	551	8.14	22.3	1.31	0.87	1.62	0.04	7.46	0.45	0.11	0.5					-6.01	-37.1	0.704364
OLIVbis	30/01/2018	735	7.83	22.3	1.85	1.23	1.59	0.04	7.39	1.37	0.13								0.704347

Tableau 12 : $\delta^{18}\text{O}$ and δD values (‰ VSMOW) of rainwaters and thermal springs (TBA and IRN) in Salazie and in Cilaos. Rainwaters samples correspond to a mean over about 4 weeks. Spring samples were taken when rainwaters were collected. Rainfall amount (mm) is deduced from the collected rain volume except for samples where the information is missing for which we used the rainfall data from the closest METEOPFRANCE meteorological station (in correct agreement with our measurements over the entire considered period).

Location	Sampling period (Rain)/ Sampling date (Spring, end of period) Dates in dd/mm/yy	Rain				Spring (TBA in Salazie, IRN in Cilaos)	
		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	Volume (L)	Rainfall (mm) corrected	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)
Salazie	07/04/17-11/05/17	-4.06	-16.8	5.2	67.5	-6.59	-39.9
	11/05/17-14/06/17	-3.11	-9.8	1.6	20.0	-6.72	-40.4
	14/06/17-21/07/17	-2.70	-5.2	0.7	9.0	-6.79	-40.3
	21/07/17-25/08/17	-2.07	1.8	1.2	14.9	-6.3	-40.0
	25/08/17-21/09/17	-3.77	-15.7	0.9	11.0	-6.92	-41.1
	21/09/17-19/10/17	-1.86	1.5	1.0	13.4	-6.97	-40.7
	19/10/17-22/11/17	-2.89	-8.7	2.6	34.1	-6.97	-40.8
	22/11/17-20/12/17	-1.49	3.2	No data	8.6	-7.05	-40.5
	20/12/17-30/01/18	-7.22	-47.3	Overflow	298.4	-6.53	-39.0
	30/01/18-31/05/18	-6.90	-42.8	Overflow	506.2	-6.60	-39.7
	31/05/18-17/07/18	-2.47	-1.3	2.0	25.8	-6.74	-39.6
	17/07/18-18/10/18	-2.24	-1.8	2.9	36.8	-6.88	-40.5
	18/10/18-07/11/18	-2.58	-10.0	1.4	18.1	-6.96	-40.1
	08/11/18-21/01/19	-5.61	-32.3	11.1	143.3	-6.81	-40.3
	21/01/19-12/02/19	-5.19	-29.0	1.6	20.7	-6.83	-40.5
	12/02/19-13/03/19	-3,61	-15,5	1,9	23,9	-6,89	-40,3
	13/03/19-17/04/19	-4,73	-25,3	2,4	31,0	-6,96	-40,4
17/04/19-28/05/19	-2,66	-4,4	1,5	19,4	-7,03	-40,5	
Cilaos	30/03/17-05/05/17	-4.40	-18.4	No data	53.7	-8.05	-51.0
	05/05/17-15/06/17	-3.61	-18.2	1.0	12.3	-8.10	-51.2
	15/06/17-28/07/17	-2.67	-4.6	0.7	9.0	-8.09	-51.2
	28/07/17-30/08/17	-2.70	-5.1	1.0	12.9	-8.04	-50.9
	30/08/17-25/09/17	-2.76	-2.8	0.8	9.7	-7.89	-50.9
	25/09/17-26/10/17	-1.31	4.4	0.3	3.2	-8.06	-51.0
	26/10/17-29/11/17	-3.16	-11.7	1.8	23.6	-8.14	-51.1
	29/11/17-21/12/17	-2.74	-7.2	No data	10.1	-8.09	-51.3
	21/12/17-06/02/18	-8.34	-57.8	Overflow	304.4	-8.05	-51.5
	06/02/18-21/05/18	-9.68	-66.3	Overflow	430.9	-8.10	-51.6
	21/05/18-15/10/18	-2.25	-1.9	2.6	32.9	-8.10	-50.9
	15/10/18-08/11/18	-4.97	-25.3	2.2	27.8	-8.11	-51.1
	08/11/18-05/12/18	-3.70	-17.3	2.0	25.2	-8.13	-51.4
	05/12/18-22/01/19	-5.69	-34.8	3.9	50.4	-8.12	-51.6
	22/01/19-13/02/19	-5.20	-25.8	2.0	25.8	-8.11	-51.2
	13/02/19-14/03/19	-3,59	-15,8	0,9	11,6	-8,11	-51,2
14/03/19-18/04/19	-4,86	-26,6	1,6	20,7	-8,12	-50,8	
18/04/19-29/05/19	-3,24	-8,3	0,6	7,1	-8,17	-50,9	

V.6. Discussion

V.6.1. Geochemical profiles

In order to apprehend the chemical profiles of thermal springs of Piton des Neiges in their entirety, we performed a principal component analysis (PCA), which is a statistical approach that compares the variance of our dataset simultaneously for several parameters. Since performing a PCA requires that all values are non-null, we only retained major cations as parameters to get the widest possible dataset. The inputs are the molar concentrations of major ions normalized by the sum of molar concentrations of major cations Ca, Na, K and Mg to avoid potential dilution effects from mixing with shallow cold waters. The outputs are distances between individuals in this multidimensional space. The principal components are the axis that intersect the largest possible distances between two data points. Then, we sorted the individuals using hierarchical clustering on the results of the PCA. Calculations were performed using the FactoMineR package in Rstudio using R code. Results are displayed in Tableaux 13, 14, Tableau 15 and Figure 35.

The first two principal components (axis 1 & 2) explain 67.3 % of the total variance (Tableaux 13, Figure 35.a and b). The parameters that mostly contribute are Na (29.16 %) for axis 1 and SO₄ (49.08 %) for axis 2 (Tableau 14, Figure 35.a). In the resulting plane, most individuals are clustered around zero value but two major trends can be observed: one following the direction of Ca and SO₄ and one following the direction of Na and Cl. (Figure 35.a and b).

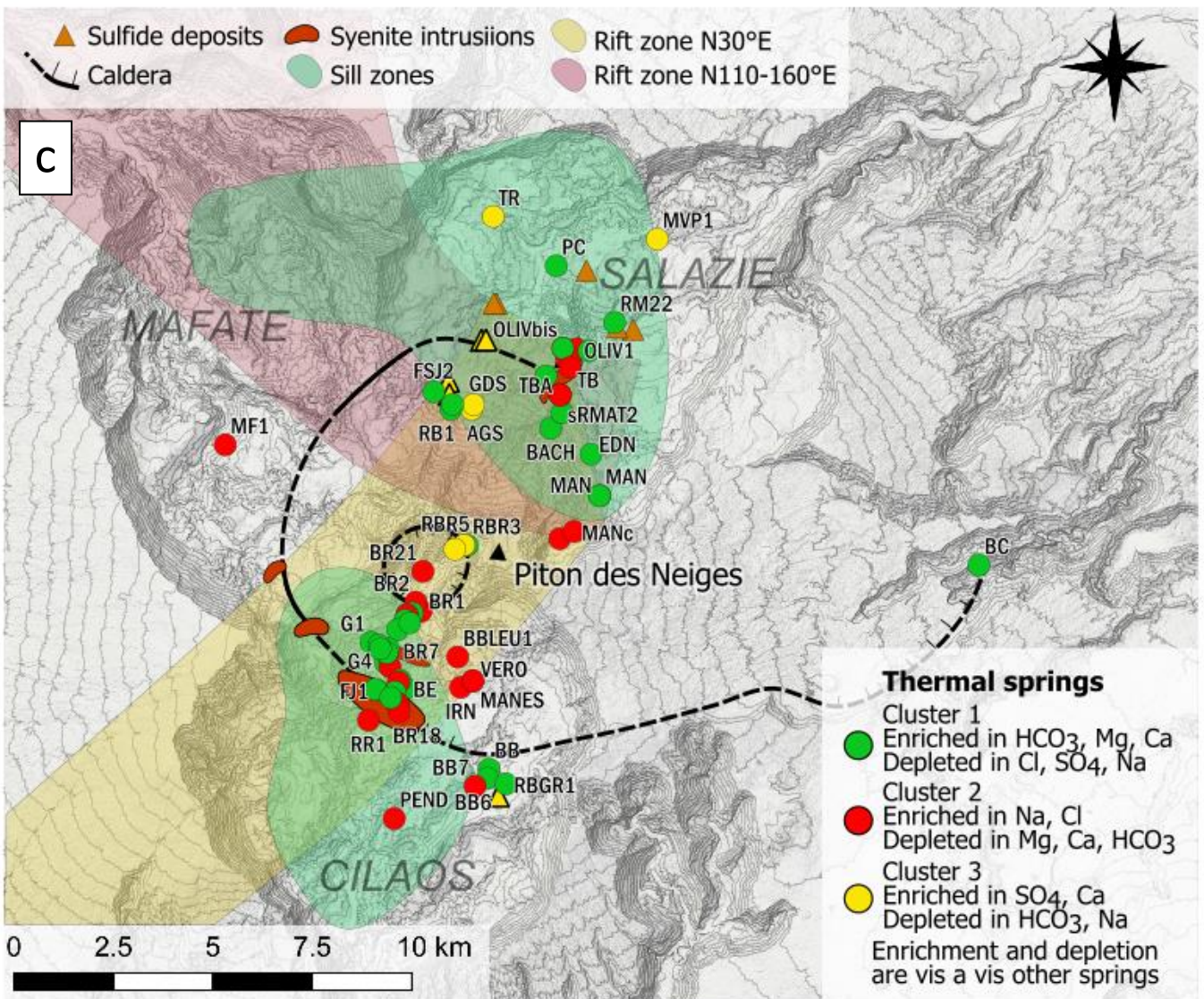
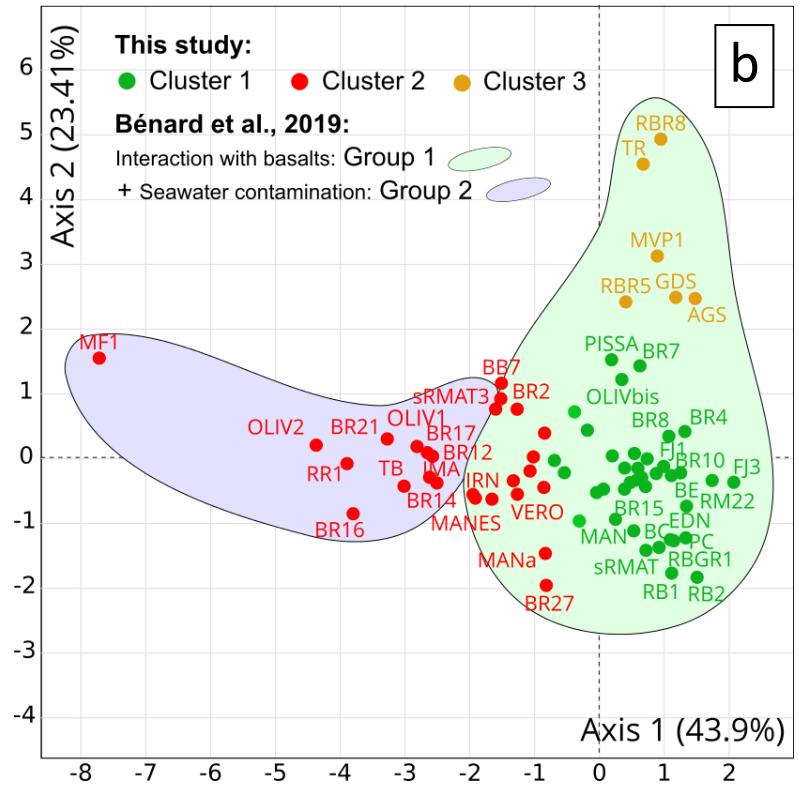
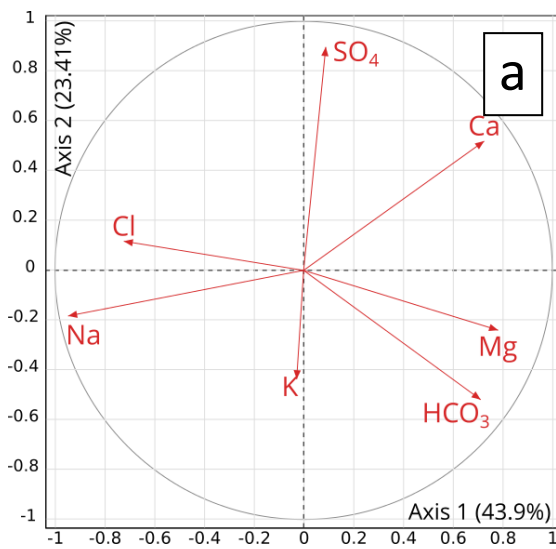
The hierarchical clustering gives relative enrichments in the selected ions for each thermal spring vis-à-vis other thermal springs, which are organized in clusters using Ward's method. The first three clusters were selected for interpretation (Tableau 15, Figure 35.b and c). Cluster 1 is comprised of 38 thermal springs and has p-values <0.05 for enrichment in HCO₃, Mg and Ca and depletion in Cl, SO₄ and Na vis-à-vis other springs. Cluster 2 is comprised of 26 thermal springs and has p-values <0.05 for enrichment in Na and Cl and depletion in HCO₃, Mg and Ca vis-à-vis other springs. Cluster 3 is comprised of six thermal springs and has p-values <0.05 for enrichment in Ca and SO₄ and depletion in Na and DIC vis-à-vis other springs.

Tableaux 13 et 14 : Eigenvalues of the correlation matrix of the PCA; Contribution of variables to principal components.

Axis	Eigenvalue	Percentage of variance	Cumulative percentage of variance
1	3.07	43.9	43.9
2	1.63	23.4	67.3
3	1.05	15.1	82.4
4	0.59	8.56	91.0
5	0.49	7.01	98.0
6	0.13	1.96	99.9
7	0.00	0.00	100.

Variables	Contribution Axis 1 (%)	Contribution Axis 2 (%)
Na	29.16	2.04
Mg	19.9	3.52
Ca	17.15	16.43
Cl	17	0.83
HCO ₃	16.51	16.43
SO ₄	0.26	49.08
K	0.03	11.66

Figure 35: Principal component analysis and hierarchical clustering results: (a) variables in plan diagram axis 1 (43.9 %) vs axis 2 (23.4 %), (b) idem for samples, with the clusters depicted and (c) spatial distribution of clusters. Axis 1 and 2 account for 67.3 % of the total variance. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN.



A classification of a subset of thermal springs of Piton des Neiges has already been proposed by Bénard et al., (2020), presented here in Tableau 15. It is based on the different processes contributing to the mineralization. All the thermal springs display evidence of interaction with basalts. Some show evidence of seawater contamination, constituting Group 2 and some do not, constituting Group 1. Among thermal springs of Group 2, some show evidence of interaction with highly differentiated rocks or their gas products, constituting Group 2b, and some do not, constituting Group 2a.

All thermal springs from Cluster 1 also belong to Group 1 (Tableau 15), representative of interaction with basalts. At low temperature (\leq approx. 120°C), interaction with basalt results in enrichment in Mg and Ca, whereas interaction at high temperature (\geq approx. 120°C) results in an enrichment in Na and K (Giggenbach, 1988). Therefore, thermal springs from Cluster 1, enriched in Mg and Ca compared to other springs, show more evidence of low temperature interaction with basalts than other springs. These waters also show enrichment in HCO_3 compared to other springs. Dissolved carbon is from magmatic CO_2 , which is of regional extent and abundant in the hydrothermal system of Piton des Neiges (Marty et al., 1993; Sanjuan et al., 2001b). The enrichment in HCO_3 observed for thermal springs of Group 1 is relative to other major elements. In this case, it is due to the absence of enrichment in Cl and SO_4 (Tableau 10, Figure 34). Consequently, thermal springs from Cluster 1 do not necessarily have the highest pCO_2 (mbar, Tableau 15). To sum up, the geochemical profile of thermal springs from Cluster 1 is the reflection of magmatic CO_2 input and interaction with basalts a low temperature. Since all thermal springs experience these two mineralization processes to some extent, thermal springs from Cluster 1 are positioned around the zero value on axes 1 and 2. Unsurprisingly, they are spread throughout the entire study area (Figure 35.c).

Thermal springs from Cluster 2 belong to either Group 1 or Group 2 (a or b). However, all thermal springs from Group 2 belong to Cluster 2, of which they are paragons. Indeed, they plot at the lowest point of Axis 1 and show the most enrichment in Na and Cl and depletion in HCO_3 , Mg and Ca vis-à-vis other springs (Figure 35.b, Tableau 15). From this observation, we conclude that Axis 1 is inversely correlated with seawater contamination, to which thermal springs from Cluster 2 to can be subject. Groups 2a and 2b cannot be distinguished in the plane given by axes 1 and 2. The limit between clusters 1 and 2 is blurry in this plane, which can be explained by seawater contamination being very low in absolute value (≤ 3 mol%, Bénard et al., 2020), its geochemical imprint therefore possibly overshadowed by interaction with basalts. Thermal springs from Cluster 2 are spread throughout the study area.

Thermal springs from Cluster 3 all belong to Group 1. However, their enrichment in SO_4 suggests an additional mineralization process other than interaction with basalt. Based on the study of sulfur isotopes (Sanjuan et al., 2001b), SO_4 in the thermal springs of Piton des Neiges is thought to originate from magmatic sulfur. The lack of correlation between SO_4 and Cl rules out seawater contamination as the supplier of sulfur and hence confirms its magmatic origin. Moreover, thermal springs from Cluster 3 are located in the north of the study area, near dry sulfide deposits, and are aligned with the N30 rift zone (Figure 35.c), which is also in support of a magmatic sulfur contribution. This leaves two possible origins for dissolved SO_4 , dissolution of magmatic gas (i.e. active degassing) or oxidation of magmatic sulfur condensates (i.e. scrubbing of fossil gas condensates). Whether this sulfur supply is fossil or active requires further investigations.

Tableau 15 : For each thermal spring of Piton des Neiges analyzed for major ions: cluster obtained for PCA on major ion composition: interaction with basalts (cluster 2) + leaching of sulfur condensate (cluster 3) or + seawater contamination (cluster 1); group from Bénard et al., (2020) determined according to mineralization processes: interaction with basalts (group 1) + seawater contamination (group 2a) + interaction with highly differentiated rock or its gas products (group 2b); seawater contamination fraction (f_{sea} in %); mean CO₂ partial pressure (pCO₂ in mbar).

Thermal spring	Cluster	Group in Bénard et al., (2020)	pCO _{2, max} (mbar)	f _{sea} (%)	Thermal spring	Cluster	Group in Bénard et al., (2020)	pCO _{2, max} (mbar)	f _{sea} (%)
AGS	3	1	321	0.00	G2	1	1	126	0.00
BACH	1	1	147	0.00	G3	1	1	529	0.00
BB	1	2a	245	0.05	G4	1	1	611	0.00
BB6	1		317	0.00	GDS	3	1	164	0.00
BB7	2		43	0.00	IMA	2	2b	291	0.18
BBLEU1	2		9	0.00	IRN	2	1	1782	0.01
BC	1	1	1167	0.01	MAN	1	1	1826	0.00
BE	1	1	479	0.00	MAN G	1	1	14	0.00
BR1	2	1	117	0.00	MANa	2		58	0.00
BR10	1	1	458	0.00	MANc	2		213	0.00
BR11	1	1	18	0.00	MANES	2	1	1679	0.01
BR12	2	2b	482	0.04	MF1	2	2a	0	0.39
BR13	1	1	7	0.00	MVP1	3		3	0.00
BR14	2	2b	683	0.13	OLIV1	2	2b	33	0.23
BR15	1	1	83	0.01	OLIV2	2	2a	2755	2.34
BR16	2	2b	536	0.68	OLIVbis	1	1	10	0.00
BR17	2	2b	285	0.21	PC	1	1	20	0.00
BR18	2	1	3	0.00	PEND	2		36	0.01
BR2	2	1	5	0.00	PISSA	1	1	183	0.00
BR21	2	2b	340	0.05	RB1	1	1	641	0.00
BR27	2	1	306	0.01	RB2	1		556	0.00
BR3	1	1	394	0.00	RBGR1	1		276	0.00
BR4	1	1	147	0.00	RBR3	1		8	0.00
BR5	2	1	74	0.01	RBR5	3		5	0.00
BR6	1	1	571	0.00	RBR8	3		12	0.00
BR7	1	1	335	0.00	RFOUQ	1	1	1083	0.00
BR8	1	1	74	0.00	RM22	1		20	0.00
BR9	1	1	479	0.00	RR1	2	2b	362	0.25
DUP	1	1	4	0.00	sRMAT	1	1	17	0.01
EDN	1	1	648	0.00	sRMAT2	1	1	53	0.00
FJ1	1	1	111	0.00	sRMAT3	2	2a	46	0.04
FJ2	1	1	261	0.00	TB	2	2b	447	0.12
FJ3	1	1	124	0.00	TBA	2	1	662	0.00
FSJ2	1		58	0.00	TR	3	1	24	0.00
G1	1	1	131	0.00	VERO	2	1	1289	0.01

V.6.2. Seawater contamination

From the study of element ratios and $\delta^{37}\text{Cl}$ values in Cl enriched thermal springs, Bénard et al., (2020) showed that two main end-members contribute to the Cl budget of the thermal springs of Piton des Neiges: seawater and freshwater recharge. This binary mixing allows a quantification of seawater contamination for each thermal spring, which be used to study its spatial distribution. Indeed, the fraction of seawater contamination in thermal springs can be estimated using Cl as a conservative tracer, as shown in equation 1 (Appelo and Postma, 2005):

$$f_{sea} = \frac{m_{sample} - m_{fresh}}{m_{sea} - m_{fresh}} \quad (1)$$

where m_{sample} is the thermal spring Cl molar concentration, m_{sea} is the seawater Cl molar concentration and m_{fresh} is the freshwater recharge Cl molar concentration. Thermal springs' Cl compositions are the median composition of all available Cl analyses from this study and previous studies for each spring. The freshwater recharge Cl concentration is the median of a representative set of 131 analyses of

groundwaters and river waters from Reunion Island (Aunay et al., 2012; Aunay and Gourcy, 2007; Belle, 2014; Frissant et al., 2005; Louvat and Allègre, 1997; Petit et al., 2013b).

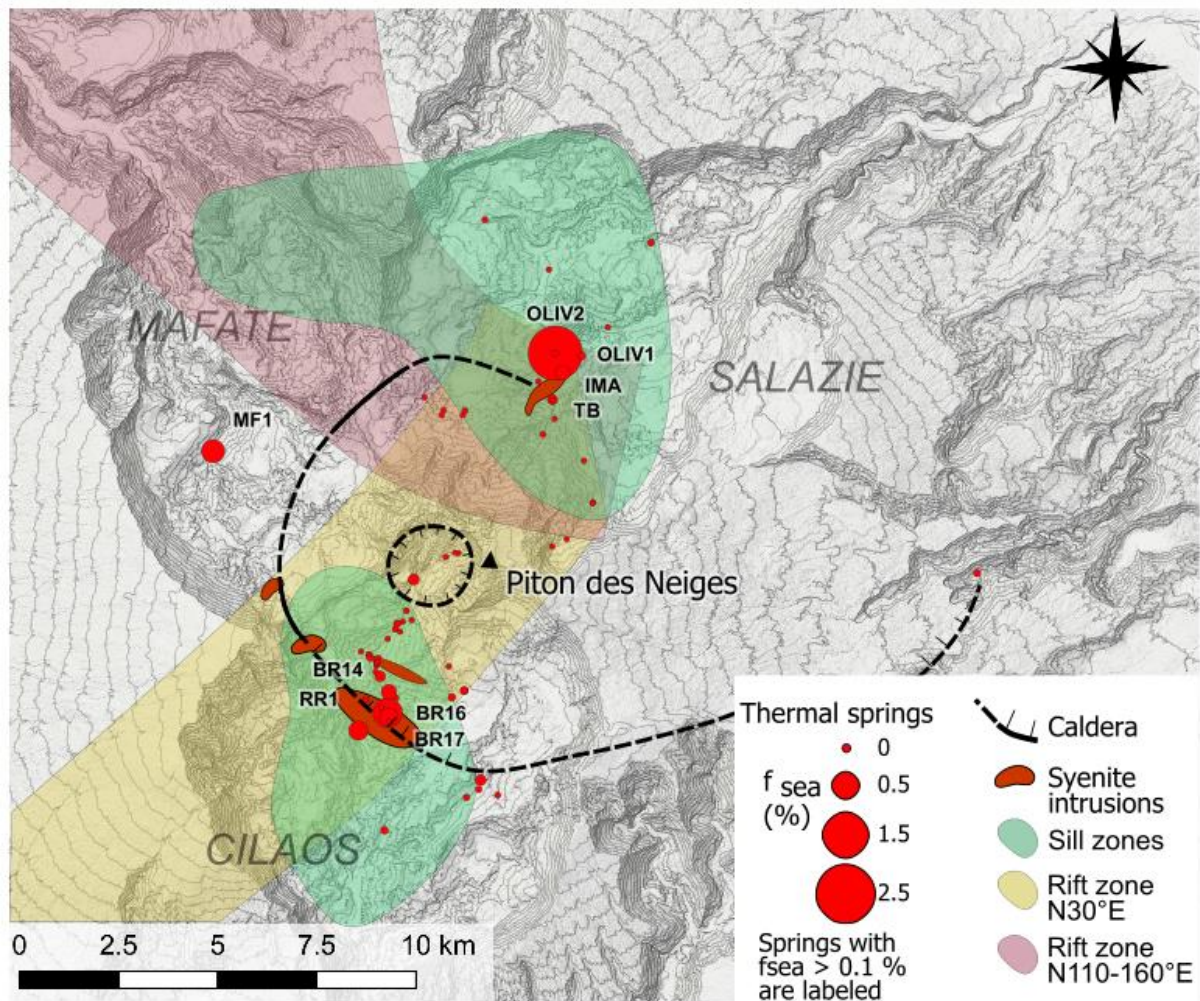


Figure 36 : Spatial distribution of seawater contamination (percentage) in thermal springs in Reunion Island. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN.

Out of the seventy studied thermal springs, sixty-one display < 0.1 % seawater contamination. OLIV2 spring displays the highest value of contamination, reaching 2.34 % (Tableau 15). Seawater contamination is restricted to small areas at the external rim of the hydrothermal system (Figure 36), which are in the vicinity of large syenite intrusions in Salazie and Cilaos. These intrusions could either intersect a reservoir of trapped ancient seawater or be rooted deep enough to intersect a seawater saturated zone, permitting its rise up to the geothermal reservoir. Our quantification does not allow assessing whether seawater contamination reflects a present-day connection of the hydrothermal system with the ocean, or ancient seawater trapped during the growth of the volcano. What our study shows, however, is that the seawater contribution is extremely limited in the hydrothermal system.

V.6.3. Input of magmatic CO₂

We previously stated that all thermal springs are affected to some extent by the input of magmatic CO₂. For each thermal spring, we computed the maximum PCO₂ from the maximum measured DIC or alkalinity and the corresponding pH (Tableau 15). Most of the gas is already lost at the outlet (Bénaud et al., 2020; Marty et al., 1993; Sanjuan et al., 2001b). PCO₂ is thus not representative of the DIC at

depth, but remains an indicator of CO₂ input. In Figure 37, we displayed the spatial distribution of PCO₂ along with geological features. The most enriched springs (PCO₂ > 500 mbar) are located in the N30 rift zone and in the sill zones, except for spring BC. Thermal springs that are in the sill zones but not in the rift zone N30 have a lower PCO₂. Therefore, we can infer that the rift zone N30 is the structure that controls the input of magmatic CO₂ in the hydrothermal system of Piton des Neiges. This spatial distribution does not match that of seawater contamination, confirming that the two mineralization processes are disconnected.

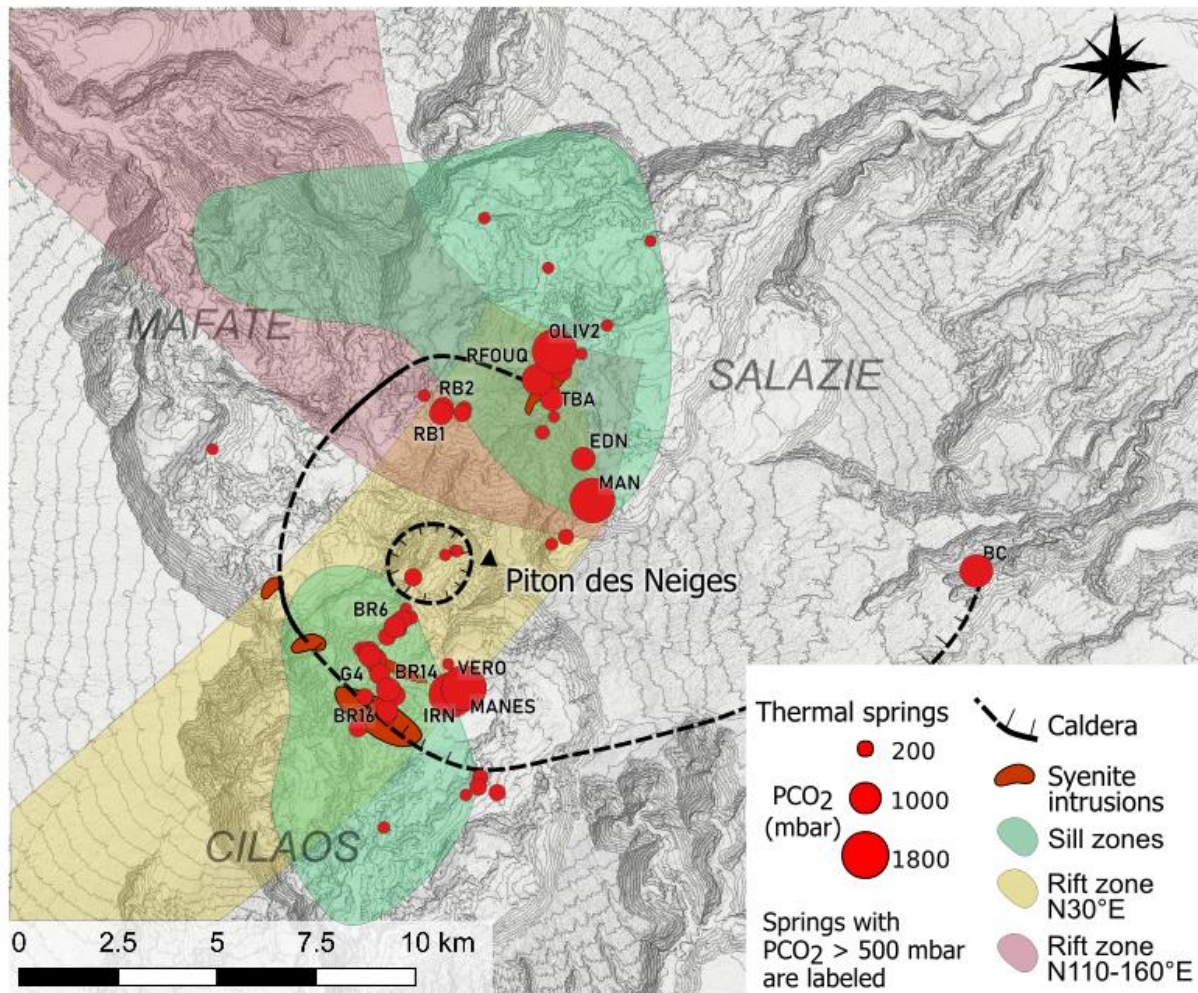


Figure 37: Spatial distribution of the partial pressure in CO₂ (mbar) in thermal springs in Reunion Island

V.6.4. Recharge

An available geothermal resource implies a sufficient thermal water flow. Consequently, geothermal exploration requires investigating the nature, location and volume of recharge, as well as residence time and connections to other water bodies. In a $\delta^{18}\text{O}$ vs δD diagram, Piton des Neiges thermal springs plot on the local meteoric water line (LMWL) indicating that water is of meteoric origin, as already found in previous studies (Figure 38). As no data significantly depart from the LMWL, processes such as seawater contamination, evaporation, or exchange with CO₂, H₂S or minerals do not influence largely the O and H isotope composition of thermal springs. The novelty of our study concerns the spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values, showing a dichotomy between the thermal springs of Salazie and those of Cilaos (Tableau 10, Figure 38.a.b, Figure 39). $\delta^{18}\text{O}$ and δD values are more negative in Cilaos ($-8.67 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -6.7\text{‰}$ and $-53.3 \leq \delta\text{D} \leq -41.4\text{‰}$) than in Salazie ($-7.80 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -4.90\text{‰}$ and -45.9

$\leq \delta D \leq -23.5\text{‰}$), except for the two springs at the extreme south of the cirque of Salazie (MANa, $\delta^{18}\text{O} = -8.6\text{‰}$; $\delta D = -54.8\text{‰}$; and MANc, $\delta^{18}\text{O} = -8.5$ and $\delta D = -53.8 \text{‰}$) that show very negative values in the range of Cilaos values.

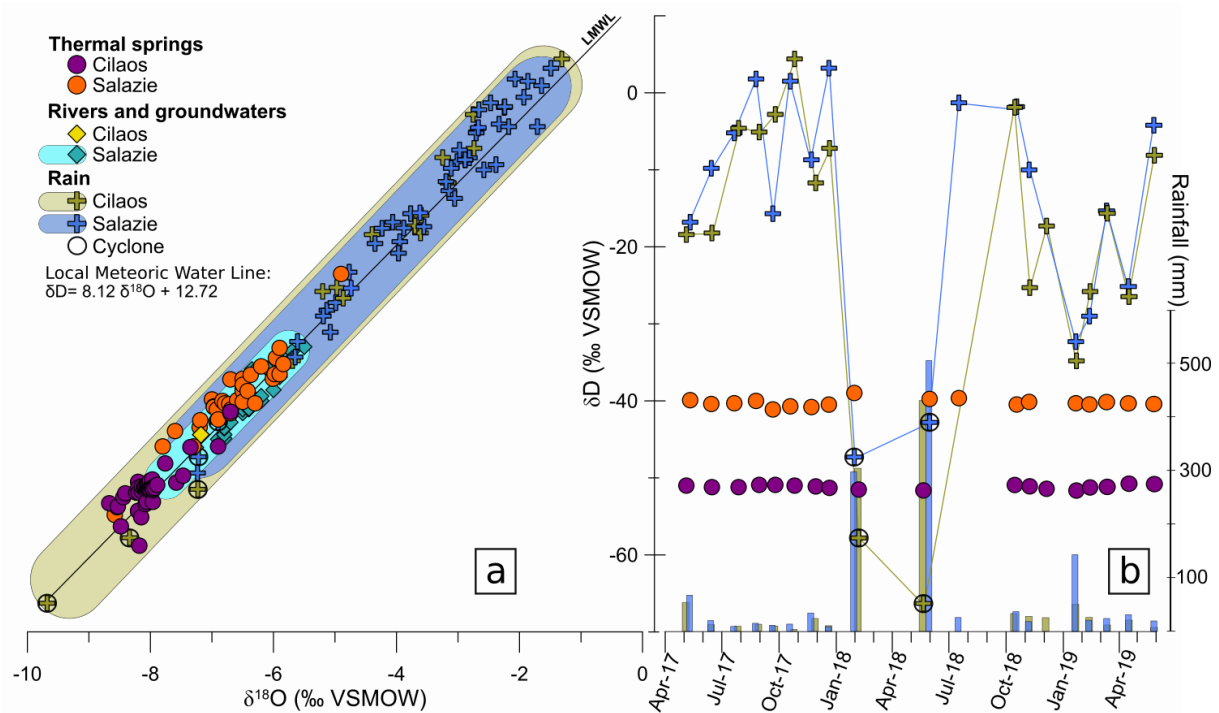


Figure 38: (a) Comparison of the stable isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD , ‰ VSMOW) of thermal springs of Salazie and Cilaos with rainfalls, rivers and groundwaters of Salazie and Cilaos. Data are from this study and from (Aunay and Gourcy, 2007; Belle, 2014; Grunberger, 1989; IAEA/WMO, 2019; Nicolini et al., 1991). (b) Comparative monitoring of the stable isotopic composition (δD , ‰ VSMOW) of thermal springs and rain in Salazie and Cilaos. Monitoring covers two years with samples collected approximately monthly. Rain samples including rainfalls from cyclones are circled in black. The amounts of rainfall (mm) are also given.

The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of thermal springs from Salazie is very similar to that of rivers and groundwaters from Salazie (Figure 38.a), indicating a similar recharge. For Cilaos, only one river sample is available for comparison with thermal springs. $\delta^{18}\text{O}$ and δD values for rBRO (-7.18 and -44.4 ‰) are in the range of thermal waters of Cilaos and Salazie, and of rivers and groundwaters from Salazie.

Rainfall samples show a wide distribution for both Cilaos and Salazie (Figure 38.a) with most samples showing higher $\delta^{18}\text{O}$ and δD values than those of rivers, groundwaters and thermal springs, except for cyclone rainfalls (circled in black) which display very low values. A large contribution from cyclones could explain the low values observed for rivers, groundwaters and thermal springs (Bénard et al., 2020). Those extreme rainfalls represent the most isotopically depleted reservoir of meteoric waters (Lawrence and Gedzelman, 1996).

Monitoring of the $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of thermal springs and rain over time in both cirques gives additional information on recharge. For instance, $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of thermal springs are very stable compared to rainwaters over the sampled period (Tableau 12, Figure 38.b). Therefore, recharge is pluriennial, the long residence time enabling a buffering of the $\delta^{18}\text{O}$ and δD of thermal springs. This stability also indicates that there is no significant mixing with shallow cold waters, which would modify the isotopic signature. The absence of excess ^{18}O from ^{18}O exchange between rock and water had already been suggested as an indicator of a possible high water-rock ratio (Bénard et al., 2020).

Outside of cyclonic events, the $\delta^{18}\text{O}$ and δD values do not show a systematic trend between Cilaos and Salazie (Figure 38.b). However, in rainwaters samples including rainfalls from cyclones, the $\delta^{18}\text{O}$ and δD values are lower in Cilaos compared to Salazie. The samples from 21/12/17 to 06/02/18 in Cilaos ($\delta^{18}\text{O}=-8.34\text{‰}$ and $\delta\text{D}=-57.8\text{‰}$) and from 20/12/17 to 30/01/18 in Salazie ($\delta^{18}\text{O}=-7.22$ and $\delta\text{D}=-47.3\text{‰}$) include rainfalls from two cyclonic events: Ava (2-8/01/18) and Berguitta (11-18/01/18). The samples from 06/02/18 to 21/05/18 in Cilaos ($\delta^{18}\text{O}=-9.68\text{‰}$ and $\delta\text{D}=-66.3\text{‰}$) and from 30/01/18 to 31/05/18 in Salazie and ($\delta^{18}\text{O}=-6.90\text{‰}$ and $\delta\text{D}=-42.8\text{‰}$) also include rainfalls from two cyclonic events: Dumazile (3-6/03/18) and Fakir (23-25/04/18). Since both samples show lower values in Cilaos than in Salazie, despite each including rainfalls from two cyclonic events, it reinforces the hypothesis that this trend is systematic. Additionally, this trend is also observable in samples collected in Cilaos ($\delta^{18}\text{O}=-7.23\text{‰}$ and $\delta\text{D}=-51.5\text{‰}$) and Salazie (G.ILET, $\delta^{18}\text{O}=-6.50\text{‰}$ and $\delta\text{D}=-37.6\text{‰}$) by Grunberger, (1989), integrating the entire wet season of 1985-1986.

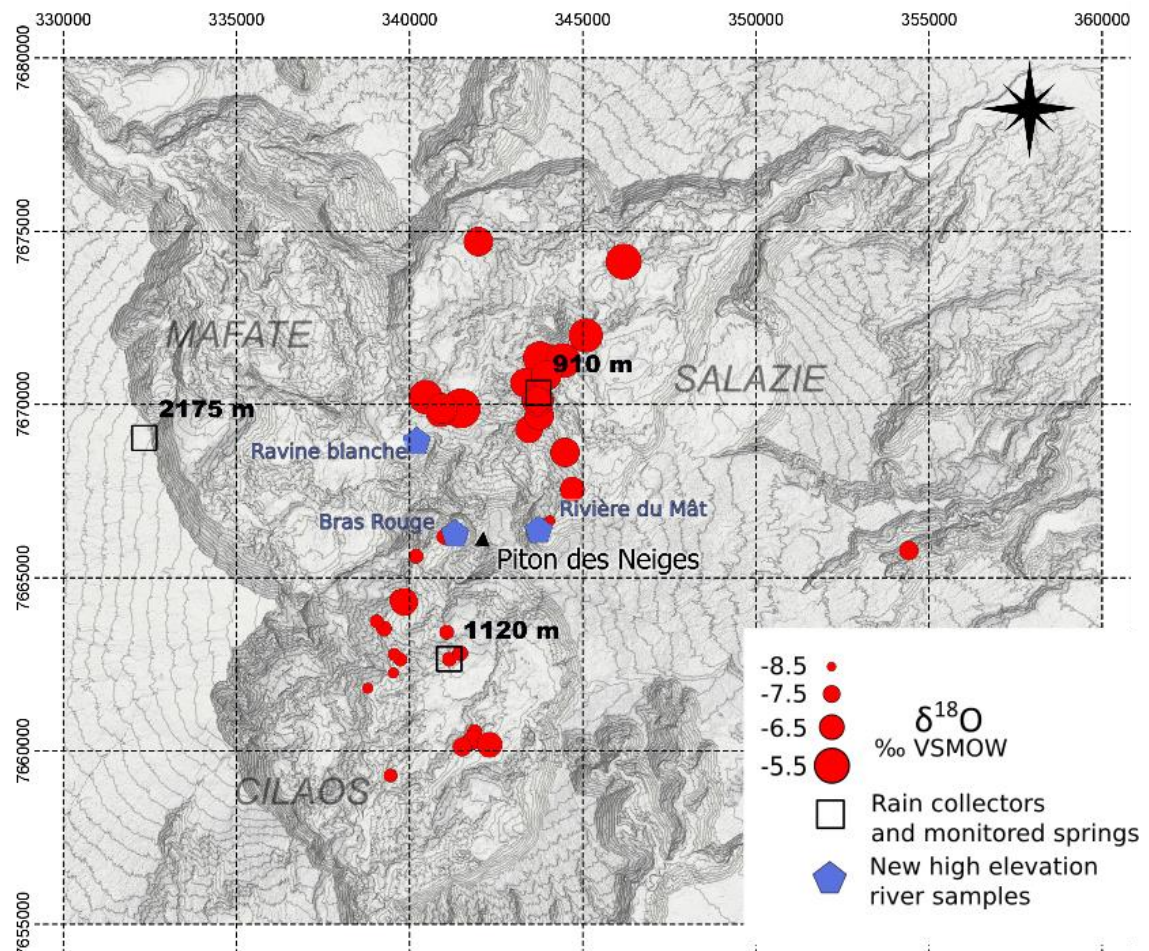


Figure 39: Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values (‰ VSMOW) in thermal springs in Reunion Island. $\delta^{18}\text{O}$ values are higher in Salazie than in Cilaos. Maps in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN.

From these results, we infer that cyclones largely contribute to the recharge of two separate thermal aquifers in Cilaos and Salazie, as well as to the recharge of non-thermal groundwaters in Salazie. Recharge is plurennial and with a volume sufficient to buffer the $\delta^{18}\text{O}$ and δD isotopic values over two years, and to prevent an influence of ^{18}O exchange between rock and water on the value of $\delta^{18}\text{O}$.

This difference in $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in cyclones in Salazie and Cilaos could be explained by the effect of altitude. Indeed, the isotopic signature of rainfalls being strongly controlled by the amount of

condensed water (distillation effect), they are usually increasingly depleted in heavy isotopes with increasing altitude as the air masses cool and condensate (Hoefs, 2015). However, the effect of altitude should be observable for all rain events and not just for cyclones, which is not the case here. For further investigation, we compared the $\delta^{18}\text{O}$ and δD altitudinal gradient ($\text{‰}/100\text{ m}$) between rainwaters sample locations in Cilaos, Maïdo and Cilaos for two periods associated with cyclonic events (Tableau 16). We were given access to the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of event-based rain samples collected at the Atmospheric Maïdo observatory (21.079°S, 55.383°E, 2610m). The two periods correspond to the sampling periods in Salazie and Cilaos: the first including cyclones Ava and Berguitta, and the second including Dumazile and Fakir. For Maïdo, sampling is performed on a smaller time step. For comparison purposes, we integrated samples to match the dates of the Cilaos and Salazie sampling periods. The $\delta^{18}\text{O}$ and δD altitudinal gradients between Cilaos and Salazie (-0.53 and -5.0 $\text{‰}/100\text{ m}$ for the 1st period, -1.32 and -11.2 $\text{‰}/100\text{ m}$ for the 2nd period) are higher than between Cilaos and Maïdo (-0.03 and -0.1 $\text{‰}/100\text{ m}$ for the 1st period, -0.15 and -0.9 ‰ for the 2nd period) and Salazie and Maïdo (-0.11 and -0.9 $\text{‰}/100\text{ m}$ for the 1st period, -0.34 and -2.6 ‰ for the 2nd period) while the elevation gradient is the smallest (210 m against 1040 and 1250 m respectively). We thus suggest that elevation does not explain the differences $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in cyclones between Salazie and Cilaos, which are likely controlled by another meteorological phenomenon, yet to be characterized.

Tableau 16 : $\delta^{18}\text{O}$ and δD altitudinal gradient ($\text{‰}/100\text{ m}$) between rainwaters sample locations in Cilaos, Salazie and Maïdo. Altitudinal gradients are given for two periods, each including cyclonic events: Ava and Berguitta for the first, and Dumazile and Fakir for the second. For Cilaos and Salazie, the dates correspond to their respective sampling periods. For Maïdo, the dates were matched to the sampling periods of Cilaos.

	Difference of elevation (m)	1 st period including Ava and Berguitta		2 nd period including Dumazile and Fakir	
		$\delta^{18}\text{O}$ gradient ($\text{‰}/100\text{ m}$)	δD gradient ($\text{‰}/100\text{ m}$)	$\delta^{18}\text{O}$ gradient ($\text{‰}/100\text{ m}$)	δD gradient ($\text{‰}/100\text{ m}$)
Salazie-Maïdo	210	-0.11	-0.9	-0.34	-2.6
Cilaos-Maïdo	1040	-0.03	-0.1	-0.15	-0.9
Cilaos-Salazie	1250	-0.53	-5.0	-1.32	-11.2

The large contribution of cyclones to the recharge of thermal and non-thermal aquifers compared to that of other rain events can be explained partly by their overall larger volume. However, during such events, a lot of this volume is lost to runoff, which depends on soil nature and saturation. Cloud water interception in rainforests can also play a significant role in recharge (Ah-Peng et al., 2017; DeLay and Giambelluca, 2011; Prada et al., 2015). Better characterization of cyclone contribution in thermal waters and non-thermal waters in Salazie and Cilaos requires studying all these parameters on a sufficient amount of time to see their effect on recharge.

V.6.5. Host rock

Strontium concentration and strontium isotopic ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ are mainly controlled by water-rock interaction in the hydrothermal system of Piton des Neiges (Bénard et al., 2020). Their spatial distribution (Figure 40) is therefore a good tool to study the circulations of thermal waters. Since the measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in thermal springs with high Sr concentrations are less likely to be influenced

by a contribution from freshwater recharge or mixing, the thermal springs' molar concentrations are illustrated by a color gradient in Figure 40.

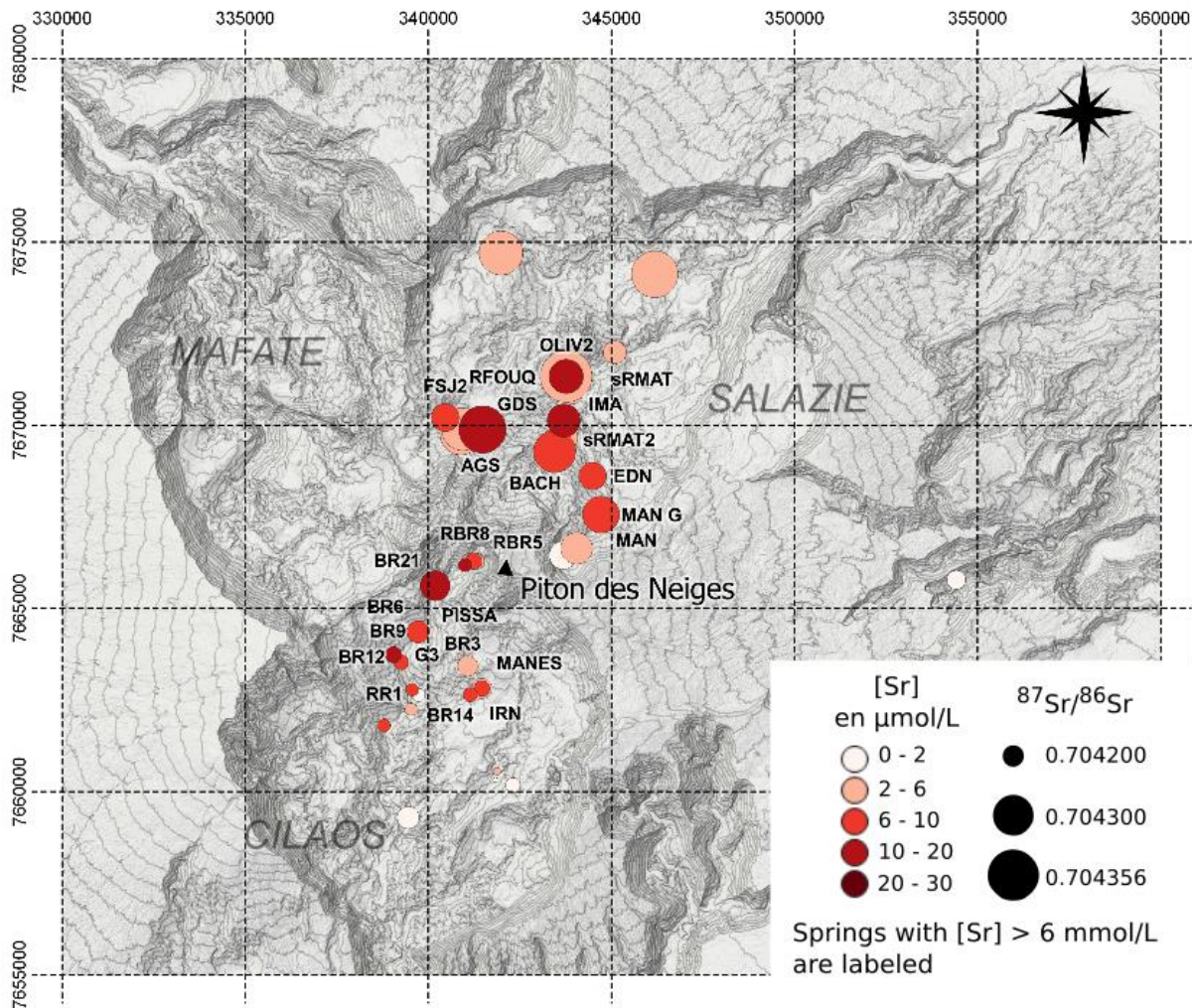


Figure 40: Spatial distribution of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and Sr molar concentration ($\mu\text{mol/L}$) in thermal springs in Reunion Island. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are higher in Salazie than in Cilaos, irrespective of Sr concentrations. Map in UTM coordinates (EPSG:2975, RGR92 / UTM 40s, relief contours at 100 m intervals) from RGE ALTI® - IGN.

Figure 40, displaying the spatial repartition of strontium isotopic ratios, illustrates the same dichotomy between Salazie and Cilaos as $\delta^{18}\text{O}$ and δD values. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio are higher for thermal springs of Salazie (0.704194 to 0.704364) than for thermal springs of Cilaos (0.704129 to 0.704249), irrespective of Sr concentrations (Figure 40, Tableau 10 and Tableau 11). BC spring in Saint-Benoît has an intermediate value of 0.704196. When Sr is leached from the rock, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio is preserved in the water due to the small difference of atomic mass between the two Sr isotopes. Therefore, a dichotomy in thermal springs' $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios between the two cirques should be associated with a dichotomy in rocks' $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. We studied $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in rocks according to their location, age and petrography to see if one of these parameters is responsible for this dichotomy.

Rocks from the edifice of Piton des Neiges cover a wider span of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.704041 – 0.704368) than thermal springs (0.704129 to 0.704364) (Tableau 10, Berthod et al., 2016; Nauret et al., 2019; Smietana, 2011). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of rocks sampled in Salazie (0.704041 – 0.704290) encompass values of thermal springs of both Salazie (0.704129 – 0.704249) and Cilaos (0.704194 – 0.704364), and cannot explain the highest values observed in the thermal springs of Salazie. The only rock sample from Cilaos (0.704153) plots in the range of the thermal springs of Cilaos but given the scarcity of data it is not

possible to draw strong conclusions. Separate petrographic units, and rocks of all ages display overlapping wide ranges of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. From the available data, it is thus not possible to identify the rocks interacting with thermal springs and accounting for the difference in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios observed between the two cirques. Yet, this difference is the geochemical imprint of separated networks for the thermal springs of Salazie and Cilaos, in agreement with a model with two isolated reservoirs, as proposed based on the study of the distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values.

V.6.6. Equilibration and geothermometry

V.6.6.1. Equilibrium state of thermal springs

After a long residence time of thermal waters at a stable temperature, chemical equilibrium with the host rock is reached, providing a steady resource suitable for geothermal exploration. Equilibrium between solid phases and aqueous solutions is driven by the law of mass action. The initial concentrations of major and trace elements, the mineral assemblage and the reaction temperature yield a specific equilibrium. Therefore, it is theoretically possible to compute the temperature in the geothermal reservoir. However, the equilibrium may or may not be attained and may or may not be disrupted during the uprise of thermal waters. Disrupting processes are cooling, degassing, mixing with shallow waters and water-rock interaction.

The geochemical profile of thermal springs of Piton des Neiges, HCO_3 dominant, is often referred to as soda springs and is commonly associated with waters at the periphery of hydrothermal systems, often subject to both rock dissolution and/or re-equilibration during uprise (Giggenbach, 1988). In order to evaluate the state of equilibrium of the thermal springs of Piton des Neiges, we tried to determine if equilibrium was achieved at the outlet temperature. To do so, we used geothermometers using K-Mg and amorphous silica systems – both based on rapidly adjusting equilibriums at low temperatures (Fournier, 1977; Giggenbach, 1988) – and compared the resulting equilibrium temperatures to the outlet temperatures (Tableau 17, Figure 41). The thermodynamic behavior of K-Mg minerals and clays can be accurately described from temperatures as low as 25°C to 300°C using thermodynamic proxies muscovite and clinocllore according to the following equation (Eq 1, Giggenbach, 1988) :

$$T_{K-Mg} (^{\circ}\text{C}) = \frac{4410}{13.95 + \log([Mg]/[K]^2)} - 273.15 \quad (\text{Eq 1})$$

With T_{K-Mg} being the computed temperature in $^{\circ}\text{C}$, and concentrations in K and Mg expressed in ppm.

The three springs RBGR1, BR10 and FJ3 show $T_{K-Mg} \ll T_{\text{outlet, max}}$ (at least 5°C), indicating that equilibrium with K-Mg bearing minerals has not been attained and K and Mg concentrations are controlled by mineral dissolution (Tableau 17, Figure 41). Nineteen springs show $T_{K-Mg} \approx T_{\text{outlet, max}}$ ($\pm 5^\circ\text{C}$) indicating that equilibrium with K-Mg bearing minerals has been attained at the outlet temperature, or at a higher temperature but then re-equilibrated during uprise. Forty-eight springs show $T_{K-Mg} \gg T_{\text{outlet, max}}$ (at least 5°C) indicating that equilibrium with K-Mg bearing minerals has been attained at the computed temperature, or at a higher temperature but then disrupted during uprise. The highest computed temperature, 73.5°C , was obtained for the thermal spring BR16.

Tableau 17 : For each thermal spring of Piton des Neiges analyzed for major ions: Maximum value of measured outlet temperature ($T_{\text{outlet, max}}$ in °C) from this study and literature; computed temperature with geothermometers K-Mg (Giggenbach, 1988) and Amorphous silica (Fournier, 1977) (respectively $T_{\text{K-Mg}}$ and $T_{\text{Am SiO}_2}$, in °C) and difference between computed temperatures and measured temperature for both geothermometers. Computed temperature similar to outlet temperatures ($T_{\text{outlet, max}} = T_{\text{computed}} \pm 5^\circ\text{C}$) are shown with a pink background. Springs with the highest values of $T_{\text{K-Mg}}$ and of $T_{\text{outlet, max}} - T_{\text{K-Mg}}$ selected for multicomponent geothermometry are shown with a red background.

Thermal spring	$T_{\text{outlet, max}}$ (°C)	$T_{\text{K-Mg}}$ (°C)	$T_{\text{K-Mg}} - T_{\text{outlet, max}}$	$T_{\text{Am SiO}_2}$ (°C)	$T_{\text{Am SiO}_2} - T_{\text{outlet, max}}$
AGS	21.1	25.5	4.4	4.5	-16.6
BACH	25.6	32.8	7.2	-4.2	-29.8
BB	26.3	23.7	-2.5	22.6	-3.6
BB6	22.8	19.8	-3.0	5.7	-17.1
BB7	19.8	18.7	-1.1	-15.4	-35.2
BBLEU1	18.6	20.7	2.1	-36.0	-54.6
BC	23.0	40.8	17.8	25.5	2.5
BE	22.4	27.3	4.9	17.7	-4.7
BR1	17.3	31.9	14.6	13.4	-3.9
BR10	18.7	7.6	-11.1	5.0	-13.7
BR11	20.0	20.3	0.3	8.4	-11.6
BR12	48.0	51.6	3.6	25.2	-22.8
BR13	18.1	18.6	0.5	-21.5	-39.6
BR14	42.4	51.7	9.3	33.8	-8.6
BR15	19.9	45.2	25.3	-1.1	-21.0
BR16	32.0	73.5	41.5	32.5	0.5
BR17	27.5	54.4	26.9	4.7	-22.8
BR18	23.0	28.6	5.6	-41.8	-64.8
BR2	14.5	37.8	23.3	-18.4	-32.9
BR21	25.1	43.0	17.9	-28.8	-53.9
BR27	20.5	64.8	44.3	-5.8	-26.3
BR3	23.8	30.3	6.5	-2.5	-26.3
BR4	16.3	29.8	13.5	-27.6	-43.9
BR5	22.2	35.9	13.7	-5.9	-28.1
BR6	25.3	32.6	7.3	-12.0	-37.3
BR7	17.7	26.4	8.7	-9.2	-26.9
BR8	23.5	28.0	4.5	-3.9	-27.4
BR9	26.5	30.6	4.1	14.3	-12.2
DUP	23.3	30.4	7.1	-8.1	-31.4
EDN	25.5	34.9	9.4	35.1	9.6
FJ1	18.1	27.4	9.3	-11.2	-29.3
FJ2	20.0	36.5	16.5	10.3	-9.7
FJ3	19.6	8.8	-10.8	-21.7	-41.3
FSJ2	15.8	27.5	11.7	7.1	-8.7
G1	16.8	43.3	26.5	3.2	-13.6

Thermal spring	$T_{\text{outlet, max}}$ (°C)	$T_{\text{K-Mg}}$ (°C)	$T_{\text{K-Mg}} - T_{\text{outlet, max}}$	$T_{\text{Am SiO}_2}$ (°C)	$T_{\text{Am SiO}_2} - T_{\text{outlet, max}}$
G2	15.0	31.2	16.2	19.4	4.4
G3	22.4	30.5	8.1	23.0	0.6
G4	21.6	37.0	15.4	20.8	-0.8
GDS	19.5	27.2	7.7	-27.4	-46.9
IMA	22.5	49.2	26.7	-1.8	-24.3
IRN	38.5	37.1	-1.4	36.5	-2.0
MAN	31.4	41.4	10.0	20.1	-11.3
MAN G	19.0	28.9	9.9	14.9	-4.1
MANa	14.9	50.3	35.4	-23.8	-38.7
MANc	17.5	51.1	33.6	-1.6	-19.1
MANES	31.9	36.2	4.3	30.2	-1.7
MF1	16.0	49.4	33.4	-12.5	-28.5
MVP1	21.0	22.8	1.8	-27.0	-48.0
OLIV1	18.9	36.8	17.9	-19.9	-38.8
OLIV2	26.0	56.4	30.4	-15.6	-41.6
OLIVbis	22.3	22.3	0.0	-40.8	-63.1
PC	21.6	44.0	22.4	-13.9	-35.5
PEND	22.9	44.0	21.1	-8.9	-31.8
PISSA	18.4	17.3	-1.1	4.4	-14.0
RB1	19.8	43.6	23.8	15.5	-4.3
RB2	19.8	38.6	18.8	12.8	-7.0
RBGR1	19.0	5.0	-14.0	15.8	-3.2
RBR3	12.1	31.6	19.5	-31.7	-43.8
RBR5	14.0	26.5	12.5	-36.9	-50.9
RBR8	13.5	21.5	8.0	-50.8	-64.3
RFOUQ	22.5	22.7	0.2	-5.4	-27.9
RM22	23.3	31.0	7.7	3.0	-20.3
RR1	32.5	56.3	23.8	20.0	-12.5
sRMAT	18.0	41.6	23.6	3.2	-14.8
sRMAT2	21.2	28.6	7.4	-31.8	-53.0
sRMAT3	26.1	40.3	14.2	24.1	-2.0
TB	34.4	60.0	25.6	-6.6	-41.0
TBA	27.5	37.1	9.6	21.1	-6.4
TR	21.2	18.8	-2.4	-28.3	-49.5
VERO	30.3	34.5	4.2	24.8	-5.5

1

1

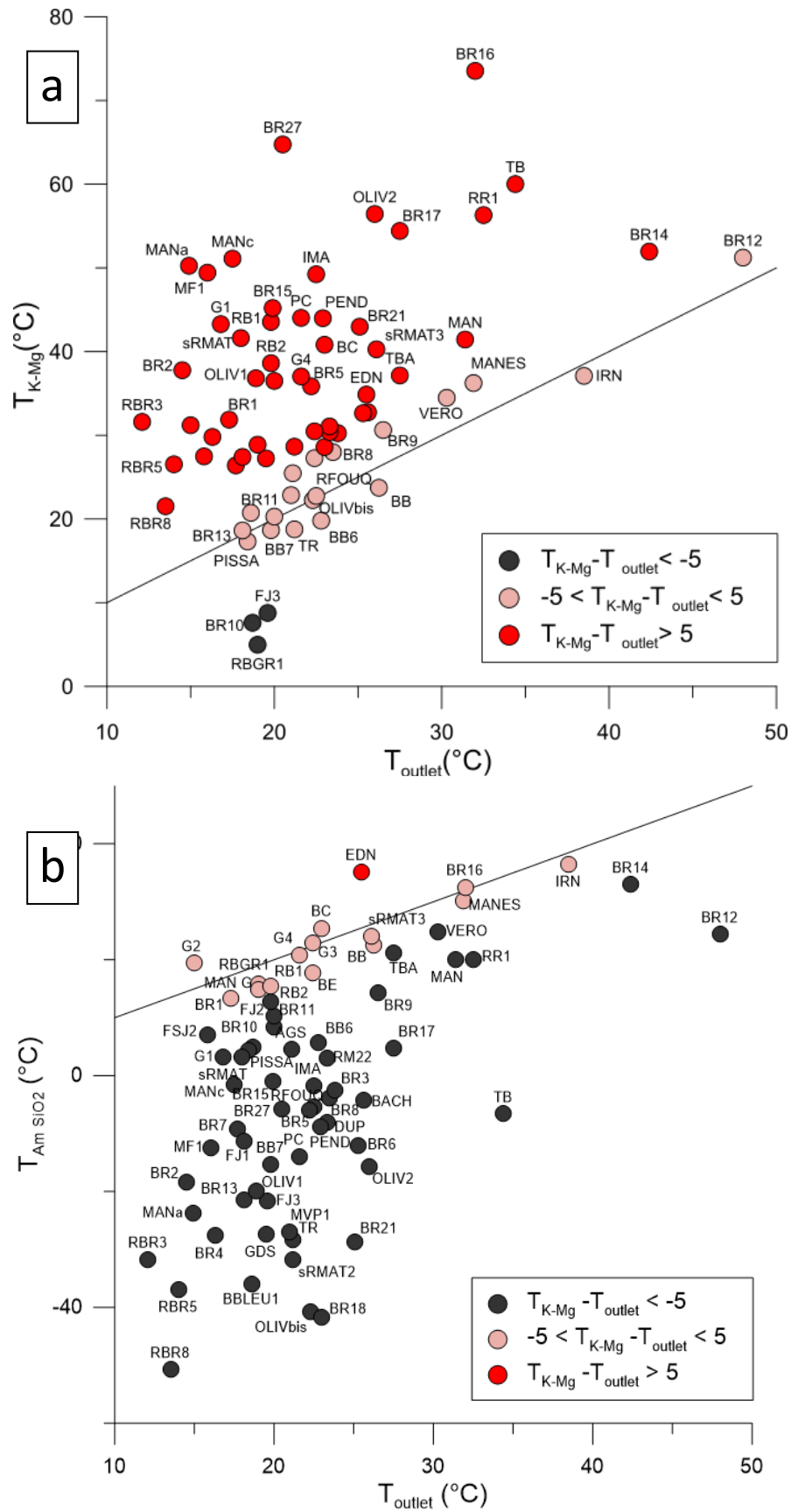


Figure 41: Comparison of the temperature at the outlet of the thermal springs of Piton des Neiges and the temperature computed using the (a) K-Mg geothermometer proposed by Giggenbach (1988) and (b) the amorphous silica geothermometer proposed by Fournier (1977).

In the range of outlet temperatures, silica concentration is likely to be controlled by the solubility of amorphous silica, cristobalite or chalcedony for which Fournier, (1977) proposed geothermometers. Here, we present the temperatures obtained using the amorphous silica geothermometer (Eq 2), which shows a better agreement with the observations made with the K-Mg geothermometer than the ones obtained with the cristobalite and chalcedony geothermometers.

$$T_{Am\ SiO_2} (^{\circ}C) = \frac{731}{4.52 + \log([SiO_2])} - 273.15 \quad (Eq\ 2)$$

With $T_{Am\ SiO_2}$ being the computed temperature in $^{\circ}C$, and the concentration in SiO_2 expressed in ppm.

Fifty-five springs are undersaturated with respect to amorphous silica ($T_{Am\ SiO_2} \leq T_{outlet, max} - 5^{\circ}C$), indicating that equilibrium with silica bearing minerals has not been attained, or is controlled by a different silica species. Fourteen springs show $T_{Am\ SiO_2} \approx T_{outlet, max} (\pm 5^{\circ}C)$ indicating that equilibrium with silica bearing minerals has been attained at the outlet temperature, or at a higher temperature but then re-equilibrated during uprise. Among those, four (IRN, MANES, RB1 and BB) have also reached equilibrium with K-Mg bearing minerals. Only thermal spring EDN is oversaturated with respect to amorphous silica ($T_{Am\ SiO_2} = T_{outlet, max} + 9.6^{\circ}C$), indicating that equilibrium has been attained with silica bearing minerals at the computed temperature, or at a higher temperature but then disrupted during uprise. The thermal spring BR16 whose T_{K-Mg} temperature is the highest, is in equilibrium with amorphous silica.

According to the study of their reactive equilibriums with K-Mg minerals and amorphous silica, the geochemical composition of thermal springs of Piton des Neiges show evidence of disruption during uprise. Equilibrium may never have been attained for the springs for which rock leaching trumps equilibration. The thermal springs showing the least disruption are the ones with high T_{K-Mg} and $T_{K-Mg} \gg T_{outlet, max}$. These thermal springs are BR12, BR14, BR16, BR17, RR1, TB and OLIV2.

V.6.6.2. Multicomponent geothermometry

- Method

The thermal springs BR12, BR14, BR16, BR17, RR1, TB and OLIV2 are the most likely to have achieved equilibrium at a high temperature. To estimate this temperature, we performed multicomponent geothermometry (Palandri and Reed, 2001; Pang and Reed, 1998; Reed and Spycher, 1984) on these springs with the software iGeoT (Spycher and Finsterle, 2016), which couples the parameter estimation software iTOUGH2 (Finsterle, 2007) with GeoT (Spycher et al., 2016).

The method, detailed in the user's guide (Spycher et al., 2016) is summarized here. It consists of using relevant chemical analysis of water samples to compute the saturation indices ($\log(Q/K)$) of reservoir minerals over a given range of temperatures. Q is the computed ion activity product and K the thermodynamic equilibrium constant of each considered mineral. The saturation indices are graphed as a function of temperature. The clustering of $\log(Q/K)$ curves near zero at any specific temperature (for a given group of minerals) is inferred to yield the reservoir temperature. The core of the software is a homogeneous geochemical speciation algorithm solving mass-balance/mass-action equations by Newton Raphson iterations. Data for the computation of activity coefficients together with equilibrium constants for aqueous complexes and minerals at various temperatures are read from the thermodynamic database *soltherm.h06* (Reed and Palandri, 2006).

The study of stable isotopes showed that there is no evidence of steam loss, thus left uncorrected for in our model. On the other hand, there is evidence of abundant CO_2 loss before the outlet according to the study of their carbon isotopic ratio $\delta^{13}C$ (Bénard et al., 2020; Marty et al., 1993; Sanjuan et al., 2001b). We corrected CO_2 loss by numerically adding back CO_2 using iGeoT. We performed a grid

search to determine the best amount of CO₂ to add back for each spring in order to minimize the spread of log(Q/K) curves near zero. Degassing in batch mode causes a rapid drop of PCO₂, disrupting equilibrium with respect to calcite at the outlet. Taking into account this uncertainty on alkalinity, we adjusted HCO₃ concentrations for charge balance for every computation.

Aluminum concentrations measured in thermal springs are either under or very close to the detection limit (Tableau 11). In addition, for a same spring, there can be variations from one sample to another (e.g 0.0, 0.1 and 0.2 μmol/L for 3 samples of BR14). Yet, Al is crucial to the numerical simulation because it constitutes most of the alteration minerals of interest. We applied the correction proposed by Pang and Reed (1998) called “fix-al” method, which consists in equilibrating aluminum with microcline for the range of temperatures set for the computation.

We corrected for re-equilibration with amorphous silica (Palandri and Reed, 2001) by increasing the initial silica concentration. We determined the value by performing a grid search with iTOUGH2.

We input a list of 45 minerals based on the minerals identified in the old hydrothermalized volcanic series of Reunion Island (Bret, 2002) including but not restricted to minerals from the smectite, zeolite, chlorite, plagioclase, orthoclase, olivine, calcite and pyroxene groups, amorphous silica, chalcedony and quartz. We selected the minerals which best satisfy the two following conditions: (1) a good clustering near zero of the log(Q/K) curves at the equilibrium temperature, (2) stability at the resulting equilibrium temperature according to their thermodynamic properties, which was determined according to the work on the analog systems of Krafla and Námafjall (Gudmundsson and Arnórsson, 2005; Gunnlaugsson and Arnórsson, 1982; Kristmannsdóttir, 1983, 1978).

Computation was performed for temperatures ranging from 30 to 300°C with an increment of 5°C. When encountering convergence issues, the temperature range was narrowed. The four sets of full major ion analyses available for BR12 were computed separately, as were the two sets for BR14, the three sets for BR16, and the two sets for TB.

After performing the computations with all the previously enunciated corrections, we re-ran the computation using the total concentrations computed at the estimated temperature, giving the results presented hereafter. We evaluated the quality of our simulations using the spread of log(Q/K) values for the selected minerals on the temperature axis. The displayed temperature values (Tableau 18, Figure 42 and Figure 43) are the temperatures at the median of log(Q/K) values for each spring, thus lowering the weight of the least converging minerals.

The results obtained from multicomponent geothermometry can be compared to those of classical geothermometers. Giggenbach, (1988) showed that Na-K geothermometers were applicable to thermal springs for which $T_{K-Mg} >> T_{outlet, max}$. We display here (Tableau 18) the computed temperatures using Na-K geothermometers proposed by Arnórsson et al., (1983), Fournier and Potter, (1979) and Giggenbach, (1988). Additionally, to take into account Ca²⁺ and Na⁺ cation exchange between the solution and plagioclase minerals, we used the Na-K-Ca geothermometer with the correction $\beta=1/3$ as proposed by (Fournier and Truesdell, 1973).

For some samples, carbon stable isotopic ratios are available (Bénard et al., 2020; Sanjuan et al., 2001b) providing an additional constraint on fluid reconstruction. We computed the δ¹³C at the outlet using equations in Ruzié et al., (2013) from the geochemical composition computed at T_{eq} with iGeoT, and compared it with the δ¹³C measured at the outlet.

- Results and discussion

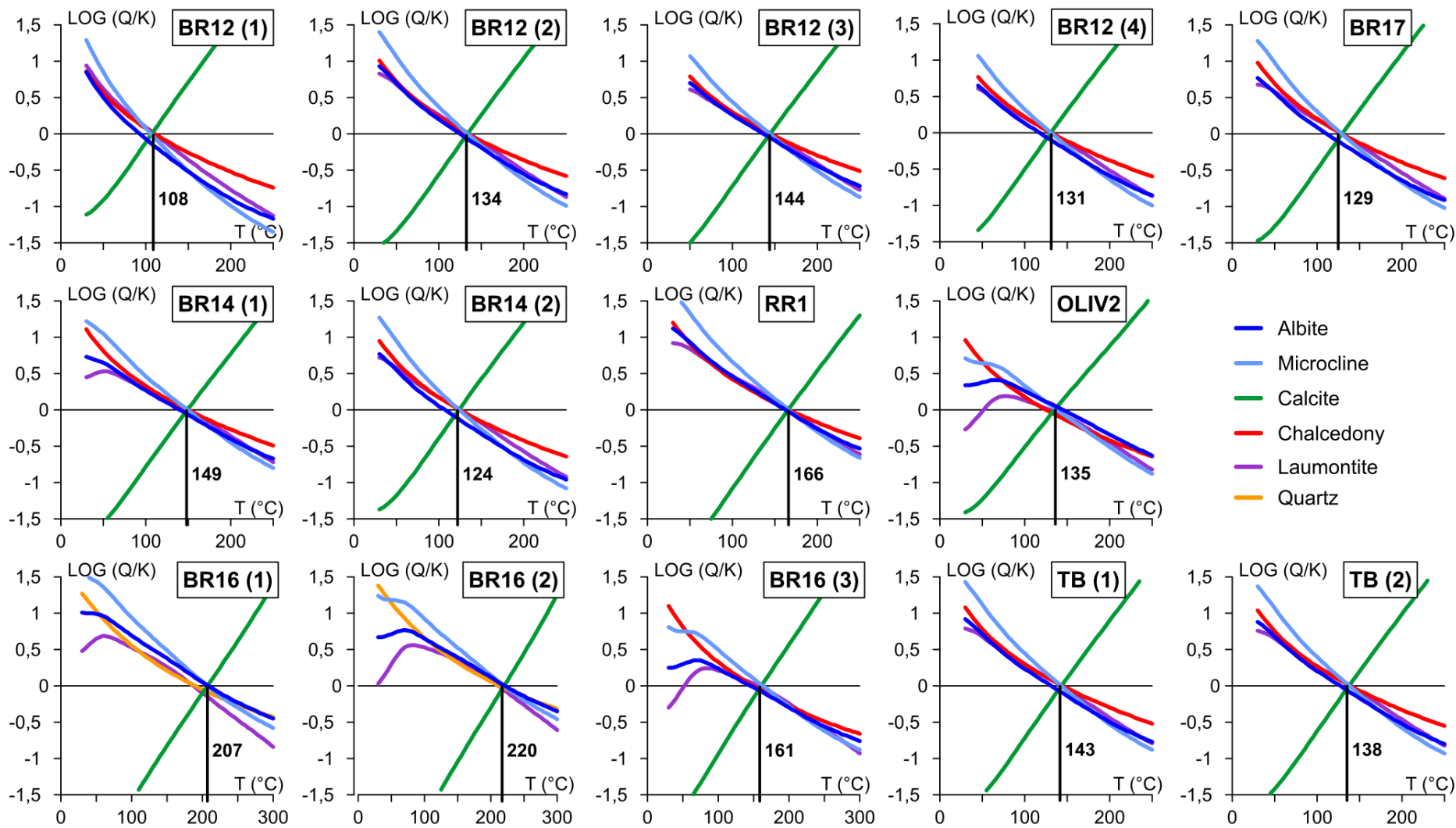


Figure 42 part 1: Saturation indices of best clustering minerals vs temperature for thermal springs of Piton des Neiges, computed with GeoT. The reservoir temperature is indicated by the clustering of log(Q/K) curves near zero.

Tableau 18 : Equilibrium temperature T_{eq} (°C) obtained with multicomponent geothermometry using iGeoT, corrected initial SiO_2 molar concentration and PCO_2 (bar), and measured and computed outlet $\delta^{13}C$ (‰ PDB), temperatures obtained with Na-K geothermometers T_{Na-K} (a) Arnórsson et al., 1983; T_{Na-K} (b) Fournier and Potter, 1979; T_{Na-K} (c) Giggenbach, 1988, and temperatures obtained with Na-K-Ca geothermometer $T_{Na-K-Ca}$ (d) Fournier and Truesdell, (1973) for a selection of thermal springs.

Thermal spring	Sampling date and data source	T_{eq} (°C)	Corrected SiO_2 , init (mmol/L)	Corrected PCO_2 , init (bar)	Measured $\delta^{13}C_{outlet}$ (‰ PDB)	Computed $\delta^{13}C_{outlet}$ (‰ PDB)	T_{Na-K} (°C) (a)	T_{Na-K} (°C) (b)	T_{Na-K} (°C) (c)	$T_{Na-K-Ca}$ (°C) (d)
BR12 (1)	01/07/2003 Frissant et al., (2003)	108	1,64	0,1			107	159	140	117
BR12 (2)	25/10/2000 Sanjuan et al., (2001)	134	2,36	0,3	2,2	-3,8	116	167	148	132
BR12 (3)	Louvat and Allègre, (1997)	144	2,75	0,6			120	171	152	137
BR12 (4)	20/06/1978 Lopoukhine and Stieltjes, (1978)	131	2,26	0,5			128	177	159	136
BR14 (1)	08/09/2017 Bénard et al., (2020)	149	2,92	1	-0,78	-3,1	131	180	161	143
BR14 (2)	01/07/2003 Frissant et al., (2003)	124	2,06	0,4			132	181	162	136
BR16 (1)	29/10/2017 Bénard et al., (2020)	207	3,41	2,2	0,6	-2,6	158	185	202	187
BR16 (2)	07/30/2016 Bénard et al., (2020)	220	4,39	3,7	1,77	-3,6	172	198	215	187
BR16 (3)	01/07/2003 Frissant et al., (2003)	161	2,91	4,2			165	191	208	165
BR17	01/07/2003 Frissant et al., (2003)	129	2,21	0,4			141	170	188	142
RR1	30/07/2016 Bénard et al., (2020)	166	3,66	0,4	2,61	-3,6	134	164	183	150
TB (1)	22/11/2017 Bénard et al., (2020)	143	2,73	0,4	-1,72	-3,7	137	167	181	145
TB (2)	01/12/2012 Aunay et al., (2013)	138	2,54	0,4			127	177	158	138
OLIV2	26/10/2000 Sanjuan et al., (2001)	135	2,07	5,7	1,8	-2,7	73	109	130	117

The results of the computations are given in Figure 42 and Tableau 18.

The model found solutions for all of the selected springs using the minerals albite, microcline, calcite, laumontite and chalcedony or quartz.

Computed equilibrium temperatures range between 108 and 220°C. Thermal springs BR17, RR1 and OLIV2 give respectively equilibrium temperatures of 129, 166 and 135°C. For spring BR12, the sets of analyses (2) (3) and (4) give the similar results of 134, 144 and 131°C and the other (1) gives 108°C. For spring BR14, the two sets of analyses give temperatures of 149 and 124°C. For spring BR16, the sets of analyses (1) and (2) give similar results of 207 and 220°C and the other (3) gives 161°C. For spring TB, the two sets of analyses give results of 138°C and 135°C.

The total intra-individual standard deviation of the equilibrium temperature is 21°C. This variability can be explained by the uncertainty of the method and/or by actual changes in the geochemistry of the

thermal spring due to external factors. For all springs, the computed temperatures match very closely those obtained with the Na-K-Ca geothermometer (Fournier and Truesdell, 1973), comforting the modelling results. The Na-K geothermometers from Fournier and Potter, (1979) and Giggenbach, (1988) give higher values, which is not surprising since they tend to overestimate the equilibrium temperature in CO₂-rich basaltic environments (Fouillac and Michard, 1981). However, the empirical Na-K geothermometer from Arnórsson et al., (1983) provides similar estimations, which can be explained by the similar geologic contexts in both islands.

Initial SiO₂ concentration and initial PCO₂ were corrected to approach the composition of the thermal component for each sample prior to degassing and re-equilibration with Si-bearing minerals. However, for springs BR12, BR14, BR17, RR1 and TB, the best convergence is attained for very little increase in CO₂ and SiO_{2, init.} Additionally, the computed $\delta^{13}\text{C}_{\text{outlet}}$ from the geochemical composition at T_{eq} obtained with iGeoT are much lower than the measured $\delta^{13}\text{C}_{\text{outlet}}$. We infer that these springs last equilibrated fully after having already degassed most of their CO₂. For springs BR16 and OLIV2, even though some gas is added back, the computed $\delta^{13}\text{C}_{\text{outlet}}$ is still lower than measured $\delta^{13}\text{C}_{\text{outlet}}$. There are two possible explanations: (1) the hypothesis of a batch degassing, necessary for applying the equations in Ruzié et al., (2013) is false, (2) they last equilibrated after having already degassed some of their CO₂. From these results, we infer that thermal waters have likely reached higher temperatures before the computed last equilibrium temperature T_{eq}.

The computed equilibrium temperature for spring BR12 is 129 ± 15°C. For this spring, we can partly explain T_{eq} variability by actual changes in its geochemical composition. The outlet temperature of spring BR12 has changed from 42.0°C in 1978, to 47.5°C in 1997, then 36.3 in 2001 and 32.6 in 2003 (Frissant et al., 2003; Lopoukhine and Stieltjes, 1978; Louvat and Allègre, 1997; Sanjuan et al., 2001b). Spring BR12 has then disappeared due to a landslide. We interpret these changes in outlet temperature as a variation of the amount of thermal water feed. Spring BR12 is therefore also fed by subsurface cold water, whose amount and geochemical composition is variable in time and affects geothermometry computation.

The computed equilibrium temperature for spring BR14 is 137 ± 18°C. The sample BR14 (1) appears to have a larger thermal component than BR14 (2), given its larger overall major ion concentration (43.6 against 26.4 mmol/L).

The computed equilibrium temperature for spring BR16 is 196 ± 31°C. Equilibrium temperatures computed with the Na-K-Ca geothermometer ($\beta = 1/3$) confirm these values (180 ± 13°C), as do Na-K geothermometers from Fournier and Potter, (1979) and Giggenbach, (1988; 188 ± 9 and 193 ± 28°C respectively). Na-K geothermometer from Arnórsson et al., (1983) gives a slightly lower value of 154 ± 20°C. The major difference between the geochemical compositions of the three samples is the measured Ca concentration. For springs BR16, as for springs BR12 and BR14, Ca concentrations in samples from Frissant et al., (2003) are higher than in other studies (Tableau 10, Louvat and Allègre, 1997; Sanjuan et al., 2001). Therefore, for BR14 and BR16, we choose to retain the values of T_{eq} obtained from this study, respectively 149°C and 214°C.

Available values of $\delta^{18}\text{O}$ (SO₄) of springs BR12 (2) and OLIV2 (Sanjuan et al., 2001b), allow for the application of isotopic geothermometers (Kusakabe and Robinson, 1977; Mizutani and Rafter, 1969) which give temperatures of respectively 159-129° and 136-111°C, in accordance with our results.

V.6.6.3. Reservoir temperature

The spatial distribution of the temperatures obtained from geothermometry computation are given in Figure 43.

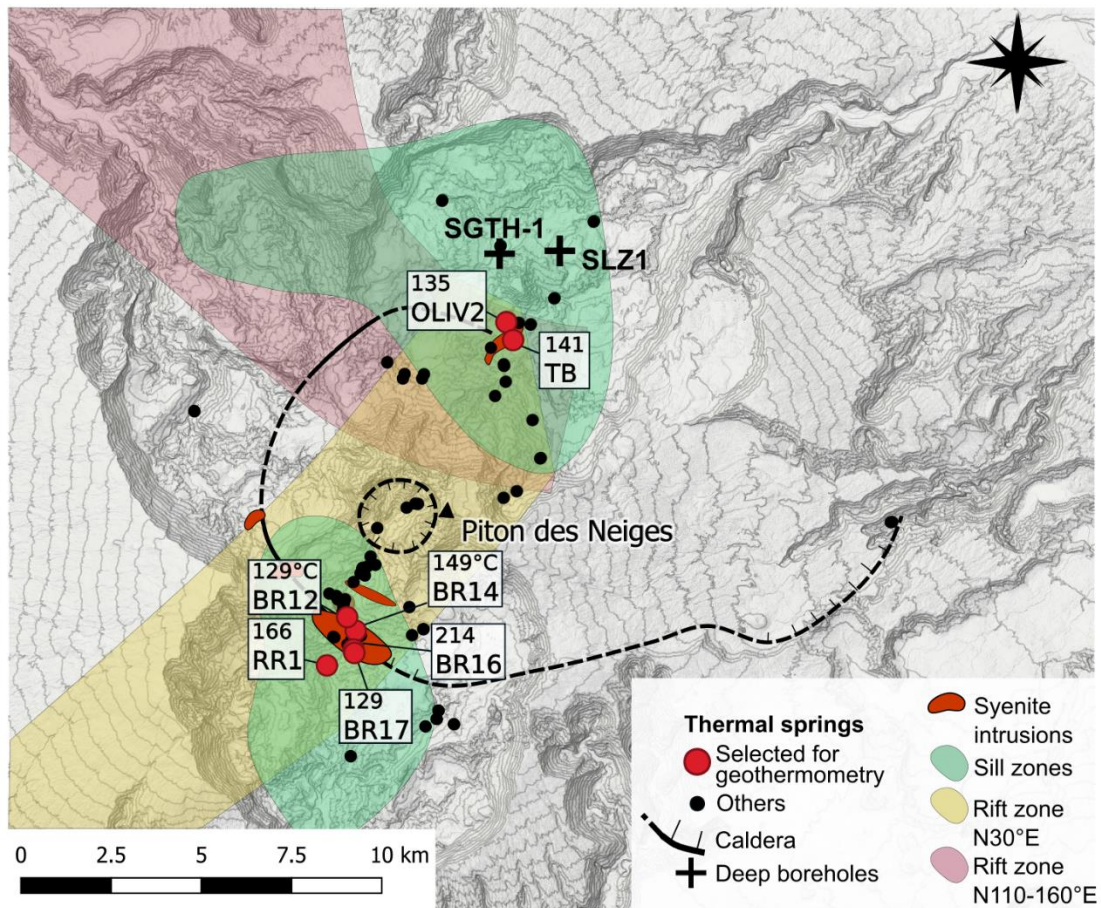


Figure 43: Spatial distribution of the reservoir temperatures computed for the thermal springs showing the least evidence of re-equilibration during uprise.

All the thermal springs selected for geothermometry (red dots), which showed the least evidence of alteration of their geochemical composition during uprise, are located next to the syenite intrusive complexes (in orange) in Salazie and Cilaos. We can infer that these units play the role either of host rock, or of drains directly channeling the thermal reservoir, and hence best preserve the deep geochemical composition of thermal waters.

All the thermal springs selected for geothermometry also belong to the previously defined cluster 2, and are enriched in Na, Cl and depleted in Ca, Mg, HCO_3 , and all show evidence of slight seawater contamination (Bénard et al., 2020). We infer that thermal springs from cluster 2 all have a component from a deep geothermal reservoir circulating in a fracture network connected to the syenite intrusive system, in contact with ancient or actual seawater.

The thermal springs not suitable for the application of geothermometers (black dots) belong to either one of the three clusters. Some of them show no evidence of equilibrium having been reached at all. Others show strong evidence of re-equilibration during uprise at, or close to their outlet temperature. These results confirm that thermal springs from cluster 1, enriched in Ca, Mg and HCO_3 interact with basalts at a low temperature. Since no thermal springs from cluster 3 show evidence of reaching equilibrium at high temperature, we can infer that their enrichment in SO_4 comes from the oxidation of magmatic sulfur condensates rather than the dissolution of magmatic gas.

Our previous results showed that the hydrothermal systems of Salazie and Cilaos are disconnected. Here, we see that the highest computed last equilibrium temperature in Salazie (141°C) is lower than in Cilaos (214°C). According to the heat gradient of 8.6°C/100m measured in the two kilometers deep

well SLZ1 in Salazie, the reservoirs are located at a depth of approximately 1.4 km in Salazie and 1.6 km in Cilaos. However, the 200 meters deep well of SGTH-1, less than two kilometers away from SLZ1, has a thermal gradient of 18°C/100m, showing an important spatial variability. Additionally, the thermal waters have likely reached higher temperatures than the computed last equilibrium temperatures, which would correspond to a greater depth. Further investigation is needed to have more constraints on the rock geochemistry and geological setting of Salazie and Cilaos to refine the location of the geothermal reservoir.

V.6.7. Conceptual model of the hydrothermal system of Piton des Neiges

In light of the new results brought by our geochemical study of the hydrothermal system of Piton des Neiges, we propose a conceptual model of the geometry of Piton des Neiges' geothermal reservoirs, as illustrated in Figure 44. The infiltration of meteoric waters in the cirques of Salazie and Cilaos occurs preferentially during cyclonic events, fueling subsurface and deep aquifers, at ≈ 1.5 km below sea level (respectively green and red striped shapes).

The hydraulic conductivity is very low at depth under the cirques because the primary porosity is completely filled with secondary minerals from ancient intense episodes of hydrothermal activity (Join et al., 2005). However, the intrusive bodies from the latest magmatic activity created new fractures in the edifice, which could provide the necessary hydraulic conductivity for a deep aquifer. We propose that they form a large interconnected fractured intrusive complex, centered under the Piton des Neiges, hosting and heating the thermal fluids. It is connected to either current or trapped ancient seawater, thus inducing a small contamination of thermal waters ($< 2.34\%$). Its geometry prevents the connection between thermal waters from Cilaos and Salazie. Large syenite intrusions in Salazie and Cilaos are part of this complex and facilitate the rise of thermal waters toward the surface.

Carbon dioxide degassing from a mantellic magmatic body rises along the rift zone N30 and dissolves in the water in deep and subsurface aquifers. In subsurface aquifers, it induces substantial rock leaching, and sometimes, partial equilibration with the host rock at low temperature ($\approx 30^\circ\text{C}$, green striped shapes). When emerging, these springs are enriched in Mg and Ca (thermal springs from cluster 1, green circles). In deep aquifers, the heated and acidic waters achieve equilibrium with the host rock at 141°C or higher in Salazie and at 214°C or higher in Cilaos (red striped shapes), over their several years of residence time. When thermal waters slowly ascent toward the surface (red arrows), they partially re-equilibrate with the host rock at lower temperatures (red and green striped shapes). In addition, CO_2 degassing contributes to the modification of their chemical composition. When these waters reach the surface, they present an enrichment in Na, and Cl (thermal springs from cluster 2, red circles). The thermal springs in or near the syenite intrusions experience the fastest ascent and thus best preserve their initial geochemical composition.

Along the rift zone N30, several sulfur deposits testify of a fumarolic activity. These fumarolic channels are leached by superficial waters, increasing their concentration in SO_4 (thermal springs from cluster 3, yellow circles).

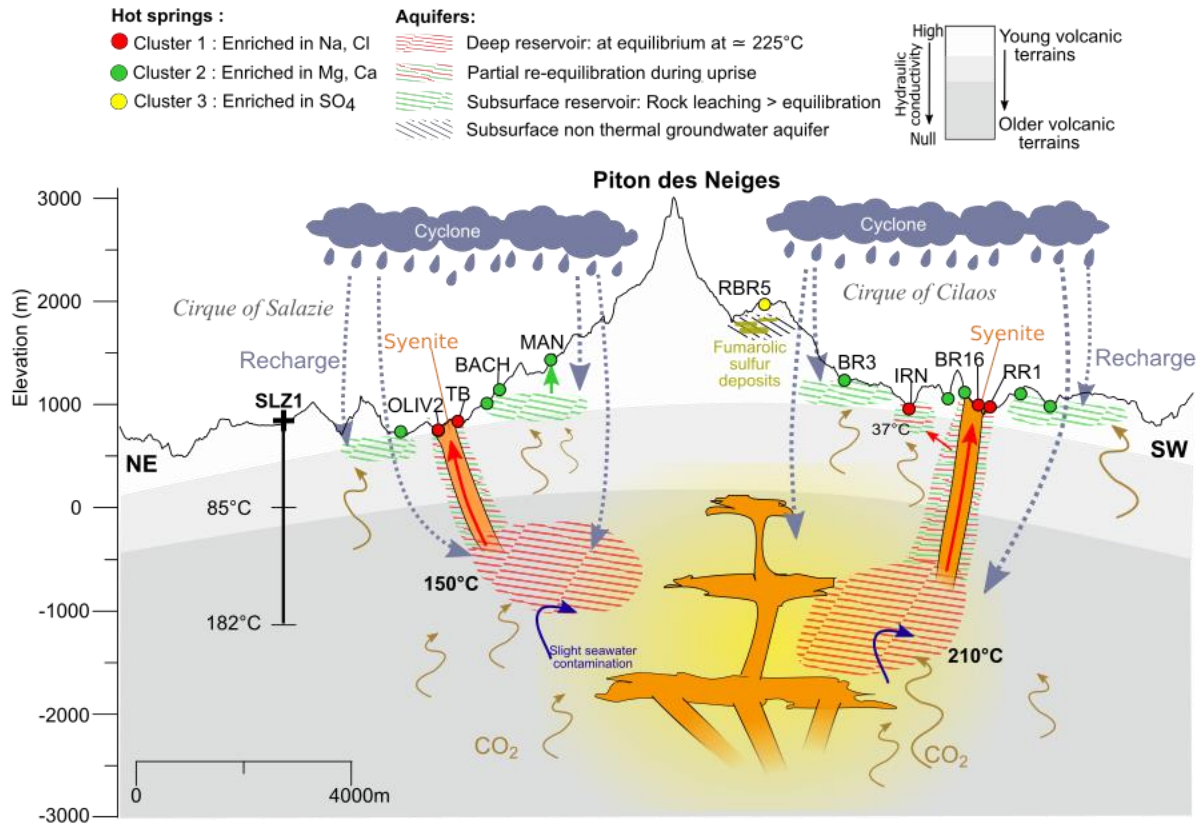


Figure 44: Conceptual model of the geothermal reservoirs of Piton des Neiges hydrothermal system. Cross-section of the cirques of Salazie and Cilaos in the rift zone N30.

V.7. Conclusion

An extended dataset in space and time of major, trace elements and isotopic (O, H, Sr) analyses of thermal springs and rainwaters has allowed us to produce a precise characterization of the geothermal resource of Piton des Neiges, overcoming the difficulties usually associated with HCO₃ dominant thermal springs of low temperatures.

The conjoint study of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in thermal springs showed that the hydrothermal systems of Salazie and Cilaos are independent. The 2 years long monthly monitoring of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in rainwaters and thermal springs showed recharge is local, plurennial and mostly from cyclonic events.

From a principal component analysis and the use of geothermometry, we showed that thermal springs could be classified according to three main geochemical profiles. (1) The SO₄ enriched type waters are likely the result of leaching of magmatic gas condensates, thus not associated with geothermal potential. Therefore, unless the uncertainty is lifted, we do not recommend using the thermal springs of this cluster for further prospection. (2) The Mg, Ca, HCO₃ enriched type waters are the result of magmatic input and water-rock interaction at low temperature in subsurface aquifers. These waters sometimes reach partial equilibrium with their host rock at or close to their outlet temperature. (3) The Na-Cl enriched type waters have a thermal water component from a deep geothermal reservoir. During their ascent, they have experienced in varying degrees re-equilibration with their host rock, mixing with other thermal or non-thermal waters, and CO₂ additional input or degassing, altering their

initial geochemical composition. For the seven springs with the best-preserved characteristics, multicomponent geothermometry showed last equilibrium temperatures of max 141°C in Salazie and 214°C in Cilaos.

These seven springs are located near syenite intrusions in both Salazie and Cilaos. We propose that these intrusions are part of a large interconnected fractured intrusive complex from the latest stage activity of Piton des Neiges, centered under the current summit, and hosting and heating the thermal fluids. It is connected to either current or trapped ancient seawater, thus inducing a small contamination of thermal waters (< 2.34%). Its geometry prevents the connection between thermal waters from Cilaos and Salazie.

The study of the spatial distribution of the partial pressure of CO₂ in thermal springs showed that the input of magmatic mantellic CO₂ is a regional phenomenon controlled by the rift zone N30 and independent from the spring type.

With a computed equilibrium temperature of 190° for the deep reservoirs in Cilaos and Salazie, the geothermal system of Piton des Neiges could potentially be used for electricity generation. The next exploration efforts should be focused on defining the geometry of the late stage intrusive units, especially the syenites in Cilaos, in order to define how to intersect the deep geothermal reservoirs.

V.8. Acknowledgments

We thank Stefan Finsterle and Nicolas Spycher for assisting us with the use of the iGeoT program. We thank Jonas Greve and Victor K/Bidi for their participation in the fieldwork. We thank the Établissement thermal de Cilaos for giving us access to their facilities and resources. The Ph.D. fellowship of B. Bénard is funded by Le Conseil Régional de La Réunion. This research has been supported by INSU-CNRS and OSU-Réunion grants, by EDENA, and by IPGP multidisciplinary program PARI and Paris-IdF region SESAME (Grant no. 12015908).

VI. Chapitre VI

Evolution temporelle des sources thermales du Piton des Neiges

Suivi en continu des paramètres physico-chimiques

Les chapitres précédents mettent en évidence que certaines eaux thermales interagissent avec des gaz magmatiques ou leurs produits, influençant notamment leurs compositions en sulfates et en chlore. Le soufre et le chlore appartiennent à des espèces volatiles, qui sont les dernières à dégazer lors de la remontée d'un magma. Ces dégazages peuvent se faire sous la forme de « pulses », qui impacteraient théoriquement la composition chimique des sources dans le temps. Pour étudier cette hypothèse, deux sources de Salazie, Tuf Rouge (TR) et Olivette bis (OLIVbis) ont été choisies pour un suivi en continu de leurs paramètres physico-chimiques. La source Tuf Rouge est la plus riche en sulfates (jusqu'à 8,8 mmol/L) et montre des fluctuations temporelles importantes ($\leq 18\%$, Bénard et al., 2020). La plus riche en chlore est Olivette 2 (12,8 mmol/L), mais celle-ci n'ayant pas été retrouvée, nous avons suivi la source Olivette bis située à proximité. Ces suivis permettent également d'étudier le comportement hydrodynamique de ces sources et leurs réponses aux événements météorologiques.

VI.1. Résultats du suivi des paramètres physico-chimiques

VI.1.1. Variations de la conductivité électrique

Les chroniques de suivi de la conductivité électrique sur les sources thermales TR et OLIVbis entre le 22/11/17 et le 17/07/18 et la pluviométrie sur cette même période sont présentées en Figure 45 et Figure 46. Des dérives instrumentales sont observées entre les mesures ponctuelles et celles prises par la sonde de suivi en continu. Ces dérives apparaissent le plus souvent à la suite de variations brutales. Ainsi, une correction linéaire leur a été appliquée sur la période de suivi à partir de la première variation dépassant un seuil arbitrairement fixé à 200 $\mu\text{S}/\text{cm}/\text{jour}$. Lorsqu'un décalage est observé dès le début de la chronique, une correction linéaire est appliquée sur l'ensemble des données.

La conductivité électrique de la source thermale TR varie entre 243 et 1471 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sur la période d'étude. Des augmentations de la conductivité électrique sont concomitantes aux précipitations. Pendant la période du 22/11/17 au 04/01/18, la valeur reste stable à $277 \pm 8 \mu\text{S}/\text{cm}$. Cette période correspond à la fin de la saison sèche. Elle augmente brusquement jusqu'à un maximum de 1471 $\mu\text{S}/\text{cm}$ entre le 04/01/18 et le 07/01/18, reste stable le 08/01/18, puis décroît lentement. Ce pic de conductivité correspond au passage de la tempête tropicale Ava à proximité des côtes réunionnaises, qui a apporté 1015 mm d'eau à Salazie entre le 02/01/18 et le 08/01/18, premier événement de la saison humide (Figure 45). Avant que la décroissance ait pu être achevée, le passage de la tempête Dumazile amène de nouvelles pluies importantes (1161 mm) entre le 03 et le 06/03/18, provoquant une augmentation de la conductivité jusqu'à 1436 $\mu\text{S}/\text{cm}$ le 05/03/18. La suite de la chronique reproduit ce mode de réponse : la conductivité électrique reprend sa décroissance jusqu'à la fin de la saison humide, ponctuée de pics d'augmentations provoqués par des épisodes pluvieux.

La conductivité électrique de la source thermique OLIVbis varie entre 161 et 776 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sur la période d'étude. A l'inverse de la source TR, des diminutions de la conductivité électrique sont concomitantes aux précipitations. Par exemple, des diminutions de 629 à 268 $\mu\text{S}/\text{cm}$ le 03/01/18, et de 584 à 170 $\mu\text{S}/\text{cm}$ le 04/01/18, sont observées respectivement durant les tempêtes Ava et Dumazile. Ces pics négatifs sont de courtes durée (<24h). Hors évènements pluvieux, la valeur de conductivité reste relativement stable. Cependant, cette valeur moyenne au repos varie au cours de la période d'étude. La dérive observée étant importante sur la sonde (jusqu'à 188 $\mu\text{S}/\text{cm}$), les incertitudes sur les corrections appliquées sont élevées (d'autant plus que l'on s'éloigne du moment de la mesure) et pourraient expliquer en partie ces variations.

Les conductivités électriques des sources thermales TR et OLIVbis montrent donc des réponses aux précipitations opposées, et sur des durées différentes.

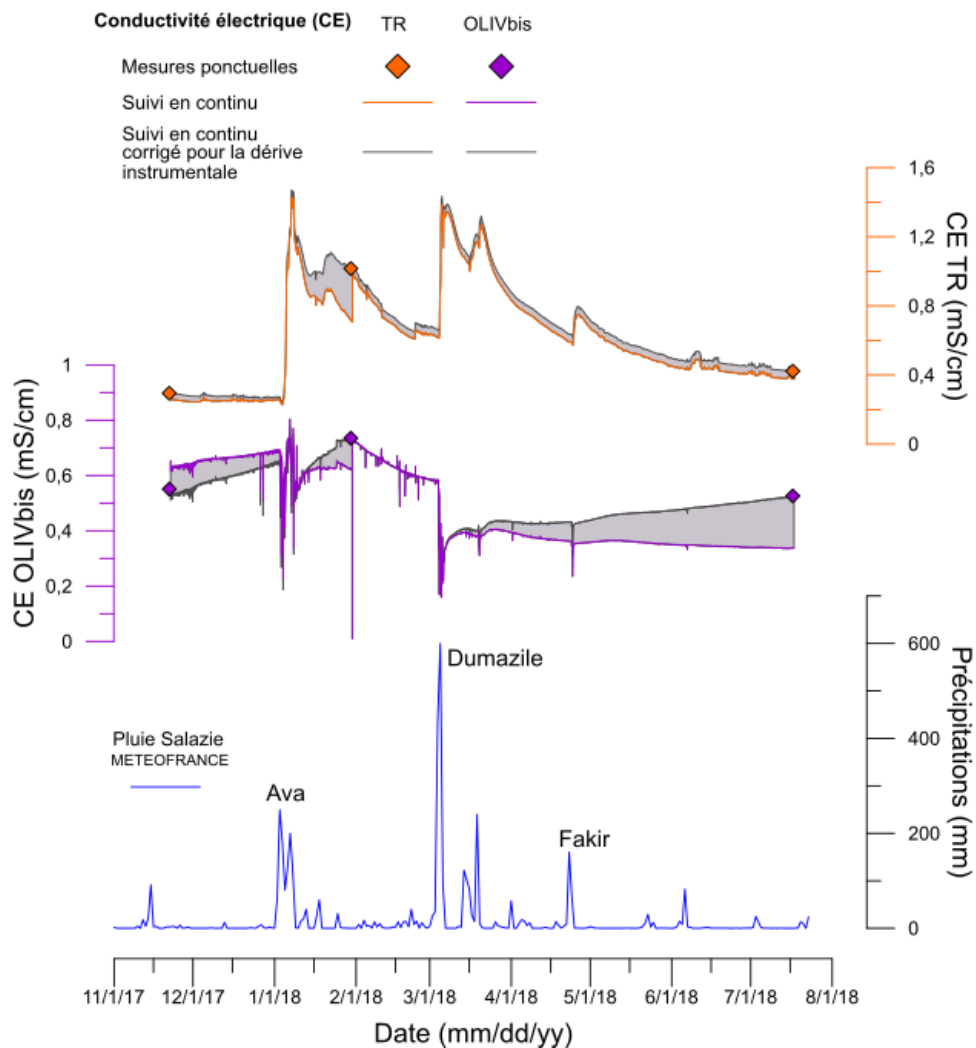


Figure 45 : Suivi en continu (pas de temps 10 minutes) de la conductivité électrique (mS/cm) des sources de Tuf Rouge (TR) et Olivette bis (OLIVbis) sur 8 mois et pluviométrie journalière (mm) sur la même période. Une correction linéaire est appliquée pour la dérive instrumentale sur la base des mesures ponctuelles avec un appareil indépendant.

VI.1.2. Variations de la température

Les chroniques de suivi de la température sur les sources thermales OLIVbis et TR entre le 22/11/17 et le 17/07/18 et la pluviométrie sur cette même période sont présentées en Figure 46. Les dérives

instrumentales sont corrigées de la même façon que pour la conductivité électrique. La température de l'air sur la même période oscille entre 8,9 et 31,6°C.

Par rapport aux variations de la température de l'air, la température de la source thermale TR varie peu, entre 20,3 et 21,1°C sur la période d'étude. Des variations journalières de l'ordre de 0,3°C sont observées. Le maximum est atteint le 09/01/18 après le passage de la tempête Ava. La température augmente progressivement après les pluies du mois de mars, puis décroît lentement.

De même que pour la source thermale TR, par rapport aux variations de la température de l'air, la température de la source thermale OLIVbis varie peu, entre 20,6 et 22,4°C sur la période d'étude. Egalement, des variations journalières de l'ordre de 0,3°C sont observées. La température diminue brutalement ($\approx 1^\circ\text{C}$) lors des épisodes pluvieux intenses. C'est le cas pour les passages des tempêtes Ava, Dumazile et Fakir.

Là encore, la température des sources thermales TR et OLIVbis montrent donc des réponses aux précipitations opposées, et sur des durées différentes.

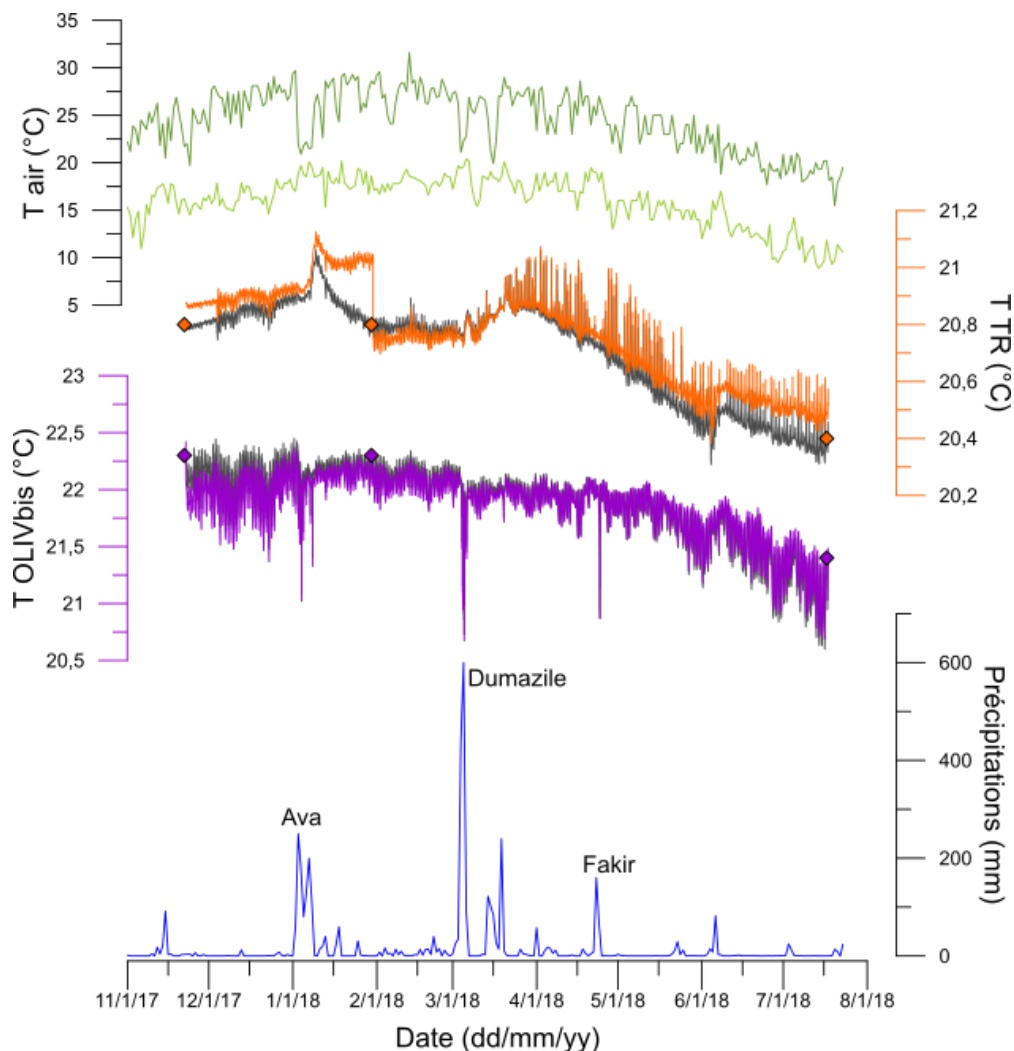


Figure 46 : Suivi en continu (pas de temps 10 minutes) de la température (°C) des sources de Tuf Rouge (TR) et Olivette bis (OLIVbis) sur 8 mois et pluviométrie journalière (mm) sur la période. Une correction linéaire est proposée pour la dérive instrumentale.

VI.2. Analyse fonctionnelle des sources thermales du Piton des Neiges

VI.2.1. Corrélation croisées CE – T – Pluie – Tair

La corrélation croisée mesure la similitude entre deux signaux et met en évidence un éventuel décalage. Les relations entre plusieurs séries chronologiques peuvent ainsi être analysées numériquement.

Pour les sources thermales TR et OLIVbis, les corrélogrammes croisés CE-Pluie, T-Pluie, CE-T et T-Tair min sont représentés en Figure 47 et Figure 48, où CE = Conductivité électrique, Pluie = Précipitations à Salazie (METEOFRACTANCE), T = Température de l'eau, Tair min = Température minimale de l'air à Salazie (METEOFRACTANCE). Le lag ou délai est exprimé en jours et la durée totale de la chronique est de 237 jours pour TR et de 238 jours pour OLIVbis. Les calculs ont été réalisés avec la fonction ccf (Cross-correlation function) du logiciel R. Les corrélations positives ou négatives supérieures ou égales à 20% sont discutées.

A la source thermale TR (Figure 47), la conductivité électrique est corrélée jusqu'à 42% aux précipitations avec un lag de 3 jours. Pendant les 20 premiers jours, la corrélation positive est supérieure à 20%, puis elle tombe à 0% à 38 jours. La température n'est que faiblement corrélée aux pluies : 20% maximum de corrélation positive à 5 jours et 20% maximum de corrélation négative à 120 jours. La corrélation entre conductivité électrique et température est supérieure ou égale à 40% entre 4 et 36 jours, avec un maximum à 43% à 12 jours. La corrélation entre température de l'eau et température de l'air est maximale le premier jour à 82%, puis décroît presque linéairement jusqu'à 58 jours. Une corrélation négative, atteignant 35% à 116 jours, est observée jusque 202 jours.

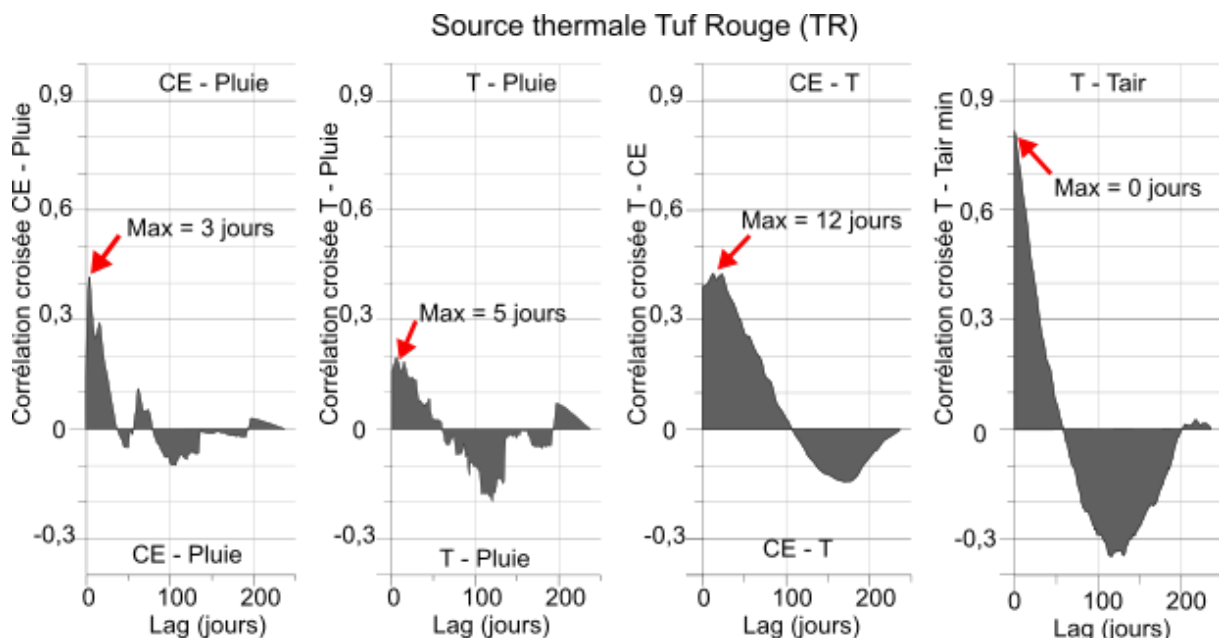


Figure 47 : Corrélogrammes croisés CE-Pluie, T-Pluie, CE-T et T-Tair min pour la source Tuf Rouge (TR). CE = Conductivité électrique ; Pluie = Précipitations à Salazie (METEOFRACTANCE) ; T = Température de l'eau ; Tair min = Température minimale de l'air à Salazie (METEOFRACTANCE). Le lag est exprimé en jours. Au total la chronique fait 237 jours.

A la source thermale OLIVbis (Figure 48), la conductivité électrique est corrélée négativement jusqu'à 21% aux précipitations avec un lag de 1 jour. Avant et après, la corrélation est inférieure à 20%. Une autre corrélation négative de 22% est observable à 61 jours. La température n'est que faiblement

corrélée aux pluies : 15% maximum de corrélation positive à 16 jours et 25% maximum de corrélation négative à 117 jours. La corrélation entre conductivité électrique et température est maximale le premier jour à 42%, puis décroît presque linéairement jusqu'à 0% à 44 jours. La corrélation entre température de l'eau et température de l'air est maximale le premier jour à 86%, puis décroît presque linéairement jusqu'à 59 jours. Une corrélation négative, atteignant 32% à 116 jours, est observée jusque 203 jours.

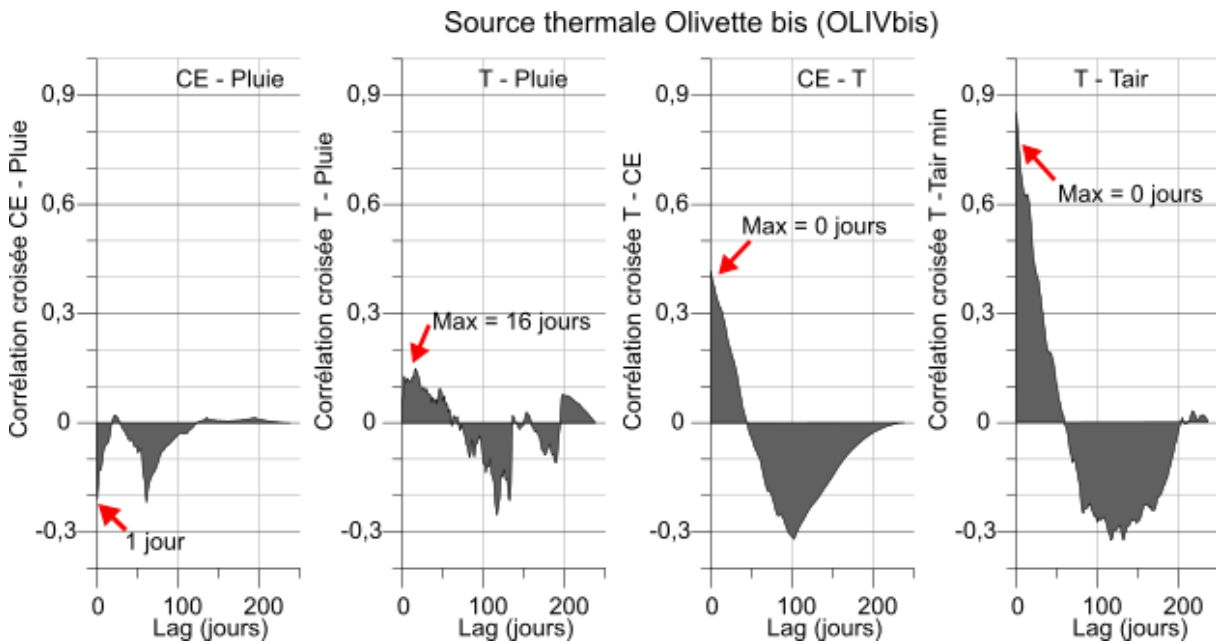


Figure 48 : Corrélogrammes croisés CE-Pluie, T-Pluie, CE-T et T-Tair min pour la source Olivette bis (OLIVbis). CE = Conductivité électrique ; Pluie = Précipitations à Salazie (METEOFRANCE) ; T = Température de l'eau ; Tair min = Température minimale de l'air à Salazie (METEOFRANCE). Le lag est exprimé en jours. Au total la chronique fait 238 jours.

D'après ces résultats, en réponse à de fortes précipitations, un même processus géologique influence positivement la température et la conductivité électrique à la source TR pendant les ≈ 36 premiers jours avec un maximum entre 3 et 5 jours. La source OLIVbis montre une réponse inverse, moins marquée et principalement le premier jour.

Sur une période comparable de ≈ 60 jours à partir de t_0 , sur ces deux sources, la température de l'eau est influencée par celle de l'air de manière décroissante. Cette influence prime sur celle des autres processus géologiques.

Le second pic de corrélation négative entre conductivité électrique et précipitations à OLIVbis à 61 jours pourrait être dû au temps de retour des événements cycloniques sur la période.

La corrélation négative entre température de l'eau et température de l'air sur les deux sources autour de 116 jours peut être attribuée au changement de saison. La corrélation négative entre température de l'eau et conductivité sur la source OLIVbis peut être attribuée aux changements de saison hydrologique, avec des baisses de conductivités et une augmentation globale de la température en saison des pluies.

VI.2.2. Processus hydrogéologiques en relation avec les précipitations

Comme discuté précédemment, l'origine du SO_4 est magmatique pour la source TR et pour toutes les sources appartenant au cluster 3 (Chapitre V). Celui-ci peut provenir de la dissolution de gaz magmatique dans les eaux ou du lessivage de condensats de gaz magmatiques sous forme de dépôts

sulfurés. La présence de dépôts sulfurés en altitude dans ce secteur favorise cette dernière option. Les analyses effectuées sur les échantillons prélevés lorsque la conductivité électrique est élevée montrent de fortes concentrations en SO_4 (Tableau 1). Le suivi de la source TR a permis de lier les augmentations ponctuelles de conductivité électrique, et donc de concentration en SO_4 , aux évènements pluvieux. Les fortes pluies, en augmentant la charge hydraulique, soit permettraient aux eaux souterraines d'atteindre et de lessiver des dépôts sulfurés situés en amont hydraulique, soit mettraient en charge par effet piston des eaux plus profondes lessivant des dépôts sulfurés.

Certaines études ont suggéré que le dégazage magmatique à l'origine des dépôts sulfurés était ancien et ceux-ci fossiles (Rançon and Rocher, 1985; Sanjuan et al., 2001b). Cependant, les derniers résultats apportent de nouveaux éléments. D'une part, un renouvellement des dépôts semble nécessaire pour qu'un lessivage saisonnier puisse se maintenir dans le temps. D'autre part, un lessivage de dépôts sulfurés fossiles ne devrait pas occasionner les augmentations de température observées en corrélation avec la conductivité électrique. Enfin, la Roche Ecrute, à proximité de la majorité des sites de dépôts, présente une sismicité importante et peu profonde (Figure 15) qui pourrait être liée à un dégazage magmatique de produits soufrés. Ces nouveaux éléments nous conduisent à suggérer qu'un dégazage magmatique actuel est possiblement à l'origine des variations de température et de conductivité électrique observés dans la source de Tuf Rouge.

La source OLIVbis a été suivie à la place de la source OLIV2, très riche en Cl, qui n'a pas pu être retrouvée. Cependant, celle-ci n'a pas montré d'augmentation significative de sa concentration en Cl ou de sa conductivité électrique au cours du suivi réalisé. A l'inverse, on observe une diminution de sa conductivité électrique lors des évènements pluvieux, reflétant une dilution vraisemblablement liée à un mélange avec des eaux de ruissellement très peu chargées en ions. Le suivi de cette source n'a donc pas permis de mettre en évidence un dégazage magmatique avec des produits chlorés.

VI.3. Conclusion

Les suivis de la conductivité électrique et de la température sur les sources thermales TR et OLIVbis entre le 22/11/17 et le 17/07/18 ont mis en évidence des processus hydrogéologiques associés aux fortes précipitations.

L'augmentation du gradient hydraulique après les pluies à la source TR permet de lessiver des dépôts sulfurés de gaz magmatiques localisés en amont hydraulique dans le massif. Ces dépôts pourraient être liés à un dégazage actuel provenant d'un magma sous la Roche Ecrute.

La source OLIVbis ne montre pas de pulses de conductivité électrique. Au contraire, lors des évènements pluvieux, des mélanges avec de l'eau de ruissellement provoquent une dilution de celle-ci.

VII. Chapitre VII

Systèmes hydrothermaux d'îles basaltiques océaniques

Comparaison avec le Piton des Neiges

Le nouveau modèle conceptuel du système hydrothermal du Piton des Neiges révélé grâce à nos travaux et présenté dans les chapitres IV, V, et VI met en évidence le rôle de la géométrie des structures volcano-tectoniques et de la géochimie des gaz magmatiques dans la composition chimique des sources thermales et dans le fonctionnement du système hydrothermal. D'autres îles océaniques issues d'un magmatisme de point chaud ont des systèmes hydrothermaux décrits dans la littérature. Ce chapitre vise à confronter notre modèle conceptuel réunionnais à ceux d'environnements géologiques similaires, pour mettre en évidence des différences et des similitudes liées aux caractères intrinsèques des îles océaniques volcaniques de point chaud. Des systèmes hydrothermaux islandais, hawaïens, des Galápagos, des Canaries et des Açores (excluant les systèmes sous-marins) sont comparés à cet effet.

VII.1. Exploration et exploitation géothermique

VII.1.1. Islande

L'Islande, située sur la dorsale médio-Atlantique qui sépare les plaques Nord-Américaine et Eurasienne, est également un point chaud avec une activité volcanique importante. De nombreux champs géothermiques (~280) ont été identifiés dont une vingtaine ayant une température atteignant 250°C dans le premier kilomètre sous la surface (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Les champs géothermiques haute température sont associés aux formations géologiques d'âge inférieur à 0,8 Ma. Les islandais distinguent les systèmes haute et basse température. Étudiés depuis au moins les années 1910 (Thorkelsson, 1910), ceux-ci sont très bien décrits depuis les années 1990. Les éléments présentés dans la partie suivante sont extraits des articles de synthèse de Arnórsson, (1995a, 1995b), qui compilent et réinterprètent des travaux réalisés sur 20 systèmes hydrothermaux basse température et 12 systèmes haute température islandais. Cette ressource géothermique abondante est largement utilisée pour le chauffage (9 habitations sur 10), l'électricité (665 MWe), mais aussi pour des établissements thermaux, des activités industrielles, etc. (Orkustofnun).

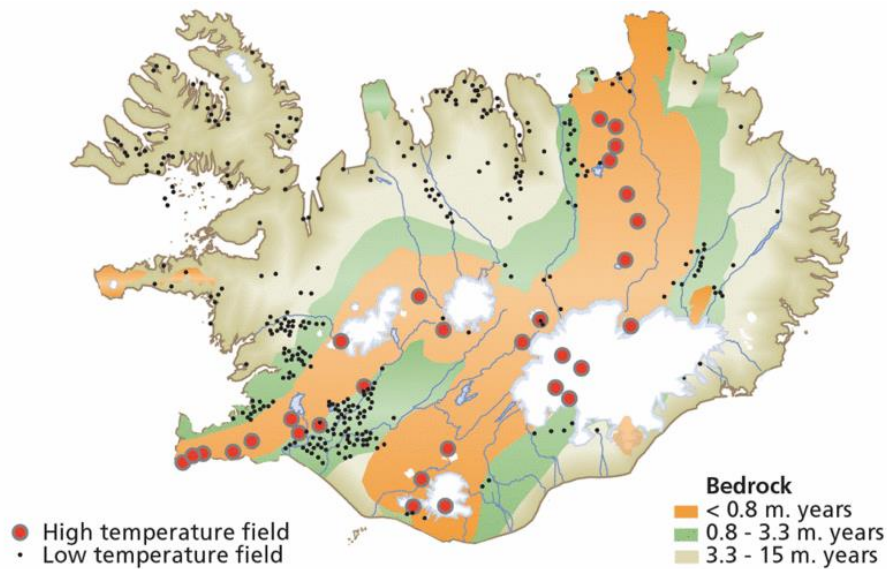


Figure 49 : Champs géothermiques Islandais haute (>150°C) et basse (<150°C) température et âge des formations géologiques (Orkustofnun).

VII.1.2. Hawaii

Plusieurs îles composent l'Etat d'Hawaii (USA) dans le Pacifique. Elles sont alignées sur la trajectoire du point chaud actuellement située sous la plus grande île (Hawaii ou Big Island). La plus ancienne, Kauai, est datée à 5,6 Ma. Les principales campagnes de prospection géothermique sur tout l'Etat ont été menées par Thomas, (1984), puis plus récemment via le projet Play Fairway Analysis qui a donné lieu à trois publications : Ito et al., (2017); Lautze et al., (2017a, 2017b). Les éléments présentés dans ce chapitre sont extraits de ces travaux. Des anomalies thermiques ont été observées sur toutes les îles, notamment à Hawaii (Figure 50) qui abrite le système hydrothermal de Puna, le seul à avoir été exploité pour la production d'énergie (38 MWe). La centrale géothermique est à l'arrêt depuis l'évènement éruptif majeur de 2018 du Kilauea qui a endommagé les infrastructures.

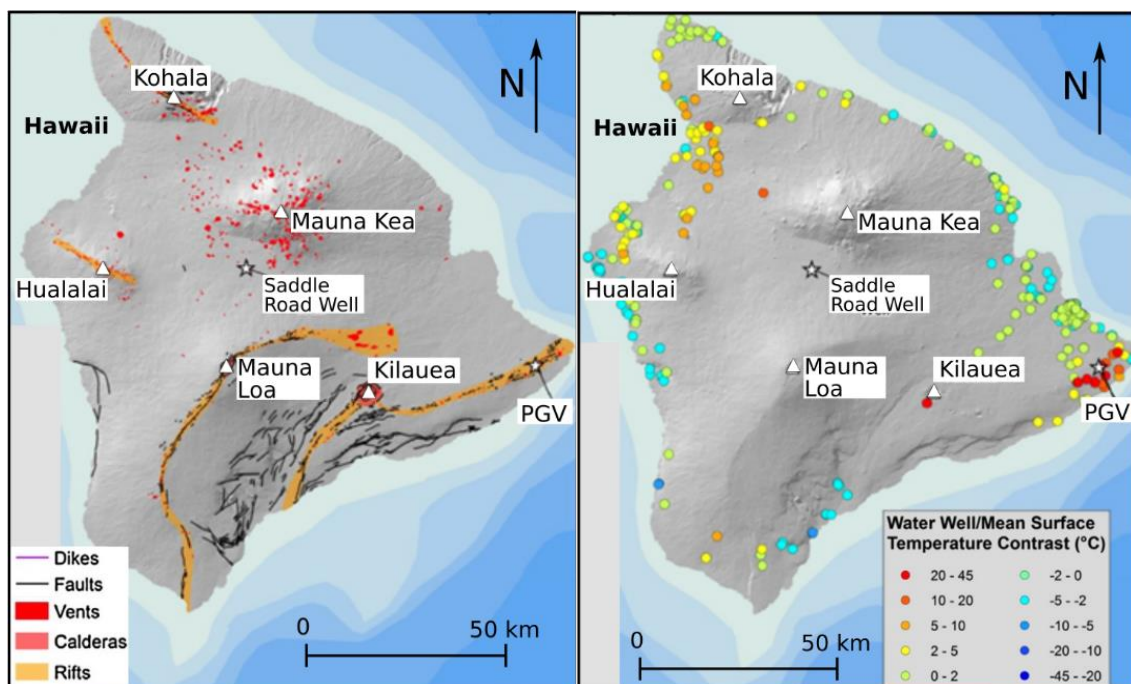


Figure 50 : Structures volcano-tectoniques majeures et différence de température entre les forages d'eau et les eaux de surface de l'île d'Hawaii (Lautze et al., 2017a). PGV (Puna Geothermal Venture) est la centrale géothermique de Puna.

VII.1.3. Galápagos

Les îles de l'archipel des Galápagos, au large de l'Equateur sont le résultat d'un magmatisme de point chaud. L'archipel est situé sur la plaque de Nazca, à proximité de la jonction triple des Galápagos. L'activité magmatique actuelle se concentre sur sept volcans boucliers sur les îles Isabela et Fernandina. Une activité fumerolienne témoigne de la présence de plusieurs systèmes hydrothermaux haute température à dominante vapeur (Simkin, 1984). Un projet d'exploitation géothermique est en phase de planification sur le champ géothermique d'Alcedo (Llerena-Pizarro et al., 2019). Les systèmes hydrothermaux des volcans de la Sierra Negra et Alcedo (Isabela) sont étudiés par Goff et al., (2000) à partir d'analyses géochimiques et isotopiques de produits fumeroliens. Les éléments de descriptions présentés dans ce manuscrit sont issus de ces travaux.

VII.1.4. Canaries

Les îles de l'archipel des Canaries, au large du Sahara occidental, sont le résultat d'un magmatisme de point chaud sous la plaque africaine. Des sept îles principales, toutes sauf La Gomera ont connu des événements volcaniques datant de moins de 10 000 ans, voire 500 ans pour les îles de Lanzarote, Tenerife et La Palma (Troll and Carracedo, 2016). A ce jour, il n'y pas d'exploitation de la ressource géothermique sur l'archipel. Les études réalisées sur l'activité hydrothermale des Canaries concernent pour la plupart le système sommital du complexe éruptif central Pico Viejo-Teide à Tenerife (Albert-Beltrán et al., 1990; Hernández et al., 2000; Marrero-Díaz et al., 2015; Melián et al., 2012; Rodríguez et al., 2015; Villasante-Marcos et al., 2014). Une seule étude montre l'influence du thermalisme sur l'ensemble du réseau hydrogéologique de l'île Tenerife à partir d'analyses de la composition chimique de l'eau souterraine captée par des galeries (Valentin et al., 1990). Deux études s'intéressent aux fortes anomalies (jusqu'à 350°C à 3m de profondeur) de chaleur à Lanzarote (Araña et al., 1984, 1973).

VII.1.5. Azores

L'archipel des Açores est situé à la jonction triple des plaques eurasienne, Nord-américaine et nubienne et est le résultat d'un magmatisme de point chaud. Des neufs îles habitées, São Miguel, São Jorge, Teicera, Faial et Pico ont des volcans actifs ou dormants alors que les volcans des îles Corvo, Flores, Graciosa et Santa Maria sont considérés éteints (Kueppers and Beier, 2016). Le système haute température de Ribeira Grande à São Miguel produit 23 MWe, soit 42% de la demande totale de l'île. Un nouveau projet est en cours au champ géothermal de Pico Alto à Teceira où les forages d'explorations ont montré des températures atteignant 312°C (Carvalho et al., 2015). De nombreuses études décrivent les systèmes hydrothermaux des Açores (Gandino et al., 1985) dont certaines par le biais de la chimie des eaux thermales (Carvalho et al., 2006; Cruz et al., 2010, 1999; Rosário Carvalho et al., 2015) ou des gaz magmatiques (Caliro et al., 2015). D'autres se concentrent sur la modélisation numérique pour la production d'énergie géothermique (Ponte et al., 2010; Rangel et al., 2017).

VII.2. Modèles conceptuels

VII.2.1. Indices d'hydrothermalisme de surface

Les systèmes haute température d'Islande ou des Galápagos se manifestent en surface par des fumerolles qui dégagent de la vapeur et des gaz magmatiques. Des produits soufrés de ces gaz se déposent autour des points d'émission. Les fumerolles sont situées sur les bords ou à l'intérieur des calderas récentes sur les volcans actifs. Elles sont les exutoires des circulations verticales de gaz magmatiques et d'eau vaporisée sous l'effet de la chaleur. Soumises à de fortes pressions, elles peuvent parfois se présenter sous forme de geysers d'eau ou de fontaines de sable. Sur le site de Mina Azufra, leurs températures sont de l'ordre de 100-220°C et leurs pH sont inférieur à 2. De nombreuses fumeroles sont reconnues dans la caldera de Las Cañadas à Tenerife (Canaries) et sur plusieurs îles des Açores (Figure 51 and Figure 52). De tels types de manifestations ne sont pas observées au Piton des Neiges. En revanche, ce dernier présente des sources semblables à celles des systèmes basse température islandais qui : (1) déposent des travertins et des oxydes de fer ; ont un débit très variable, de quasiment nul à 180 L/s ; (3) ont des températures comprises entre 11 et 147°C. De même, des sources chaudes, gazeuses et très minéralisées déposent d'importantes quantités d'oxydes de fer dans la caldera de Taburiente à La Palma (Canaries, Figure 51) ainsi que dans la Caldera Vehla à São Miguel (Açores, Figure 52). Par ailleurs, à Hawaii et en Islande, certains systèmes ne montrent aucune manifestation de surface d'activité hydrothermale, ils sont dits « aveugles ». L'existence d'un tel système est également présumée à Mina Azufra. Ainsi, le caractère haute ou basse température des systèmes hydrothermaux ne suffit pas à contraindre le type et le nombre d'indices d'hydrothermalisme de surface.



Figure 51 : (A) Caldera de Taburiente à La Palma (Canaries) dans laquelle ont été réalisées les photographies suivantes; (B) Site de Dos Aguas : Confluence des cours d'eau Barranco Taburiente et Barranco Almendro Amargo ; (C) Eaux thermales riches en gaz et dépôts d'oxydes de fer (Barranco Almendro Amargo) ; (D) Cascada de Colores (Barranco Almendro Amargo). Figure de Troll and Carracedo, (2016).



Figure 52 : Sources thermales et fumeroles des Açores (Antunes and Carvalho, 2018; Moreira et al., 2018).

VII.2.2. Source de chaleur

Les anomalies de chaleur peuvent être dues à différents types de structures volcano-tectoniques. Elles peuvent provenir de complexes intrusifs situés dans les édifices centraux de volcans actifs comme c'est le cas à Krafla (Islande), à Alcedo (Isabela, Galápagos), ou encore au complexe de Pico Viejo-Teide (Tenerife, Canaries). Sur ce dernier, dans la caldera Las Cañadas, les données de polarisation spontanée permettent de voir des zones de convection autour du complexe éruptif central (Figure 53, Villasante-Marcos et al., 2014). Les maximas de potentiel autour des cônes éruptifs correspondent à des maximas de chaleur dus à la présence d'intrusions très superficielles. Des modèles par Albert-Beltrán et al., (1990) et Valentin et al., (1990) proposent la présence de corps magmatiques sous le sommet de Teide à 3700 m de profondeur qui diffuseraient de la chaleur à $430 \pm 50^\circ\text{C}$ que Villasante-Marcos et al., (2014) relie au « low hydrothermal system » défini sur la Figure 53. Dans d'autres cas, la chaleur provient de rifts zones dans lesquelles se trouve des piles d'intrusions planaires, associées ou non à un complexe éruptif. C'est le cas à Hawaii (Figure 50), où le champ géothermique de Puna est réchauffé par des intrusions dans la rift zone associée au complexe éruptif du Kilauea. Ailleurs sur l'île, un contraste important est observé entre les forages profonds proches d'intrusions récentes (ex : $165^\circ\text{C}/\text{km}$ à Humu'ula Saddle) et le gradient géothermique à plusieurs kilomètres de distance de cette activité intrusive ($\sim 18^\circ\text{C}/\text{km}$) (Lautze et al., 2017a). Enfin, certains systèmes hydrothermaux islandais basse température sont réchauffés par des rift zones qui ne sont pas associées à des complexes éruptifs, celles-ci permettant de transporter la chaleur. Le gradient de température varie entre 150°C à proximité de la dorsale à $50^\circ\text{C}/\text{km}$ en s'en éloignant (Arnórsson, 1995b).

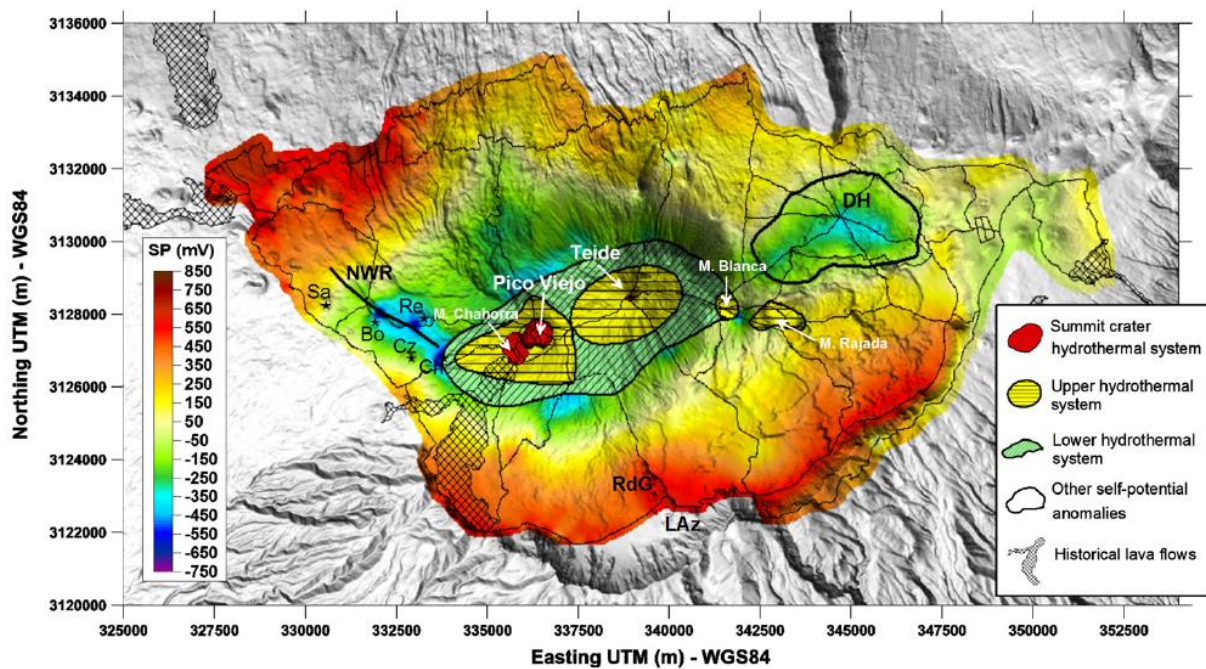


Figure 53 : Polarisation spontanée (mV) des systèmes hydrothermaux sommitaux et inférieurs au complexe volcanique Pico Viejo-Teide, Tenerife (Canaries). Les zones libellées « hydrothermal system » désignent les secteurs où de la convection est observée (Villasante-Marcos et al., 2014).

Par ailleurs, certains systèmes hautes température peuvent se transformer en systèmes basse température. Des minéraux d'altérations haute température retrouvés dans les systèmes basses température islandais indiquent un refroidissement. Au Piton des Neiges, de tels minéraux d'altération ont été observés dans le complexe gabbroïque de Salazie (Famin and Michon, 2010), où une température de 182°C a été mesurée à 2100 m (Chovelon, 1986). Ce système intrusif étant daté à au

moins 2,33 Ma (Berthod, 2016), il apparaît peu probable qu'une structure aussi ancienne, même de dimension plurikilométrique, puisse maintenir une température élevée aussi longtemps, bien qu'aucune étude n'ait été réalisée pour étudier cette hypothèse.

La distribution spatiale des sources thermales du Piton des Neiges apporte des éléments de réponses quant à la nature de la source de chaleur. Concentrées dans la rift zone N30, elles sont aussi situées de part et d'autre du sommet du complexe éruptif associé à la dernière activité et dans l'enceinte d'une caldera supposée, avec les maxima de température à ses bords. Il reste à déterminer la connexion entre ces structures, et lesquelles sont source de chaleur ou jouent uniquement un rôle de drain. L'activité sismique observée sous le sommet de la Roche écrite à proximité des forages géothermiques ayant donné un maximum de température de 182°C à 2,1 km pose également la question de l'existence d'un complexe intrusif à cet endroit, et de son influence sur le système hydrothermal, dont il se situe en bordure.

VII.2.3. Recharge et circulation des eaux thermales

L'étude comparative des systèmes hydrothermaux basaltiques révèle que les modalités de recharge et de circulation des eaux thermales sur les îles sont dépendantes de deux paramètres principaux : (1) des structures volcano-tectoniques qui peuvent jouer un rôle de barrière ou de drain, (2) de la présence ou non d'unités dont la porosité primaire n'est pas colmatée par des minéraux secondaires permettant une circulation horizontale. A Hawaii (Big Island), illustrant le cas (2), les fortes perméabilités dans le premier kilomètre permettent des circulations horizontales et il est considéré que les îles sont en continuité hydraulique à l'intérieur des terres et avec la mer. Ainsi, le système hydrothermal est diffus dans une nappe de base. La recharge dépend donc du taux de précipitations, et elle peut être marine selon la profondeur et la distance à la côte. Au contraire, illustrant le cas (1), l'étendue latérale des circulations hydrothermales d'Alcedo est délimitée par la présence d'une caldera (Isabela, Galápagos, Figure 54). Le système est rechargé par des eaux météoriques et ne montre pas de contamination par de l'eau de mer.

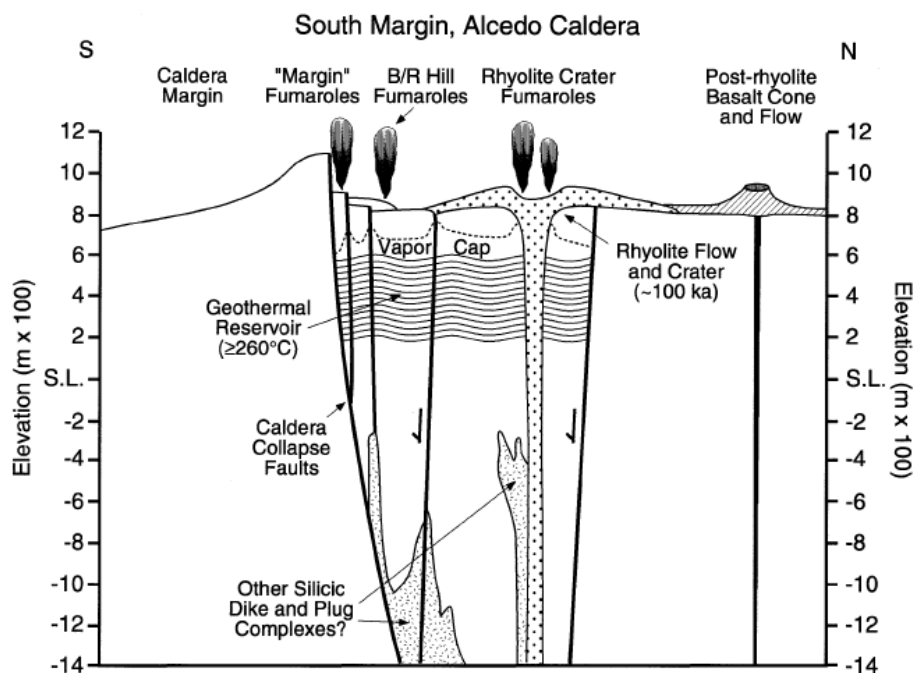


Figure 54 : Modèle conceptuel du système hydrothermal convectif à dominante vapeur d'Alcedo, Galápagos (Goff et al., 2000).

Les systèmes hydrothermaux islandais montrent une grande diversité et les cas de figure (1) et (2) peuvent être observés. Dans le système de Krafla, la très forte densité d'intrusions diminue la perméabilité. De la même manière, au Piton des Neiges, le forage géothermique SLZ1 traversant l'intrusion plurikilométrique de gabbro était sec. Dans les systèmes islandais, la recharge est le plus souvent météorique mais certains systèmes situés près de la côte présentent une alimentation partielle ou totale par de l'eau de mer (ex : Reykjanes).

Les circulations hydrothermales du Piton des Neiges sont délimitées latéralement par la rift zone N30 et possiblement la caldera supposée. D'après le modèle hydrogéologique conceptuel global du Piton des Neiges, l'édifice est traversé par une nappe de base dont le niveau est plus élevé au centre, où des épisodes anciens d'hydrothermalisme ont colmaté la porosité primaire des unités géologiques profondes, et où des intrusions sub-verticales peuvent jouer un rôle de barrière (Custodio, 2004; Gingerich and Oki, 2000; Join et al., 2005). Au Piton des Neiges, la stabilité des compositions chimiques et isotopiques dans le temps de la plupart des sources thermales semble incompatible avec des circulations hydrothermales dans ce système basal, or, elles sont supposées le recouper. Cette contradiction apparente se retrouve sur l'édifice volcanique de Teide (Tenerife). Un aquifère basal est décrit à l'échelle régionale, mais localement, dans les nombreuses galeries qui transpercent l'édifice, des concentrations en Cl, SO₄ et CO₂ de l'ordre de celles des sources thermales du Piton des Neiges ont pu être mesurées (Figure 55). Ces circulations isolées s'expliquent par des perméabilités horizontales extrêmement faibles à Tenerife. A plus petite échelle, le modèle de l'aquifère basal continu est en fait invalidé par les nombreuses hétérogénéités locales qui découlent de l'histoire géologique complexe des massifs : paléo-vallées, intrusions, phases successives d'hydrothermalismes, etc.

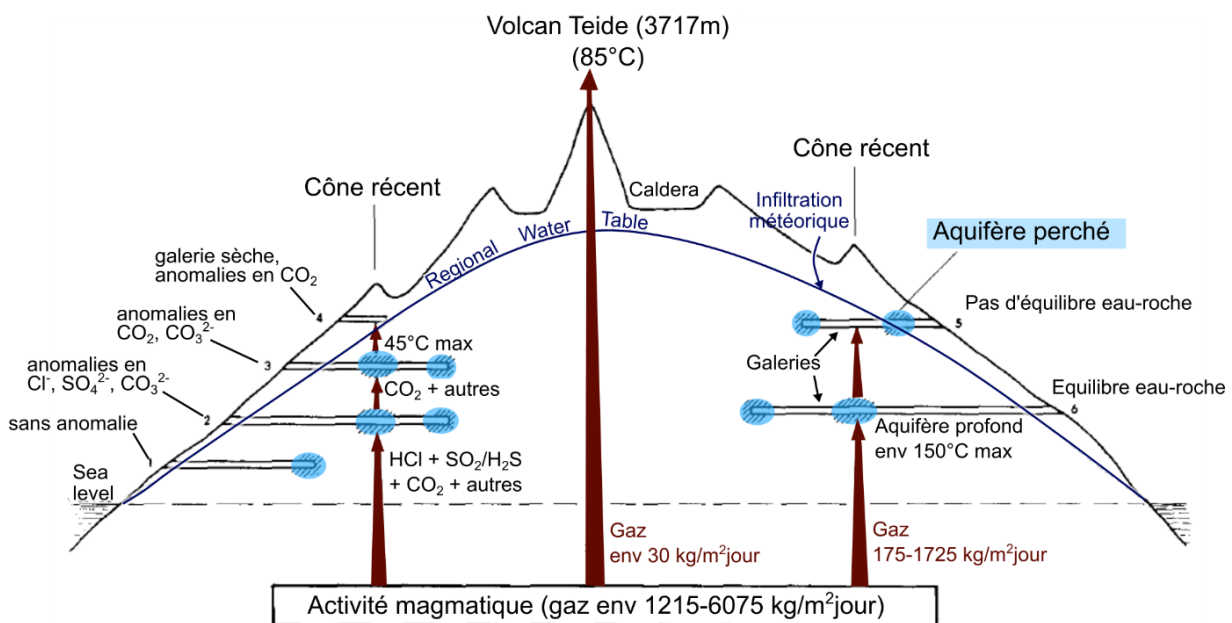


Figure 55 : Modèle conceptuel des contaminations par des fluides magmatiques des aquifères de Teide, (Tenerife, Canaries). D'après Valentin et al., (1990).

Des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD très négatives par rapport à celles des pluies sont observées dans d'autres systèmes hydrothermaux qui n'ont pas été expliquées comme au Piton des Neiges par une part importante d'eau de cyclone dans la recharge. A Mina Azufra, il est démontré qu'elles sont dues à la vaporisation des eaux thermales, car contrairement au Piton des Neiges, elles s'éloignent significativement de la droite des eaux météoriques. En Islande, à Skeid, Grímsnes et Húsavík, ces valeurs sont imputées à une recharge datant d'une période glaciaire, au cours de laquelle de l'eau de mer aurait infiltré les unités profondes et serait responsable de la contamination marine de ces eaux

thermales. Une contamination par de l'eau de mer des eaux thermales est également observée à proximité des intrusions de syénite au Piton des Neiges, qui n'est pas expliquée à ce jour et dont on ne sait pas si elle est actuelle ou ancienne. La concomitance de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD très négatives et source marine de Cl en Islande et au Piton des Neiges est troublante. Bien que plusieurs hypothèses crédibles soient proposées pour expliquer ces phénomènes dans les deux cas, il serait tentant de penser qu'un unique processus géologique en soit à l'origine.

VII.2.4. Interaction avec des gaz magmatiques

Dans l'ensemble des systèmes hydrothermaux d'îles basaltiques océaniques décrits ici, les eaux thermales présentent des concentrations élevées en espèces carbonatées dissoutes (ex : $[\text{HCO}_3]$ jusqu'à 1700 ppm dans les galeries de Teide, Valentin et al., 1990). Plusieurs auteurs observent à partir des mesures de $\delta^{13}\text{C}$, comme dans notre étude du Piton des Neiges, que ce carbone provient d'un dégazage mantellique profond de CO_2 associé à l'activité volcanique en cours mais déconnecté de la source de chaleur. C'est le cas sur l'île de São Miguel (notamment à Furnas, Açores, Cruz et al., 2010, 1999) et à Teide (Tenerife, Canaries, Hernández et al., 2000; Valentin et al., 1990). A Mina Azufral et Alcedo (Isabela, Galápagos) et en Islande, le carbone des eaux thermales présente également la signature isotopique d'une source mantellique.

Les enrichissements en Cl, B, S et autre anions volatils, hors contamination marine, sont eux le plus souvent supposés associés à un dégazage d'un magma source de chaleur, différencié, situé en hauteur dans l'édifice par rapport à la source mantellique. C'est le cas par exemple du système d'Alcedo (Isabela, Galápagos ; Goff et al., 2000) où les condensats de fumerolles sont riches en Cl, F, Br, B et en produits soufrés, qui proviendraient du complexe intrusif rhyolitique associé à la caldera qui contient le système. A Teide, les eaux riches en Cl et SO_4 sont localisées uniquement à proximité immédiate de volcans ayant connu des éruptions historiques, contrairement au eaux riches en CO_2 que l'on retrouve le long des rifts zones de tout l'édifice. Au Piton des Neiges, les analyses des isotopes de Li et Cl indiquent également la possibilité d'une interaction avec des gaz magmatiques issus d'un magma très différencié pour les sources situées à proximité des intrusions de syénite sur le tracé de la caldera supposée.

Au vu de ces observations, il est raisonnable de penser que pour l'ensemble des îles basaltiques océaniques, le dégazage de CO_2 est un phénomène régional d'origine mantellique profonde, et le dégazage des anions volatils (Cl, B, S, etc.) est un phénomène local associé à un magma superficiel source de chaleur.

VII.3. Conclusion

Le modèle conceptuel des circulations hydrothermales du Piton des Neiges est cohérent avec ceux des autres îles basaltiques océaniques. L'édifice présente en particulier de nombreuses similitudes avec celui de Teide (Tenerife, Canaries). Tous deux ont une très faible perméabilité horizontale dans les parties internes de l'édifice à cause du colmatage de la porosité primaire des unités par des minéraux secondaires, et une hétérogénéité importante de la perméabilité. Les deux systèmes montrent également des faciès hydrochimiques similaires.

La source de chaleur du système hydrothermal du Piton des Neiges est inconnue, mais d'après la répartition spatiale des sources thermales, elle pourrait correspondre aux structures volcano-tectoniques suivantes : la rift zone N30 et/ou un complexe intrusif situé sous le sommet du complexe éruptif associé à la dernière activité et/ou la caldera supposée. L'existence d'un complexe intrusif sous

la Roche Ecrive pose également question, ainsi que son influence sur le système hydrothermal, dont il se situe en bordure.

L'ensemble des systèmes hydrothermaux des îles basaltiques volcaniques présentent vraisemblablement des concentrations élevées en carbone liées à un dégazage profond de CO₂ d'origine mantellique le long des grandes structures tectoniques, d'ampleur régionale. Lorsqu'ils existent, les enrichissements en éléments volatils tels que Cl, S, B, etc. issus de gaz magmatiques seraient eux associés aux magmas différenciés sources de chaleur, situés plus haut dans l'édifice, à proximité des systèmes hydrothermaux.

VIII. Conclusion générale et perspectives

VIII.1. Rappel de l'objectif

Dans le cadre de la prospection de ressources géothermiques sur le massif du Piton des Neiges, cette thèse vise à proposer un modèle conceptuel des circulations hydrothermales. Les secteurs de Salazie et Cilaos en particulier présentent un potentiel, notamment dû à la présence de plusieurs sources thermales reconnues. Des études précédentes de la chimie de celles-ci ont permis d'apporter des premiers éléments de compréhension sur le système hydrothermal : une recharge météorique, du carbone dissous d'origine magmatique, une densité plus importante autour d'intrusions différenciées. Cependant seul un faible nombre de ces sources a été analysé et les reconnaissances de terrain n'ont pas été effectuées sur toute l'étendue des cirques. Notre premier objectif a donc été la prospection de sources thermales et leur prélèvement pour l'analyse. Ces études ont par ailleurs mis en évidence des observations qui posent des questions scientifiques, principalement : un appauvrissement important en isotopes lourds de O et H sur plusieurs sources, des différences de composition chimique entre les sources notamment en Cl ou en SO₄. Nous avons ainsi augmenté le nombre de paramètres analysés, intégrant notamment les isotopes du Chlore et du Lithium, et réalisé un suivi temporel de la ressource pour répondre à ces questions. Enfin notre étude propose l'application de géothermomètres chimiques sur un plus grand nombre de sources et selon la méthode multicomponent, pour déterminer la température de la ressource en profondeur.

VIII.2. Bilan des campagnes de prélèvements et de suivi

La prospection a donné lieu à la reconnaissance de 123 nouveaux indices d'hydrothermalisme dont 102 sources thermales, 11 sites de dépôts secs d'oxydes de fer ou carbonatés et 9 sites de dépôts secs sulfurés. Ces nouvelles reconnaissances portent à 189 le nombre d'indicateurs d'hydrothermalisme en incluant les données de la littérature.

Les campagnes de prospection et de suivi ont abouti à l'échantillonnage de 38 sources thermales, qui ont donné lieu aux analyses présentées dans le Tableau 10. Deux échantillons supplémentaires des sources OLIV1 et OLIV2 prélevés lors de l'étude de Sanjuan et al., (2001) ont été mis à disposition pour analyse du $\delta^{37}\text{Cl}$.

Tableau 10 : Nombre et type d'analyses réalisées sur les sources thermales du massif du PDN dans le cadre des campagnes de prospection et de suivi

	Nombre de sources analysées / Nombre de prélèvements réalisés						
	par type de paramètre						
	Majeurs	Traces	$\delta^{18}\text{O}$ et δD	$\delta^{13}\text{C}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^7\text{Li}$	$\delta^{37}\text{Cl}$
Campagne de prospection	38/44	38/44	37/42	37/42	34/39	7/7	8/8
Campagne de suivi	5/22	5/12	4/69	5/22	3/6		

A ces analyses s'ajoutent :

- 36 analyses de $\delta^{18}\text{O}$ et δD sur les eaux de pluies des deux collecteurs de Salazie et Cilaos
- 7 analyses de $\delta^{13}\text{C}$ sur les gaz des sources thermales IRN, VERO ET MANES
- 3 analyses des éléments majeurs, traces et de $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur les points les plus en amont de la Ravine Blanche (Salazie), de la Rivière du Mât et du Bras Rouge
- 15 analyses de $\delta^7\text{Li}$ réalisées dans le cadre de l'étude de Sanjuan et al., (2001) mais non publiées.

Les résultats d'analyses en éléments traces « terres rares » et métalliques présentent des concentrations en dessous des seuils de détection pour la très large majorité des paramètres et des sources thermales. Ils n'ont donc pas fait l'objet d'interprétations.

VIII.3. Modèle conceptuel du système hydrothermal du Piton des Neiges

L'étude de la composition chimique et isotopique des sources thermales du Piton des Neiges a abouti en un modèle conceptuel dont sont listés ici les principaux éléments.

VIII.3.1. Localisation et étendue

Les sources thermales sont les manifestations de surface les plus abondantes de l'activité hydrothermale de l'édifice du Piton des Neiges. Elles sont très minéralisées, chaudes, acides et déposent en surface oxydes de fer et/ou travertins. D'après leur répartition spatiale, l'activité hydrothermale est centrée sur le sommet actuel et s'étend sur les cirques de Salazie, Cilaos et jusqu'au secteur de Bras Cabot. Leur densité est maximale dans les cirques de Salazie et Cilaos, le long d'une des principales rifts zones du massif (N30) et au sein d'une caldera supposée. Elles émergent le plus souvent à proximité d'intrusions différenciées située en bordure de cette caldera, qui pourrait constituer la source de chaleur.

VIII.3.2. Recharge et circulation des eaux thermales

Les eaux thermales de Salazie et Cilaos circulent dans des unités géologiques différentes et ne sont pas en connexion hydraulique d'après les rapports isotopiques de O, H et Sr qui montrent une dichotomie entre les deux cirques. Ajoutée à cela, la stabilité des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD des sources thermales dans le temps indique que la recharge est locale et pluriannuelle. Par ailleurs, la comparaison des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD des eaux thermales avec les eaux de surface et de pluie ont montré que la recharge est météorique et provient majoritairement d'évènements cycloniques, ce qui se traduit par une composition en $\delta^{18}\text{O}$ et δD appauvrie en isotopes lourds.

Le système est situé dans la partie interne, et donc ancienne de l'édifice du Piton des Neiges. La porosité primaire y est colmatée par des minéraux secondaires et l'anisotropie horizontale est importante du fait de son histoire géologique : paléo-vallées, complexes intrusifs, etc. Ces caractéristiques font que les circulations sont complexes et peuvent être isolées de la nappe de base présente à l'échelle régionale. Des formations du stade différencié, le dernier de la vie du Piton des Neiges, jouent un rôle de drain en créant une perméabilité de fracture. C'est le cas notamment des syénites à Salazie et à Cilaos.

Par ailleurs, les gammes de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont plus étendues pour les eaux thermales du cirque de Salazie que pour celles du cirque de Cilaos, indiquant une ressource plus

uniforme et plus interconnectée à Cilaos qu'à Salazie, et/ou moins de processus perturbant la composition chimique des eaux thermales lors de leur remontée vers la surface.

VIII.3.3. Interaction eau-roche-gaz

Les rapports isotopiques du carbone des eaux thermales confirment qu'elles interagissent avec des gaz magmatiques d'origine mantellique. Ces gaz remontent dans l'ensemble de l'édifice réunionnais à la faveur des discontinuités créées par les rift zones, dont la rift zone N30 où la pression partielle en CO₂ est la plus élevée dans les eaux. Lors de la remontée des eaux thermales vers la surface, la quasi-totalité du CO₂ dissous s'échappe.

Six sources thermales montrent une contamination par du soufre qui provient du lessivage de condensats de gaz magmatiques soufrés. Le suivi en continu de la conductivité électrique à l'une de ces sources a montré que ces lessivages ont lieu lors de la saison des pluies, lorsque l'augmentation de la charge hydraulique permet l'accès à ces dépôts situés en amont hydraulique ou en profondeur. Ces contaminations sont plus importantes autour du secteur de la Roche écrite, ou des dépôts de produits soufrés fumeroliens sont reconnus. Ce lessivage est corrélé à une augmentation de la température d'émergence de la source. L'activité sismique importante sous la Roche Ecrite, la persistance de l'apport en produits soufrés et son association avec des températures plus élevées dans les eaux laissent penser à un dégazage actuel.

Une très légère contamination (<2.4%) par une source marine influence la minéralisation de plusieurs sources thermales. Les rapports entre éléments Na, Cl, F, B, Li, Cs, Rb de l'eau de mer sont préservés, et les rapports isotopiques $\delta^7\text{Li}$ et $\delta^{37}\text{Cl}$ tendent vers ceux de l'eau de mer pour ces eaux. Toutes ces sources thermales sont situées à proximité des intrusions de syénite, sur le tracé de la caldera supposée. Certaines sources thermales montrent des concentrations en Na, F, B, Li, Cs, Rb trop élevées par rapport à celle de Cl pour avoir une origine uniquement marine et/ou des rapports isotopiques $\delta^7\text{Li}$ et $\delta^{37}\text{Cl}$ incompatibles avec une origine marine. Une origine magmatique (gaz ou condensats) peut être envisagée pour ces éléments.

L'acidification des eaux par le CO₂, associée aux températures élevées, favorise les interactions eau-roche. Pour une partie des eaux thermales, l'équilibre chimique avec leur encaissant a pu être atteint. Cependant, la composition chimique de toutes les eaux thermales est perturbée lors de la remontée à cause du dégazage induit par chute de pression et/ou de mélange avec des eaux de subsurface, et/ou dans le cas de remontées plus lentes, d'interactions avec l'encaissant à plus basse température induisant un rééquilibrage partiel. D'après la modélisation de la composition chimique avant dégazage et avant rééquilibrage et les géothermomètres classiques et « multicomponent », la température du dernier équilibre chimique total des eaux est de ~210°C à Cilaos et ~140°C à Salazie. Ces valeurs sont en cohérence avec la température de 182°C mesurée à 2 km de profondeur dans le forage d'exploration géothermique SLZ1.

VIII.4. Quel potentiel pour la géothermie à La Réunion ?

Notre étude des circulations hydrothermales du Piton des Neiges améliore les estimations précédentes du potentiel géothermique pour la production d'énergie électrique et impacte directement et à plusieurs niveaux les prochaines phases d'exploration.

L'aire de recharge était initialement présumée localisée strictement au sommet de Piton des Neiges (>2500 m) et alimentant un réservoir situé en-dessous. Nos travaux ont démontré que les circulations thermales des cirques de Salazie et Cilaos n'étaient pas en connexion hydraulique, et que la recharge

se faisait localement, à l'échelle de chaque cirque, majoritairement lors des événements pluvieux intenses. Nous avons également établi que cette recharge était pluriannuelle. D'une part, Salazie et Cilaos constituent donc deux champs géothermiques distincts du point de vue de la circulation des eaux thermales. D'autre part, ces modalités de recharge peuvent être indicatrices de volumes d'eau et d'une taille de réservoir importants. Sans qu'il soit encore possible de les quantifier, ces résultats sont favorables à l'existence de débits suffisants pour une exploitation commerciale.

Les estimations de la température des eaux thermales en profondeur modélisées à partir des analyses récentes de sources thermales ont donné jusqu'à 210°C, deux d'entre elles donnant des résultats au-dessus du seuil minimal de 150°C pour la production d'énergie électrique. Ces valeurs, largement supérieures aux précédentes estimations qui donnaient une température de 120-130°C, sont encourageantes pour une poursuite de l'exploration. D'après les gradients géothermiques mesurés dans les forages géothermiques profonds de Salazie, une ressource à une température de 210°C se situerait à une profondeur d'environ 1,5 à 2,5 km.

Les intrusions massives de syénites sont les unités à plus fort potentiel géothermique, jouant un rôle de drain préférentiel et potentiellement connectées à la source de chaleur. A Salazie et à Cilaos, elles affleurent dans des secteurs difficiles d'accès et protégés, compromettant potentiellement l'implantation d'une usine géothermique.

VIII.5. Le Piton des Neiges est-il toujours actif ?

Dans des environnements géologiques similaires à celui du Piton des Neiges, à savoir d'autres îles basaltiques océaniques, les systèmes hydrothermaux exploités pour la production d'énergie électrique, ou à fort potentiel géothermique, sont tous associés à des volcans actifs. La plupart de ces systèmes sont également proches d'intrusions récentes à l'intérieur ou sur les bords de calderas. Pour certaines eaux thermales du Piton des Neiges, des anomalies de concentrations en Na, F, B, Li, Cs, Rb et des rapports isotopiques de Li et Cl pourraient être expliquées par une interaction avec des gaz magmatiques superficiels issus d'un magma différencié ou avec des produits de ces gaz. Les sources thermales concernées sont les plus chaudes à l'émergence et elles sont situées à proximité des intrusions de syénite et sur le tracé supposé de la caldera. Avec un dégazage actuel en relation avec des syénites et une caldera, les eaux thermales du Piton des Neiges correspondraient aux modèles observés pour les autres îles basaltiques magmatiques.

Par ailleurs, plusieurs observations géologiques distinctes sur la zone nord-nord-ouest de Salazie pourraient découler d'une activité magmatique :

- Notre étude montre que les anomalies de concentrations en sulfates de plusieurs sources du secteur proviennent du lessivage de produits soufrés issus de gaz magmatiques.
- Des dépôts soufrés associés à une activité fumerolienne sont reconnus.
- Une activité sismique est en cours sous la Roche Ecrite, immédiatement au Nord
- Les forages d'exploration géothermiques ont été effectués à cet endroit et montrent des gradients de chaleur élevés (18°C/km et 8,6°C/km).

Il est tentant de penser que tous ces processus géologiques puissent être expliqués par un même processus qui serait le dégazage d'un magma situé sous la Roche Ecrite.

VIII.6. Perspectives

Notre étude géochimique du système hydrothermal du Piton des Neiges met à jour de nouveaux éléments qui abondent en faveur d'un potentiel géothermique dans les cirques de Salazie et de Cilaos. Nos travaux apportent aussi des contraintes sur les caractéristiques de ce système hydrothermal qui seront cruciales pour les phases d'exploration futures. Ainsi, il apparaît essentiel d'améliorer la connaissance sur les intrusions récentes, particulièrement les syénites, dont le rôle comme drain est démontré. Des tests de leurs propriétés hydrodynamiques pourraient être envisagés pour estimer le volume du réservoir et la conductivité hydraulique. Des investigations structurales et géophysiques doivent être conduites pour mieux contraindre leur architecture et leur géométrie et donc la localisation des circulations. Ce modèle permettrait de préciser les zones où la ressource peut être atteinte et d'étudier la faisabilité technique et les impacts écologiques et économiques d'une exploitation dans ces secteurs. Il est également primordial de dater ces unités pour déterminer si elles peuvent constituer la source de chaleur et estimer l'énergie du système.

Nos résultats mettent en évidence une potentielle activité magmatique dans le secteur de la Roche Ecrite. Il serait intéressant d'étudier le caractère actuel des dégazages de produits soufrés et caractériser les relations avec l'activité sismique sous le sommet.

L'exceptionnelle multiplicité des paramètres géochimiques et le nombre d'échantillons importants de cette étude ont été déterminants pour l'identification des processus géologiques en jeu dans le système hydrothermal du Piton des Neiges. Ces outils pourraient être appliqués de la même manière à d'autres systèmes hydrothermaux d'îles basaltiques océaniques dans le cadre de l'exploration géothermique. En particulier : (1) les isotopes du lithium et du chlore sont des outils performants pour discriminer interaction eau-roche et contamination d'origine marine ; (2) l'utilisation des isotopes stables de l'eau et des isotopes du strontium sur un grand nombre de sources thermale permet d'appréhender les connexions hydrauliques entre les masses d'eau et l'interaction eau-roche.

Par ailleurs, la comparaison des rapports isotopiques entre réservoirs a permis d'améliorer la compréhension du modèle et cette approche pourrait être poursuivie au Piton des Neiges. La comparaison entre les roches et les eaux thermales des isotopes du chlore, du lithium et du strontium permettrait de préciser les unités géologiques dans lesquelles les eaux thermales circulent.

Enfin ces méthodes pourraient être appliquée sur le second édifice volcanique principal de l'île de La Réunion, le Piton de la Fournaise, pour lequel aucune étude géochimique n'a été réalisée à ce jour dans le cadre d'une exploration géothermique.

Références

- Adams, M.C., 1996. Chemistry of fluids from ascension #1, a deep geothermal well on ascension island, South Atlantic Ocean. *Geothermics, Geothermal Exploration on Ascension Island* 25, 561–579. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(96\)00011-9](https://doi.org/10.1016/0375-6505(96)00011-9)
- Ah-Peng, C., Cardoso, A.W., Flores, O., West, A., Wilding, N., Strasberg, D., Hedderson, T.A.J., 2017. The role of epiphytic bryophytes in interception, storage, and the regulated release of atmospheric moisture in a tropical montane cloud forest. *J. Hydrol.* 548, 665–673. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.043>
- Albert-Beltrán, J., Araña, V., Diez, J., Valentin, A., 1990. Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 43, 321–332.
- Antunes, P., Carvalho, M.R., 2018. Surface and groundwater in volcanic Islands: Water from Azores Islands, in: *Volcanoes of the Azores*. Springer, pp. 301–329.
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, 2nd Edition. ed. A.A. Balkema Publishers.
- Araña, V., Diez, J.L., Ortiz, R., Yuguero, J., 1984. Convection of geothermal fluids in the timanfaya volcanic area (Lanzarote, Canary Islands). *Bull. Volcanol.* 47, 667–677. <https://doi.org/10.1007/BF01961234>
- Araña, V., Ortiz, R., Yuguero, J., 1973. Thermal anomalies in lanzarote (Canary Islands). *Geothermics* 2, 73–75. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(73\)90006-0](https://doi.org/10.1016/0375-6505(73)90006-0)
- Arnórsson, S., 1995a. Geothermal systems in Iceland: Structure and conceptual models—I. High-temperature areas. *Geothermics* 24, 561–602. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(95\)00025-9](https://doi.org/10.1016/0375-6505(95)00025-9)
- Arnórsson, S., 1995b. Geothermal systems in Iceland: Structure and conceptual models—II. Low-temperature areas. *Geothermics* 24, 603–629. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(95\)00026-7](https://doi.org/10.1016/0375-6505(95)00026-7)
- Arnórsson, S., 1985. The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 23, 299–335. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90039-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90039-3)
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H., 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 567–577. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90278-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90278-8)
- Assayag, N., Rivé, K., Ader, M., Jézéquel, D., Agrinier, P., 2006. Improved method for isotopic and quantitative analysis of dissolved inorganic carbon in natural water samples. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 20, 2243–2251. <https://doi.org/10.1002/rcm.2585>
- Augé, T., Lerebour, P., Rançon, J.-P., 1989. The Grand Brûlé exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 3: Mineral chemistry of the cumulate rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 139–151. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90010-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90010-3)
- Aunay, B., Dewandel, B., Ladouche, B., Oliva, Z., Saussol, P., 2012. Identification des modalités d'exploitation des ressources en eaux souterraines du domaine d'altitude de l'Est de La Réunion – Phase 3 (secteur des Plaines) (No. RP-59245-FR <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-59245-FR.pdf>). BRGM.
- Aunay, B., Gourcy, L., 2007. Approche hydrogéochimique pour la détermination de l'origine de la contamination des eaux. (No. RP-55535-FR <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-55535-FR.pdf>). BRGM.
- Aunay, B., Lucas, C., Ladouche, B., Vigouroux, P., Belle, P., 2013. Identification du potentiel en eau minérale gazeuse du cirque de Salazie (No. RC-62181-FR). BRGM.
- Babonneau, N., Delacourt, C., Cancouët, R., Sisavath, E., Bachèlery, P., Mazuel, A., Jorry, S.J., Deschamps, A., Ammann, J., Villeneuve, N., 2013. Direct sediment transfer from land to deep-

- sea: Insights into shallow multibeam bathymetry at La Réunion Island. *Mar. Geol.* 346, 47–57. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.08.006>
- Belle, P., 2014. Contribution des processus hydrologiques et hydrogéologiques aux glissements de terrain de grande ampleur. Application au contexte tropical de La Réunion. Université de La Réunion, Saint-Denis, La Réunion.
- Bénard, B., Aunay, B., Ladouche, B., Millot, R., 2015. Analyse des circulations d'eaux hydrothermales du cirque de Salazie pour la caractérisation du potentiel en eau minérale - phase 2 (No. RC-65104-FR). BRGM.
- Bénard, B., Famin, V., Agrinier, P., Aunay, B., Lebeau, G., Sanjuan, B., Vimeux, F., Bardoux, G., Dezayes, C., 2020. Origin and fate of hydrothermal fluids at Piton des Neiges volcano (Réunion Island): A geochemical and isotopic (O, H, C, Sr, Li, Cl) study of thermal springs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 392, 106682. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106682>
- Bertani, R., 2016. Geothermal power generation in the world 2010–2014 update report. *Geothermics* 60, 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.11.003>
- Berthod, C., 2016. Relations entre systèmes intrusifs et instabilités sur un volcan basaltique (Piton des Neiges, La Réunion) (thesis). La Réunion.
- Berthod, C., Famin, V., Bascou, J., Monié, P., Michon, L., Ildefonse, B., 2016. Sill intrusions as a trigger of a 2,5 Ma destabilization at Piton des Neiges (La Réunion).
- Billard, G., Vincent, P.M., 1974. Cartes géologiques de la France - La Réunion 1/50000ème (4 feuilles). BRGM.
- Boivin, P., Bachèlery, P., 2009. Petrology of 1977 to 1998 eruptions of Piton de la Fournaise, La Réunion Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Recent advances on the geodynamics of Piton de la Fournaise volcano 184, 109–125. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.012>
- Bonifacie, M., Monnin, C., Jendzejewski, N., Agrinier, P., Javoy, M., 2007. Chlorine stable isotopic composition of basement fluids of the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (ODP Leg 168). *Earth Planet. Sci. Lett.* 260, 10–22. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.011>
- Boudoire, G., Liuzzo, M., Di Muro, A., Ferrazzini, V., Michon, L., Grassa, F., Derrien, A., Villeneuve, N., Bourdeu, A., Brunet, C., Giudice, G., Gurrieri, S., 2017. Investigating the deepest part of a volcano plumbing system: Evidence for an active magma path below the western flank of Piton de la Fournaise (La Réunion Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 341, 193–207. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.026>
- Boudoire, G., Rizzo, A.L., Di Muro, A., Grassa, F., Liuzzo, M., 2018. Extensive CO₂ degassing in the upper mantle beneath oceanic basaltic volcanoes: First insights from Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). *Geochim. Cosmochim. Acta* 235, 376–401. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.06.004>
- Bouligand, C., Glen, J.M.G., Blakely, R.J., 2014. Distribution of buried hydrothermal alteration deduced from high-resolution magnetic surveys in Yellowstone National Park. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 2595–2630. <https://doi.org/10.1002/2013JB010802>
- Bret, L., 2002. Minéralogie et géochimie des séries anciennes du Piton des Neiges : Modélisation et implications hydrogéologiques (Thèse). Université de la Réunion.
- Caliro, S., Viveiros, F., Chiodini, G., Ferreira, T., 2015. Gas geochemistry of hydrothermal fluids of the S. Miguel and Terceira Islands, Azores. *Geochim. Cosmochim. Acta* 168, 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.07.009>
- Carracedo, J.C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 1–19. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00095-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00095-5)
- Carvalho, J.M., Coelho, L., Nunes, J.C., do Rosario Carvalho, M., Garcia, J., Cerdeira, R., 2015. Portugal country update 2015, in: *Proceedings of the World Geothermal Congress*.
- Carvalho, M.R., Forjaz, V.H., Almeida, C., 2006. Chemical composition of deep hydrothermal fluids in the Ribeira Grande geothermal field (São Miguel, Azores). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 156, 116–134. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.015>

- Cathles, L.M., Erendi, A.H.J., Barrie, T., 1997. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event? *Econ. Geol.* 92, 766–771. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.92.7-8.766>
- Chaput, M., 2013. Déformation et activité intrusive des volcans boucliers. Du terrain à la modélisation numérique (Piton des Neiges - La Réunion) (Thèse). Université de La Réunion.
- Chaput, M., Famin, V., Michon, L., 2017. Sheet intrusions and deformation of Piton des Neiges, and their implication for the volcano-tectonics of La Réunion. *Tectonophysics* 717, 531–546. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.039>
- Chaput, M., Famin, V., Michon, L., 2014a. Deformation of basaltic shield volcanoes under cointrusive stress permutations. *J Geophys Res Solid Earth* 119. <https://doi.org/DOI:10.1002/2013JB010623>
- Chaput, M., Pinel, V., Famin, V., Michon, L., Froger, J.-L., 2014b. Cointrusive shear displacement by sill intrusion in a detachment: A numerical approach. *Geophys Res Lett* 41 1937–1943.
- Chevalier, L., 1979. Structures et évolution du volcan Piton des Neiges. Ile de la Réunion. Leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes. Océan indien occidental (Thèse). Université scientifique et médicale de Grenoble.
- Chovelon, P., 1986. Forage géothermique de Salazie (SLZ1). Étude géologique du forage et dossier des ouvrages exécutés. (No. N°86CFG018).
- Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J.-J., Cappetta, H., 1986. Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? *Earth Planet. Sci. Lett.* 80, 361–374.
- Cruz, J.V., 2003. Groundwater and volcanoes: examples from the Azores archipelago. *Environ. Geol.* 44, 343–355. <https://doi.org/10.1007/s00254-003-0769-2>
- Cruz, J.V., Coutinho, R.M., Carvalho, M.R., Oskarsson, N., Gislason, S.R., 1999. Chemistry of waters from Furnas volcano, São Miguel, Azores: fluxes of volcanic carbon dioxide and leached material. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 92, 151–167. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00073-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00073-6)
- Cruz, J.V., Freire, P., Costa, A., 2010. Mineral waters characterization in the Azores archipelago (Portugal). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 190, 353–364. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.12.001>
- Custodio, E., 2004. Groundwater studies : an international guide for hydrogeological investigations - IHP-I, Series on Groundwater No.3, chap. Hydrogeology of volcanic rocks. UNESCO, Paris.
- Custodio, E., Lopez Garcia, L., Amigo, E., 1988. Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canarie, Espagne).
- Davis, S.N., 1974. Change in porosity and permeability with geologic time. Presented at the Int. Symp. Hydrol. Volcanic Rocks, Lanzarote, Canary, pp. 96–97.
- de Moor, J.M., Stix, J., Avard, G., Muller, C., Corrales, E., Diaz, J.A., Alan, A., Brenes, J., Pacheco, J., Aiuppa, A., Fischer, T.P., 2019. Insights on Hydrothermal-Magmatic Interactions and Eruptive Processes at Poás Volcano (Costa Rica) From High-Frequency Gas Monitoring and Drone Measurements. *Geophys. Res. Lett.* 46, 1293–1302. <https://doi.org/10.1029/2018GL080301>
- de Voogd, B., Palomé, S.P., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., Dañobeitia, J., Perroud, H., 1999. Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 2855–2874.
- Deines, P., 2002. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. *Earth-Sci. Rev.* 58, 247–278. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00064-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00064-8)
- Delavaud, M., 1856. Rapport sur les eaux thermales sulfureuses de Mafat et du Bras d'Oussy (Rivière des Galets). *Rev. Colon.* 1856/07 (SER2,T16)-1856/12.
- DeLay, J., Giambelluca, T., 2011. 35 History of fog and cloud water interception research in Hawai'i. *Trop. Montane Cloud For. Sci. Conserv. Manag.* 332.
- Delibrias, G., Guillier, M.-T., Labeyrie, J., 1986. Gif Natural Radiocarbon Measurements X. *Radiocarbon* 28, 9–68. <https://doi.org/10.1017/S0033822200060008>
- Demange, J., Chovelon, P., Puvilland, P., 1989. Geothermal model of the Salazie Cirque (Reunion Island): Volcanic and structural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 153–176. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90011-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90011-5)

- Deniel, C., Kieffer, G., Lecointre, J., 1992. New ^{230}Th - ^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion — A revised chronology for the Differentiated Series. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 51, 253–267. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90126-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90126-X)
- Dezayes, C., Baltassat, J.M., Famin, V., Bes de Berc, S., 2016. Potential interest areas for the development of geothermal energy in La Reunion Island. Presented at the European Geothermal Congress, Strasbourg, France.
- Dezayes, C., Baltassat, J.M., Famin, V., Gentier, S., Bes de Berc, S., Thirard, G., 2015. Identification des secteurs d'intérêt potentiel pour le développement de la géothermie sur l'île de La Réunion, hors coeur du Parc National. (No. RP-64738-FR). BRGM.
- Di Muro, A., Métrich, N., Allard, P., Aiuppa, A., Burton, M., Galle, B., Staudacher, T., 2016. Magma Degassing at Piton de la Fournaise Volcano, in: *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean, Active Volcanoes of the World*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 203–222. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31395-0_12
- Druecker, M., Fan, P., 1976. Hydrology and Chemistry of Ground Water a in Puna, Hawaii. *Groundwater* 14, 328–338. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1976.tb03123.x>
- Dumont, M., 2018. Caractérisation multi-échelle des structures hydrogéologiques en contexte volcanique insulaire par électromagnétisme hélicoptère : application à l'île de La Réunion (thesis). La Réunion.
- Duncan, R., Hargraves, R., 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of basement rocks from the Mascarene Plateau, the Chagos Bank, and the Maldives Ridge, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Ocean Drilling Program College Station, TX, pp. 43–51.
- Duncan, R.A., Storey, M., 2013. The Life Cycle of Indian Ocean Hotspots, in: *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. American Geophysical Union (AGU), pp. 91–103. <https://doi.org/10.1029/GM070p0091>
- Eggenkamp, H., 2014. *The geochemistry of stable chlorine and bromine isotopes*. Springer.
- Eggenkamp, H.G.M., Middelburg, J.J., Kreulen, R., 1994. Preferential diffusion of ^{35}Cl relative to ^{37}Cl in sediments of Kau Bay, Halmahera, Indonesia. *Chem. Geol.* 116, 317–325. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90022-1)
- Famin, V., 2018. *La Dynamique du Point Chaud Réunion*.
- Famin, V., 2015. *Prospection géologique des sources thermominérales du cirque de Salazie*. Laboratoire Géosciences - IGP - Université de la Réunion.
- Famin, V., Berthod, C., Michon, L., Eychenne, J., Brothelande, E., Mahabot, M.-M., Chaput, M., 2016. Localization of magma injections, hydrothermal alteration, and deformation in a volcanic detachment (Piton des Neiges, La Réunion). *J. Geodyn., Fluids in crustal deformation : fluid flow, fluid-rock interactions, rheology, melting and resources* 101, 155–169. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.05.007>
- Famin, V., Michon, L., 2010. Volcano destabilization by magma injections in a detachment. *Geology* 28, 219–222. <https://doi.org/10.1130/G30717.1>
- Finsterle, S., 2007. *iTOUGH2 user's guide*. Earth Sci. Div. Lawrence Berkeley Natl. Lab. Univ. Calif. Berkeley CA [Httpwww-Esd Lbl GovTOUGHmanuals iTOUGH2GSLIBUsersGuide Pdf](http://www-Esd.Lbl.Gov/TOUGHmanuals/iTOUGH2GSLIBUsersGuide.Pdf).
- Folio, J.-L., 2001. *Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise : apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan-bouclier* (Thèse). Université de La Réunion.
- Fouillac, C., Michard, G., 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics* 10, 55–70. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(81\)90025-0](https://doi.org/10.1016/0375-6505(81)90025-0)
- Fournier, R.O., 1979. Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot-spring systems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 1–16. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(79\)90029-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90029-5)
- Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics* 5, 41–50. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(77\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0375-6505(77)90007-4)

- Fournier, R.O., Potter, R.W., 1979. Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1543–1550. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90147-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90147-9)
- Fournier, R.O., Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1255–1275. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90060-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90060-4)
- Fretzdorff, S., Haase, K.M., 2002. Geochemistry and petrology of lavas from the submarine flanks of Réunion Island (western Indian Ocean): implications for magma genesis and the mantle source. *Mineral. Petrol.* 75, 153–184. <https://doi.org/10.1007/s007100200022>
- Frissant, N., Gourcy, L., Brach, M., 2005. Recherche d'une relation entre le plateau de Dos-d'Ane et les sources Blanche et Denise (No. RP-54167-FR <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-54167-FR.pdf>). BRGM.
- Frissant, N., Lacquement, F., Rançon, J.P., 2003. Etude du potentiel hydrothermal de la zone amont de la rivière du Bras Rouge (Cirque de Cilaos) -Première phase d'étude- (No. RP-52673-FR <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-52673-FR.pdf>). BRGM.
- Fulignati, P., Malfitano, G., Sbrana, A., 1997. The Pantelleria caldera geothermal system: Data from the hydrothermal minerals. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 75, 251–270. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00066-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00066-2)
- Gailler, L.-S., 2010. Structure interne d'un système volcanique océanique de type point chaud : La Réunion (Océan Indien) - Approches géophysiques.
- Gailler, L.-S., Lénat, J.-F., 2012. Internal architecture of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 221–222, 83–98. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.015>
- Gandino, A., Guidi, M., Merlo, C., Mete, L., Rossi, R., Zan, L., 1985. Preliminary model of the Ribeira Grande geothermal field (Azores Islands). *Geothermics* 14, 91–105. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(85\)90096-3](https://doi.org/10.1016/0375-6505(85)90096-3)
- Geosystem, 2005. Etudes magnétotelluriques et TDEM. Plaine des Sables, La Réunion.
- Geosystem, 2004. Magnetotelluric and TDEM surveys. Plaine des Sables, La Réunion.
- Gérard, A., Rançon, J.P., 1981. Evaluation du potentiel géothermique de l'île de La Réunion (No. 81SGN669GTH). BRGM.
- Gérard, A., Stieltjes, L., 1979. Evaluation du potentiel géothermique de l'île de La Réunion. 2ème phase exploratoire: géologie et géophysique. (No. 79SGN538GTH).
- Gianelli, G., Grassi, S., 2001. Water–rock interaction in the active geothermal system of Pantelleria, Italy. *Chem. Geol.* 181, 113–130. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00276-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00276-5)
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2749–2765. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3)
- Gillot, P.-Y., Nativel, P., 1989. Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 53–65. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90005-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90005-X)
- Gillot, P.-Y., Nativel, P., 1982. K-Ar chronology of the ultimate activity of piton des neiges volcano, reunion island, Indian ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 13, 131–146. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90024-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90024-5)
- Gingerich, S.B., Oki, D.S., 2000. Ground Water in Hawaiï (Tech. Rep.). USGS.
- Godon, A., Jendrzewski, N., Eggenkamp, H.G.M., Banks, D.A., Ader, M., Coleman, M.L., Pineau, F., 2004. A cross-calibration of chlorine isotopic measurements and suitability of seawater as the international reference material. *Chem. Geol.* 207, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.11.019>
- Gourcy, L., Renaud, T., Aunay, B., 2018. Etude des modes de transfert et de l'origine des nitrates sur les secteurs de La Saline-l'Hermitage (FRH5) et de Dos d'Ane (Galets Ronds). (No. RP-66338-FR <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-66338-FR.pdf>). BRGM.
- Grunberger, O., 1989. Etude géochimique et isotopique de l'infiltration sous climat tropical contrasté. Massif du Piton des Neiges. Ile de la Réunion (Thèse). Université de Paris XI.

- Gudmundsson, B.T., Arnórsson, S., 2005. Secondary mineral–fluid equilibria in the Krafla and Námafjall geothermal systems, Iceland. *Appl. Geochem.* 20, 1607–1625. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.04.020>
- Guilpart, E., Vimeux, F., Evan, S., Brioude, J., Metzger, J.-M., Barthe, C., Risi, C., Cattani, O., 2017. The isotopic composition of near-surface water vapor at the Maïdo observatory (Reunion Island, southwestern Indian Ocean) documents the controls of the humidity of the subtropical troposphere. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 122, 9628–9650. <https://doi.org/10.1002/2017JD026791>
- Gunnlaugsson, E., Arnórsson, S., 1982. The chemistry of iron in geothermal systems in Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 14, 281–299. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90066-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90066-X)
- Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature* 370, 519–527. <https://doi.org/10.1038/370519a0>
- Hernández, P., Pérez, N., Salazar, J., Sato, M., Notsu, K., Wakita, H., 2000. Soil gas CO₂, CH₄, and H₂ distribution in and around Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 425–438. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00235-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00235-3)
- Hoareau, J.L., 2001. Etude de la minéralisation des eaux naturelles au contact de la série magmatique différenciée de la Réunion. Approches expérimentale et numérique (thèse). Université de La Réunion.
- Hoefs, J., 2015. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer.
- IAEA/WMO, 2019. Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at: <http://www.iaea.org/water>.
- Iddp | Iceland Deep Drilling Project [WWW Document], n.d. URL <https://iddp.is/> (accessed 1.14.20).
- Ito, G., Frazer, N., Lautze, N., Thomas, D., Hinz, N., Waller, D., Whittier, R., Wallin, E., 2017. Play fairway analysis of geothermal resources across the state of Hawaii: 2. Resource probability mapping. *Geothermics* 70, 393–405. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.11.004>
- lundt, F., Mauroux, B., Barrera, L., Cruchet, M., Martignoni, P., Stieltjes, L., 1992. Etude des sources thermominérales de Cilaos (No. RR-35833-FR). BRGM.
- Izquierdo, T., 2014. Conceptual hydrogeological model and aquifer system classification of a small volcanic island (La Gomera; Canary Islands). *CATENA* 114, 119–128. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.11.006>
- Johnston, J.M., Pellerin, L., Hohmann, G.W., 1992. Evaluation of Electromagnetic Methods for Geothermal Reservoir Detection. *Geotherm. Resour. Counc. Trans.* 16, 241–245.
- Join, J.L., 1991. Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire. Piton des Neiges. Ile de la Réunion (Thèse). Université Montpellier II.
- Join, J.L., Coudray, J., 1993. Caractérisation géostructurale des émergences et typologie des nappes d'altitude en milieu volcanique insulaire (Ile de la Réunion). *Geodin. Acta* 6, 4, 243–253.
- Join, J.-L., Folio, J.-L., Bourhane, A., Comte, J.-C., 2016. Groundwater Resources on Active Basaltic Volcanoes: Conceptual Models from La Réunion Island and Grande Comore, in: Bachelery, P., Lenat, J.-F., Di Muro, A., Michon, L. (Eds.), *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 61–70. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31395-0_5
- Join, J.-L., Folio, J.-L., Robineau, B., 2005. Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 147, 187–201. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.03.013>
- Jumaux, G., Queletard, H., Roy, D., 2011. Atlas climatique de la Réunion. METEOFRACTANCE.
- Ketilsson, J., Björnsson, A., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Pálsson, B., Björnsson, G., Axelsson, G., Sæmundsson, K., 2011. EÐLI JARÐHITANS Álitsgerð faghóps um sjálfbæra nýtingu jarðhita - Tr : Energie géothermique : Avis d'experts sur l'utilisation durable de l'énergie géothermique (No. OS-2010/05). Orkustofnun - Tr : National Energy Authority.
- Kharaka, Y.K., Mariner, R.H., 1989. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins, in: *Thermal History of Sedimentary Basins*. Springer, pp. 99–117.

- Kluska, J.M., 1997. Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500000 ans (Thèse). Université de Paris 11, Orsay.
- Krienitz, M.-S., Garbe-Schönberg, C.-D., Romer, R.L., Meixner, A., Haase, K.M., Stroncik, N.A., 2012. Lithium Isotope Variations in Ocean Island Basalts—Implications for the Development of Mantle Heterogeneity. *J. Petrol.* 53, 2333–2347. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs052>
- Kristmannsdóttir, H., 1983. Chemical evidence from Icelandic geothermal systems as compared to submarine geothermal systems, in: *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. Springer, pp. 291–320.
- Kristmannsdóttir, H., 1978. Alteration of bedrock in the Krafla geothermal system. *Natl. Energy Auth. Rep. OSJHD 7854*, 29.
- Kuang, Y., Zhang, Y., Zhou, B., Li, C., Cao, Y., Li, L., Zeng, L., 2016. A review of renewable energy utilization in islands. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 59, 504–513. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.01.014>
- Kueppers, U., Beier, C., 2016. *Volcanoes of the Azores*. Springer.
- Kusakabe, M., Robinson, B.W., 1977. Oxygen and sulfur isotope equilibria in the $\text{BaSO}_4\text{-HSO}_4\text{-H}_2\text{O}$ system from 110 to 350°C and applications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 1033–1040. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90098-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90098-9)
- Lachassagne, P., Marechal, J.-C., 2004. Synthèse des concepts et méthodes de l'hydrogéologie des milieux volcaniques appliqués à la prospection géothermique (No. RP-53135-FR). BRGM.
- Lacquement, F., Frissant, N., Chevalier, P., 2005. Etude du potentiel hydrothermal de la zone amont de la rivière du Bras Rouge (Cirque de Cilaos) - Phase 2 (No. RP-54251-FR). BRGM.
- Lacquement, F., Nehlig, P., 2008. Notice des cartes géologiques des cirques du Piton des Neiges (Ile de la Réunion, France) (No. RP-56730-FR (<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56730-FR.pdf>)). BRGM.
- Lautze, N., Thomas, D., Hinz, N., Apuzen-Ito, G., Frazer, N., Waller, D., 2017a. Play fairway analysis of geothermal resources across the State of Hawaii: 1. Geological, geophysical, and geochemical datasets. *Geothermics* 70, 376–392. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.02.001>
- Lautze, N., Thomas, D., Waller, D., Frazer, N., Hinz, N., Apuzen-Ito, G., 2017b. Play fairway analysis of geothermal resources across the state of Hawaii: 3. Use of development viability criterion to prioritize future exploration targets. *Geothermics* 70, 406–413. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.07.005>
- Lawrence, R.J., Gedzelman, D.S., 1996. Low stable isotope ratios of tropical cyclone rains. *Geophys. Res. Lett.* 23, 527–530. <https://doi.org/10.1029/96GL00425>
- Lebas, E., Friant, A.L., Deplus, C., Voogd, B. de, 2018. Understanding the Evolution of an Oceanic Intraplate Volcano From Seismic Reflection Data: A New Model for La Réunion, Indian Ocean. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 1035–1059. <https://doi.org/10.1002/2017JB014959>
- Lénat, J.-F., 2016. Construction of La Réunion, in: *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*. Springer, pp. 31–44.
- Lénat, J.F., Bachèlery, P., Froger, J.L., Lambert, M., 2003a. Amélioration de la carte gravimétrique de la Réunion; Interprétation, Projet Géothermie Réunion 2002-03. UMR6524 “Magmas et Volcans” CNRS - Université Blaise Pascal/LSTUR.
- Lénat, J.F., Bachèlery, P., Levieux, G., Finizola, A., 2003b. Cartographie de la polarisation spontanée du Piton de la Fournaise et de la zone des plaines, Projet Géothermie Réunion 2002-03. UMR6524 “Magmas et Volcans” CNRS - Université Blaise Pascal/LSTUR.
- Lénat, J.-F., Gibert-Malengreau, B., Galdéano, A., 2001. A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 106, 8645–8663.
- Lerebour, P., Rançon, J.P., Augé, T., 1989. The Grand Brûlé exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 2: Secondary minerals. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 129–137. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90009-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90009-7)
- Levieux, G., 2004. Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de la Fournaise (DEA). Université Blaise Pascal.

- Lévy, L., 2019. Propriétés électriques des roches volcaniques altérées : observations et interprétations basées sur des mesures en laboratoire, terrain et forage au volcan Krafla, Islande. (thesis). Paris Sciences et Lettres.
- Li, L., Bonifacie, M., Aubaud, C., Crispi, O., Dessert, C., Agrinier, P., 2015. Chlorine isotopes of thermal springs in arc volcanoes for tracing shallow magmatic activity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 413, 101–110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.044>
- Liu, X.-M., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., Cummings, M.L., 2013. Influence of chemical weathering on the composition of the continental crust: Insights from Li and Nd isotopes in bauxite profiles developed on Columbia River Basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 115, 73–91. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.03.043>
- Liu, X.-M., Wanner, C., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., 2015. Processes controlling $\delta^7\text{Li}$ in rivers illuminated by study of streams and groundwaters draining basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 409, 212–224. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.032>
- Liuzzo, M., Di Muro, A., Giudice, G., Michon, L., Ferrazzini, V., Gurreri, S., 2015. New evidence of CO₂ soil degassing anomalies on Piton de la Fournaise volcano and the link with volcano tectonic structures. *Geochem. Geophys. Geosystems* 16, 4388–4404. <https://doi.org/10.1002/2015GC006032>
- Llerena-Pizarro, O.R., Micena, R.P., Tuna, C.E., Silveira, J.L., 2019. Electricity sector in the Galapagos Islands: Current status, renewable sources, and hybrid power generation system proposal. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 108, 65–75. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.03.043>
- Lopoukhine, M., Stieltjes, L., 1978. Evaluation du Potentiel géothermique de l'Île de la Réunion - 1ère Phase exploratoire : Géologie et géochimie des eaux (No. 78 SGN 467 GTH). BRGM.
- Louvat, P., Allègre, C.J., 1997. Present denudation rates on the island of Réunion determined by river geochemistry: Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3645–3669. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00180-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00180-4)
- Malengreau, B., 1995. Structure profonde de la Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques (Thèse). Université de Clermont-Ferrand, France.
- Malengreau, B., Lénat, J.-F., Froger, J.-L., 1999. Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 131–146.
- Marrero-Díaz, R., López, D., Pérez, N.M., Custodio, E., Sumino, H., Melián, G.V., Padrón, E., Hernández, P.A., Calvo, D., Barrancos, J., Padilla, G., Sortino, F., 2015. Carbon dioxide and helium dissolved gases in groundwater at central Tenerife Island, Canary Islands: chemical and isotopic characterization. *Bull. Volcanol.* 77, 1–18. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0969-0>
- Martelet, G., Reninger, P.A., Perrin, J., Deparis, J., 2014. Acquisition géophysique hélicoptérée de l'île de La Réunion (No. RP-63818-FR). BRGM.
- Marty, B., Meynier, V., Nicolini, E., Griesshaber, E., Toutain, J.P., 1993. Geochemistry of gas emanations: A case study of the Réunion Hot Spot, Indian Ocean. *Appl. Geochem.* 8, 141–152. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(93\)90030-K](https://doi.org/10.1016/0883-2927(93)90030-K)
- Massari, M., 1990. Etude du pouvoir épurateur de divers matériaux de l'île de La Réunion vis à vis d'effluents domestiques et industriels (Thèse). Université de Provence.
- Mathieu, C., 1884. Petite géographie de l'Afrique en général et des possessions françaises de la côte orientale en particulier : île de la Réunion, Madagascar, Ste-Marie de Madagascar, Mayotte, Nossi-Bé, Obock, etc... à l'usage des écoles. Challamel aîné (Paris).
- McDougall, I., 1971. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 261–288. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(71\)90037-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(71)90037-8)
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Fu, F.Q., Garwin, S., 2005. Application of Thermochronology to Hydrothermal Ore Deposits. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 467–498. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.18>
- Melián, G., Tassi, F., Pérez, N., Hernández, P., Sortino, F., Vaselli, O., Padrón, E., Nolasco, D., Barrancos, J., Padilla, G., Rodríguez, F., Dionis, S., Calvo, D., Notsu, K., Sumino, H., 2012. A magmatic source

- for fumaroles and diffuse degassing from the summit crater of Teide Volcano (Tenerife, Canary Islands): a geochemical evidence for the 2004–2005 seismic–volcanic crisis. *Bull. Volcanol.* 74, 1465–1483. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0613-1>
- Mercier de Lépinay, J., 2019. Acquisitions et interprétations magnétiques pour l’exploration géothermique en Guadeloupe, Petites Antilles (thesis). Strasbourg.
- METEO-FRANCE, 2019. Records mondiaux - Pluies extrêmes à La Réunion [WWW Document]. URL <http://pluiesextremes.meteo.fr/lareunion/Records-mondiaux.html> (accessed 11.19.19).
- METEO-FRANCE, 2016. Pluies extrêmes à La Réunion - Bienvenue sur le site des pluies extrêmes sur l’île de La Réunion [WWW Document]. URL <http://pluiesextremes.meteo.fr/lareunion/> (accessed 11.19.19).
- Michon, L., 2017. Syénite du Piton de Sucre et de la Chapelle (Technical Report). Université de La Réunion.
- Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N., Famin, V., 2015. Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and Etna? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 303, 112–129. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.031>
- Millot, R., 2013. Les isotopes du lithium: exemples d’application en géochimie.
- Millot, R., Guerrot, C., Vigier, N., 2004. Accurate and High-Precision Measurement of Lithium Isotopes in Two Reference Materials by MC-ICP-MS. *Geostand. Geoanalytical Res.* 28, 153–159. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb01052.x>
- Mizutani, Y., Rafter, T., 1969. OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION OF SULPHATES. PART 4. BACTERIAL FRACTIONATION OF OXYGEN ISOTOPES IN THE REDUCTION OF SULPHATE AND IN THE OXIDATION OF SULPHUR. Inst. of Nuclear Sciences, Lower Hutt, NZ.
- Moore, J.N., Simmons, S.F., 2013. More Power from Below. *Science* 340, 933–934. <https://doi.org/10.1126/science.1235640>
- Moreira, M.A., Madureira, P., Mata, J., 2018. Noble gas constraints on the origin of the Azores hotspot, in: *Volcanoes of the Azores*. Springer, pp. 281–299.
- Naskar, A.K., Gazi, M., Barman, C., Chowdhury, S., Mondal, M., Ghosh, D., Sinha, B., Deb, A., 2018. Estimation of underground water radon danger in Bakreswar and Tantloi Geothermal Region, India. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 315, 273–283. <https://doi.org/10.1007/s10967-017-5668-1>
- Nauret, F., Famin, V., Vlastélic, I., Gannoun, A., 2019. A trace of recycled continental crust in the Réunion hotspot. *Chem. Geol.* 524, 67–76. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.06.009>
- Nicholson, K., 2012. *Geothermal Fluids: Chemistry and Exploration Techniques*. Springer Science & Business Media.
- Nicolini, E., Coudray, J., Grunberger, O., Jusserand, C., 1998. Seasonal variations in isotopic content (18O-2H) of rainfall over an intertropical humid island (Reunion Island, southwest Indian Ocean). *IAHS* 253.
- Nicolini, E., Jusserand, C., Blavoux, B., Coudray, J., Eberschweiler, C., Mairine, P., Aubouin, J., 1989. Appauvrissement en isotopes lourds des précipitations liées aux cyclones. *Comptes Rendues Académie Sci.* 309, 1255–1260.
- Nicolini, E., Olive, P., Coudray, J., Jusserand, C., 1991. Circulation des eaux dans le massif du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) et leur contamination par des fluides d’origine magmatique. *Comptes Rendues Académie Sci.* 312, 535–542.
- Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., Labazuy, P., 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bull. Volcanol.* 70, 717–742. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0163-0>
- O’Neill, C., Müller, D., Steinberger, B., 2005. On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames. *Geochem. Geophys. Geosystems* 6. <https://doi.org/10.1029/2004GC000784>
- Orkustofnun [WWW Document], n.d. . Orkustofnun. URL <https://orkustofnun.is> (accessed 2.21.20).
- Owens, L., Perkin, D., Garanzini, S., 2018. 3D MT Characterization of the Bouillante Geothermal Resource.

- Palandri, J.L., Reed, M.H., 2001. Reconstruction of in situ composition of sedimentary formation waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 1741–1767. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00555-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00555-5)
- Pang, Z.-H., Reed, M., 1998. Theoretical Chemical Thermometry on Geothermal Waters: Problems and Methods. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 1083–1091. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00037-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00037-4)
- Panichi, C., Gonfiantini, R., 1981. Geothermal waters. In *Stable Isotope Hydrology, Technical Reports Series*. INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Vienna.
- Panichi, C., Gonfiantini, R., 1977. Environmental isotopes in geothermal studies. *Geothermics* 6, 143–161. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(77\)90024-4](https://doi.org/10.1016/0375-6505(77)90024-4)
- PB Power, 2005. “Projet Géothermie Réunion” Campagne MT / TDEM 2004. Rapport global de synthèse (No. 152202- REPT-003).
- PB Power, 2003a. “Projet Géothermie Réunion” Rapport Global de synthèse. (No. 152100).
- PB Power, 2003b. Réinterprétation et synthèse de toutes les données MT acquises à la Réunion (No. 152100- REPT-002).
- PB Power, 2002. “Projet Géothermie Réunion” Réinterprétation et synthèse de toutes les données acquises à La Réunion depuis 1978 (No. 40297).
- Peltier, A., Famin, V., Bachèlery, P., Cayol, V., Fukushima, Y., Staudacher, T., 2008. Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Réunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 270, 180–188. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.042>
- Petit, V., Aunay, B., Gourcy, L., Baran, N., Oliva, Z., Lucas, C., 2013a. Pollution diffuse et transferts des produits phytosanitaires du sol vers les ressources en eau souterraines de l’île de La Réunion. (No. RP-61477-FR <http://infoterre.brgm.fr/rapports//RP-61477-FR.pdf>). BRGM.
- Petit, V., Dewandel, B., Charlier, J.B., Ollivier, P., Lucas, C., Oliva, Z., 2013b. Amélioration de la connaissance hydrogéologique de l’aquifère côtier du Gol. (No. RP-61834-FR <http://infoterre.brgm.fr/rapports//RP-61834-FR.pdf>). BRGM.
- Phoenix Geophysics, 2002. Acquisition de données magnéto-telluriques, audio-telluriques et TDEM sur l’île de la Réunion.
- Pogge von Strandmann, P.A.E., Opfergelt, S., Lai, Y.-J., Sigfússon, B., Gislason, S.R., Burton, K.W., 2012. Lithium, magnesium and silicon isotope behaviour accompanying weathering in a basaltic soil and pore water profile in Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 339–340, 11–23. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.05.035>
- Ponte, C., Cabeças, R., Rangel, G., Martins, R., Klein, C., Pham, M., 2010. Conceptual Modeling and Tracer Testing at Ribeira Grande, São Miguel, Azores, Portugal, in: *Proceedings of the World Geothermal Congress*. pp. 25–29.
- Prada, S., Figueira, C., Aguiar, N., Cruz, J.V., 2015. Stable isotopes in rain and cloud water in Madeira: contribution for the hydrogeologic framework of a volcanic island. *Environ. Earth Sci.* 73, 2733–2747. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3270-1>
- Rançon, J.P., 1986. Forage géothermique du Grand Brûlé (SR1) (86CFG017). BRGM.
- Rançon, J.P., 1985. Hydrothermal history of Piton des Neiges volcano (Reunion Island, Indian Ocean). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 26, 297–315. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90061-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90061-7)
- Rançon, J.P., Lerebour, P., Augé, T., 1989. The Grand Brule exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: Lithostratigraphic units and volcanostructural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 113–127. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90008-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90008-5)
- Rançon, J.P., Rocher, P., 1985. Découverte de zones fumerolliennes récentes dans le cirque de Salazie (île de La Réunion, Océan Indien). *C R Académie Sci. Sér. II* 16, 821–826.
- Rangel, G., Guimarães, T., Hackett, L., Henneberger, R., Pham, M., RENOVÁVEIS, E., SA, P.D., 2017. Well field optimization and expansion guided by tracer testing and numerical reservoir modelling, Ribeira Grande geothermal field, Açores, Portugal. *Geotherm. Resour. Counc. Trans.* 41, 2826–2843.

- Reed, M., Palandri, J., 2006. SOLTHERM. H06, a database of equilibrium constants for minerals and aqueous species. Available Authors.
- Reed, M., Spycher, N., 1984. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1479–1492. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90404-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90404-6)
- Rocher, P., 1988. Contexte volcanique et structural de l'hydrothermalisme récent dans le massif du Piton des neiges (île de La Réunion) : étude détaillée du cirque de Salazie (thesis). Paris 11.
- Rodríguez, F., Pérez, N.M., Padrón, E., Melián, G., Piña-Varas, P., Dionis, S., Barrancos, J., Padilla, G.D., Hernández, P.A., Marrero, R., Ledo, J.J., Bellmunt, F., Queralt, P., Marcuello, A., Hidalgo, R., 2015. Surface geochemical and geophysical studies for geothermal exploration at the southern volcanic rift zone of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Geothermics* 55, 195–206. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.02.007>
- Rogers, K.M., Nicolini, E., Gauthier, V., 2012. Identifying source and formation altitudes of nitrates in drinking water from Réunion Island, France, using a multi-isotopic approach. *J. Contam. Hydrol.* 138–139, 93–103. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2012.07.002>
- Rosário Carvalho, M., Mateus, A., Nunes, J.C., Carvalho, J.M., 2015. Origin and chemical nature of the thermal fluids at Caldeiras da Ribeira Grande (Fogo Volcano, S. Miguel Island, Azores). *Environ. Earth Sci.* 73, 2793–2808. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3585-y>
- Rosas-Carbajal, M., Komorowski, J.-C., Nicollin, F., Gibert, D., 2016. Volcano electrical tomography unveils edifice collapse hazard linked to hydrothermal system structure and dynamics. *Sci. Rep.* 6, 29899. <https://doi.org/10.1038/srep29899>
- Ruzié, L., Aubaud, C., Moreira, M., Agrinier, P., Dessert, C., Gréau, C., Crispi, O., 2013. Carbon and helium isotopes in thermal springs of La Soufrière volcano (Guadeloupe, Lesser Antilles): Implications for volcanological monitoring. *Chem. Geol.* 359, 70–80. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.09.008>
- Ryan, M., 1987. The elasticity and contractancy of Hawaiian olivine tholeiite, and its role in the stability and structural evolution of sub-caldera magma reservoirs and rift systems. In *Volcanism in Hawaii*. US Geol Surv Prof Pap 1350, 1395–1447.
- Ryu, J.-S., Vigier, N., Lee, S.-W., Lee, K.-S., Chadwick, O.A., 2014. Variation of lithium isotope geochemistry during basalt weathering and secondary mineral transformations in Hawaii. *Geochim. Cosmochim. Acta* 145, 103–115. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.08.030>
- Saint-Ange, F., Savoye, B., Michon, L., Bachelery, P., Deplus, C., Voogd, B.D., Dymont, J., Drezzen, E.L., Voisset, M., Friant, A.L., Boudon, G., 2011. A volcanoclastic deep-sea fan off La Réunion Island (Indian Ocean): Gradualism versus catastrophism. *Geology* 39, 271–274. <https://doi.org/10.1130/G31478.1>
- Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P., Gillot, P.-Y., 2012. Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): Competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma. *Geomorphology, Volcano Geomorphology: landforms, processes and hazards* 136, 132–147. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.009>
- Sanjuan, B., Genter, A., Brach, M., Lebon, D., 2001a. Compléments d'étude géothermique dans l'île de la Réunion (géologie, géochimie) (No. RP-51189-FR <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-51189-FR.pdf>). BRGM.
- Sanjuan, B., Genter, A., Brach, M., Lebon, D., 2001b. Compléments d'étude géothermique dans l'île de la Réunion (géologie, géochimie) (No. RP-51189-FR (<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-51189-FR.pdf>)). BRGM.
- Sanjuan, B., Lasne, E., Brach, M., Vaute, L., 1999. Bouillante geothermal field (Guadeloupe). Geochemical monitoring during the simulation operation. Critical evaluation of chemical and isotopic field data. (No. RR-40646-FR <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RR-40646-FR.pdf>). BRGM.
- Sanjuan, B., Traineau, H., Rocher, P., Demange, J., 2000. Le potentiel géothermique de la Réunion. Bilan des connaissances et perspectives. (Rapport No. RP-50388-FR).

- Schiffman, P., Watters, R.J., Thompson, N., Walton, A.W., 2006. Hyaloclastites and the slope stability of Hawaiian volcanoes: Insights from the Hawaiian Scientific Drilling Project's 3-km drill core. *J. Volcanol. Geotherm. Res., Growth and Collapse of Hawaiian Volcanoes* 151, 217–228. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.030>
- Shinohara, H., Geshi, N., Yokoo, A., Ohkura, T., Terada, A., 2018. Salt shell fallout during the ash eruption at the Nakadake crater, Aso volcano, Japan: evidence of an underground hydrothermal system surrounding the erupting vent. *Earth Planets Space* 70, 46. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0798-4>
- Simkin, T., 1984. Geology of Galapagos. *Biol. J. Linn. Soc.* 21, 61–75. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.1984.tb02053.x>
- Sisavath, E., Babonneau, N., Saint-Ange, F., Bachèlery, P., Jorry, S.J., Deplus, C., De Voogd, B., Savoye, B., 2011. Morphology and sedimentary architecture of a modern volcanoclastic turbidite system: The Cilaos fan, offshore La Réunion Island. *Mar. Geol.* 288, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.06.011>
- Sisavath, E., Mazuel, A., Jorry, S.J., Babonneau, N., Bachèlery, P., de Voogd, B., Salpin, M., Emmanuel, L., Beaufort, L., Toucanne, S., 2012. Processes controlling a volcanoclastic turbiditic system during the last climatic cycle: Example of the Cilaos deep-sea fan, offshore La Réunion Island. *Sediment. Geol.* 281, 180–193. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.09.010>
- Smietana, M., 2011. Petrology, geochronology (K-Ar) and elemental and isotopic geochemistry (Sr, Nd, Hf, Pb) of older lavas of Reunion : Implications for the construction of the volcanic edifice (Theses). Université de la Réunion.
- Spycher, N., Finsterle, S., 2016. iGeoT v1.0: Automatic Parameter Estimation for Multicomponent Geothermometry, User's Guide:
- Spycher, N., Peiffer, L., Finsterle, S., Sonnenthal, E., 2016. GeoT User's Guide, A Computer Program for Multicomponent Geothermometry and Geochemical Speciation, Version 2.1:
- Sveinbjornsdottir, A.E., Coleman, M.L., Yardley, B.W.D., 1986. Origin and history of hydrothermal fluids of the Reykjanes and Krafla geothermal fields, Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 99–109. <https://doi.org/10.1007/BF00371231>
- Tello, H., Verma, M.P., Tovar, A., 2000. Origin of acidity in the Los Humeros, Mexico, geothermal reservoir, in: *Proceedings World Geothermal Congress, Japan*. pp. 2959–2966.
- Thomas, D.M., 1984. Geothermal resources assessment in Hawaii. Final report (No. DOE/SF/10819-T1). Hawaii Univ., Honolulu (USA). Hawaii Inst. of Geophysics. <https://doi.org/10.2172/6761857>
- Thorkelsson, T., 1910. The hot springs of Iceland. B. Lunos.
- Troll, V.R., Carracedo, J.C., 2016. The geology of the Canary Islands. Elsevier.
- Trull, T., Nadeau, S., Pineau, F., Polve', M., Javoy, M., 1993. C-He systematics in hotspot xenoliths: Implications for mantle carbon contents and carbon recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 118, 43–64. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90158-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90158-6)
- Ucciani, G., 2015. Caractérisation spatiale et temporelle de la sismicité volcanique de la Soufrière de Guadeloupe : relation avec le système hydrothermal (thesis). Sorbonne Paris Cité.
- Upton, B.G.J., Wadsworth, W.J., 1966. The basalts of Réunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.* 29, 7–23. <https://doi.org/10.1007/BF02597136>
- Valentin, A., Albert-Beltran, J.F., Diez, J.L., 1990. Geochemical and geothermal constraints on magma bodies associated with historic activity, Tenerife (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 44, 251–264. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90020-G](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90020-G)
- Vigouroux, N., Williams-Jones, A.E., Wallace, P., Staudacher, T., 2009. The November 2002 eruption of Piton de la Fournaise, Réunion: tracking the pre-eruptive thermal evolution of magma using melt inclusions. *Bull. Volcanol.* 71, 1077. <https://doi.org/10.1007/s00445-009-0287-5>
- Villasante-Marcos, V., Finizola, A., Abella, R., Barde-Cabusson, S., Blanco, M.J., Brenes, B., Cabrera, V., Casas, B., De Agustín, P., Di Gangi, F., Domínguez, I., García, O., Gomis, A., Guzmán, J., Iribarren, I., Levieux, G., López, C., Luengo-Oroz, N., Martín, I., Moreno, M., Meletlidis, S., Morin, J., Moure, D., Pereda, J., Ricci, T., Romero, E., Schütze, C., Suski-Ricci, B., Torres, P., Trigo, P., 2014.

- Hydrothermal system of Central Tenerife Volcanic Complex, Canary Islands (Spain), inferred from self-potential measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 272, 59–77. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.12.007>
- Violette, S., Ledoux, E., Goblet, P., Carbonnel, J.-P., 1997. Hydrologic and thermal modeling of an active volcano: the Piton de la Fournaise, Reunion. *J. Hydrol.* 191, 37–63. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03071-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03071-5)
- Vlastélic, I., Menard, G., Gannoun, A., Piro, J.-L., Staudacher, T., Famin, V., 2013. Magma degassing during the April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: The record of semi-volatile trace elements (Li, B, Cu, In, Sn, Cd, Re, Tl, Bi). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 254, 94–107. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.027>
- Vlastélic, I., Peltier, A., Staudacher, T., 2007. Short-term (1998–2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): Origins and constraints on the size and shape of the magma reservoir. *Chem. Geol.* 244, 202–220. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.06.015>
- Vlastélic, I., Staudacher, T., Bachèlery, P., Télouk, P., Neuville, D., Benbakkar, M., 2011. Lithium isotope fractionation during magma degassing: Constraints from silicic differentiates and natural gas condensates from Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). *Chem. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.02.002>
- Vlastélic, I., Staudacher, T., Semet, M., 2005. Rapid Change of Lava Composition from 1998 to 2002 at Piton de la Fournaise (Réunion) Inferred from Pb Isotopes and Trace Elements: Evidence for Variable Crustal Contamination. *J. Petrol.* 46, 79–107. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh062>
- Walker, G.P., 1993. Basaltic-volcano systems. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 76, 3–38.
- Welsch, B., Faure, F., Famin, V., Baronnet, A., Bachèlery, P., 2013. Dendritic Crystallization: A Single Process for all the Textures of Olivine in Basalts? *J. Petrol.* 54, 539–574. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs077>
1903. . Dépêche Colon. Illus. 1903/07/31 (A3,N14).

Annexe 1 Indices d'hydrothermalisme reconnus sur le massif du Piton des Neiges

Nature	Découverte	Code	Nom	Rivière/Ravine proche	Commune	Secteur	X UTM/ RGR92	Y UTM/ RGR92	Précision	Rive	Dépôts carbonatés	Dépôts d'oxydes de fer
Dépôts d'oxydes de fer/ Dépôts carbonatés	Littérature	BRa	Bras Rouge a	Ravine en amont de Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	340432	7666237	Bonne	Droite		Oui
		BRb	Bras Rouge b	Ravine en amont de Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	340386	7666027		Droite		Oui
	Cette étude	BF1	Bras Fontaine	Bras Fontaine	Salazie	Piton d'Anchaing	344411	7671188	Bonne	Droite	Oui	Non
		BSC1	Bras Sec Cilaos 1	Bras Sec (Cilaos)	Cilaos	Bras Sec Cilaos	342917	7661063	Bonne	Dans le lit	Oui	
		CP3	Camp Pierrot 3	Ravine Camp Pierrot	Salazie	Grand Sable	340481	7671689	Bonne	Droite	Non	Oui
		CP4	Camp Pierrot 4	Ravine Camp Pierrot	Salazie	Grand Sable	340459	7671654	Bonne	Droite	Non	Oui
		Fja	Fleurs Jaunes a	Ravine Fleurs Jaunes	Cilaos	Piton de Sucre	338795	7662589	Bonne	Gauche		Oui
		FJb	Fleurs Jaunes b	Ravine Fleurs Jaunes	Cilaos	Piton de Sucre	338760	7662551	Bonne	Dans le lit		Oui
		FJc	Fleurs Jaunes c	Ravine Fleurs Jaunes	Cilaos	Piton de Sucre	338722	7662535	Bonne	Gauche		Oui
		FSJ5	Fleurs Jaunes GS 5	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	340541	7670344	Bonne	Droite		Oui
		FSJ7	Fleurs Jaunes GS 7	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	340622	7670527	Bonne	Droite		Oui
RBR6	Rond de Bras Rouge 6	Ravine Rond de Bras Rouge	Cilaos	Rond de Bras Rouge	341075	7666187	Bonne	Gauche, Droite		Oui		
RM11	Rivière du Mât 11	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344108	7669486	Bonne	Gauche		Oui		
Sources thermales	Littérature	BACH	Bachelier	Ravine Bachelier	Salazie	Bras du Parc	343450	7669284	Bonne	Droite	Oui	Non
		BB	Bras de Benjoin	Bras de Benjoin	Cilaos	Benjoin	341878	7660557	Mauvaise	Gauche	Oui	Oui
		BC	Bras Cabot	Bras Cabot	Saint Benoît	Takamaka	354418	7665780	Bonne			
		BE	Bras des Etangs	Bras des Etangs	Cilaos	La Chapelle	339734	7662634	Bonne	Droite		
		BE3	Bras des Etangs 3	Bras des Etangs	Cilaos	Bras des Etangs	340322	7662722	Mauvaise			
		BE4	Bras des Etangs 4	Bras des Etangs	Cilaos	Bras des Etangs	340183	7662282	Mauvaise			
		BR1	Bras Rouge 1	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	340133	7664597		Gauche		
		BR10	Bras Rouge 10	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge	339242	7663434	Bonne	Droite		
		BR11	Bras Rouge 11	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge	339222	7663287	Bonne	Gauche		
		BR12	Bras Rouge 12	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge	339338	7663175	Bonne	Dans le lit		Non
		BR13	Bras Rouge 13	Bras Rouge	Cilaos	La Chapelle	339601	7662829	Bonne	Gauche		
		BR14	Bras Rouge 14	Bras Rouge	Cilaos	La Chapelle	339559	7662782	Bonne	Gauche	Oui	Oui
		BR15	Bras Rouge 15	Bras Rouge	Cilaos	La Chapelle	339465	7662529	Bonne	Droite		
		BR16	Bras Rouge 16	Bras Rouge	Cilaos	La Chapelle	339529	7662249	Bonne	Droite	Oui	Non

Nature	Découverte	Code	Nom	Rivière/Ravine proche	Commune	Secteur	X UTM/ RGR92	Y UTM/ RGR92	Précision	Rive	Dépôts carbonatés	Dépôts d'oxydes de fer
Sources thermales	Littérature	BR17	Bras Rouge 17	Bras Rouge	Cilaos	La Chapelle	339550	7662153	Bonne	Droite		
		BR18	Bras Rouge 18	Bras Rouge	Cilaos	La Chapelle	339567	7662024	Bonne	Gauche		
		BR2	Bras Rouge 2	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	339999	7664829		Droite		
		BR3	Bras Rouge 3	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	339912	7664553				
		BR4	Bras Rouge 4	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	339782	7664516	Bonne	Droite		
		BR5	Bras Rouge 5	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	339769	7664504	Bonne	Droite		
		BR6	Bras Rouge 6	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	339721	7664362		Gauche		
		BR7	Bras Rouge 7	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	339529	7664121		Droite	Oui	
		BR8	Bras Rouge 8	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge	339292	7663643		Droite	Oui	Oui
		BR9	Bras Rouge 9	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge	339260	7663531	Bonne	Droite		
		F	Ferrière	Ravine Ferrière	Cilaos	La Chapelle	339660	7662816	Bonne	Droite		
		FJ1	Fleurs Jaunes 1	Ravine Fleurs Jaunes	Cilaos	Piton de Sucre	338996	7662583	Bonne	Gauche		Oui
		FJ2	Fleurs Jaunes 2	Ravine Fleurs Jaunes	Cilaos	Piton de Sucre	338966	7662600	Bonne	Gauche		Oui
		FJ3	Fleurs Jaunes 3	Ravine Fleurs Jaunes	Cilaos	La Chapelle	339358	7662387	Bonne	Dans le lit		Oui
		G1	Gobert 1	Ravine Gobert	Cilaos	Gobert	338855	7663801	Bonne	Droite		
		G2	Gobert 2	Ravine Gobert	Cilaos	Gobert	339056	7663709	Bonne	Dans le lit		
		G3	Gobert 3	Ravine Gobert	Cilaos	Gobert	339051	7663737	Bonne	Dans le lit, Gauche		
		G4	Gobert 4	Ravine Gobert	Cilaos	Gobert	339090	7663638	Bonne	Droite		
		GDS	Grand Sable	Ravine Grand Sable	Salazie	Grand Sable	341479	7669885	Bonne	Droite	Oui	Oui
		HB1*	Hell Bourg 1		Salazie	Hell Bourg	346729	7669444	Mauvaise			
		IMA	Ilet de la Mare d'Affouches		Salazie	Piton d'Anchaing	343856	7671080	Bonne			
		IRN	Irénée	Bras des Etangs	Cilaos	Thermes	341149	7662647	Bonne			
		MAN	Manouilh	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât Amont	344715	7667560	Bonne	Gauche	Non	Oui
		MAN G	Manouilh 2 G	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât Amont	344700	7667550	Mauvaise	Gauche	Non	Oui
		MANES	Manès	Bras des Etangs	Cilaos	Thermes	341462	7662815	Mauvaise			
		MF*	Mafate	Rivière des Galets	La Possession	Bronchard	335137	7670445	Mauvaise			
MF1	Mafate	Rivière des Galets	La Possession	Bronchard	335119	7668857	Mauvaise	Droite				
MVP1	Mare à Vieille Place 1	Ravine Grosse Roche	Salazie	Mare à Vieille Place	346183	7674121	Bonne	Gauche	Non	Non		
OLIV1*	Olivette 1	Ravine Olivette	Salazie	Piton d'Anchaing	344106	7671310	Mauvaise	Droite	Non	Oui		
OLIV2*	Olivette 2	Ravine Olivette	Salazie	Piton d'Anchaing	343763	7671331	Mauvaise	Droite	Non	Oui		

Nature	Découverte	Code	Nom	Rivière/Ravine proche	Commune	Secteur	X UTM/ RGR92	Y UTM/ RGR92	Précision	Rive	Dépôts carbonatés	Dépôts d'oxydes de fer	
Sources thermales	Littérature	OLIVbis*	Olivette bis	Ravine Olivette	Salazie	Piton d'Anchaing	343765	7671332	Bonne		Oui	Non	
		PC	Pente Carozin	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Pente Carozin	343597	7673440	Bonne				
		PI	Piment	Bras des Etangs	Cilaos	Thermes	340286	7662732					
		PISSA	Pissa	Ravine Pissa	Cilaos	Bras Rouge Amont	339842	7664302	Bonne	Gauche			
		RDH1	Ravine Henri Dijoux 1	Ravine Henri Dijoux	Cilaos	Bras des Etangs	340117	7661618	Mauvaise				
		RFOUQ*	Ravine Fouquet	Ravine Fouquet	Salazie	Rivière du Mât	343335	7670620	Mauvaise				
		sRMAT*	Rivière du Mât	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344434	7671264	Mauvaise			Non	Oui
		sRMAT2 *	Rivière du Mât (RD)	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	343700	7670120	Mauvaise			Oui	Oui
		sRMAT3 *	Rivière du Mât (RG)	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	343690	7670160	Mauvaise			Oui	Non
		TB	Trou Blanc	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	343948	7670835	Bonne	Gauche			
		TBA	Amont Trou Blanc	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	343696	7670129	Bonne	Gauche		Non	Oui
		TR	Tuf Rouge	Ravine Roche à Jacquot	Salazie	Grand Îlet	341983	7674700	Bonne				
	VERO	Véronique	Bras des Etangs	Cilaos	Thermes	341462	7662815	Bonne					
	Cette étude	AGS	Amont Grand Sable	Ravine Grand Sable	Salazie	Grand Sable	341428	7669771	Bonne	Gauche		Non	Oui
		BB2	Bras de Benjoin 2	Bras de Benjoin	Cilaos	Bras de Benjoin	342534	7662326	Mauvaise				
		BB3	Bras de Benjoin 3	Bras de Benjoin	Cilaos	Bras de Benjoin	342511	7663251	Mauvaise	Gauche		Oui	Non
		BB4	Bras de Benjoin 4	Bras de Benjoin	Cilaos	Bras de Benjoin	342653	7662389	Mauvaise	Dans le lit		Oui	Non
		BB5	Bras de Benjoin 5	Bras de Benjoin	Cilaos	Benjoin	341872	7660498	Mauvaise	Gauche		Non	Oui
		BB6	Bras de Benjoin 6	Bras de Benjoin	Cilaos	Bras de Benjoin	341828	7660321	Mauvaise	Gauche		Oui	Oui
		BB7	Bras de Benjoin 7	Bras de Benjoin	Cilaos	Bras de Benjoin	341519	7660117	Mauvaise	Droite		Oui	Oui
		BB8	Bras de Benjoin 8	Bras de Benjoin	Cilaos	Bras de Benjoin	341670	7660252	Mauvaise	Droite		Non	Oui
		BBLEU1	Bassin Bleu 1	Bras des Etangs Amont	Cilaos	Bras des Etang	341073	7663425	Bonne	Droite		Non	Oui
		BE2	Bras des Etangs 2	Bras des Etangs	Cilaos	Bras des Etangs	341101	7663329	Mauvaise				
		BR19a	Bras Rouge 19a	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	340277	7665862	Bonne	Gauche			
BR19b		Bras Rouge 19b	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	340342	7665660	Bonne	Droite				
BR20	Bras Rouge 20	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	340201	7665649	Bonne	Gauche					
BR21	Bras Rouge 21	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	340184	7665618	Bonne	Gauche					
BR22	Bras Rouge 22	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	340014	7665284	Bonne	Gauche					
BR23	Bras Rouge 23	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge Amont	339813	7664529	Bonne	Droite					
BR24a	Bras Rouge 24a	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge	339230	7663398	Bonne	Dans le lit, Droite					

Nature	Découverte	Code	Nom	Rivière/Ravine proche	Commune	Secteur	X UTM/ RGR92	Y UTM/ RGR92	Précision	Rive	Dépôts carbonatés	Dépôts d'oxydes de fer
Sources thermales	Cette étude	BR24b	Bras Rouge 24b	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge	339264	7663438	Bonne	Dans le lit, Gauche	Non	Oui
		BR25	Bras Rouge 25	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge	339258	7663493	Bonne	Dans le lit, Droite		
		BR27	Bras Rouge 27	Bras Rouge	Cilaos	Bras Rouge	339258	7663521	Bonne	Dans le lit, Droite		
		BS1	Bras Sec 1	Bras Sec	Salazie	Hell Bourg	345354	7669345	Bonne	Droite		
		BS2	Bras Sec 2	Bras Sec	Salazie	Hell Bourg	345352	7669434	Bonne	Gauche		
		CO1	Ravine Coin	Ravine Coin	Cilaos	Gobert	338834	7663776	Bonne	Droite		
		DUP	Confluence Bras du Parc	Bras du Parc	Salazie	Bras du Parc	343744	7669677	Bonne	Droite		
		DUP2	Confluence Bras du Parc 2	Bras du Parc	Salazie	Bras du Parc	343519	7669422	Bonne	Droite		
		DUP3	Confluence Bras du Parc 3	Bras du Parc	Salazie	Bras du Parc	343534	7669455	Bonne	Droite		
		DUP4	Confluence Bras du Parc 4	Bras du Parc	Salazie	Bras du Parc	343739	7669650	Bonne	Gauche		
		DUPbis	Confluence Bras du Parc bis	Bras du Parc	Salazie	Bras du Parc	343735	7669685	Bonne	Gauche		
		EDN	Eden	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344487	7668615	Bonne	Gauche		
		EDNbis	Eden bis	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344487	7668615	Bonne	Gauche		
		FJ4	Flours Jaunes 4	Ravine Fleurs Jaunes	Cilaos	Piton de Sucre	338722	7662535	Bonne	Gauche		
		FSJ1	Flours Jaunes GS 1	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	340424	7670186	Bonne	Droite		
		FSJ11	Flours Jaunes GS 11	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	342183	7672074	Bonne			
		FSJ2	Flours Jaunes GS 2	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	340462	7670212	Bonne	Droite		
		FSJ3	Flours Jaunes GS 3	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	340477	7670253	Bonne	Droite		
		FSJ4	Flours Jaunes GS 4	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	340508	7670294	Bonne	Droite		
		FSJ6	Flours Jaunes GS 6	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	340615	7670472	Bonne	Droite		
FSJ8	Flours Jaunes GS 8	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	340649	7670565	Bonne	Droite				

Nature	Découverte	Code	Nom	Rivière/Ravine proche	Commune	Secteur	X UTM/ RGR92	Y UTM/ RGR92	Précision	Rive	Dépôts carbonatés	Dépôts d'oxydes de fer
Sources thermales	Cette étude	FSJ9	Fleurs Jaunes GS 9	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	341137	7670778	Bonne	Gauche		Oui
		GS1	Grand Sable 1	Ravine Grand Sable	Salazie	Grand Sable	341471	7669558	Bonne	Droite		
		GS1a	Grand Sable 1a	Ravine Grand Sable	Salazie	Grand Sable	341430	7669631	Bonne	Droite		
		GS2	Grand Sable 2	Ravine Grand Sable	Salazie	Grand Sable	341441	7669644	Bonne	Droite		
		GS4	Grand Sable 4	Ravine Grand Sable	Salazie	Grand Sable	341488	7669829	Bonne	Droite		
		GS5	Grand Sable 5	Ravine Grand Sable	Salazie	Grand Sable	341484	7669886	Bonne	Droite		
		GS7	Grand Sable 7	Ravine Grand Sable	Salazie	Grand Sable	341199	7670576	Bonne	Droite		
		GSa	Grand Sable a	Ravine Grand Sable	Salazie	Grand Sable	341636	7669230	Bonne	Droite		
		GSc	Grand Sable c	Ravine Grand Sable	Salazie	Grand Sable	341578	7669270	Bonne			
		LB1	Lebeau 1	Ravine Lebeau	Salazie	Rivière du Mât	343352	7670456	Bonne	Dans le lit		
		LB2	Lebeau 2	Ravine Lebeau	Salazie	Rivière du Mât	343395	7670494	Bonne	Dans le lit		
		LB3	Lebeau 3	Ravine Lebeau	Salazie	Rivière du Mât	343317	7670408	Bonne	Dans le lit		
		LB4	Lebeau 4	Ravine Lebeau	Salazie	Rivière du Mât	343434	7670513	Bonne	Dans le lit		
		MANa	Amont Manouilh a	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât Amont	343684	7666454	Bonne	Gauche		
		MANb	Amont Manouilh b	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât Amont	343805	7666620	Bonne	Gauche		
		MANc	Amont Manouilh c	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât Amont	344049	7666639	Bonne	Gauche		
		MANd	Amont Manouilh d	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât Amont	344139	7666622	Bonne	Gauche		
		MANe	Amont Manouilh e	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât Amont	344421	7667127	Bonne	Gauche		
		OLIV3	Olivette 3	Ravine Olivette	Salazie	Piton d'Anchaing	344147	7671339	Bonne	Droite		
		OLIV4	Olivette 4	Ravine Olivette	Salazie	Piton d'Anchaing	344258	7671353	Bonne			
		PEND	Ravine de la Roche Pendue	Ravine de la Roche Pendue	Cilaos	Plateforme	339448	7659290	Bonne	Gauche	Non	Oui
		PEND2	Ravine de la Roche Pendue 2	Ravine de la Roche Pendue	Cilaos	Plateforme	340141	7659947	Bonne	Dans le lit, Gauche	Non	Oui
		PEND3	Ravine de la Roche Pendue 3	Ravine de la Roche Pendue	Cilaos	Plateforme	339962	7659830	Bonne	Dans le lit, Gauche	Non	Oui
		PR1	Palmiste Rouge 1	Bras de Cilaos	Cilaos	Palmiste Rouge Canyon	341044	7657562	Bonne		Non	Oui
		PT1	Pseudotach 1		Salazie	Pseudotach	342408	7668072	Bonne	Dans le lit		
		RB1	Ravine Blanche 1	Ravine Blanche	Salazie	Grand Sable	340894	7669768	Bonne	Dans le lit		Oui
RB2	Ravine Blanche 2	Ravine Blanche	Salazie	Grand Sable	340940	7669890	Bonne	Gauche		Oui		

Nature	Découverte	Code	Nom	Rivière/Ravine proche	Commune	Secteur	X UTM/ RGR92	Y UTM/ RGR92	Précision	Rive	Dépôts carbonatés	Dépôts d'oxydes de fer	
Sources thermales	Cette étude	RB2a	Ravine Blanche 2a	Ravine Blanche	Salazie	Grand Sable	341010	7670024	Bonne	Droite		Oui	
		RB2b	Ravine Blanche 2b	Ravine Blanche	Salazie	Grand Sable	341108	7670102	Bonne	Gauche		Oui	
		RB3	Ravine Blanche 3	Ravine Blanche	Salazie	Grand Sable	341201	7670318	Bonne	Gauche			
		RBGR1	Ravine Blanche Gueule Rouge 1	Ravine Blanche	Cilaos	Gueule Rouge	342308	7660177	Bonne	Droite, Dans le lit	Oui	Oui	
		RBGR2	Ravine Blanche Gueule Rouge 2	Ravine Blanche	Cilaos	Gueule Rouge	342289	7660184	Bonne	Droite, Dans le lit	Oui	Oui	
		RBR10	Rond de Bras Rouge 10	Ravine Rond de Bras Rouge	Cilaos	Rond de Bras Rouge	340806	7666071	Bonne	Gauche, Droite			
		RBR11	Rond de Bras Rouge 11	Ravine Rond de Bras Rouge	Cilaos	Rond de Bras Rouge	340683	7666112	Bonne	Droite			
		RBR3	Rond de Bras Rouge 3	Ravine Rond de Bras Rouge	Cilaos	Rond de Bras Rouge	341312	7666286	Bonne	Droite			
		RBR4	Rond de Bras Rouge 4	Ravine Rond de Bras Rouge	Cilaos	Rond de Bras Rouge	341261	7666286	Bonne	Dans le lit, Droite			
		RBR5	Rond de Bras Rouge 5	Ravine Rond de Bras Rouge	Cilaos	Rond de Bras Rouge	341235	7666293	Bonne	Droite			
		RBR7	Rond de Bras Rouge 7	Ravine Rond de Bras Rouge	Cilaos	Rond de Bras Rouge	341048	7666188	Bonne	Gauche, Droite			
		RBR8	Rond de Bras Rouge 8	Ravine Rond de Bras Rouge	Cilaos	Rond de Bras Rouge	340998	7666183	Bonne	Droite			
		RBR9	Rond de Bras Rouge 9	Ravine Rond de Bras Rouge	Cilaos	Rond de Bras Rouge	340978	7666124	Bonne	Gauche			
		RDG1	Rivière des Galets 1	Rivière des Galets	Mafate	Ilet Georges	338203	7667106	Bonne	Gauche		Non	Oui
		RM1	Rivière du Mât 1	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344741	7668340	Bonne	Gauche			
		RM10	Rivière du Mât 10	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344173	7669397	Bonne	Droite			
		RM12	Rivière du Mât 12	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344117	7669697	Bonne	Gauche			
		RM13	Rivière du Mât 13	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	343903	7669707	Bonne	Gauche			
		RM14	Rivière du Mât 14	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	343807	7670006	Bonne	Gauche			
		RM15a	Rivière du Mât 15a	Rivière du Mât	Salazie	Piton d'Anchaing	344431	7671287	Bonne	Droite			
		RM16	Rivière du Mât 16	Rivière du Mât	Salazie	Piton d'Anchaing	344869	7671918	Bonne	Gauche, Droite			
		RM17	Rivière du Mât 17	Rivière du Mât	Salazie	Piton d'Anchaing	344901	7671980	Bonne	Gauche			
		RM18	Rivière du Mât 18	Rivière du Mât	Salazie	Piton d'Anchaing	345158	7671976	Bonne	Droite			
		RM19	Rivière du Mât 19	Rivière du Mât	Salazie	Piton d'Anchaing	345347	7671977	Bonne	Gauche			
		RM2	Rivière du Mât 2	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344537	7668280	Bonne	Gauche			
		RM22	Rivière du Mât 22	Rivière du Mât	Salazie	Piton d'Anchaing	345089	7671990	Bonne	Gauche		Oui	Oui

Nature	Découverte	Code	Nom	Rivière/Ravine proche	Commune	Secteur	X UTM/ RGR92	Y UTM/ RGR92	Précision	Rive	Dépôts carbonatés	Dépôts d'oxydes de fer	
Sources thermales	Cette étude	RM3	Rivière du Mât 3	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344557	7668542	Bonne	Gauche	Oui	Oui	
		RM4a	Rivière du Mât 4a	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344550	7668548	Bonne	Gauche			
		RM4b	Rivière du Mât 4b	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344545	7668554	Bonne	Gauche			
		RM4c	Rivière du Mât 4c	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344415	7668393	Bonne	Gauche			
		RM6	Rivière du Mât 6	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344495	7668616	Bonne	Droite			
		RM7	Rivière du Mât 7	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344431	7668836	Bonne	Gauche			
		RM8	Rivière du Mât 8	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344340	7668973	Bonne	Droite			
		RM9	Rivière du Mât 9	Rivière du Mât	Salazie	Rivière du Mât	344301	7669139	Bonne	Gauche			
		RR1	Ravine Rouille 1	Ravine Rouille	Cilaos	Ravine Rouille	338790	7661807	Bonne	Droite			
		RSAL1	Salazes 1	Ravine des Salazes	Cilaos	Bras Rouge Amont	339274	7664650	Mauvaise	Gauche			Oui
		TH Am	Thermes amont	Bras des Etangs	Cilaos	Thermes	341222	7662753		Gauche			
TH HB bis	Ancien Thermes Hell Bourg	Bras Sec	Salazie	Hell Bourg	345769	7669718	Bonne						
TK	Takamaka	Rivière des Marsouins	Saint Benoît	Takamaka	355475	7666665	Bonne	Gauche					
Dépôts sulfurés	Littérature	CP1	Camp Pierrot 1	Ravine Camp Pierrot	Salazie	Grand Sable	342237	7672601	Mauvaise		Oui	Non	
		CP2	Camp Pierrot 2	Ravine Camp Pierrot	Salazie	Grand Sable	342163	7672614	Mauvaise				
		MVP2	Mare à Vieille Place 2		Salazie	Mare à Vieille Place	344496	7673444	Mauvaise				
		RM15	Rivière du Mât 15	Rivière du Mât	Salazie	Piton d'Anchaing	344310	7671526	Bonne	Gauche			
		RM20	Rivière du Mât 20	Rivière du Mât	Salazie	Piton d'Anchaing	345672	7671961	Mauvaise				
		RM21	Rivière du Mât 21	Rivière du Mât	Salazie	Piton d'Anchaing	345265	7672009	Mauvaise	Droite			
	Cette étude	FSJ10	Fleurs Jaunes GS 10	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	341507	7671575	Bonne	Gauche		Oui	
		FSJ12	Fleurs Jaunes GS 12	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	341021	7670658	Bonne	Droite			
		FSJ13	Fleurs Jaunes GS 13	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	341856	7671690	Mauvaise				
		FSJ14	Fleurs Jaunes GS 14	Rivière des Fleurs Jaunes	Salazie	Grand Sable	341966	7671696	Mauvaise				
		OLIV5	Olivette 5	Ravine Olivette	Salazie	Piton d'Anchaing	344042	7671292	Mauvaise				
		OLIV6	Olivette 6	Ravine Olivette	Salazie	Piton d'Anchaing	344013	7671292	Mauvaise				
		OLIV7	Olivette 7	Ravine Olivette	Salazie	Piton d'Anchaing	343984	7671289	Mauvaise				
		RB4	Ravine Blanche 4	Ravine Blanche	Salazie	Grand Sable	341044	7670329	Bonne	Droite			
		RBGR3	Ravine Blanche Gueule Rouge 3	Ravine Blanche	Cilaos	Gueule Rouge	342278	7660219	Bonne	Dans le lit	Non	Oui	

Annexe 2 : Paramètres physico-chimiques et analyses chimiques et isotopiques des eaux et gaz des sources thermales du massif du PDN issues de la littérature

Annexe 2.1 : Localisations, paramètres physico-chimiques et concentrations en éléments majeurs des sources thermales. Les noms attribués aux sources historiques ou remarquables ont été conservés. Les nombreuses sources qui émergent des berges des rivières ou ravines portent le nom de celles-ci et un numéro. Les sources qui émergent dans des lieux-dits portent le nom de ceux-ci et un numéro.

Source thermale	Localisation RGR92/ UTM40S		Nom de l'échantillon et source des données	Date	Conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	Température ($^{\circ}\text{C}$)	Concentrations (mmol/L)													
	X	Y						Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl	SiO ₂	F	CO ₃	NH ₄	NO ₂	NO ₃	
BACH Bachelier	343450	7669284	SLZ7 Sanjuan et al., 2001	21/10/2000	1540	7.4	19.4	3.6	3.5	5.5	0.2	18.7	0.2	0.1	1.5	LD		LD	LD	LD	
			N°11 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	25/06/1978	1120	7.6	25.6	1.2	3.4	4.8	0.2	15.5	0.2	0.1	1.3	LD		LD			
			BACH Aunay et al., 2013	12/03/2013	1087	7.0	25.2	2.7	2.4	3.6	0.1	13.9	0.1	0.1	0.4		LD				LD
BB Bras de Benjoin	341878	7660557	CILA1 Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	1610	6.7	22.6	4.2	3.4	5.5	0.1	15.4	2.1	0.3	1.9	0.01		LD	LD	LD	
			N°1 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978	1600		26.3	4.0	3.4	5.8	0.1	15.5	2.1	0.3	1.7	0.01		LD			
BC Bras Cabot	354418	7665780	N°19 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	06/07/1978		6.5	22.7	4.3	14.2	7.7	0.4	45.4	0.3	0.1	1.8	0.04		LD			
BE Bras des Etangs	339734	7662634	BE Frissant et al., 2003	01/07/2003	1187	6.3	22.4	3.6	2.1	1.9	0.1	13.2	0.1	0.1	1.6	LD				LD	
BR1 Bras Rouge 1	340133	7664597	BR1 Frissant et al., 2003	01/07/2003	1364	7.0	17.3	3.4	1.7	6.8	0.1	16.1	0.1	0.1	1.6	0.01				LD	
BR2 Bras Rouge 2	339999	7664829	BR2 Frissant et al., 2003	01/07/2003	1162	8.1	14.5	2.3	1.3	5.4	0.1	9.1	1.7	0.1	0.7	0.02				LD	
BR3 Bras Rouge 3	339912	7664553	BR3 Frissant et al., 2003	01/07/2003	1000	6.3	23.8	3.1	1.3	2.9	0.1	11.9	0.3	0.1	0.7	0.02				LD	
BR4 Bras Rouge 4	339782	7664516	BR4 Frissant et al., 2003	01/07/2003	1156	6.7	16.3	3.3	1.4	1.4	0.1	10.4	0.2	0.1	0.6	LD				LD	
BR5 Bras Rouge 5	339769	7664504	BR5 Frissant et al., 2003	01/07/2003	1022	7.1	22.2	2.6	1.1	4.8	0.1	11.5	0.2	0.1	1.0	0.02				LD	
BR6 Bras Rouge 6	339721	7664362	BR6 Frissant et al., 2003	01/07/2003	902	6.2	22.1	2.8	0.8	2.7	0.1	8.9	0.5	0.1	0.8	0.01				LD	
BR7 Bras Rouge 7	339529	7664121	BR7 Frissant et al., 2003	01/07/2003	930	6.3	17.7	3.5	0.9	1.7	0.1	8.2	0.7	0.1	0.9	0.02				LD	
BR8 Bras Rouge 8	339292	7663643	BR8 Frissant et al., 2003	01/07/2003	732	6.9	23.5	2.3	1.1	1.2	0.1	8.0	0.2	0.0	1.1	0.01				LD	
BR9 Bras Rouge 9	339260	7663531	BR9 Frissant et al., 2003	01/07/2003	1003	6.2	26.2	2.4	1.9	2.3	0.1	10.7	0.2	0.1	1.5	0.02				LD	
BR10 Bras Rouge 10	339242	7663434	BR10 Frissant et al., 2003	01/07/2003	950	6.2	18.7	2.1	1.8	1.5	0.0	10.3	0.1	0.1	1.3	0.01				LD	
BR11 Bras Rouge 11	339222	7663287	BR11 Frissant et al., 2003	01/07/2003	896	7.6	20	2.2	1.7	2.0	0.1	9.9	0.1	0.1	1.4	0.01				LD	
BR12 Bras Rouge 12	339338	7663175	Source Jacqueline Louvat and Allègre, 1997	1994		6.4	48	1.9	1.7	13.2	0.3	16.7	2.1		2.5						

Source thermale	Localisation RGR92/ UTM40S		Nom de l'échantillon et source des données	Date	Conductivité électrique (µS/cm)	pH	Température (°C)	Concentrations (mmol/L)												
	X	Y						Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl	SiO ₂	F	CO ₃	NH ₄	NO ₂	NO ₃
			N°4 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	1993		6.7	47.5	1.5	1.4	12.6	0.3	15.3	1.8	0.1	2.5					
			CILA6 Sanjuan et al., 2001	20/06/1978	1547	6.7	42	2.0	1.7	10.4	0.3	13.4	1.4	0.7	1.7	0.05		LD		
			BR12 Frissant et al., 2003	25/10/2000	1430	6.3	36.3	1.6	1.3	10.8	0.3	11.6	2.1	0.6	2.1	0.12		LD	LD	LD
			BR13 Frissant et al., 2003	01/07/2003	1233	6.3	32.6	1.9	1.1	6.0	0.1	8.0	1.6	0.4	1.2	0.14				LD
BR13	Bras Rouge 13	339601 7662829	BR13 Frissant et al., 2003	01/07/2003	461	7.7	18.1	0.9	1.1	1.0	0.0	4.6	0.1	0.1	0.7	0.01				LD
BR14	Bras Rouge 14	339559 7662782	BR14 Frissant et al., 2003	01/07/2003	1294	6.8	34.5	2.1	1.5	8.2	0.2	13.2	0.6	0.6	2.0	0.04				LD
BR15	Bras Rouge 15	339465 7662529	BR15 Frissant et al., 2003	01/07/2003	1100	7.0	19.9	1.9	2.3	2.4	0.2	11.5	0.2	0.1	1.1	0.01				0.01
BR16	La Chapelle	339529 7662249	BR16 Frissant et al., 2003	01/07/2003	2560	6.6	32	2.7	2.1	18.4	0.8	23.9	0.4	3.0	2.1	0.18				LD
BR17	Bras Rouge 17	339550 7662153	BR17 Frissant et al., 2003	01/07/2003	1262	6.5	27.5	2.1	1.4	8.6	0.3	12.4	1.2	1.2	1.3	0.03				LD
BR18	Bras Rouge 18	339567 7662024	BR18 Frissant et al., 2003	01/07/2003	656	8.2	23	1.3	0.9	3.0	0.1	6.0	1.0	0.1	0.4	0.01				LD
BR27	Bras Rouge 27	339258 7663521	No 2 lundt et al., 1992	1992	1095	6.6	20.5	1.4	3.4	5.6	0.7	15.0	0.5	0.1	1.0	0.02		0.03	LD	LD
FJ1	Fleurs Jaunes 1	338996 7662583	FJ1 Frissant et al., 2003	30/05/2003	1115	6.8	18.1	2.3	1.9	1.5	0.1	9.9	0.1	0.1	0.9	LD				LD
FJ2	Fleurs Jaunes 2	338966 7662600	FJ2 Frissant et al., 2003	30/05/2003	1356	6.6	20	3.6	2.6	3.2	0.2	14.7	0.1	0.1	1.5	0.02				LD
FJ3	Fleurs Jaunes 3	339358 7662387	FJ3 Frissant et al., 2003	30/05/2003	479	6.5	19.6	1.1	1.1	0.3	0.0	4.8	0.1	0.1	0.7	0.01				LD
G1	Gobert 1	338855 7663801	G1 Frissant et al., 2003	29/05/2003	1370	6.9	16.8	3.5	1.8	5.0	0.2	14.4	0.3	0.1	1.2	0.02				LD
G2	Gobert 2	339056 7663709	G2 Frissant et al., 2003	29/05/2003	1312	6.9	15	2.8	2.6	2.7	0.1	13.8	0.1	0.1	1.7	0.01				LD
G3	Gobert 3	339051 7663737	G3 Frissant et al., 2003	29/05/2003	1296	6.6	20.2	3.1	2.4	2.3	0.1	13.6	0.1	0.1	1.8	0.03				LD
G4	Gobert 4	339090 7663638	G4 Frissant et al., 2003	29/05/2003	1405	6.2	21.6	3.1	2.4	3.7	0.2	13.7	0.1	0.1	1.8	0.03				LD
GDS	Grand Sable	341479 7669885	SLZ12 Sanjuan et al., 2001	26/10/2000		6.6	18.6	4.6	2.2	1.3	0.1	8.4	2.9	0.1	0.7	0.03		LD	LD	LD
			PETRIF-GS Aunay et al., 2013	09/11/2011	1086	6.6	19.5	3.0	2.0	1.3	0.1	9.0	1.5	0.1	0.3	0.01	LD			LD
IMA	Ilet Mare d'Affouche	343856 7671080	N°14 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978	1864	6.7	22.5	2.3	2.0	13.7	0.3	20.1	0.6	1.0	1.1			LD		
			CILA3 Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	2370	6.0	37.8	4.6	4.6	16.1	0.2	31.2	1.1	0.1	2.6	0.08		LD	LD	LD
			Source Irénée Louvat and Allègre, 1997	1994		6.5	37.7	4.3	4.2	15.4	0.2	30.9	1.2		2.4					
			N°2 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	1993		6.3	37.5	3.0	4.1	17.0	0.2	31.8	0.6	0.1	2.2	LD				
IRN	Irénée	341149 7662647	No 2 lundt et al., 1992	20/06/1978	2733	6.1	38.5	4.3	4.2	15.9	0.2	31.0	0.9	0.1	2.3	LD		LD		
			No 4 lundt et al., 1992	1992	1953	6.0	36.9	3.2	3.7	14.4	0.2	25.0	1.1	0.2	2.5	LD		LD	LD	LD

Source thermale	Localisation RGR92/ UTM40S		Nom de l'échantillon et source des données	Date	Conductivité électrique (µS/cm)	pH	Température (°C)	Concentrations (mmol/L)													
	X	Y						Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl	SiO ₂	F	CO ₃	NH ₄	NO ₂	NO ₃	
MAN Manouilh	344715	7667560	SLZ4 Sanjuan et al., 2001	19/10/2000	1580	6.6	30.6	4.1	3.4	5.0	0.2	19.2	0.1	0.1	2.0			LD	LD	LD	
			Source Louvat and Allègre, 1997	1997		6.6	30.2	3.2	2.6	4.0	0.2	15.8	0.0	0.1	1.6	0.01					
			N°7 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	24/06/1978	1601	6.2	30.5	3.5	3.2	5.3	0.2	35.6	0.1	0.1	1.8				LD		
			MAN Belle, 2014	01/12/2011	1596	6.4	31.4	3.6	3.1	4.9	0.2	18.8	0.1	0.1	2.0	0.01		LD			LD
MAN Aunay et al., 2013	06/03/2012	1369	6.2	31.3	3.2	2.8	4.3	0.2	16.6	0.1	0.1	1.7			LD				0.02		
MAN G Manouilh RG	344700	7667550	SLZ3 Sanjuan et al., 2001	19/10/2000	1333	7.9	19	4.0	3.0	2.7	0.1	15.8	0.1	0.0	1.6			LD	LD	LD	
MANES Manès	341462	7662815	CILA2 Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	2260	5.3	31	4.0	4.1	12.9	0.2	26.7	0.8	0.1	2.1	LD		LD	LD	LD	
			No 5 lundt et al., 1992	1992	1632	6.0	30.1	3.4	3.5	11.4	0.2	22.5	0.7	0.1	2.1	LD		LD	LD	LD	
MF1 Mafate 1	335119	7668857	N°17 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	29/06/1978	483	9.4	16	0.1	0.0	3.5	0.0	0.3	0.4	2.2	0.9	LD	0.17	LD			
OLIV1 Olivette 1	344106	7671310	SLZ1 Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	994	7.3	18.9	1.4	1.3	5.7	0.1	8.2	0.5	1.4	0.7	0.02		LD	LD	LD	
OLIV2 Olivette 2	343763	7671331	SLZ2 Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	4980	6.1	26	4.1	4.6	47.0	0.5	42.7	3.2	12.9	0.8	0.02		LD	LD	LD	
OLIVbis Olivette bis	343765	7671332	OLIV-BIS Aunay et al., 2013	12/02/2013	765	7.6	18.6	2.3	1.4	1.8	0.1	5.5	1.7	0.1	0.3	0.04	LD			0.01	
PC Pente Carozin	343597	7673440	PCARO Aunay et al., 2013	03/09/2012	478	7.3	21.6	1.2	1.1	0.6	0.2	5.0	0.1	0.1	0.8		LD			0.01	
PISSA Pissa	339842	7664302	CILA8 Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	1190	6.7	18.4	4.4	1.4	3.1	0.0	11.6	1.3	0.0	1.3			LD	LD	LD	
RFOUQ Ravine Fouquet	343335	7670620	SLZ11 Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	1000	7.4	19.2	2.9	2.3	2.2	0.0	11.3	0.3	0.0	0.7	LD		LD	LD	LD	
			N°13 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	25/06/1978	1418	6.1	22.5	4.1	3.3	3.3	0.1	16.8	0.4	0.1	1.5	0.01			LD		
sRMAT Riv. du Mât 1	344434	7671264	SLZ2 Sanjuan et al., 2001	01/10/2000		7.9	18	1.9	6.0	3.7	0.3	17.7	0.5	0.1	1.2	LD		LD	LD	LD	
sRMAT2 Riv. du Mât 2	343700	7670120	SLZ10 Sanjuan et al., 2001	21/08/2000	716	7.1	21.2	1.9	1.4	1.9	0.1	8.2	0.1	0.1	0.5	0.01		LD	LD	LD	
sRMAT3 Riv. du Mât 3	343690	7670160	SLZ9 Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	1380	7.4	26.1	3.5	2.8	9.6	0.2	15.6	2.8	0.3	1.9	LD		0.11	LD	LD	
TB Trou Blanc	343948	7670835	TB Aunay et al., 2013	01/12/2012	1512	7.0	33.1	1.5	0.7	10.4	0.3	13.9	0.7	0.8	0.9	0.01	LD			LD	
TBA Trou Blanc Amont	343696	7670129	N°12 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	25/06/1978	1752	6.5	27	4.2	2.7	7.2	0.2	17.0	1.8	0.1	1.8			LD			
			TB-AMONT Aunay et al., 2013	12/03/2013	1491	6.8	27.2	4.0	2.3	6.1	0.1	16.1	1.4	0.1	1.4	0.02	LD			LD	
TR Tuf Rouge	341983	7674700	TR Belle, 2014	22/11/2011	312	7.1	20.9	0.6	0.6	0.7	0.0	1.3	0.8	0.1	0.5			LD		LD	
			TR Aunay et al., 2013	08/03/2012	1453	6.5	21.2	3.7	4.4	1.2	0.1	0.9	8.3	0.1	0.6			LD		LD	
VERO Véronique	341462	7662815	CILA4 Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	2010	5.4	30.3	3.6	3.7	10.9	0.1	23.5	0.7	0.1	2.0			LD	LD	LD	

Source thermale	Localisation RGR92/ UTM40S		Nom de l'échantillon et source des données	Date	Conductivité électrique (µS/cm)	pH	Température (°C)	Concentrations (mmol/L)																
	X	Y						Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl	SiO ₂	F	CO ₃	NH ₄	NO ₂	NO ₃				
									Source Louvat and Allègre, 1997	1994		6.2	29.6	3.2	3.3	10.4	0.1	22.6	0.7		1.9			
			Véronique	1993		6.2	29.5	3.2	3.2	10.6	0.1	23.9	0.7	0.1	1.9	LD								
			No 7 lundt et al., 1992	1992	1399	6.0	29.2	2.9	3.3	9.4	0.1	19.5	0.6	0.1	1.9							LD	LD	LD

Annexe 2.2 : Concentrations en éléments traces des sources thermales

Source thermale et source des données		Date	PO ₄ (mmol/L)	Fe (mmol/L)	Concentrations (µmol/L)																					
					Li	Be	B	Al	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Br	Rb	Sr	Ag	Cd	Cs	Ba	Pb	U	
BACH	Sanjuan et al., 2001	21/10/2000	LD	LD	2,88		5,37	LD	LD	LD	LD	0,12	LD	LD	LD	LD	0,25	0,27	10,39	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	25/06/1978		LD															5,71							
	Aunay et al., 2013	12/03/2013																								
BB	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	LD	0,05	1,01		10,65	LD	LD	6,61	0,05	0,75	LD	LD	LD	LD	0,4	0,06	5,48	LD	LD	LD	LD	LD	LD	
	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978		0,08															5,71							
BC	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	06/07/1978		0,03	27,54														2,28							
BR12	Louvat and Allègre, 1997	1994			25,51		182,04											1,12	7,61				0,21			
	Louvat and Allègre, 1997	1993			26,38													1,04	6,1				0,22			
	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978		0,01	21,74		111,11											0,82	7,99							
	Sanjuan et al., 2001	25/10/2000	LD	LD	25,64		138,98	LD	LD	2,7	LD	LD	LD	LD	0,06	LD	0,43	0,94	5,02	LD	LD	0,03	0,24	LD	LD	
BR27	lundt et al., 1992		LD	0,04		LD	17,41		LD	8	LD	LD	LD	LD					4,45	LD	LD		LD			
BR3	lundt et al., 1992		LD	0,08		LD	4,63		LD	6,3	LD	LD	LD	LD					9,47	LD	LD		LD			
GD	Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	LD	LD	0,58		2,04	LD	LD	LD	LD	0,19	LD	LD	LD	LD	0,14	0,16	11,19	LD	LD	LD	LD	LD	LD	
	Aunay et al., 2013	09/11/2011																								
IMA	Lopoukhine and Stieltjes, 1978	20/06/1978		0,01	13,04		138,89												7,99							
IRN	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	LD	0,16	1,44		11,57	LD	0,19	8,12	0,07	1,06	LD	LD	LD	LD	0,26	0,6	18,61	LD	LD	LD	0,04	LD	LD	
	Louvat and Allègre, 1997	1994			1,45													0,55	19,26				0,03			
	Louvat and Allègre, 1997	1993			1,59		8,15											0,55	1,44				LD			

Source thermale et source des données	Date	PO ₄ (mmol/L)	Fe (mmol/L)	Concentrations (µmol/L)																				
				Li	Be	B	Al	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Br	Rb	Sr	Ag	Cd	Cs	Ba	Pb	U
Lopoukhine and Stieltjes, 1978 lundt et al., 1992	20/06/1978	LD	0,13 0,12		LD	18,52 14,17		LD	8,29	LD	LD	LD				0,94	20,55 6,51	LD	LD		LD			
MAN Sanjuan et al., 2001 Louvat and Allègre, 1997 Lopoukhine and Stieltjes, 1978 Belle, 2014 Aunay et al., 2013	19/10/2000 1994 24/06/1978 01/12/2011 06/03/2012	LD	0,06 0,06 0,07	4,75 4,06 4,35		7,87	LD	0,1	13,11	0,03	0,49	LD	LD	LD	LD	0,29	0,3 0,23	9,13 7,96 10,27 9,28 7,91	LD	LD	LD	0,18 0,13	LD	LD
MAN G Sanjuan et al., 2001	19/10/2000	LD	LD	2,16		4,63	1,48	LD	8,85	0,03	0,41	LD	LD		LD			10,16	LD	LD		0,06	LD	
MANES Sanjuan et al., 2001 lundt et al., 1992	24/10/2000	LD LD	0,13 0,11	1,01	LD	9,35 10,46	LD	0,17	9,02	0,07	1,02	LD	LD	LD	LD	0,18	0,47	15,64 13,58	LD	LD	LD	LD	LD	LD
MF1 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	29/06/1978		0,03																					
OLIV1 Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	LD	LD	3,17		152,69	LD	LD	0,49	LD	LD	LD	LD		LD			2,63	LD	LD		LD	LD	
OLIV2 Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	LD	0,01	5,91		1193,24	2,96	0,62	5,7	LD	0,17	LD	LD	LD	LD	9,76	0,82	19,86	LD	LD	LD	0,06	LD	0,01
OLIVbis Aunay et al., 2013	12/02/2013																							
PC Aunay et al., 2013	03/09/2012																							
PISSA Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	LD	0,04	0,29		6,76	LD	LD	8,87	LD	0,29	LD	LD		LD			28,42	LD	LD		LD	LD	
RFOU Sanjuan et al., 2001 Lopoukhine and Stieltjes, 1978	01/10/2000 25/06/1978	LD	LD 0,06	0,04		LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD		LD			7,31 10,27	LD	LD		LD	LD	
sRMAT Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	LD	LD	3,75		7,31	LD	LD	0,42	LD	LD	LD	LD		LD			6,05	LD	LD		0,06	LD	
sRMAT2 Sanjuan et al., 2001	21/08/2000	LD	LD	1,58		LD	LD	LD	0,26	LD	0,1	LD	LD		LD			6,51	LD	LD		LD	LD	
sRMAT3 Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	LD	0,01	0,12		7,04	1,11	LD	2,95	0,05	0,22	0,05	LD		LD			8,22	LD	LD		0,09	LD	
TB Aunay et al., 2013	01/12/2012																							
TBA Lopoukhine and Stieltjes, 1978 Aunay et al., 2013	25/06/1978 12/03/2013		0,06															11,42						
TR Belle, 2014 Aunay et al., 2013	22/11/2011 08/03/2012		0,01			0,54	0,21		1,71									1,34 7,89						
VERO Sanjuan et al., 2001 Louvat and Allègre, 1997	24/10/2000 1994	LD	0,11	0,86 1,01		7,87 0,56	LD	0,15	7,18	0,05	0,95	LD	0,12	LD	LD	0,18	0,54 0,39	14,16 5,8	LD	LD	LD	LD	LD	LD

Source thermale et source des données	Date	PO ₄ (mmol/L)	Fe (mmol/L)	Concentrations (μmol/L)																				
				Li	Be	B	Al	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Br	Rb	Sr	Ag	Cd	Cs	Ba	Pb	U
Louvat and Allègre, 1997	1993			0,87													0,39	14,2				0,02		
lundt et al., 1992		LD	0,08		LD	7,87		LD	6,56	LD	LD	LD	LD					9,25	LD	LD		LD		

Annexe 2.3 : Rapports isotopiques de O (H₂O), H (H₂O), C (DIC), S (SO₄), O (SO₄) des sources thermales du massif du Piton des Neiges

Source thermale et source des données		Date	δ ¹⁸ O (H ₂ O) (‰ VSMOW)	δD (H ₂ O) (‰ VSMOW)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	δ ¹³ C (DIC) (‰ PDB)	δ ³⁴ S (SO ₄) (‰ VCDT)	δ ¹⁸ O (SO ₄) (‰ VSMOW)
BACH	Sanjuan et al., 2001	21/10/2000	-6,7	-37,2	0,704300	-1,1	2	2,5
BB	Sanjuan et al., 2001	24/10/2000	-8,2	-54,3	0,704142	2,7	3	4,7
BR12	Sanjuan et al., 2001	25/10/2000	-8,2	-50,5	0,704162	2,2	4,8	3,1
GDS	Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	-4,9	-23,5	0,704336	-1,4	3,6	1,8
IRN	Sanjuan et al., 2001 Louvat and Allègre, 1997	24/10/2000	-8,2	-51,3	0,704181		5,3	4,5
MAN	Sanjuan et al., 2001	19/10/2000	-7,6	-43,9		3	5,6	4,1
	Louvat and Allègre, 1997				0,704293			
	Belle, 2014	01/12/2011	-7,3	-45,9	0,704282			
	Aunay et al., 2013	06/03/2012	-6,9	-42,4	0,704287			
MAN G	Sanjuan et al., 2001	19/10/2000	-7	-39,8				
MANES	Sanjuan et al., 2001 lundt et al., 1992	24/10/2000	-8,2	-54,3	0,704180	3,2		
OLIV1	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	-6,5	-40,1		-4,5	3	3,1
OLIV2	Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	-7,8	-45,9	0,704270	1,8	8,9	5,3
PISSA	Sanjuan et al., 2001	26/10/2000	-6,7	-41,4				
RFOUQ	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	-6,5	-37,9				
sRMAT	Sanjuan et al., 2001	01/10/2000	-5,9	-36,5				
sRMAT2	Sanjuan et al., 2001	21/08/2000	-6,2	-35,5				

TR	Aunay et al., 2013	08/03/2012	-6,3	-40,3	0,704310			
VERO	Sanjuan et al., 2001 Louvât and Allègre, 1997	24/10/2000	-8,1	-51,2	0,704202		5,8	4,4

Annexe 2.4 : Concentration en espèces carbonatées et rapports isotopiques du carbone des sources thermales (Marty et al., 1993)

Source thermale	T°C	pH	HCO ₃ (mmol/L)	H ₂ CO ₃ (mmol/L)	CO ₃ (mmol/L)	DIC (mmol/L)	PCO ₂	δ ¹³ C gaz libre (‰ PDB)	δ ¹³ C gaz dissous (‰ PDB)
IRN	38,4	6,15	32,8	24,8	0,006	57,61	0,71	-4,8	-2,3
VERO	31,6	6	23,9	35,07	0	58,97	1,22	-6,5	-4,2
MANES	31,3	6	26	38,59	0	64,6	1,34	-6,3	-3,3
BB	27,6	7,22	20,8	2,29	0,018	23,11	0,64	-5,8	
BACH	25,1	7,77	13,7	0,46	0,036	14,2	0,39		2,1
MAN	30,3	6,02	18	26,42	0	44,42	0,89	-6,7	
BC	26,4	6,16	45,2	53,97	0	99,17	1,63	-8,2	
Fumerole Fournaise								-4,1	

Annexe 3 Paramètres physico-chimiques mesurés sur les sources thermales du massif du PDN

Source thermale	Date	EC $\mu\text{S/cm}$	pH	T °C
AGS	01/08/2014	1914		21,7
AGS	08/01/2015	1658	6,55	21,6
AGS	26/05/2015	1810	6,39	20,4
AGS	17/06/2015	1746	6,52	21,1
BACH	10/06/1970	1324	6,70	28,2
BACH	25/06/1978	1120	7,60	25,6
BACH	21/10/2000	1540	7,42	19,4
BACH	12/02/2013	1087	7,02	25,2
BACH	15/06/2015	1260	6,85	25,6
BACH	11/07/2015	1433	7,11	24,0
BACH	12/10/2015	1501	7,08	25,0
BACH	1993		7,70	25,0
BB	04/07/1969	1600		26,3
BB	20/06/1978	1837	6,83	25,5
BB	24/10/2000	1610	6,66	22,6
BB	05/05/2017	1699	6,74	25,1
BB4	30/03/2017	571	6,50	17,6
BB5	05/05/2017	540	6,97	19,8
BB5	30/06/2017	584	6,87	16,6
BB6	30/11/2017	1332	6,49	22,8
BB7	30/11/2017	652	6,88	19,8
BB8	30/11/2017	786	7,61	27,5
BBLEU1	15/06/2017	514	7,66	19,0
BBLEU1	29/06/2017	524	7,70	18,6
BC	12/09/1969		7,00	24,0
BC	06/07/1978		6,45	22,7
BC	15/12/2015	3270	6,52	23,0
BC	1993		6,16	26,4
BE	01/07/2003	1187	6,30	22,4
BE	26/10/2017	1257		19,8
BE2	1992	194	8,04	17,6
BR1	01/07/2003	1364	7,00	17,3
BR1	26/09/2015	1615	6,97	17,1
BR10	01/07/2003	950	6,21	18,7
BR10	06/03/2016	1021	6,03	22,8
BR11	01/07/2003	896	7,59	20,0
BR11	06/03/2016	1035	6,62	22,8
BR12	31/12/1969	1667		40,2
BR12	21/06/1978	1547	6,70	42,0
BR12	02/06/2003	1233	6,31	32,6
BR12	1997		6,40	48,0
BR12	1997		6,70	47,5
BR13	01/07/2003	461	7,66	18,1
BR13	21/11/2015	781	7,57	20,4
BR13	08/09/2017	947	6,99	20,1

Source thermale	Date	EC $\mu\text{S/cm}$	pH	T °C
BR13	27/10/2017	796		18,6
BR14	25/10/2000	1430	6,32	36,3
BR14	01/07/2003	1294	6,75	34,5
BR14	21/11/2015	419	6,21	39,5
BR14	21/11/2015	1684	6,14	39,1
BR14	21/11/2015	1701	6,90	36,1
BR14	06/03/2016	1555	6,35	36,9
BR14	06/03/2016	1596	6,09	38,8
BR14	06/03/2016	1630	6,18	42,4
BR14	08/09/2017	1764	6,78	37,2
BR14	08/09/2017	1910	6,21	40,7
BR14	08/09/2017	1987	6,35	37,3
BR15	01/07/2003	1100	7,00	19,9
BR16	01/07/2003	2560	6,60	32,0
BR16	30/07/2016	2530	6,75	25,9
BR16	29/10/2017	3370	6,49	29,1
BR17	01/07/2003	1262	6,50	27,5
BR18	01/07/2003	656	8,17	23,0
BR19a	26/09/2015	1752	6,54	16,9
BR19b	26/09/2015	1215	6,43	18,1
BR19b	23/08/2016	1139	6,48	18,1
BR2	01/07/2003	1162	8,10	14,5
BR20	26/09/2015	1037	6,65	24,2
BR21	26/09/2015	1417	6,16	27,6
BR21	23/08/2016	1256	6,20	25,1
BR22	23/08/2016	1176	6,20	21,8
BR23	26/09/2015	1120	6,10	17,0
BR24a	26/09/2015	1080	6,07	20,4
BR24b	26/09/2015	1374	6,06	21,5
BR25	26/09/2015	1159	6,71	21,2
BR27	26/09/2015	1105	6,07	25,1
BR27	1992	1095	6,55	20,5
BR3	01/07/2003	1000	6,34	23,8
BR4	01/07/2003	1156	6,71	16,3
BR4	26/09/2015	1938	6,14	20,3
BR5	01/07/2003	1022	7,05	22,2
BR5	26/09/2015	910	5,86	16,6
BR6	01/07/2003	902	6,23	22,1
BR6	26/08/2017	1221	6,11	25,3
BR7	01/07/2003	930	6,25	17,7
BR7	26/08/2017	611	6,36	16,9
BR8	01/07/2003	732	6,89	23,5
BR8	26/08/2017	1185	6,82	22,9
BR9	01/07/2003	1003	6,21	26,2
BR9	26/09/2015	1112	5,93	26,6

Source thermale	Date	EC µS/cm	pH	T °C
BR9	20/03/2016	1149	6,04	26,5
BS1	07/08/2014	515		23,4
BS2	07/08/2014	449		16,9
CO1	05/08/2016	1246	6,52	17,7
DUP	18/08/2014	773		19,1
DUP	15/06/2015	714	8,10	23,3
DUP	11/07/2015	636	6,30	24,0
DUP2	11/07/2015	1021	6,81	21,6
DUP3	11/07/2015	515	6,60	24,4
DUP4	11/07/2015	627	6,29	20,9
DUPbis	18/08/2014	736		16,6
EDN	18/08/2014	2200		25,9
EDN	16/05/2015	1855	6,41	25,5
EDN	12/10/2015	2110	6,40	25,5
EDNbis	12/10/2015	2100	6,25	26,0
F	25/10/2000	303	7,72	23,0
F	28/05/2003	321	7,00	22,4
FJ1	30/05/2003	1115	6,81	18,1
FJ1	30/07/2016	1395	5,88	18,4
FJ1	30/07/2016	1435	5,80	16,6
FJ2	30/05/2003	1356	6,61	20,0
FJ2	30/07/2016	1348	5,95	18,7
FJ3	30/05/2003	479	6,45	19,6
FJ3	30/07/2016	402	6,20	13,9
FSJ1	29/07/2014	940		17,7
FSJ1	14/07/2017	1095		15,5
FSJ2	29/07/2014	903		15,2
FSJ2	14/07/2017	864	7,12	15,8
FSJ3	29/07/2014	680		15,9
FSJ4	29/07/2014	922		14,1
FSJ4	14/07/2017	959	7,23	17,4
FSJ5	14/07/2017	771	6,81	19,0
FSJ6	29/07/2014	900		17,4
FSJ8	29/07/2014	1508		23,3
G1	29/05/2003	1370	6,90	16,8
G2	29/05/2003	1312	6,90	15,0
G3	29/05/2003	1296	6,64	20,2
G3	20/03/2016	1416	6,25	22,4
G3	20/03/2016	1434	6,04	23,0
G4	29/05/2003	1405	6,21	21,6
GDS	04/06/1970	916	6,80	21,0
GDS	26/10/2000		6,57	18,6
GDS	09/11/2011	1086	6,61	19,5
GDS	17/06/2015	1234	7,70	18,7
GS1	01/08/2014	690		18,5
GS1a	26/05/2015	924	6,74	18,9
GS2	01/08/2014	1026		19,7

Source thermale	Date	EC µS/cm	pH	T °C
GS4	01/08/2014	1353		19,9
GS4	01/08/2014	1420		18,1
GS4	08/01/2015	841	7,50	19,3
GS5	08/01/2015	1097	7,93	19,8
GS5	26/05/2015	1234	6,91	19,1
GS7	08/01/2015	1141	7,33	18,2
GSa	26/05/2015	749	7,59	17,2
GSc	26/05/2015	1184	6,48	16,2
HB1	25/06/1978		7,15	22,2
IMA	20/06/1978	1864	6,70	22,5
IRN	20/06/1978	2733	6,10	38,5
IRN	24/10/2000	2370	5,98	37,8
IRN	07/03/2012	2570	6,38	36,3
IRN	30/03/2017	2530	6,54	37,2
IRN	05/05/2017	2510	6,48	35,1
IRN	15/06/2017	2500	6,42	36,0
IRN	28/07/2017	2520	6,42	35,6
IRN	30/08/2017	2560	6,43	36,2
IRN	25/09/2017	2560	6,61	36,2
IRN	26/10/2017	2570	6,39	34,3
IRN	29/11/2017	2570	6,71	
IRN	21/12/2017	2580	6,46	36,0
IRN	06/02/2018	2430	6,21	35,3
IRN	21/05/2018	2530	6,41	35,5
IRN	15/10/2018	2570	6,41	36,6
IRN	08/11/2018	2560	6,47	36,7
IRN	05/12/2018	1903	6,39	36,0
IRN	22/01/2019	2560	6,54	36,2
IRN	13/02/2019	2520	6,44	35,6
IRN	14/03/2019	2540	6,45	36,0
IRN	29/05/2019	2620	6,39	37,2
IRN	1992	1953	6,02	36,9
IRN	1993		6,15	38,4
IRN	1997		6,30	37,5
IRN	1997		6,50	37,7
LB1	02/08/2014	706		16,9
LB2	02/08/2014	980		17,2
LB3	02/08/2014	911		19,1
LB4	02/08/2014	789		18,7
MAN	11/06/1970	1360	7,10	30,5
MAN	24/06/1978	1601	6,15	30,5
MAN	19/10/2000	1580	6,59	30,6
MAN	01/12/2011	1596	6,35	31,4
MAN	06/03/2012	1369	6,20	31,3
MAN	07/08/2014	779		13,7
MAN	07/08/2014	891		16,6
MAN	07/08/2014	1595		31,2

Source thermale	Date	EC $\mu\text{S/cm}$	pH	T °C
MAN	16/06/2015	1395	6,56	30,6
MAN	19/08/2016	1520	6,67	30,4
MAN	1997		6,60	30,2
MAN G	19/10/2000	1333	7,90	19,0
MANa	19/08/2016	274	6,18	14,9
MANb	12/11/2015	691	5,72	21,5
MANb	12/11/2015	715	5,92	18,0
MANc	12/11/2015	694	6,35	21,0
MANc	19/08/2016	687	5,88	17,5
MANd	12/11/2015	357	6,51	17,5
MANe	19/08/2016	944	6,60	20,5
MANe	19/08/2016	1021	7,24	20,8
MANES	24/10/2000	2260	5,33	31,0
MANES	30/03/2017	2240	6,47	31,2
MANES	05/05/2017	2300	6,37	30,5
MANES	15/06/2017	2310	6,41	29,8
MANES	28/07/2017	2310	6,40	31,9
MANES	30/08/2017	2320	6,36	30,7
MANES	25/09/2017	2310	6,60	30,8
MANES	26/10/2017	2340	6,01	30,3
MANES	29/11/2017	2310	6,52	29,6
MANES	21/12/2017	2320	6,37	30,7
MANES	06/02/2018	2250	6,31	30,1
MANES	21/05/2018	2290	6,41	30,6
MANES	15/10/2018	2310	6,31	29,9
MANES	08/11/2018	2300	6,36	30,8
MANES	05/12/2018	1745	6,30	30,4
MANES	22/01/2019	2190	6,41	30,9
MANES	13/02/2019	2280	6,33	30,5
MANES	14/03/2019	2250	6,32	30,9
MANES	29/05/2019	2300	6,35	30,1
MANES	1992	1632	6,00	30,1
MF1	30/04/1970	398	8,60	26,8
MF1	29/06/1978	483	9,42	16,0
MVP1	11/05/2017	475	8,11	21,2
MVP1	12/05/2017	476	7,87	21,0
OLIV1	01/10/2000	994	7,26	18,9
OLIV2	26/10/2000		6,05	26,0
OLIV3	28/11/2012	667	8,30	21,4
OLIV4	28/11/2012	647	8,59	21,6
OLIV4	28/11/2012	680	8,40	20,5
OLIVbis	12/02/2013	765	7,59	18,6
OLIVbis	22/11/2017	551	8,14	22,3
OLIVbis	30/01/2018	735	7,83	22,3
OLIVbis	17/07/2018	526	8,30	21,4
PC	03/09/2012	478	7,27	21,6
PEND	29/11/2017	618	7,14	22,9

Source thermale	Date	EC $\mu\text{S/cm}$	pH	T °C
PEND2	29/11/2017	443	7,07	19,8
PEND3	29/11/2017	392	7,17	18,3
PISSA	26/10/2000	1190	6,66	18,4
PISSA	05/05/2017	970	7,10	22,6
PT1	29/10/2009	435		17,9
RB1	15/10/2016	929	5,95	19,8
RB2	15/10/2016	1030	6,11	19,8
RB2a	15/10/2016	1283	6,72	20,2
RB2b	15/10/2016	1664	6,49	19,0
RB3	26/05/2015	2280		20,4
RBGR1	30/06/2017	1334	6,64	19,0
RBGR1	21/05/2018	786	6,48	20,0
RBGR2	30/06/2017	1146	6,75	17,2
RBR10	23/08/2016	1200	7,15	16,4
RBR11	23/08/2016	664	7,40	18,2
RBR3	23/08/2016	379	7,53	12,1
RBR4	23/08/2016	502	7,03	14,7
RBR5	23/08/2016	634	7,77	14,0
RBR7	23/08/2016	944	7,85	9,8
RBR8	23/08/2016	1050	7,22	14,2
RBR8	23/08/2016	1145	7,44	13,5
RBR9	23/08/2016	1420	7,08	16,3
RFOUQ	10/06/1970	909	6,50	20,7
RFOUQ	25/06/1978	1418	6,05	22,5
RFOUQ	01/10/2000	1000	7,39	19,2
RM1	18/08/2014	582		17,2
RM10	18/08/2014	698		18,6
RM12	18/08/2014	1043		19,1
RM13	28/11/2012	1174	6,96	19,9
RM14	28/11/2012	1104	6,56	22,6
RM14	11/07/2014		6,10	19,5
RM14	18/08/2014	674		18,7
RM15a	22/05/2015	713	7,39	27,0
RM15a	12/10/2015	651	7,60	26,3
RM16	08/09/2014	247	8,40	21,5
RM17	08/09/2014	423	8,82	17,7
RM18	08/09/2014	610		17,5
RM19	08/09/2014	500	7,26	18,9
RM2	18/08/2014	1343		22,5
RM22	17/05/2017	660	7,39	23,3
RM3	18/08/2014	1555		21,1
RM4a	18/08/2014	971		18,1
RM4b	18/08/2014	770		16,4
RM4c	12/10/2015	1294	6,35	23,6
RM6	18/08/2014	1761		19,3
RM7	18/08/2014	1814		29,1
RM8	18/08/2014	1215		18,9

Source thermale	Date	EC $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH	T °C
RM9	18/08/2014	1377		18,0
RR1	23/05/2015	1618	6,43	32,7
RR1	30/07/2016	1565	6,00	29,6
RR1	30/07/2016	1586	6,17	32,5
RSAL1	26/08/2017	714	8,10	17,7
sRMAT	01/10/2000		7,87	18,0
sRMAT2	21/08/2000	716	7,05	21,2
sRMAT2	11/07/2015	583	6,34	18,9
sRMAT3	01/10/2000	1380	7,39	26,1
TB	01/12/2012	1512	6,96	33,1
TB	11/07/2015	1481	5,83	35,3
TB	22/11/2017	1410	6,29	34,4
TBA	25/06/1978	1752	6,52	27,0
TBA	12/02/2013	1491	6,82	27,2
TBA	11/07/2014		6,05	26,2
TBA	18/08/2014	1980		26,3
TBA	15/06/2015	1718	6,27	26,6
TBA	07/04/2017	1692	6,57	27,2
TBA	11/05/2017	1651	6,95	26,4
TBA	14/06/2017	1683	6,79	26,5
TBA	21/07/2017	1820	6,92	25,9
TBA	25/08/2017	1933	6,67	27,5
TBA	21/09/2017	1965	6,53	25,5
TBA	19/10/2017	1978	6,51	26,2
TBA	22/11/2017	1933	6,91	25,6
TBA	20/12/2017	2030	6,90	26,2
TBA	30/01/2018	1516	6,65	27,4
TBA	31/05/2018	1511	6,89	27,5
TBA	17/07/2018	1751	7,06	26,4
TBA	18/10/2018	1990	6,41	26,3
TBA	07/11/2018	2000	6,49	27,4
TBA	21/01/2019	1885	6,76	27,0
TBA	12/02/2019	1870	6,70	27,2
TBA	13/03/2019	1877	6,78	27,9
TBA	17/04/2019	1911	6,88	28,5
TBA	28/05/2019	2870	6,57	25,0
TK	20/12/2015	411	6,65	22,0
TR	22/11/2011	312	7,11	20,9
TR	08/03/2012	1453	6,45	21,2
TR	21/07/2017	379	7,30	20,8
TR	22/11/2017	294	7,18	20,8
TR	30/01/2018	1016	7,47	20,8
TR	17/07/2018	422	7,04	20,4
VERO	01/07/1992	1399	6,04	29,2
VERO	24/10/2000	2010	5,36	30,3
VERO	28/02/2011	1899	6,95	28,4
VERO	30/03/2017	1925	6,30	30,0

Source thermale	Date	EC $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH	T °C
VERO	05/05/2017	1888	6,39	29,3
VERO	15/06/2017	1938	6,24	29,5
VERO	28/07/2017	1964	6,27	29,7
VERO	30/08/2017	1986	6,22	29,7
VERO	25/09/2017	1988	6,45	29,9
VERO	26/10/2017	1994	6,12	29,5
VERO	29/11/2017	1980	6,19	29,7
VERO	21/12/2017	2030	6,52	27,9
VERO	06/02/2018	1897	6,19	28,4
VERO	21/05/2018	1927	6,27	29,0
VERO	15/10/2018	1965	6,25	28,9
VERO	08/11/2018	2010	6,22	29,4
VERO	05/12/2018	1469	6,24	29,3
VERO	22/01/2019	1937	6,34	29,2
VERO	13/02/2019	1916	6,21	29,5
VERO	14/03/2019	1945	6,31	29,2
VERO	29/05/2019	1997	6,26	29,6
VERO	1993		6,00	31,6
VERO	1997		6,20	29,5
VERO	1997		6,20	29,6

Annexe 4 Analyses chimiques et isotopiques des eaux et gaz des sources thermales du massif du PDN et des pluies à Salazie et Cilaos réalisées dans le cadre de la campagne de prospection de cette étude

Annexe 4.1. Concentrations (mmol/L) en éléments majeurs des sources thermales

Source thermale	Date	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl	CO ₃	NH ₄	NO ₂	NO ₃	SiO ₂
AGS	17/06/2015	6,75	3,49	1,65	0,10	14,52	4,11	0,03	LD	LD	LD	LD	1,28
BACH	15/06/2015	2,85	2,58	3,94	0,12	14,38	0,14	0,07	LD	LD	LD	LD	1,33
BB	05/05/2017	4,08	3,29	5,89	0,11	18,10	2,32	0,39				0,01	1,99
BB6	30/11/2017	1,17	3,15	4,35	0,07	13,52	0,36	0,10				LD	1,32
BB7	30/11/2017	1,08	0,84	2,85	0,03	4,51	1,16	0,10				LD	0,80
BBLEU1	29/06/2017	1,02	0,63	2,77	0,03	6,13	0,09	0,05				LD	0,46
BC	15/12/2015	3,85	13,31	7,86	0,45	32,57		0,12	LD				2,10
BE	26/10/2017	1,00	4,30	1,83	0,15		0,03	0,10				LD	1,77
BR14	21/11/2015	2,68	2,69	12,03	0,33	12,89		1,07	LD				2,39
BR14	06/03/2016	2,20	2,26	10,42	0,31	14,95		0,67	LD				2,21
BR14	06/03/2016	2,26	2,38	10,68	0,32	9,30		0,68	LD				2,35
BR14	08/09/2017	1,54	2,54	12,36	0,35	24,74	0,91	1,21				LD	2,49
BR16	30/07/2016	0,37	2,39	18,35	0,86	21,70	0,44	3,22	0,01			LD	2,02
BR16	29/10/2017	0,25	3,14	25,01	0,99	22,74	0,48	5,13				LD	2,58
BR21	23/08/2016	1,75	0,58	9,80	0,10	7,43	0,50	0,36	LD			LD	0,56
BR6	26/08/2017	2,44	1,15	2,93	0,09	10,16	0,44	0,10				LD	0,93
BR9	20/03/2016	2,51	3,06	2,60	0,12	6,34	LD	0,05	LD				1,64
DUP	15/06/2015	1,39	1,25	2,78	0,08	7,23	0,39	0,06	LD	LD	LD	LD	0,96
EDN	16/05/2015	3,17	6,17	3,99	0,22	23,00	0,12	0,05	LD	LD	LD	LD	2,34
FSJ2	14/07/2017	2,04	1,25	2,35	0,07	10,64	0,07	0,08				LD	1,36
G3	20/03/2016	3,23	4,27	2,66	0,13	12,92	LD	0,05	LD				2,00
GDS	17/06/2015	4,74	2,23	1,31	0,07	8,79	3,34	0,03	LD	LD	LD	LD	0,79
IRN	05/05/2017	0,39	4,16	15,01	0,21		1,01	0,17				LD	2,32
MAN	16/06/2015	3,30	2,69	4,39	0,20	16,57	0,11	0,07	LD	LD	LD	LD	1,76
MAN	19/08/2016	0,81	2,84	4,45	0,21	13,39	0,14	0,11	LD			LD	1,53
MANa	19/08/2016	0,43	0,51	0,61	0,14	1,21	0,03	0,05	LD			LD	0,65
MANc	19/08/2016	1,34	1,50	1,79	0,24	2,23	0,06	0,06	LD			LD	1,12
MANES	05/05/2017	3,89	3,99	13,23	0,19	18,74	0,90	0,18				LD	
MVP1	12/05/2017	1,44	0,88	0,48	0,04	2,69	1,29	0,11				LD	0,59
OLIVbis	22/11/2017	1,31	0,87	1,62	0,04	7,46	0,45	0,11				0,11	0,50
PEND	29/11/2017	0,90	0,98	2,86	0,14	6,75	0,60	0,13				LD	0,94
RB1	15/10/2016	1,03	1,83	1,21	0,19	7,89	0,08	0,05	LD			LD	1,62
RB2	15/10/2016	1,13	1,94	1,25	0,15	9,82	0,10	0,05	LD			LD	1,53
RBGR1	30/06/2017	1,19	4,17	2,86	0,03	16,57	0,30	0,09				LD	1,63
RBR3	23/08/2016	0,97	0,74	0,83	0,06	3,90	0,27	0,02	LD			LD	0,52
RBR5	23/08/2016	1,85	1,34	1,21	0,06	4,16	1,69	0,05	0,01			LD	0,44
RBR8	23/08/2016	4,80	1,76	0,97	0,06	4,61	4,94	0,07	LD			LD	0,28
RM22	17/05/2017	1,35	2,14	0,64	0,10	6,74	0,45	0,08				LD	1,24
RR1	30/07/2016	0,56	1,41	10,30	0,30	7,39	0,91	1,47	LD			LD	1,77
TB	22/11/2017	1,16	1,03	9,35	0,29	12,02	0,57	0,75				LD	1,09
TBA	15/06/2015	4,00	2,46	7,07	0,16	16,95	0,97	0,10	LD	LD	LD	LD	2,08
TBA	11/05/2017	2,83	2,50	6,96	0,16	14,74	1,85	0,11				LD	2,07
TR	21/07/2017	0,79	0,78	0,73	0,04	3,15	1,08	0,07				LD	0,54
VERO	05/05/2017	3,18	3,16	10,21	0,18	19,52	0,67	0,14				LD	

Annexe 4.2. Concentrations en éléments traces des sources thermales

Sources thermales	Date	Li (µmol/L)	Be (µmol/L)	B (µmol/L)	F (nmol/L)	Al (µmol/L)	P (nmol/L)	Ti (nmol/L)	V (µmol/L)	Cr (µmol/L)	Mn (µmol/L)	Fe (nmol/L)	Co (µmol/L)	Ni (µmol/L)	Cu (µmol/L)	Zn (µmol/L)	Ga (nmol/L)	As (µmol/L)	Rb (µmol/L)	Sr (µmol/L)	Y (µmol/L)	Ag (µmol/L)	Cd (µmol/L)	In (nmol/L)	Cs (µmol/L)	Ba (µmol/L)	La (nmol/L)	Pb (µmol/L)	Bi (µmol/L)	Ce (nmol/L)	Pr (nmol/L)	Nd (nmol/L)	Sm (nmol/L)	Eu (nmol/L)	Gd (nmol/L)	Tb (nmol/L)	Dy (nmol/L)	Ho (nmol/L)	Er (nmol/L)	Tm (nmol/L)	Yb (nmol/L)	Lu (nmol/L)	Th (µmol/L)	U (µmol/L)																			
AGS	17/06/2015	1,2	LD	0,8	0,0	0,0				LD	4,2	LD	0,0	0,2	0,0	LD		LD	0,2	15,7		LD	LD				0,1	LD																																			
BACH	15/06/2015	2,4	LD	2,8	LD	0,1				LD	LD	LD	LD	0,1	0,0	LD		LD	0,2	8,0		LD	LD				0,0	LD																																			
BB	05/05/2017	1,2	LD	10,7	0,0	0,8	LD	LD	LD	LD	7,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,1	LD	LD	0,1	5,1	LD		LD	LD	LD	LD	LD	0,0	LD	LD	0,0	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD													
BB6	30/11/2017	LD	LD	2,8	0,0	LD	LD	LD	0,2	0,0	LD	LD	LD	0,2	LD	LD	LD	LD	0,0	1,5	LD		LD	LD	LD	LD	LD	0,1	LD	LD	0,1	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD												
BB7	30/11/2017	LD	LD	1,4	0,0	LD	LD	LD	0,0	LD	0,1	LD	LD	0,1	LD	LD	LD	LD	0,0	0,6	LD		LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD												
BBLEU1	29/06/2017	LD	LD	1,7	LD	1,0	LD	LD	0,2	0,0	0,0	LD	LD	0,0	0,0	1,2	LD	LD	0,1	3,7	LD		LD	LD	LD	LD	0,0	0,1	LD	LD	0,2	0,0	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD											
BC	15/12/2015	29,8	LD	17,6	0,0	LD	LD	LD	0,1	0,3	2,9	LD	0,2	2,7	LD	LD	LD		0,1	1,2	LD		LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD											
BE	26/10/2017	1,2	LD	2,0	LD	LD	LD	LD	0,0	0,0	7,8	LD	0,1	0,1	LD	LD	LD	LD		0,3	1,9	LD		LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD										
BR14	06/03/2016	12,5	0,0	44,4	0,1	0,2	LD	LD	0,0	0,1	0,3	LD	LD	0,0	LD	0,0	LD		1,0	10,0	LD		LD	LD	0,0	0,1	0,1	LD	LD	LD	LD	0,0	0,1	LD	LD	0,0	LD	LD	0,0	LD	0,0	LD	0,0	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD								
BR14	06/03/2016	12,2	0,0	45,4	0,1	0,0	LD	LD	0,0	0,1	0,8	LD	LD	0,0	LD	0,0	LD		0,8	10,2	LD		LD	LD	0,0	0,0	0,1	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD									
BR14	21/11/2015	14,1	0,0	63,9	0,1	0,1	LD	LD	0,1	0,1	1,4	LD	LD	0,0	LD	LD	LD		0,9	11,6	LD		LD	LD	0,0	0,1	0,0	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD								
BR14	08/09/2017	14,3	LD	74,4	0,1	LD	LD	LD	0,0	0,0	LD	LD	LD	0,0	0,0	0,1	LD	0,0		1,0	10,5	LD		LD	LD	0,0	0,0	LD	LD	LD	0,1	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD								
BR16	30/07/2016	102,5	0,0	1049,5	0,2	LD	LD	LD	0,0	0,1	0,0	LD	LD	0,1	LD	0,0	LD			2,5	6,5	LD		LD	LD	0,2	0,3	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD								
BR16	29/10/2017	137,1	0,0	1545,4	0,2	LD	LD	LD	0,0	0,1	LD	0,0	LD	0,1	LD	LD	LD	0,1		2,9	1,9	LD		LD	LD	0,2	0,0	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD							
BR21	23/08/2016	4,7	0,0	13,4	0,0	LD	LD	LD	0,0	0,0	12,7	LD	LD	LD	LD	0,0	LD			0,2	15,3	LD		LD	LD	0,0	0,7	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD							
BR6	26/08/2017	0,9	LD	3,6	0,0	LD	LD	LD	LD	0,0	0,1	LD	LD	0,1	0,0	0,0	LD	LD		0,3	8,0	LD		LD	LD	LD	0,0	0,0	LD	LD	LD	0,1	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD					
BR9	20/03/2016	LD	LD	1,4	0,0	LD	LD	LD	0,0	0,1	6,4	LD	0,0	0,1	LD	LD	LD			0,5	9,6	LD		LD	LD	LD	0,0	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD					
DUP	15/06/2015	0,8	LD	1,8	0,0	LD				LD	3,2	LD	LD	0,0	LD	LD		LD		0,2	4,0		LD	LD			0,1		LD																																		
EDN	16/05/2015	1,7	LD	1,9	LD	0,0				LD	3,0	0,1	0,0	0,6	LD	LD		LD		0,1	8,7		LD	LD			0,1		LD																																		
FSJ2	14/07/2017	0,9	LD	2,5	LD	LD	LD	LD	0,0	0,0	LD	LD	LD	0,1	0,0	0,1	LD	LD		0,1	7,2	LD		LD	LD	LD	0,0	0,0	LD	LD	0,1	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD				
G3	20/03/2016	LD	LD	2,8	0,0	LD	LD	LD	0,0	0,1	5,9	LD	0,1	0,3	LD	LD	LD			0,5	13,1	LD		LD	LD	LD	0,0	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD				
GDS	17/06/2015	0,6	LD	0,6	0,0	0,0				LD	0,0	LD	LD	0,2	0,0	0,0		LD		0,1	10,9		LD	LD			0,0		LD																																		
IRN	05/05/2017	1,4	LD	7,9	LD	LD	LD	LD	0,0	0,1	1,1	LD	0,0	0,5	LD	0,0	LD		0,0	0,6	1,0	LD		LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD		
MAN	16/06/2015	4,1	LD	4,6	0,0	0,0				LD	13,9	0,1	0,0	0,2	LD	LD		0,0		0,3	8,3		LD	LD			0,2		LD																																		
MAN	19/08/2016	4,9	LD	5,3	0,0	LD	LD	LD	0,0	0,0	1,0	LD	0,0	0,2	LD	LD	LD			0,3	6,8	LD		LD	LD	LD	0,1	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD

Annexe 4.3. Rapports isotopiques de O, H, C, Sr, Li, Cl des sources thermales

Sources thermales	Date	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VSMOW	δD ‰ VSMOW	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^7\text{Li}$ ‰ LSVEC	$\delta^{37}\text{Cl}$ ‰ SMOC
AGS	17/06/2015					9,11	
BACH	15/06/2015	-6,7	-41,6	1,4	0,704317	11,89	
BB	05/05/2017	-8,06	-53,1	-1,39	0,704139		0,35
BB6	30/11/2017	-7,47	-49,7	-1,96	0,704129		
BB7	30/11/2017	-7,58	-50,6	-14,15			
BBLEU1	29/06/2017	-8,08	-53,4	-6,07	0,704203		
BC	15/12/2015	-7,62	-43,4	-3,17	0,704196		
BE	26/10/2017	-8,15	-55,1	-1,3	0,704167		
BR14	21/11/2015	-8,44	-52,5	-1,53	0,704172		
BR14	06/03/2016	-8,14	-51,7	-1,48	0,704157		
BR14	06/03/2016	-8,19	-51,9	-0,17	0,704156		
BR14	08/09/2017	-8,53	-53,7	-0,78	0,704179		-0,35
BR16	30/07/2016	-8,41	-52	1,77	0,704165		0,02
BR16	29/10/2017	-8,67	-53,3	0,6	0,704162		0,12
BR21	23/08/2016	-8,07	-51,7	2,98	0,704249		0,4
BR6	26/08/2017	-7,35	-46	-1,45	0,704212		
BR9	20/03/2016	-7,96	-53,1	0,1	0,704175		
DUP	15/06/2015	-6,5	-38,4	3,4	0,704224	13,25	
EDN	16/05/2015	-6,5	-38,7	3	0,704237	9,58	
FSJ2	14/07/2017	-5,96	-34,4	-2,61	0,704240		
G3	20/03/2016	-8,23	-51,9	0,24	0,704183		
GDS	17/06/2015	-5,9	-33,1	1,7	0,704330	14,5	
IRN	05/05/2017	-8,05	-51				
MAN	16/06/2015	-7,2	-43,4	1,6	0,704277	9,95	
MAN	19/08/2016	-7,19	-42,5	1,22	0,704273		
MANa	19/08/2016	-8,58	-54,8	1,54	0,704240		
MANc	19/08/2016	-8,54	-53,8	5,15	0,704258		
MANES	05/05/2017	-8,03	-51,3	-0,86			
MVP1	12/05/2017	-5,84	-35,2	-12,85	0,704330		
OLIVbis	22/11/2017	-6,01	-37,1	-12,3	0,704364		
PEND	29/11/2017	-8,18	-58,8	-14,76	0,704212		
RB1	15/10/2016	-6,5	-37,1	-1,91	0,704308		
RB2	15/10/2016	-6,37	-36,6	-1,9	0,704309		
RBGR1	30/06/2017	-6,9	-45,9	-4,27	0,704176		
RBR3	23/08/2016	-8,01	-50,4	2,82	0,704181		
RBR5	23/08/2016	-7,76	-48,1	-0,16	0,704185		
RBR8	23/08/2016	-7,97	-50,2	0,92	0,704169		
RM22	17/05/2017	-5,98	-36,5	-7,48	0,704216		
RR1	30/07/2016	-8,48	-56,3	2,61	0,704167		0,18
TB	22/11/2017	-6,42	-38,7	-1,72	0,704194		0,27
TBA	15/06/2015					11,51	
TBA	11/05/2017	-6,59	-39,9	0,34	0,704265		
TR	21/07/2017	-6,69	-41,1	-8,02	0,704333		
VERO	05/05/2017	-7,93	-51,3	-1,97			

Annexe 4.4. Rapports isotopiques de Li et Cl des sources thermals prélevées dans le cadre l'étude de Sanjuan et al., (2001).

Sources thermales	Date	$\delta^7\text{Li}$ ‰ LSVEC	$\delta^{37}\text{Cl}$ ‰ SMOC
AGS	21/10/2000	9,11	
BACH	24/10/2000	11,89	
DUP	25/10/2000	13,25	
EDN	26/10/2000	9,58	
GDS	24/10/2000	14,5	
MAN	19/10/2000	9,95	
TBA	19/10/2000	11,51	
BACH	24/10/2000	13	
BB	01/10/2000	18	
BR12	26/10/2000	2	
GDS	01/10/2000	16,6	
IRN	01/10/2000	12	
MAN	21/08/2000	8	
MAN G	01/10/2000	7,5	
MANES	24/10/2000	15,7	
OLIV1	21/10/2000	11,6	0,08
OLIV2	24/10/2000	34,8	0,07
RFOUQ	25/10/2000	21,8	
sRMAT	26/10/2000	12	
sRMAT2	24/10/2000	13	
sRMAT3	19/10/2000	20,6	
VERO	19/10/2000	14,1	

Annexe 5 Analyses chimiques et isotopiques des eaux et gaz des sources thermales du massif du PDN et des pluies à Salazie et Cilaos réalisées dans le cadre de la campagne de suivi de cette étude

Annexe 5.1. Concentrations en éléments majeurs (mmol/L) des sources thermales

Source thermale	Date	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl	NO ₃	SiO ₂
IRN	05/05/2017	0,39	4,16	15,01	0,21		1,01	0,17	LD	2,32
IRN	15/06/2017	0,12	4,08	14,79	0,20	24,56	1,01	0,15	LD	2,36
IRN	30/08/2017	0,12	4,17	15,46	0,22	28,97	1,04	0,21	LD	2,41
IRN	25/09/2017	0,09	4,15	15,05	0,20	20,03	1,02	0,16	LD	2,42
IRN	26/10/2017	0,08	4,26	15,33	0,20	25,33	1,04	0,15	LD	2,43
IRN	29/11/2017	0,11	4,19	15,13	0,19	20,51	1,04	0,15	LD	2,51
MANES	05/05/2017	3,89	3,99	13,23	0,19	18,74	0,90	0,18	LD	
MANES	15/06/2017	0,26	3,86	13,02	0,20	22,08	0,86	0,16	LD	
MANES	30/08/2017	0,12	3,93	12,94	0,20	22,54	0,88	0,16	LD	
MANES	25/09/2017	0,11	3,99	13,18	0,20	20,98	0,89	0,15	LD	
MANES	26/10/2017	0,10	3,99	13,02	0,20	23,82	0,90	0,16	LD	
MANES	29/11/2017	0,18	3,99	13,14	0,19	10,79	0,90	0,26	LD	2,21
OLIVbis	22/11/2017	1,31	0,87	1,62	0,04	7,46	0,45	0,11	0,11	0,50
OLIVbis	30/01/2018	1,85	1,23	1,59	0,04	7,39	1,37	0,13	0,19	LD
TR	21/07/2017	0,79	0,78	0,73	0,04	3,15	1,08	0,07	LD	0,54
TR	30/01/2018	2,43	2,71	1,05	0,06	4,18	5,07	0,09	LD	0,60
VERO	05/05/2017	3,18	3,16	10,21	0,18	19,52	0,67	0,14	LD	
VERO	15/06/2017	0,16	3,33	10,56	0,16	20,79	0,68	0,14	LD	
VERO	30/08/2017	0,21	3,36	10,65	0,16	16,15	0,72	0,13	LD	
VERO	25/09/2017	0,14	3,40	10,69	0,25	16,15	0,72	0,25	LD	
VERO	26/10/2017	0,13	3,47	10,93	0,16	21,74	0,74	0,12	LD	
VERO	29/11/2017	0,18	3,37	10,69	0,16	14,79	0,74	0,14	LD	2,03

Annexe 5.2. Concentrations en éléments majeurs (mmol/L) des sources thermales

Sources thermales	Date	Li (μmol/L)	Be (μmol/L)	B (μmol/L)	F (mmol/L)	Al (μmol/L)	P (mmol/L)	Ti (mmol/L)	V (μmol/L)	Cr (μmol/L)	Mn (μmol/L)	Fe (mmol/L)	Co (μmol/L)	Ni (μmol/L)	Cu (μmol/L)	Zn (μmol/L)	Ga (nmol/L)	As (μmol/L)	Rb (μmol/L)	Sr (μmol/L)	Y (μmol/L)	Ag (μmol/L)	Cd (μmol/L)	In (nmol/L)	Cs (μmol/L)	Ba (μmol/L)	La (nmol/L)
IRN	05/05/2017	1,4	LD	7,9	LD	LD	LD	LD	0,0	0,1	1,1	LD	0,0	0,5	LD	0,0	LD	0,0	0,6	1,0	LD		LD	LD	LD	LD	LD
IRN	15/06/2017	1,3	LD	8,2	LD	LD	LD	LD	0,0	0,0	LD	LD	0,0	0,4	0,0	0,0	LD	LD	0,5	0,2	LD		LD	LD	LD	LD	LD
IRN	30/08/2017	1,4	LD	9,1	LD	LD	LD	LD	0,0	0,1	0,0	LD	0,0	0,3	0,0	0,0	LD	LD	0,6	0,1	LD		LD	LD	LD	LD	LD
IRN	25/09/2017	1,3	LD	8,7	LD	LD	LD	LD	0,0	0,1	LD	LD	LD	0,3	LD	0,0	LD	LD	0,6	0,1	LD		LD	LD	LD	LD	LD
IRN	26/10/2017	1,4	LD	8,2	LD	LD	LD	LD	0,0	0,1	2,0	LD	0,0	0,6	0,0	LD	LD	LD	0,6	0,2	LD		LD	LD	LD	LD	LD
IRN	29/11/2017	1,3	LD	8,2	LD	LD	LD	LD	0,0	0,1	4,6	0,0	0,1	0,7	LD	0,0	LD	0,0	0,5	0,1	LD		LD	LD	LD	LD	LD
OLIVbis	22/11/2017	LD	LD	0,9	LD	LD	LD	LD	0,1	0,0	LD	LD	LD	LD	LD	0,0	LD	LD	0,0	5,2	LD		LD	LD	LD	LD	0,1
OLIVbis	30/01/2018	LD	LD	1,1	LD	LD	LD	LD	0,1	0,0	0,0	LD	LD	LD	0,0	0,1	LD	LD	0,0	4,6	LD		LD	LD	LD	LD	0,1
TR	21/07/2017	0,9	0,0	1,3	0,0	0,9	LD	LD	LD	LD	3,4	0,0	LD	0,0	0,0	0,6	LD	LD	0,1	1,9	LD		LD	LD	LD	0,0	0,7
TR	30/01/2018	2,3	0,1	1,8	0,0	1,2	LD	LD	LD	LD	12,4	0,1	LD	LD	0,0	0,2	LD	LD	0,1	5,6	0,0		LD	LD	LD	0,1	7,6

Sources thermales	Date	La (nmol/L)	Pb (µmol/L)	Bi (µmol/L)	Ce (nmol/L)	Pr (nmol/L)	Nd (nmol/L)	Sm (nmol/L)	Eu (nmol/L)	Gd (nmol/L)	Tb (nmol/L)	Dy (nmol/L)	Ho (nmol/L)	Er (nmol/L)	Tm (nmol/L)	Yb (nmol/L)	Lu (nmol/L)	Th (µmol/L)	U (µmol/L)
		IRN	05/05/2017	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
IRN	15/06/2017	LD	LD	LD	0,0	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
IRN	30/08/2017	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
IRN	25/09/2017	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
IRN	26/10/2017	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
IRN	29/11/2017	LD	LD	LD	0,0	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
OLIVbis	22/11/2017	0,1	LD	LD	0,1	LD	0,1	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
OLIVbis	30/01/2018	0,1	LD	LD	0,1	LD	0,1	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0,0	LD	LD
TR	21/07/2017	0,7	LD	LD	0,9	0,1	0,4	LD	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	LD	0,1	0,0	LD	LD
TR	30/01/2018	7,6	LD	LD	7,6	0,8	2,8	0,5	0,1	0,6	0,1	0,5	0,1	0,3	0,0	0,1	0,0	LD	LD

Annexe 5.3. $\delta^{18}\text{O}$ et δD dans les eaux de pluies et les sources thermales

Secteur	Période d'échantillonnage des pluies/ Date d'échantillonnage de sources = fin de période	Collecteur d'eau de pluie de Salazie				Source TBA	
		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	Volume (L)	Pluviométrie (mm) corrigée ¹	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)
Salazie	07/04/17-11/05/17	-4.06	-16.8	5.2	67.5	-6.59	-39.9
	11/05/17-14/06/17	-3.11	-9.8	1.6	20.0	-6.72	-40.4
	14/06/17-21/07/17	-2.70	-5.2	0.7	9.0	-6.79	-40.3
	21/07/17-25/08/17	-2.07	1.8	1.2	14.9	-6.3	-40.0
	25/08/17-21/09/17	-3.77	-15.7	0.9	11.0	-6.92	-41.1
	21/09/17-19/10/17	-1.86	1.5	1.0	13.4	-6.97	-40.7
	19/10/17-22/11/17	-2.89	-8.7	2.6	34.1	-6.97	-40.8
	22/11/17-20/12/17	-1.49	3.2	No data	8.6	-7.05	-40.5
	20/12/17-30/01/18	-7.22	-47.3	Overflow	298.4	-6.53	-39.0
	30/01/18-31/05/18	-6.90	-42.8	Overflow	506.2	-6.60	-39.7
	31/05/18-17/07/18	-2.47	-1.3	2.0	25.8	-6.74	-39.6
	17/07/18-18/10/18	-2.24	-1.8	2.9	36.8	-6.88	-40.5
	18/10/18-07/11/18	-2.58	-10.0	1.4	18.1	-6.96	-40.1
	08/11/18-21/01/19	-5.61	-32.3	11.1	143.3	-6.81	-40.3
	21/01/19-12/02/19	-5.19	-29.0	1.6	20.7	-6.83	-40.5
	12/02/19-13/03/19	-3,61	-15,5	1,9	23,9	-6,89	-40,3
13/03/19-17/04/19	-4,73	-25,3	2,4	31,0	-6,96	-40,4	
17/04/19-28/05/19	-2,66	-4,4	1,5	19,4	-7,03	-40,5	

¹ La pluviométrie est déduite du volume de pluie collecté, sauf pour les données manquantes où elle est approximée à partir des données METEOFRAANCE des stations proches et des différences entre ces stations et nos équipements sur la totalité des deux années de suivi.

Secteur	Période d'échantillonnage des pluies/ Date d'échantillonnage de sources = fin de période	Collecteur d'eau de pluie de Cilaos				Source IRN		Source VERO		Source MANES	
		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	Volume (L)	Pluviométrie (mm) corrigée ¹	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)
Cilaos	30/03/17-05/05/17	-4.40	-18.4	No data	53.7	-8.05	-51.0	-7,93	-51,3	-8,03	-51,3
	05/05/17-15/06/17	-3.61	-18.2	1.0	12.3	-8.10	-51.2	-7,96	-51,6	-8,04	-51,5
	15/06/17-28/07/17	-2.67	-4.6	0.7	9.0	-8.09	-51.2	-7,96	-51,4	-7,99	-51,1
	28/07/17-30/08/17	-2.70	-5.1	1.0	12.9	-8.04	-50.9	-7,96	-51,2	-8,02	-51,4
	30/08/17-25/09/17	-2.76	-2.8	0.8	9.7	-7.89	-50.9	-7,96	-51,4	-7,98	-51
	25/09/17-26/10/17	-1.31	4.4	0.3	3.2	-8.06	-51.0	-8	-51,5	-8,06	-51,4
	26/10/17-29/11/17	-3.16	-11.7	1.8	23.6	-8.14	-51.1	-7,97	-51,3	-8	-51,3
	29/11/17-21/12/17	-2.74	-7.2	No data	10.1	-8.09	-51.3	-7,96	-51,1	-8,08	-51,0
	21/12/17-06/02/18	-8.34	-57.8	Overflow	304.4	-8.05	-51.5	-7,99	-51,5	-8,01	-51,2
	06/02/18-21/05/18	-9.68	-66.3	Overflow	430.9	-8.10	-51.6	-8,05	-51,7	-8,08	-51,7
	21/05/18-15/10/18	-2.25	-1.9	2.6	32.9	-8.10	-50.9	-7,96	-51,5	-8,1	-51,6
	15/10/18-08/11/18	-4.97	-25.3	2.2	27.8	-8.11	-51.1	-8,03	-51,3	-8,08	-51,7
	08/11/18-05/12/18	-3.70	-17.3	2.0	25.2	-8.13	-51.4	-7,99	-51,7	-8,1	-51,5
	05/12/18-22/01/19	-5.69	-34.8	3.9	50.4	-8.12	-51.6	-7,97	-51,2	-8,09	-51,3
	22/01/19-13/02/19	-5.20	-25.8	2.0	25.8	-8.11	-51.2	-8,02	-51,3	-8,08	-51,3
	13/02/19-14/03/19	-3,59	-15,8	0,9	11,6	-8,11	-51,2	-8	-50,7		
	14/03/19-18/04/19	-4,86	-26,6	1,6	20,7	-8,12	-50,8				
18/04/19-29/05/19	-3,24	-8,3	0,6	7,1	-8,17	-50,9	-7,99	-50,8	-8,06	-50,8	

Annexe 5.4. Suivi de $\delta^{13}\text{C}$ dans les eaux et les gaz des sources thermales

Sources thermales	Date	pH à l'émergence	T à l'émergence (°C)	TDIC (mmol/L)	$\delta^{13}\text{C}$ (TDIC) (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (CO ₂) (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (CO ₂) (‰ VSMOW)
IRN	05/05/2017	6,4	36,2	38,03	-0,78		
IRN	15/06/2017	6,5	35,1	40,35	-1,22		
IRN	30/08/2017	6,7		40,73	-0,86	-5,26	31,76
IRN	25/09/2017	6,4	36	36,16	-0,51	-5,39	31,53
IRN	26/10/2017	6,6	36,2	38,18	-0,50	-5,39	31,48
IRN	29/11/2017	6,4	34,3	37,22	-0,36	-5,35	31,74
MANES	05/05/2017	6,4	30,7	34,46	-0,86		
MANES	15/06/2017	6,4	30,5	40,65	-1,43	-5,63	31,51
MANES	30/08/2017	6,5	29,6	37,74	-1,25		
MANES	25/09/2017	6,4	29,8	38,75	-0,79		
MANES	26/10/2017	6,6	30,8	36,42	-1,20		
MANES	29/11/2017	6,0	30,3	33,65	0,02		
OLIVbis	22/11/2017	8,1	22,3	7,64	-12,3		
OLIVbis	30/01/2018	7,8	22,3	7,69	-12,11		
TR	21/07/2017	7,3	20,8	3,53	-8,02		
TR	30/01/2018	7,5	20,8	4,50	-6,36		
VERO	05/05/2017	6,4	29,3	36,12	-1,97		
VERO	15/06/2017	6,4	29,3	38,48	-2,08	-5,79	31,70
VERO	30/08/2017	6,2	29,7	37,83	-2,16	-5,99	31,81
VERO	25/09/2017	6,2	29,5	37,87	-2,21		
VERO	26/10/2017	6,4	29,9	40,11	-2,20		
VERO	29/11/2017	6,1	29,5	39,85	-2,26		

Annexe 5.5. Suivi de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les eaux et les gaz des sources thermales

Sources thermales	Date	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
IRN	28/07/2017	0,704169
IRN	25/09/2017	0,704168
OLIVbis	22/11/2017	0,704364
OLIVbis	30/01/2018	0,704347
TR	21/07/2017	0,704333
TR	30/01/2018	0,704308

Annexe 6 Analyses chimiques et isotopiques des eaux de rivière à proximité du sommet du PDN

Rivière	X UTM40S/RGR92	Y UTM40S/RGR92	Date
Amont Bras Rouge	341312	7666250	23/08/2016
Amont Rivière du Mât	343730	7666357	19/08/2016
Amont Ravine Blanche (Salazie)	340204	7668925	15/10/2016

Rivière	EC (µS/cm)	pH	T (°C)	Ca (mmol/L)	Mg (mmol/L)	Na (mmol/L)	K (mmol/L)	HCO3 (mmol/L)	SO4 (mmol/L)	Cl (mmol/L)	NO3 (mmol/L)	SiO2 (mmol/L)	Li (µmol/L)	Be (µmol/L)
Amont Bras Rouge	209	8,2	10,0	0,509	0,455	0,227	0,041	0,004	0,144	0,014	0,000	0,369	LD	0,002
Amont Rivière du Mât	61	8,0	11,4	0,052	0,070	0,324	0,070	0,003	0,008	0,014	0,000	0,423	LD	0,001
Amont Ravine Blanche (Salazie)	47,9	7,7	6,6	0,037	0,039	0,234	0,059	0,003	0,007	0,013	0,000	0,367	LD	0,000

Rivière	B (µmol/L)	F (mmol/L)	Al (mmol/L)	P (mmol/L)	Ti (mmol/L)	V (µmol/L)	Cr (µmol/L)	Mn (mmol/L)	Fe (mmol/L)	Co (µmol/L)	Ni (µmol/L)	Cu (µmol/L)	Zn (µmol/L)	Ga (µmol/L)	Rb (µmol/L)
Amont Bras Rouge	LD	0,015	0,000	LD	LD	0,010	0,007	0,000	0,000	0,001	0,004	0,010	0,172	0,000	0,049
Amont Rivière du Mât	LD	0,011	0,001	LD	LD	0,176	0,013	0,000	0,001	0,001	0,005	0,007	0,153	0,001	0,121
Amont Ravine Blanche (Salazie)	LD	0,006	0,001	LD	LD	0,099	0,009	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,030	0,000	0,077

Rivière	Sr (µmol/L)	Y (µmol/L)	Cd (µmol/L)	In (µmol/L)	Cs (µmol/L)	Ba (µmol/L)	La (nmol/L)	Pb (µmol/L)	Bi (µmol/L)	Ce (nmol/L)	Pr (nmol/L)	Nd (nmol/L)	Sm (nmol/L)	Eu (nmol/L)
Amont Bras Rouge	1,264	0,000	0,001	0,000	0,000	0,040	0,263	0,008	0,000	0,488	0,043	0,248	0,064	0,028
Amont Rivière du Mât	0,082	0,000	0,000	LD	0,000	0,136	0,141	0,017	LD	0,175	0,024	0,078	0,016	0,009
Amont Ravine Blanche (Salazie)	0,059	0,000	0,001	LD	0,000	0,006	0,123	0,002	LD	0,176	0,018	0,085	0,010	0,003

Rivière	Gd (nmol/L)	Tb (nmol/L)	Dy (nmol/L)	Ho (nmol/L)	Er (nmol/L)	Tm (nmol/L)	Yb (nmol/L)	Lu (nmol/L)	Th (µmol/L)	U (µmol/L)	δ ¹⁸ O (‰ VSMOW)	δD (‰ VSMOW)	87Sr/86Sr
Amont Bras Rouge	0,064	0,027	0,104	0,025	0,074	0,009	0,054	0,007	LD	0,000	-7,18	-44,4	0,704208
Amont Rivière du Mât	0,010	0,003	0,017	0,003	0,010	LD	0,007	0,002	LD	0,000	-7,97	-51,3	0,704481
Amont Ravine Blanche (Salazie)	0,014	0,002	0,022	0,004	0,013	0,001	0,008	0,001	LD	0,000	-7,26	-46,1	0,704336

LETTRE D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT

Je, soussigné(e) Bhavani Bénard en ma qualité de doctorant(e) de l'Université de La Réunion, déclare être conscient(e) que le plagiat est un acte délictueux passible de sanctions disciplinaires. Aussi, dans le respect de la propriété intellectuelle et du droit d'auteur, je m'engage à systématiquement citer mes sources, quelle qu'en soit la forme (textes, images, audiovisuel, internet), dans le cadre de la rédaction de ma thèse et de toute autre production scientifique, sachant que l'établissement est susceptible de soumettre le texte de ma thèse à un logiciel anti-plagiat.

Fait à Saint-Denis le 24/02/2020

Signature :



Extrait du Règlement intérieur de l'Université de La Réunion
(validé par le Conseil d'Administration en date du 11 décembre 2014)

Article 9. Protection de la propriété intellectuelle – Faux et usage de faux, contrefaçon, plagiat

L'utilisation des ressources informatiques de l'Université implique le respect de ses droits de propriété intellectuelle ainsi que ceux de ses partenaires et plus généralement, de tous tiers titulaires de tels droits.

En conséquence, chaque utilisateur doit :

- utiliser les logiciels dans les conditions de licences souscrites ;
- ne pas reproduire, copier, diffuser, modifier ou utiliser des logiciels, bases de données, pages Web, textes, images, photographies ou autres créations protégées par le droit d'auteur ou un droit privatif, sans avoir obtenu préalablement l'autorisation des titulaires de ces droits.

La contrefaçon et le faux

Conformément aux dispositions du code de la propriété intellectuelle, toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle d'une œuvre de l'esprit faite sans le consentement de son auteur est illicite et constitue un délit pénal.

L'article 444-1 du code pénal dispose : « Constitue un faux toute altération frauduleuse de la vérité, de nature à causer un préjudice et accomplie par quelque moyen que ce soit, dans un écrit ou tout autre support d'expression de la pensée qui a pour objet ou qui peut avoir pour effet d'établir la preuve d'un droit ou d'un fait ayant des conséquences juridiques ».

L'article L335_3 du code de la propriété intellectuelle précise que : « Est également un délit de contrefaçon toute reproduction, représentation ou diffusion, par quelque moyen que ce soit, d'une œuvre de l'esprit en violation des droits de l'auteur, tels qu'ils sont définis et réglementés par la loi. Est également un délit de contrefaçon la violation de l'un des droits de l'auteur d'un logiciel (...) ».

Le plagiat est constitué par la copie, totale ou partielle d'un travail réalisé par autrui, lorsque la source empruntée n'est pas citée, quel que soit le moyen utilisé. Le plagiat constitue une violation du droit d'auteur (au sens des articles L 335-2 et L 335-3 du code de la propriété intellectuelle). Il peut être assimilé à un délit de contrefaçon. C'est aussi une faute disciplinaire, susceptible d'entraîner une sanction.

Les sources et les références utilisées dans le cadre des travaux (préparations, devoirs, mémoires, thèses, rapports de stage...) doivent être clairement citées. Des citations intégrales peuvent figurer dans les documents rendus, si elles sont assorties de leur référence (nom d'auteur, publication, date, éditeur...) et identifiées comme telles par des guillemets ou des italiques.

Les délits de contrefaçon, de plagiat et d'usage de faux peuvent donner lieu à une sanction disciplinaire indépendante de la mise en œuvre de poursuites pénales.