



HAL
open science

Caractérisations structurale et pétrophysique d'un système géothermique en contexte volcanique d'arc de subduction : exemple de l'archipel de Guadeloupe

Vivien Navelot

► To cite this version:

Vivien Navelot. Caractérisations structurale et pétrophysique d'un système géothermique en contexte volcanique d'arc de subduction : exemple de l'archipel de Guadeloupe. Sciences de la Terre. Université de Lorraine, 2018. Français. NNT : 2018LORR0339 . tel-02324899

HAL Id: tel-02324899

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-02324899>

Submitted on 22 Oct 2019

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.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

THÈSE

pour obtenir le grade de Docteur délivré par

l'Université de Lorraine

École doctorale SIReNa (ED 410)

Laboratoire **GeoRessources** (CNRS - UMR 7359)

Spécialité : **Géosciences**

Présentée et soutenue publiquement par

Vivien Navelot

le 31 octobre 2018

**Caractérisations structurale et pétrophysique
d'un système géothermique en contexte
volcanique d'arc de subduction
Exemple de l'archipel de Guadeloupe**

Jury

M. Lionel Esteban	DR, Géologue Sénior CSIRO	Rapporteur
M. Benjamin van Wyk de Vries	Pr Université de Clermont-Ferrand	Rapporteur
Mme Danièle Bartier	MCF Université de Lorraine	Examinatrice
Mme Agnès Samper	IR Université de Lorraine	Examinatrice
Mme Mai-Linh Doan	MCF Université de Grenoble	Examinatrice
M. Thomas Kohl	Pr Karlsruhe Institute of Technology	Examineur
M. Simon Viard	Coordinateur Géosciences, Teranov	Invité
M. Laurent Escaré	Géologue Sénior, Storengy	Invité
M. Yves Géraud	Pr Université de Lorraine	Directeur de thèse
M. Marc Diraison	MCF Université de Strasbourg	Co-directeur de thèse



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE

Geo
Ressources

SIReNa



GEOTREF



THÈSE

pour obtenir le grade de Docteur délivré par

l'Université de Lorraine

École doctorale SIReNa (ED 410)

Laboratoire GeoRessources (CNRS - UMR 7359)

Spécialité : Géosciences

Présentée et soutenue publiquement par

Vivien Navelot

le 31 octobre 2018

**Caractérisations structurale et pétrophysique
d'un système géothermique en contexte
volcanique d'arc de subduction
Exemple de l'archipel de Guadeloupe**

Jury

M. Lionel Esteban	DR, Géologue Sénior CSIRO	Rapporteur
M. Benjamin van Wyk de Vries	Pr Université de Clermont-Ferrand	Rapporteur
Mme Danièle Bartier	MCF Université de Lorraine	Examinatrice
Mme Agnès Samper	IR Université de Lorraine	Examinatrice
Mme Mai-Linh Doan	MCF Université de Grenoble	Examinatrice
M. Thomas Kohl	Pr Karlsruhe Institute of Technology	Examineur
M. Simon Viard	Coordinateur Géosciences, Teranov	Invité
M. Laurent Escaré	Géologue Sénior, Storengy	Invité
M. Yves Géraud	Pr Université de Lorraine	Directeur de thèse
M. Marc Diraison	MCF Université de Strasbourg	Co-directeur de thèse

Remerciements

Il y a un peu plus de 4 ans, j'avais dit à Jean-Claude Ringenbach sur le trajet vers Sivas : « La seule personne avec qui je pourrai faire une thèse, c'est Yves Géraud ». Tu fais toujours preuve d'une humanité peu commune, tu prends les gens comme ils sont et leur laisses une liberté totale. Merci Yves pour les conditions dans lesquelles tu nous permets de faire ces thèses.

Marc, pas de chance, tu arrivais à Nancy et on t'as mis en co-encadrement d'un meusien. Mais c'était pour la bonne cause et aller dans les Caraïbes tous les ans au mois de novembre. Ce fut un plaisir de te rencontrer, de partager des missions de terrain avec toi et surtout de longues discussions tardives.

Un immense merci à tous les membres du jury qui ont très gentiment accepté d'évaluer ce manuscrit et de faire le déplacement jusqu'à Nancy.

Simon Viard, un coordinateur géosciences au top. Quel plaisir d'avoir pu échanger régulièrement avec toi que ce soit pour le travail ou d'autres sujets. Toujours disponible et d'une grande efficacité tu as souvent facilité la vie des thésards GEOTREF. Merci également à toute l'équipe de Teranov qui nous as permis de réaliser des missions de terrains agréables.

Une grande pensée à mes collègues de bureau Lionel Bertrand, Claire Bossennec et Bastien Walter ainsi qu'à tous les doctorants de l'équipe Jade Dutilleul, Audrey Thomas, Rami Masheta, Mohamed Ougadire, Mohamad Ali Salloum et Hanane Sgiouri El Idrissi avec qui nous avons mené de longues discussions.

Le projet GEOTREF fut un tremplin pour des rencontres extrêmement intéressantes. Je pense en particulier aux collègues de terrain : Jeanne Mercier de Lépinay, notre machine géophysicienne, une joie et une bonne humeur constante ; Alexiane Favier, la rigueur et la gentillesse ; Lucie Legendre, toujours présente pour aider sur le terrain ; et Gildas Beauchamps, un vrai copain. Merci également à tous les partenaires GEOTREF avec qui c'était toujours un plaisir d'échanger.

Je tiens également à remercier Danièle Bartier pour sa gentillesse, sa disponibilité et son dévouement. Merci à Laurent Schoumacker, Clément Grandclaude et Mohamed Moumni pour les conseils et l'aide à la préparation des échantillons.

J'aimerais aussi remercier Laurence Moine et Patrick Lagrange pour leur aide dans toutes les démarches administratives.

Cette thèse a été propice au développement de nouvelles relations à GeoRessrouces et en dehors. Un grand merci à Christophe Morlot pour sa disponibilité et ses conseils pour un traitement efficace des images de tomographie à rayons X. Merci à Pierre-Yves Arnould pour avoir fait considérablement avancer notre projet de base de données pétrophysique ; disponible

prochainement, je l'espère, en libre accès. Le développement de la base de données fut également une occasion d'établir de futures collaborations avec l'université de Darmstadt et notamment Kristian Bär qui a eu la gentillesse de répondre favorablement à notre demande et aussi d'apporter des améliorations considérables à l'article pétrophysique.

Enfin, je tiens à remercier tous les stagiaires des projets laboratoire 2A, 3A, M2 de l'ENSG et M1 de la FST, et ils ont été nombreux. Bien que chronophage, l'encadrement de tous ces stagiaires reste un plaisir de faire découvrir des bribes de recherche et de rigueur expérimentale. Bien que l'investissement n'ai pas toujours été au top à cause d'un emploi du temps chargé, il y a eu de super rencontres. Un grand merci "chronologique" à tous les étudiants qui ont fait, re-fait et re-re-fait les manipulations : Jade Dutilleul, Eloïse Grellier, Alexandre Boulay, Hélène Velcin, Vincent Girard, Théo Renaud, Daouda Meite, Zoé Renat, Mansuy Thomas, Marion Dietrich, Sakinah Maleck, Julien Léger, Florent Becquer, Corentin Cochard, Laurine Duvivier, William Carlin, Alexandre Dupuy, Nathanael Buaron et Damien Cyolczyk.

Enfin, le plus grand merci revient à Mariannick qui a fait preuve d'une grande patience et m'a considérablement simplifié la vie ces derniers mois. Désolé pour tout le temps que je ne t'ai pas consacré.

Merci pour ce moment.

Table des matières

TABLE DES MATIERES	7
---------------------------	----------

AVANT-PROPOS 17

1	MOTIVATION DE LA THESE	19
2	PRINCIPE DE LA GEOTHERMIE ET SPECIFICITES DE LA GEOTHERMIE HAUTE TEMPERATURE	23
3	CONTEXTES GEOLOGIQUES FAVORABLES AU DEVELOPPEMENT DE LA GEOTHERMIE DE HAUTE TEMPERATURE	28
4	ÉTUDE DE TERRAIN ET D'ANALOGUE	30
5	ORGANISATION DU MANUSCRIT	31

PARTIE 1 - INTRODUCTION GENERALE 35

CHAPITRE 1 - LES COMPOSANTES D'UN SYSTEME GEOTHERMIQUE DE HAUTE TEMPERATURE EN CONTEXTE VOLCANIQUE 37

1	MODELE CONCEPTUEL D'UN SYSTEME GEOTHERMIQUE EN CONTEXTE VOLCANIQUE D'ARC INSULAIRE	38
1.1	Le modèle	38
1.2	Source de chaleur	41
2	FACIES PRESENTS AU SEIN DU SYSTEME GEOTHERMIQUE	41
2.1	Les coulées de lave	42
2.1.1	Coulées de lave 'a'ā	42
2.1.2	Coulées de lave pāhoehoe	42
2.1.3	Coulées de laves à blocs	43
2.2	Les coulées et avalanches de débris	43
2.3	Les dépôts pyroclastiques	46
2.4	Minéraux hydrothermaux pouvant affecter ces faciès	48
3	LE RESEAU POREUX DANS LES SYSTEMES VOLCANIQUES	50
3.1	Porosité primaire	50
3.1.1	Porosité primaire des laves	50
3.1.2	Porosité primaire dans les coulées de débris et les dépôts pyroclastiques	52
3.2	Porosité formée par des processus secondaires	52
3.2.1	Porosité créée par des processus tectoniques	52
3.2.2	Porosité créée par l'altération	56

CHAPITRE 2 - METHODES ET TECHNIQUES D'INVESTIGATION DE L'ETUDE 61

1	ACQUISITION DES DONNEES STRUCTURALES	63
1.1	Principe de l'étude multi-échelle	63
1.2	Analyse des linéaments	63
1.3	A l'échelle du terrain	64
2	ANALYSE PETROPHYSIQUE	65
2.1	L'échantillonnage à l'affleurement	65
2.2	Caractérisation pétrographique	66
2.2.1	Identification des phases minérales primaires et secondaires	66

2.2.2	Données géochimiques	68
2.2.3	Détermination des minéraux porteurs d'un signal magnétique	68
2.3	Propriété de stockage : la porosité	72
2.3.1	Définition	72
2.3.2	Porosimétrie par saturation à l'eau	72
2.3.3	Porosimétrie par pycnométrie à hélium	73
2.3.4	Porosimétrie par injection de mercure	74
2.3.5	Étude du réseau poreux par tomographie à rayons X et analyse de lames minces	77
2.4	Propriété de transfert : la perméabilité	79
2.4.1	Définition	79
2.4.2	Perméabilité mesurée grâce à un perméamètre portable de terrain	80
2.4.3	Perméabilité au diazote	81
2.5	Densités	85
2.6	Conductivité thermique	87
2.6.1	Définitions	87
2.6.2	Méthodologie	88
2.6.3	Bilan d'utilisation du TCS pour la caractérisation de roches volcaniques	90
2.7	Propagation des ondes acoustiques et coefficients mécaniques	95
2.7.1	Mesures des ondes P et S sur parallélépipèdes	95
2.7.2	Distribution spatiale de V_P à pression de confinement variable	98
CHAPITRE 3 - PRESENTATION DES ZONES D'ETUDE		99
1	GEODYNAMIQUE REGIONALE	99
1.1	La zone de subduction	99
1.2	L'arc insulaire des Petites Antilles	101
1.3	Modèle tectonique de l'arc et de l'avant-arc	102
2	L'ARCHIPEL DE GUADELOUPE	106
2.1	Système de l'Éperon Bertrand-Falmouth	106
2.2	Système de Karukéra	107
2.3	Système de Marie-Galante	107
2.4	Système des Saintes	107
2.5	Le système de Bouillante-Montserrat	108
3	GEOLOGIE DE BASSE-TERRE	109
3.1	La carte géologique	109
3.2	Chronologie de mise en place des systèmes volcaniques	112
3.2.1	Calendrier général de mise en place des complexes volcaniques	112
3.2.2	Le Complexe Basal ($2,79 \pm 0,041$ à $2,68 \pm 0,038$ Ma)	112
3.2.3	La Chaîne Septentrionale ($1,81 \pm 0,027$ à $1,15 \pm 0,016$ Ma)	112
3.2.4	La Chaîne Axiale ($1,023 \pm 0,025$ à $0,412 \pm 0,008$ Ma)	113
3.2.5	La Chaîne de Bouillante	114
3.2.6	Les Monts-Caraïbes (555 ± 26 à 472 ± 16 ka)	115
3.2.7	Le Complexe de Trois-Rivières-Madeleine (87 ± 5 ka à l'actuel)	115
3.2.8	Le Complexe Grande-Découverte-Soufrière (205 ± 28 ka à l'actuel)	115
3.3	Géochimie des laves	117
3.4	Schéma structural de la partie sud de la Basse-Terre	119
3.5	Le champ géothermique de Bouillante	121

3.5.1	Position structurale	121
3.5.2	Caractéristiques	122
3.5.3	Datations	124
3.5.4	Modèles existants	124
4	GEOLOGIE DE TERRE-DE-HAUT	127
4.1	Études structurales disponibles	127
4.1.1	En mer	127
4.1.2	À terre	130
4.2	Chronologie du volcanisme à Terre-de-Haut	131
4.3	Péetrographie et géochimie	133
4.4	Le paléo-système géothermique	133
4.4.1	Description	133
4.4.2	Datation du paléo-système	136
5	GEOLOGIE DE SAINT-KITTS	137
5.1	Géologie	137
5.2	Activité géothermique	138

PARTIE 2 - ÉTUDES STRUCTURALES MULTI-ECHELLES DE LA BASSE-TERRE ET DE TERRE-DE-HAUT 141

	INTRODUCTION A LA CARACTERISATION STRUCTURALE	143
	CHAPITRE 1 - ÉTUDES LINEAMENTAIRES A L'ECHELLE DES ILES	145
1	SUR LA BASSE-TERRE	145
1.1	Structuration du réseau hydrographique	145
1.2	Étude des linéaments	147
1.2.1	Linéaments à l'échelle de l'île	148
1.2.2	Dans la partie sud de la Basse-Terre	149
1.3	Synthèse de l'analyse des linéaments sur la Basse-Terre	154
2	ANALYSE STRUCTURALE DE TERRE-DE-HAUT	156
2.1	Résultats disponibles dans la littérature	156
2.1.1	À l'échelle du plateau insulaire et son pourtour	156
2.1.2	À l'échelle de l'île de Terre-de-Haut	157
2.2	Étude des linéaments	158
2.2.1	Au niveau du plateau insulaire	158
2.2.2	Sur l'île	159
2.2.3	Dans une zone hydrothermalisée	161
2.3	Synthèse des linéaments sur Terre-de-Haut	162
	CHAPITRE 2 - ÉTUDE DE LA FRACTURATION A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT	163
1	EXPRESSION DE LA DEFORMATION FRAGILE DANS LES DIFFERENTS DEPOTS VOLCANIQUES	163
1.1	Dans les laves	163
1.2	Dans les unités pyroclastiques et coulées de débris	164
1.3	Dans les roches hydrothermalisées	166
2	MORPHOLOGIE DE LA ZONE DE FAILLE	168
3	ÉTUDE DE LA FRACTURATION DE LA PARTIE SUD DE LA BASSE-TERRE	173
3.1	Synthèse des scanlines	173

3.2 Répartition de la fracturation dans les coulées de lave	177
4 ÉTUDE DE LA FRACTURATION SUR TERRE-DE-HAUT	182
4.1 Bilan des scanlines et levés ponctuels de fractures	182
4.2 Étude 2D de la déformation fragile	186
4.3 Spécificité des fentes à gypse	191
4.4 Données cinématiques sur Terre-de-Haut	192
4.4.1 Critères chronologiques de la fracturation et des minéralisations	192
4.4.2 Cinématique obtenue à partir des stries dans la zone hydrothermalisée	195
CHAPITRE 3 - SYNTHÈSE STRUCTURALE ET COMPARAISON DES RESULTATS STRUCTURAUX SUR LES ILES DE BASSE-TERRE ET DE TERRE-DE-HAUT	197
1 SYNTHÈSE DES RESULTATS STRUCTURAUX SUR LES DEUX ILES	197
1.1 Sur la Basse-Terre	197
1.1.1 Bilan des données structurales à toutes les échelles	197
1.1.2 Discussion sur la mise en place de la vallée de Vieux-Habitants	199
1.2 Sur Terre-de-Haut	201
1.2.1 Bilan des familles de failles	201
1.2.2 Histoire structurale simplifiée de Terre-de-Haut	202
1.2.3 Loi multi-échelle des longueurs de fractures	205
2 COMPARAISON DES RESULTATS STRUCTURAUX ACQUIS SUR LA BASSE-TERRE ET TERRE-DE-HAUT	208

PARTIE 3 - ÉTUDE PETROPHYSIQUE DES MATERIAUX AFFLEURANT SUR LES ILES DE BASSE-TERRE ET TERRE-DE-HAUT **211**

CHAPITRE 1 - ÉTUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES VOLCANIQUES AFFLEURANTES DE LA COTE OUEST DE BASSE-TERRE ET DE TERRE-DE-HAUT	213
1 DESCRIPTIONS MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE DES ECHANTILLONS	216
1.1 Les laves	216
1.1.1 Les laves saines	217
1.1.2 Les laves faiblement à modérément altérées	222
1.1.3 Les laves affectées par une altération hydrothermale avancée	227
1.2 Les coulées de débris et les pyroclastites	232
1.2.1 Coulées de débris saines	233
1.2.2 Coulées de débris faiblement à modérément altérées	237
1.2.3 Coulées de débris affectées par une altération hydrothermale avancée	239
1.2.4 Pyroclastites	242
1.3 Les remplissages de fractures	245
1.4 Synthèse des faciès étudiés	246
2 CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES COULEES DE LAVES	249
3 APPORTS DE L'ETUDE DES MINERALOGIES MAGNETIQUES ET DE L'AMS	251
3.1 La susceptibilité magnétique totale	251
3.2 Les porteurs du signal magnétique	253
3.3 L'organisation des porteurs des signaux magnétiques	256
4 CARACTERISATION DU RESEAU POREUX	260
4.1 Étude 2D du réseau poreux	260
4.1.1 Dans des laves saines	260

4.1.2	Dans les laves légèrement à modérément altérées _____	269
4.1.3	Dans les laves transformées par un hydrothermalisme de haute température _____	272
4.1.4	Dans les coulées de débris et les pyroclastites _____	274
4.1.5	Dans les coulées de débris hydrothermalisées et brèches hydrothermales _____	275
4.2	Étude 3D du réseau poreux : forme des pores et orientation du réseau dans les laves _____	276
4.3	Synthèse des études 2D et 3D du réseau poreux _____	283
CHAPITRE 2 - APPORTS DES MESURES PETROPHYSIQUES A L'ETUDE D'UN SYSTEME GEOTHERMIQUE _		285
1	LES DENSITES _____	285
1.1	Les coulées de lave _____	285
1.2	Les coulées de débris et les pyroclastites _____	287
1.3	Les remplissages de fractures _____	288
1.4	Comparaison des différents faciès _____	289
2	LES PROPRIETES DE STOCKAGE ET DE TRANSFERT _____	290
2.1	Caractérisation de la porosité et des seuils de percolation _____	290
2.1.1	Comparaison des porosimétries mesurées par injection de mercure, par saturation à l'eau et à l'hélium _____	290
2.1.2	Porosimétrie par injection de mercure _____	291
2.2	Porosité et perméabilité _____	302
2.2.1	Perméabilité des laves _____	302
2.2.2	Perméabilité des coulées de débris et pyroclastites _____	304
2.2.3	Comparaison des perméabilités verticales et horizontales _____	305
2.2.4	Synthèse des mesures de porosité et perméabilité _____	306
3	LES PROPRIETES THERMIQUES ET ACOUSTIQUES _____	308
3.1	Les coulées de lave _____	308
3.2	Coulées de débris et pyroclastites _____	310
3.3	Diffusivité et chaleur spécifique _____	312
3.4	Synthèse des propriétés thermiques et acoustiques _____	312
3.5	Ondes acoustiques et propriétés mécaniques _____	314
3.5.1	Mesures de VP à pression de confinement isotrope _____	314
3.5.2	Les coefficients mécaniques _____	316
4	EFFETS DE LA SATURATION SUR LES PROPRIETES PHYSIQUES _____	320
5	RESUME DES PROPRIETES THERMIQUES ET PHYSIQUES _____	322
5.1	Différences observées entre les techniques de mesure _____	322
5.2	Bilan des propriétés matricielles des différents faciès _____	323
6	COMPARAISON AVEC DES DONNEES PETROPHYSIQUES PUBLIEES _____	328
CHAPITRE 3 - ORGANISATION SPATIALE DES FACIES ET DEVELOPPEMENT DE L'ALTERATION		
HYDROTHERMALE _____		333
1	AGENCEMENT DES DEPOTS _____	333
2	DEVELOPPEMENT DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE _____	336
3	APPORT DES DONNEES PETROPHYSIQUES DANS LA COMPREHENSION DE LA PROGRESSION DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES _____	339
<u>PARTIE 4 - DISCUSSIONS, CONCLUSIONS GENERALES</u>		345
CHAPITRE 1 - COMPARAISON DES RESULTATS AUX DONNEES GEOPHYSIQUES _____		347

1	DONNEES MAGNETIQUES _____	347
1.1	Application à la localisation des zones hydrothermalisées _____	347
1.2	Synthèse _____	350
2	DONNEES MAGNETOTELLURIQUES _____	351
2.1	Description d'une coupe de résistivité _____	351
2.2	Modèles de circulation _____	352
CHAPITRE 2 - MODELES GEOLOGIQUES SCHEMATIQUES DES ILES DE BASSE-TERRE ET TERRE-DE-HAUT		
355		
CHAPITRE 3 - REFLEXION SUR L'APPROCHE DE TRAVAIL ET PERSPECTIVES _____		361
1	ISOLEMENT DES EPISODES D'ALTERATIONS HYDROTHERMALES _____	361
2	TRANSITION D'ECHELLE STRUCTURALE ET PETROPHYSIQUE _____	362
3	AMELIORATION DES INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUES _____	364
CONCLUSION GENERALE _____		367
RÉFÉRENCES _____		373
TABLE DES FIGURES _____		393
TABLE DES TABLEAUX _____		407
ANNEXES _____		409
DONNEES _____		411
DONNEES GEOCHIMIQUES _____		411
Éléments majeurs _____		412
Éléments traces _____		413
DONNEES ASM _____		415
MESURES PETROPHYSIQUES _____		419
ARTICLE PETROPHYSIQUE _____		423

Liste des abréviations et conventions

Minéralogie et descripteurs pétrographiques

Liste des abréviations d'après Whitney et Evans (2010)

- a.x : minéral altéré
- Act : actinote
- Adl : adulaire
- Alu : alunite
- Amp : amphibole
- And : andésite
- Brt : barytine
- Bt : biotite
- Cal : calcite
- Cbz : chabazite
- Chl : chlorite
- Cl : claste
- Clays : minéraux argileux
- Cpx : clinopyroxène
- Czo : clinozoisite
- Ep : épidote
- Gl : verre
- Gm : matrice microlithique
- Gth : goethite
- Gp : gypse
- Hbl : hornblende
- Hem : hématite
- Ilm : ilménite
- Ilt : illite
- Io : oxyde de fer
- Jrs : jarosite
- Kln : kaolinite
- Mnt : montmorillonite
- Ms : muscovite
- NaJrs : natrojarosite
- Ol : olivine
- Opx : orthopyroxène
- Phn : prehnite
- Pl : plagioclase
- Prl : pyrophyllite
- Pum : ponce
- Px : pyroxène
- Py : pyrite
- Pyr : pyrolusite
- Qz : quartz
- Rt : rutilite
- Sme : smectite
- Sph : sphène
- Mag : magnétite
- Mgh : maghémite
- TiMag : titanomagnétite
- TiMgh : titanomaghémite
- mi : microlithe
- ph : phénocrystal
- Vs : vésicule
- Φ_{intra} , Φ_{inter} , Φ_{fract} ou Φ_{fracture} , Φ_{Diss} : porosités intragranulaire, intergranulaire, de fracture, de dissolution
- S_0 : surface stratigraphique dans les coulées de débris et les pyroclastites ; fluidalité ou foliation magmatique dans les laves
- S_1 : schistosité de pression-dissolution
- Unités volcano-sédimentaires : coulées de débris + pyroclastites

Localités

- CA : Chaîne Axiale
- CB : Complexe Basal
- VH : Vieux-Habitants
- TdH : Terre-de-Haut
- NAM : plaque nord-américaine
- SAM : plaque sud-américaine

Classification des pores

- Micropore : $< 1 \mu\text{m}$
- Mésopore : $1 \mu\text{m} < < 100 \mu\text{m}$
- Macropore : $> 100 \mu\text{m}$

Analyses

- EDS : Energy-Dispersive Spectrometry ou EDX
- WDS : Wavelength-Dispersive Spectrometry
- ICP-AES : Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectrometry
- ICP-MS: Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry
- AMS : Anisotropy of Magnetic Susceptibility
- XRD : X-Ray Diffraction ou DRX

Notion d'échelle

Par abus de langage, le terme d'échelle est utilisé en synonyme de dimension. La grande échelle correspond par exemple à celle de l'île tandis que la petite échelle correspond à l'échantillon.

Propriétés pétrophysiques

- $\rho_b, \rho_s, \rho_{powder}$: densité apparente, densité de phase solide, densité de poudre (sans unité), utilisées comme synonymes de la masse volumique (g.cm^{-3}) apparente, du squelette solide et la vraie densité de phase (solide sans les pores non connectés)
 - $\rho_{b\text{ Hg}}, \rho_{b\text{ H}_2\text{O}}$: densités apparentes obtenues par injection de mercure et par triple pesée (celle utilisée dans le manuscrit)
 - $\rho_{s\text{ Hg}}, \rho_{s\text{ He}}$: densités de phase solide (squelette incluant les pores non connectés) obtenues par injection de mercure et par injection d'hélium (celle utilisée dans le manuscrit)
- $\phi_{\text{Hg}}, \phi_w, \phi_{\text{He}}$: porosités par injection de mercure, saturation à l'eau, saturation à l'hélium (exprimée soit entre 0 et 1 soit en % dans ce manuscrit)
- ϕ_c, ϕ_{nc} : porosités connectée et non connectée (en %)
- λ : conductivité thermique (en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
 - $\lambda_{dry}, \lambda_{sat}$: conductivités thermiques en conditions sèche et saturée
- C_p : chaleur spécifique (en $\text{kJ.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
 - $C_{P\text{ dry}}, C_{P\text{ sat}}$: chaleur spécifique en conditions sèche et saturée
- D : diffusivité thermique (en $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ou en $\text{mm}^2.\text{s}^{-1}$ pour simplifier l'unité)
 - D_{dry}, D_{sat} : diffusivités thermiques en conditions sèche et saturée
- K : perméabilité (en m^2 ou en mD, unité plus propice à la caractérisation de réservoir avec $1\text{ mD} = 9,869233.10^{-16}\text{ m}^2$)
 - $K_{nitrogen}$: perméabilité mesurée avec le dispositif d'injection de diazote ;
 - K_{field} : perméabilité mesurée avec le perméamètre à air de terrain
- V_P et V_S : vitesses de propagation des ondes compressives et de cisaillement (en m.s^{-1})
 - $V_{P\text{ dry Pundit}}, V_{P\text{ dry Pundit}}$: vitesses des ondes P mesurées avec le dispositif Pundit sur les laves en conditions sèche et saturée
 - $V_{P\text{ dry Mistras}}, V_{S\text{ dry Mistras}}$: vitesses des ondes P et S mesurées avec le dispositif Mistras en condition sèche
- k_T : susceptibilité magnétique totale (en SI)
- E : module de Young ou module d'élasticité (GPa)
- ν : coefficient de Poisson
- *slig. to mod. ou S. to M.* : légèrement à modérément (pour caractériser l'altération sur les figures pétrophysiques)

VER : volume élémentaire représentatif

Avant-propos

1 Motivation de la thèse

Seulement 1,5 % des consommations mondiales d'énergie en 2015 proviennent de la géothermie, de l'éolien et du solaire ; les énergies fossiles représentant encore 81,4 % de la consommation (<https://www.connaissancedesenergies.org>). Ces ressources carbonées sont massivement utilisées pour produire de l'électricité, pour se chauffer, ou comme carburant pour différents moyens de transports. Pour réaliser une transition énergétique, il est indispensable d'utiliser les ressources fossiles restantes pour développer les énergies renouvelables (réalisation de forages, construction de centrales...) dont l'impact environnemental est moindre.

Le Grenelle de l'environnement a fixé des objectifs ambitieux dans les départements d'outre-mer afin d'en faire des modèles environnementaux (<https://www.senat.fr>). Le rapport fixe notamment une autonomie énergétique à hauteur de 50 % des consommations d'ici 2030. Cette autonomie partielle passe par la maîtrise de la consommation et le recours aux énergies renouvelables. Pour satisfaire cet objectif et dans le cadre du développement des énergies renouvelables dans les départements d'outre-mer, le gouvernement français a missionné l'ADEME pour piloter le projet de recherche GEOTREF (GÉOThermie haute énergie dans les RÉservoirs Fracturés, <https://geotref.com>), supporté par les investissements d'avenir. Ce projet regroupe deux entreprises privées (Teranov, Kidova) qui assurent la coordination du projet et neuf laboratoires universitaires (GeoRessources, Geoazur, IPGS, LHyGeS, ARMINES, ENS-Paris, Université des Antilles (laboratoire Géosciences Montpellier), GEC, IMFT). Il s'agit d'une plateforme multidisciplinaire innovante unique, très structurée, pour l'exploration et le développement des champs géothermiques fracturés de haute enthalpie qui assure le soutien notamment des travaux de 14 doctorants et de plusieurs post-doctorants. Le projet est segmenté en groupes de travail dont les missions vont de la reconnaissance géologique, géochimique et géophysique de surface à la construction d'un modèle géologique 3D comprenant les calculs d'écoulement. La démarche, conçue pour devenir un guide méthodologique pour l'exploration future de nombreux champs géothermiques, vise à installer un démonstrateur sur le Permis Exclusif de Recherche (PER), obtenu en mai 2016, dans le secteur de la ville de Vieux-Habitants sur la côte ouest de l'île de Basse-Terre (Guadeloupe, Petites Antilles ; figure 0-1a). L'objectif principal est la recherche d'une ressource géothermique exploitable et économiquement viable dans cette zone. Elle est favorable à la prospection de ressources géothermiques grâce à :

- son gradient géothermique anormalement élevé, de par le contexte d'arc insulaire en zone de subduction (Manga et al., 2012). La source principale de chaleur dans le PER provient du volcanisme actif de la Soufrière. La zone de prospection se situe à proximité immédiate de ce volcan actif ;
- un potentiel attesté par la proximité avec un champ géothermique, situé à quelques kilomètres au nord, dans la ville de Bouillante, et en exploitation depuis 1986 (Bouchot

et al., 2010) ;

- des indices structuraux avec des intersections de failles majeures proposées par Lachassagne et al. (2009) (figure 0-1b) qui montrent que d'un point de vue structural, la zone de Vieux-Habitants-Baillif est aussi intéressante que celle de Bouillante pour la prospection d'une ressource géothermique.

Le projet GEOTREF n'est pas le premier à s'intéresser au potentiel géothermique de Vieux-Habitants. Il y a quelques années, le projet GHEZAB (reconnaissance préliminaire du potentiel Géothermique à Haute Énergie de la zone Vieux-Habitants - Volcan du Sans-Toucher) mené par le BRGM (Gadalia, 2013) s'est déjà concentré sur la partie nord du présent PER. Le projet GHEZAB combinant des études géologiques, géophysiques et géochimiques n'a pas permis de mettre en évidence des indices de circulation de fluides de haute température (Gadalia et al., 2013), ni d'identifier la présence d'une potentielle ressource géothermale profonde (Legendre et al., 2014). De plus, GHEZAB n'a pas permis de relever des indices chimique ou isotopique allant dans le sens d'une connexion entre les systèmes hydrothermaux de Bouillante et de la Soufrière (Gal et al., 2014). Ces conclusions ont été nuancées par le fait que l'exploration de surface laisse de nombreuses incertitudes et que si la ressource géothermale existe, elle serait profonde et isolée par un niveau imperméable complexifiant sa caractérisation. Cette hypothèse est supportée par plusieurs arguments (Legendre et al., 2014) :

- l'existence de complexes volcaniques récents ;
- la faible densité de failles et de fractures identifiées en surface et les disparitions d'anciennes sources chaudes pourraient indiquer la présence d'un éventuel réservoir géothermique profond et protégé par un niveau imperméable ;
- les études géophysiques à terre ont montré la présence d'un horizon conducteur situé à quelques centaines de mètres de profondeur qui pourrait être interprété comme un potentiel caprock formé par l'altération hydrothermale ;
- l'alignement E-O des sources est interprété comme résultant d'un contrôle structural attribué au graben de Marie-Galante.

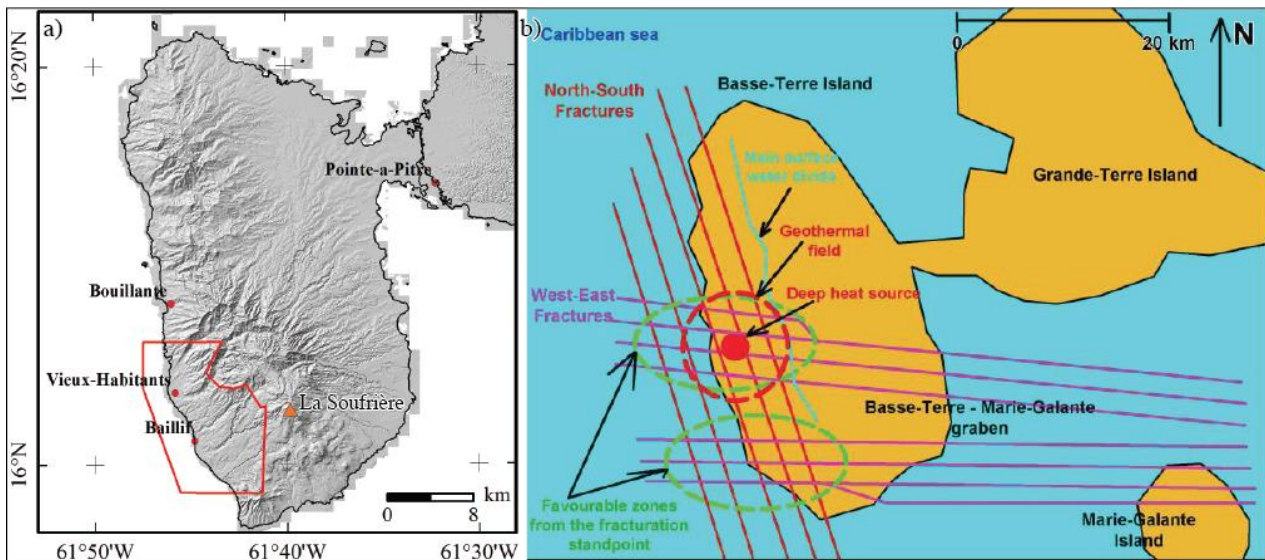


Figure 0-1 – a) Localisation du PER (en rouge) et de l'unique volcan actif de Guadeloupe (la Soufrière). Fond RGE ALTI 5 m. b) Modèle schématique conceptuel expliquant, à l'échelle de l'île de Basse-Terre, l'origine et la localisation du champ géothermique de Bouillante (d'après Lachassagne et al., 2009).

GEOTREF a pour but de compléter les observations faites par GHEZAB en élargissant la zone d'étude, en rendant l'exploration encore plus multidisciplinaire permettant d'aller plus loin dans les interprétations et la compréhension de la zone.

La thèse intervient dans la partie amont du projet et regroupe une grande partie de la reconnaissance géologique de surface à la fois sur les organisations structurale et pétrographique, sur les caractéristiques pétrophysiques des différentes formations et sur l'analyse d'analogues de surface. L'approche pétrophysique est totalement nouvelle pour la caractérisation des formations volcaniques dans l'archipel de Guadeloupe. Il n'existe aucune donnée pétrophysique disponible en Guadeloupe et les données les plus proches dans l'arc insulaire ont été obtenues en Martinique (Bernard, 1999; Bernard et al., 2007). Les analyses présentées dans ce manuscrit concernent les formations saines et les zones analogues de systèmes géothermiques aujourd'hui portées à l'affleurement.

Cette thèse répond à trois objectifs majeurs. Le premier consiste à comprendre l'organisation d'un système géothermique hydrothermal dans ce contexte volcanique : cadre structural, types de lithologies et volumes associés. Le second consiste à quantifier les propriétés physiques du « contenant », c'est-à-dire des volumes rocheux susceptibles de contenir les fluides géothermaux ou au contraire de constituer une barrière imperméable. Enfin le troisième, en réalisant la synthèse des deux premiers, consiste à établir un modèle conceptuel de système géothermique en Guadeloupe.

Pour répondre au premier objectif, un travail de terrain détaillé a été effectué sur la côte ouest de la Basse-Terre où a été délimité le PER. Il permet d'identifier les différents dépôts volcaniques, de compléter les études structurales antérieures (Boudon, 1988; Feuillet et al., 2002; Mathieu, 2010), d'identifier les structures capables de drainer les fluides et de localiser les indices de circulations hydrothermales présents et passés. Ce travail réalisé dans le PER a également été mené sur les analogues du potentiel réservoir profond situé sous le PER de Vieux-Habitants. Les deux analogues sont l'île de Terre-de-Haut (archipel des Saintes, figure 0-2a) et l'extrémité nord de la Basse-Terre

(Complexe Basal, figure 0-2b). Ces deux zones ont été choisies pour :

- leurs conditions d’affleurement, bien meilleures que celles de la partie sud du PER ;
- la présence d’une zone hydrothermalisée majeure dans la partie centrale de Terre-de-Haut (Jacques et al., 1984), définie par la suite comme un système géothermique exhumé par Verati et al. (2016) (figure 0-2c) ;
- l’âge des roches du Complexe Basal (Samper et al., 2007) indique qu’elles sont contemporaines de Terre-de-Haut (Zami et al., 2014). C’est d’ailleurs la seule partie de la Basse-Terre qui possède des âges voisins de Terre-de-Haut ;
- les roches de ces deux zones d’études ont pu subir un enfouissement et être placées dans des conditions similaires à celles rencontrées dans le champ géothermique actif de Bouillante ou celui que l’on suppose sous le PER.

Un travail de terrain a également été effectué sur l’île de Saint-Kitts, située dans la partie nord de l’arc insulaire, où des affleurements exposent des zones hydrothermalisées et des failles majeures qui sont peu visibles sur la Basse-Terre et Terre-de-Haut.

Pour répondre au second objectif, de nombreux échantillons représentatifs des lithologies rencontrées à l’affleurement ont été prélevés pour déterminer leurs propriétés physiques, thermiques, élastiques et magnétiques. Les propriétés mesurées sont la porosité, la perméabilité, la conductivité thermique, la diffusivité thermique, la susceptibilité magnétique, les vitesses de propagation des ondes P et S. Ces propriétés donnent des informations indispensables à la caractérisation et la modélisation du réservoir que ce soit d’un point de vue mécanique ou de la dynamique des écoulements. L’acquisition de ces paramètres permet de fournir des paramètres réels aux équipes de modélisateurs pour la modélisation du réservoir et de construire une base de données qui servira lors de l’interprétation des diagraphies de forage exploratoire. Ces données sont également d’une grande aide pour l’interprétation des données de géophysique de subsurface et pour la conception du plan de forage qui devra prendre en compte les hétérogénéités mécaniques des différents faciès.

Enfin, le dernier objectif est de compiler toutes les observations réalisées, les données de terrain, les mesures en laboratoire et les données de la littérature, en utilisant différents systèmes d’informations géographiques (SIG), pour élaborer un modèle du système géothermique. Ce modèle doit contenir à la fois les informations structurales et pétrophysiques. Il se compose d’un modèle structural qui définit la géométrie du système géothermique avec les failles principales et les principaux faciès permettant le développement des cellules de convection à l’échelle régionale et un modèle à l’échelle du réservoir qui interprète les interactions fluides-roches autour des failles et dans les différentes lithologies.

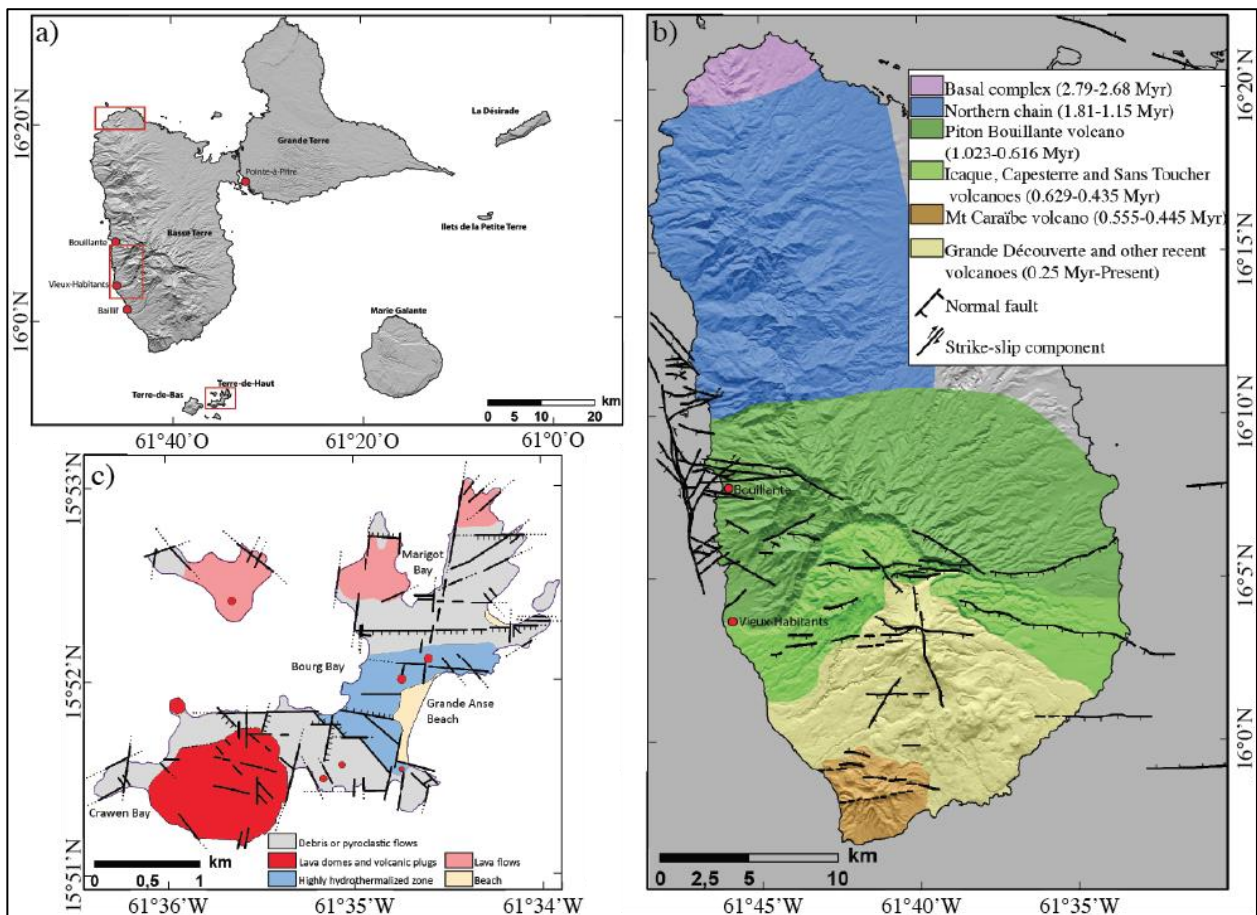


Figure 0-2 – a) Localisation des trois zones d'études majeures de cette thèse (en rouge). Fond RGE alti 5 m. b) Principales structures et complexes volcaniques de Basse-Terre (d'après Feuillet et al., 2002; Samper et al., 2007; Mathieu, 2010; Mathieu et al., 2011; Calcagno et al., 2012). c) Schéma structural et carte géologique de Terre-de-Haut (d'après Verati et al., 2016).

2 Principe de la géothermie et spécificités de la géothermie haute température

Plusieurs termes doivent être définis : énergie géothermique, système géothermique et système hydrothermal. Selon Goldstein et al. (2012), l'énergie géothermique est générée par la Terre, elle est stockée ou libérée par des roches et des fluides (eau, saumures, gaz) qui saturent l'espace poreux et les fractures. Cette chaleur est exploitée pour deux utilisations principales : la production d'électricité et l'utilisation directe (chauffage, climatisation, aquaculture, horticulture, thermalisme, maraîchage, utilisations industrielles). La quantité d'énergie thermique qui peut être captée dans les réservoirs géothermiques est très inférieure à la quantité de chaleur naturellement dissipée à la surface du globe. Ce prélèvement est largement compensé par la recharge naturelle. Arnórsson et al. (2015) proposent des définitions simples des deux autres termes. Un système hydrothermal est un corps rocheux perméable et chaud qui contient un fluide chaud. Il se trouve sous un champ géothermique qui est une zone en surface dans laquelle se manifestent des indices d'activité (sources chaudes et/ou fumerolles). Un système géothermique désigne tout volume rocheux chaud situé dans la partie supérieure de la croûte terrestre et contenant ou non un fluide chaud.

Trois grands types de géothermie peuvent être définis en fonction de la nature, des températures et des débits de fluides disponibles (figure 0-3):

- la géothermie de basse énergie permet à partir de forages à quelques mètres de profondeur de fournir du chauffage individuel. C'est la géothermie accessible à tous ;
- la géothermie de moyenne énergie nécessite des forages à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Elle permet des utilisations industrielles, le chauffage d'immeubles et d'installations collectives. En France, cette géothermie est très développée dans les bassins Aquitain et Parisien. Elle se présente le plus souvent sous la forme de doublet avec un puits de production et un puits d'injection ;
- la géothermie haute énergie est principalement utilisée pour la production d'électricité. Elle nécessite des températures plus élevées qui dépendent du type de centrale utilisée pour convertir l'énergie thermique en énergie électrique (figure 0-3). Après génération d'électricité, la chaleur résiduelle est également exploitée.

Lors de la dernière décennie, La géothermie a connu un essor important à travers le monde avec le développement de la production d'électricité (plus de 300 % d'augmentation), du chauffage de bâtiments, de piscine et le thermalisme ($\approx + 50 \%$) ; et dans une moindre mesure du chauffage de serres (Lund et Boyd, 2016). En revanche, les utilisations industrielles, agricoles et aquacoles n'ont pas vu un développement important sur cette période.

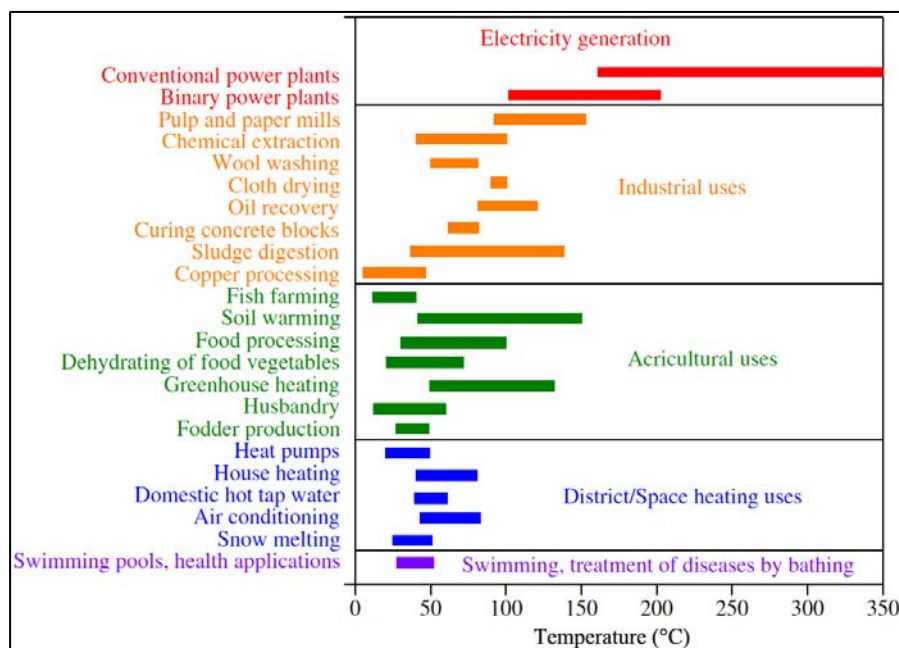


Figure 0-3 – Diagramme de Lindal d'après le nom d'un ingénieur chimiste islandais représentant les usages potentiels de la vapeur des fluides chauds en fonction de leur température (d'après Arnórsson et al., 2015).

Dans la suite de ce paragraphe, seule la géothermie de haute énergie est développée puisque c'est l'objet de ce travail. L'électricité d'origine géothermique a été produite pour la première fois à Larderello (Italie) en 1904 à partir d'un puits de vapeur. Sa commercialisation a débuté en 1912 (Stimac et al., 2015).

La géothermie de haute énergie présente de nombreux avantages :

- elle est peu invasive en terme d'emprise au sol. Les unités de production d'électricité occupent des espaces très restreints et dénaturent peu les paysages à l'exception des pipelines qui transportent le fluide géothermique sur plusieurs kilomètres soit pour amener le fluide vers l'unité de production, soit pour le transporter vers les lieux d'utilisation directe ;
- elle présente des utilisations multiples. Lorsque la vapeur a été utilisée pour faire tourner les turbines et produire l'électricité, il reste encore une grande quantité de chaleur disponible pour des utilisations diverses ;
- elle est renouvelable et locale. Par exemple, dans le cas des îles situées dans les Caraïbes, son développement pourrait limiter l'utilisation de pétrole venant notamment du Venezuela pour alimenter des centrales diesel ;
- elle est socialement intéressante car crée des emplois locaux pour la construction, le développement de la centrale et la maintenance des installations ;
- elle produit peu de déchets puisque les fluides produits peuvent être réinjectés afin de maintenir le système équilibré (quantité de fluide, pression) et faire en sorte que la ressource ne s'épuise pas ;
- elle n'est pas intermittente, contrairement à de l'éolien ou du solaire et peut être utilisée en continu ;
- enfin, certains projets ont pour objectif d'exploiter au maximum le fluide géothermique en récupérant certains éléments comme le lithium ou en produisant de l'hydrogène (<http://www.thinkgeoenergy.com>).

Il existe deux types de réservoirs géothermiques permettant de produire de l'électricité. Les réservoirs naturellement suffisamment chauds et perméables, sont des réservoirs hydrothermaux au sens stricte. Les réservoirs suffisamment chauds mais nécessitant une amélioration artificielle de la perméabilité du volume rocheux sont appelés EGS (engineered ou enhanced geothermal systems). Le concept d'EGS a permis d'augmenter le nombre de sites favorables à la production géothermique. Avant l'apparition des EGS, la production géothermique était limitée aux réservoirs peu profonds de haute enthalpie (> 180 °C) situés en zone volcanique ; les technologies EGS actuelles et les machines à cycle organique de Rankine (ORC) facilitent l'exploitation des réservoirs d'enthalpie moyenne (80 - 180 °C) situés à plus grande profondeur dans des bassins sédimentaires ou des socles cristallins (Limberger et al., 2014). La France fait partie des pionniers dans le développement des EGS avec le pilote de Soultz-sous-Forêts dont le premier forage a été effectué en 1987 et produit actuellement 1,5 MWe.

La capacité installée et la production d'électricité ont augmenté de façon continue depuis 1950 (figure 0-4). La production mondiale atteignait 12,6 GW en 2015 (Bertani, 2016). Les estimations pour 2020 sont très positives avec une augmentation de près de 70 % par rapport à 2015 (Bertani,

2016). Ces augmentations significatives de la production sont accompagnées par de grands projets de recherche pour le développement de la géothermie haute énergie comme le projet européen IMAGE (Integrated Methods for Advanced Geothermal Exploration) impliquant vingt partenaires et neuf pays sur une durée de 4 ans ou au niveau national avec le projet GEOTREF. Ces augmentations passent aussi par le développement de nouveaux champs (e.g. Cerro Pabellón au Chili, Baringo-Silali au Kenya) ou l'augmentation de capacité de champs existants (Olkaria III au Kenya) (<http://www.thinkgeoenergy.com>). Il y a une réelle motivation de nombreux pays à développer la géothermie comme une alternative aux énergies fossiles et indépendamment du niveau de développement du pays (figure 0-5).

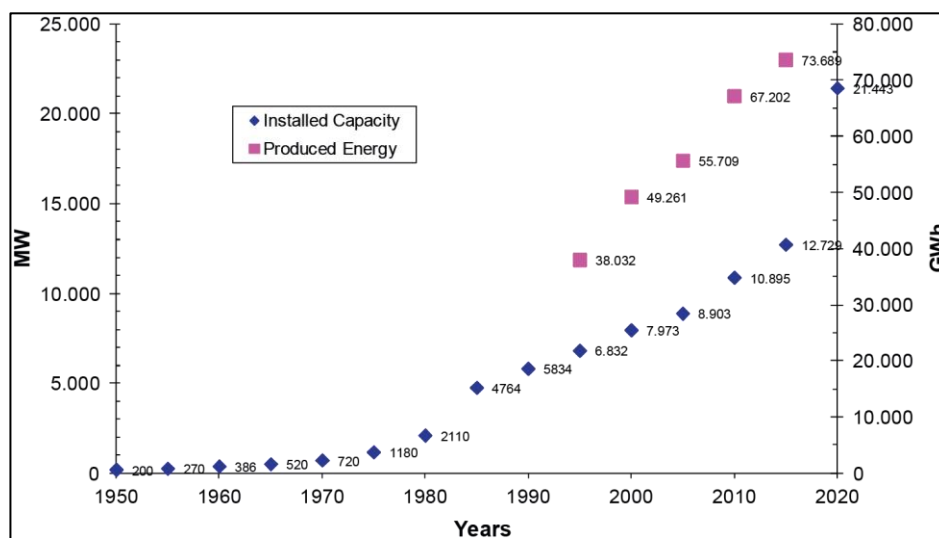


Figure 0-4 – Capacité mondiale installée (en MWe) entre 1950 et 2015 et production d'électricité (en GWh) (d'après Bertani, 2016).

Il existe de fortes disparités de production mondiale d'électricité par la géothermie (figure 0-5). En 2015, les États-Unis d'Amérique étaient les premiers producteurs d'électricité (3,45 GW) suivis par les Philippines (1,87 GW) et l'Indonésie (1,34 GW). La production d'électricité par la géothermie est également très développée en Nouvelle-Zélande, au Mexique, en Italie, en Islande, au Kenya et en Éthiopie. La plupart de ces pays possèdent de très grosses centrales à plus de 100 MW. La carte (figure 0-5) fait également ressortir la dépendance de la production à des contextes géologiques particuliers qui seront discutés dans le paragraphe suivant. Cette carte montre aussi le grand retard de la France dans la production d'électricité par géothermie avec seulement 16 MW de capacité bien que le pays possède plusieurs îles à volcanisme actif en zone de subduction (Guadeloupe, Martinique), ou sur point chaud (La Réunion) ou des zones de rift (Limagne, fossé Rhénan). L'entreprise Fonroche Géothermie a récemment effectué un forage dans le fossé Rhénan et rencontré une température et un débit suffisants pour le développement d'une centrale. Il s'agit d'un projet ambitieux avec un forage à plus de 4000 m de profondeur dans des zones de failles permettant donc de relever des défis importants comme ceux liés aux caractéristiques mécaniques des roches. La centrale de Rittershoffen inaugurée en juin 2017, d'Électricité de Strasbourg, exploite un fluide à 90 °C et permet une production de 24 MW. C'est la première centrale utilisant la technologie EGS pour la production de

chaleur à vocation industrielle (<http://labex-geothermie.unistra.fr>). En attendant l'aboutissement du projet GEOTREF et la possibilité de construire une seconde centrale en Guadeloupe, la France a plutôt concentré ses efforts sur les géothermies de basse et moyenne énergie :

- pour le chauffage de quartiers avec 509 MW en 2017, 3^{ème} pays européen en capacité, 1^{er} en nombre de centrales de chauffage urbain (Dumas et al., 2018) ;
- pour l'utilisation individuelle de pompes à chaleur. Selon Lund et Boyd (2016), le nombre de pompes à chaleur en France en 2015 était estimé à 163000 avec des tailles moyennes de 12,33 kW.

La production européenne évolue très rapidement. En 2017, la Turquie est devenue le premier pays européen en terme de capacité installée pour la production d'électricité avec 1131 MW passant devant l'Italie (916 MW) et l'Islande (708 MW) ; même si l'Islande reste de loin la première nation pour la production de chauffage de quartiers (2172 MW soit 2,5 fois plus que la Turquie avec 872 MW) (Dumas et al., 2018). De plus, depuis 2015 de nouveaux pays se sont mis à produire (comme le Chili) et des pays sont en plein développement avec des forages réalisés démontrant le potentiel de production électrique (e.g. Nevis). L'Indonésie prévoit une augmentation significative de sa production d'ici 2025 ; elle pourrait s'élever à 7000 MW (Pambudi, 2017) voire même 9500 MW (Nasruddin et al., 2016) dans ce pays comprenant 117 volcans actifs et un potentiel géothermique estimé à 28617 MW.

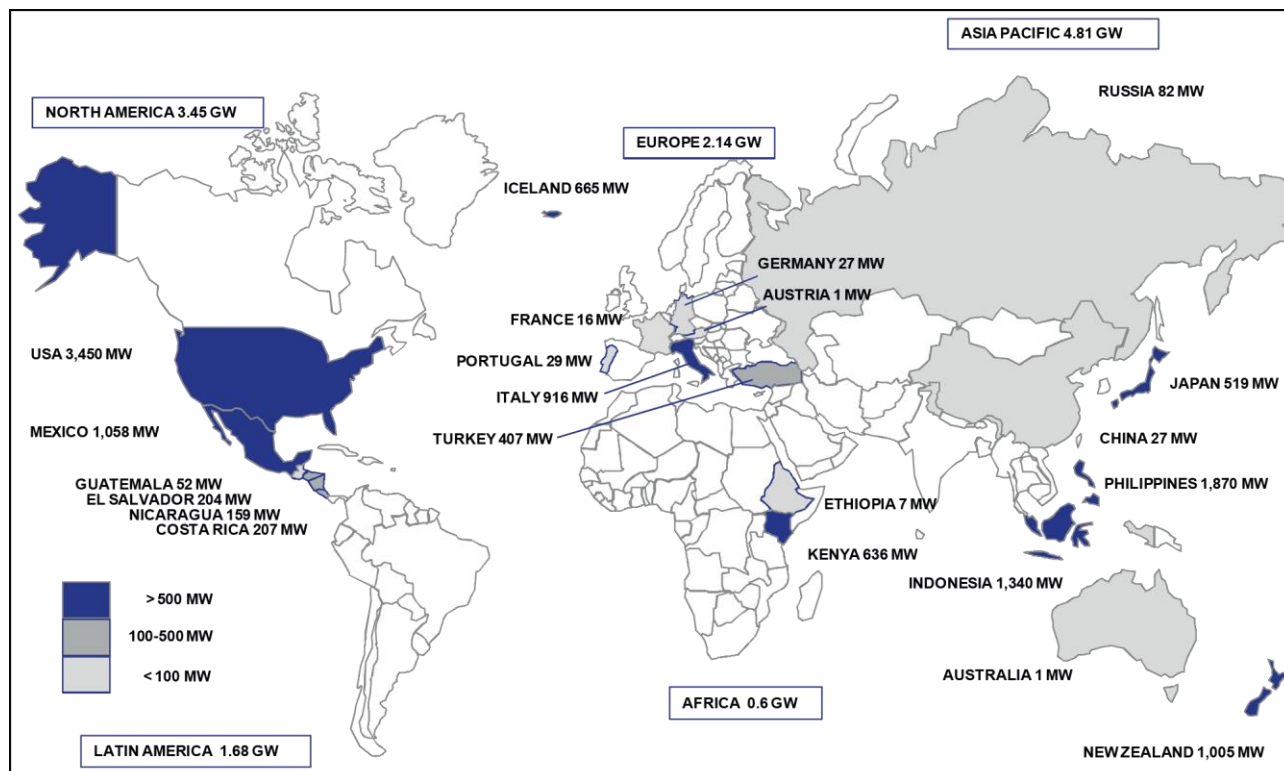


Figure 0-5 – Capacité de production d'électricité par la géothermie en 2015 (12,6 GWe d'après Bertani, 2016).

3 Contextes géologiques favorables au développement de la géothermie de haute température

La localisation des centrales en activité montre qu'elles sont situées dans des contextes géologiques bien particuliers (figure 0-6). Moeck (2014) distingue deux grands types de champs géothermiques. Les premiers sont associés à des systèmes où la convection est active et sont définis comme des systèmes géothermiques actifs à cause de la dynamique des fluides et la présence d'une ressource de haute enthalpie. Ces systèmes se retrouvent sur les bordures des plaques tectoniques ou en contextes de tectonique ou de volcanisme actifs. Les seconds sont associés à de la conduction. Ils hébergent des ressources d'enthalpie faible à moyenne et sont aussi appelés systèmes géothermiques passifs à cause de l'absence d'une convection rapide des fluides. Ces systèmes sont situés principalement en contexte tectonique peu ou pas actif où aucun événement tectonique ou volcanique ne s'est produit récemment. Le gradient géothermique est moyen à normal et donc ces systèmes sont situés à plus grande profondeur que les systèmes dominés par la convection. Ce sont souvent des systèmes de faible perméabilité qui nécessitent des technologies EGS pour être développés.

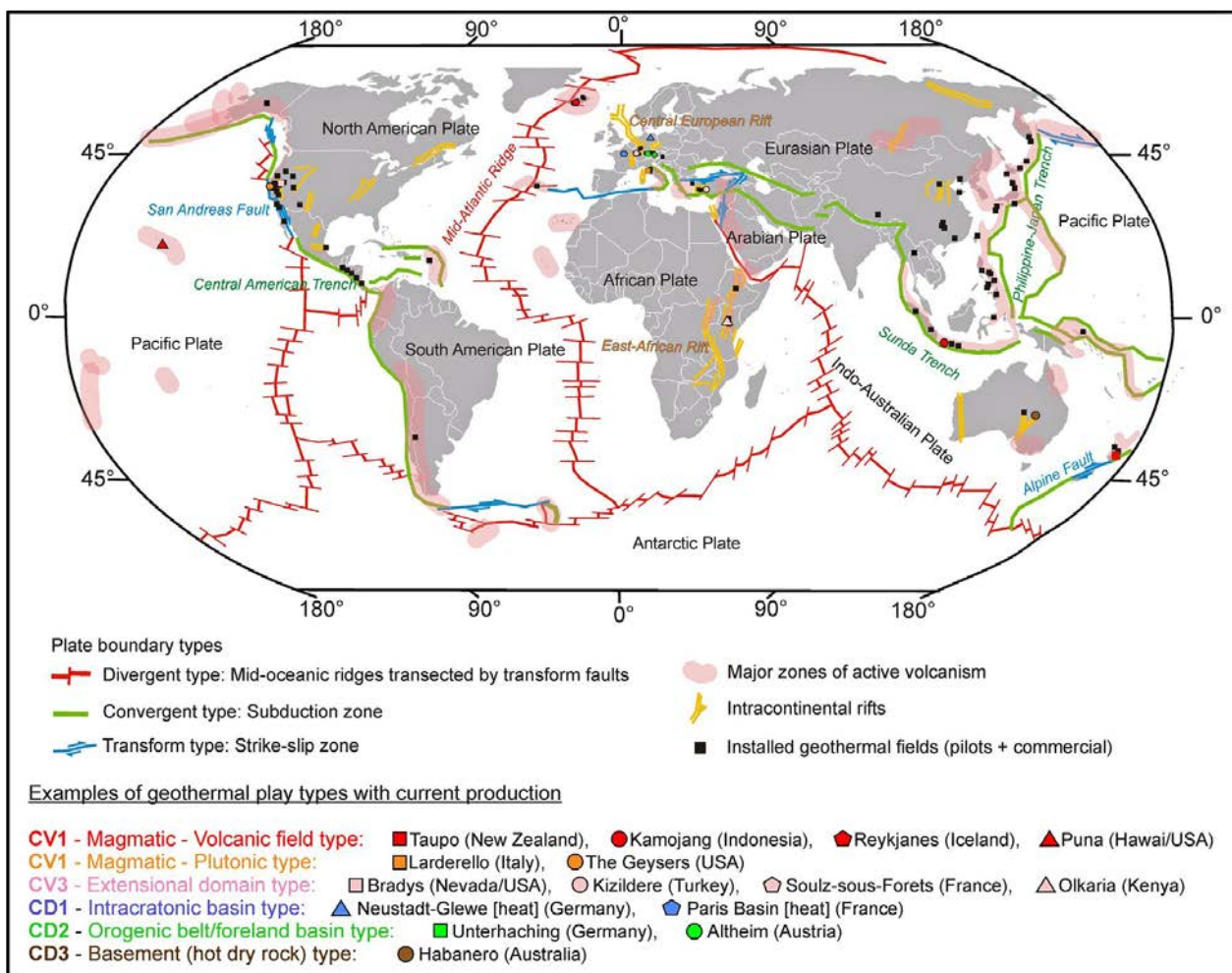


Figure 0-6 – Champs géothermiques installés dans le monde et limites majeures de plaques tectoniques (d'après Moeck, 2014). Types de systèmes géothermiques et exemples de champs associés : CV – transfert de chaleur dominé par la convection et CD – transfert de chaleur dominé par la conduction.

Les systèmes dominés par la convection sont divisés en trois catégories (figure 0-6) :

- CV1 : champs contrôlés par des chambres magmatiques avec des volcans actifs. On les retrouve dans trois contextes différents :
 - les arcs volcaniques des zones de subduction. Ex. : Kawerau (NZ, Milicich et al., 2016, 2018), Bouillante (FR, Bouchot et al., 2010) ;
 - les dorsales océaniques. Ex. : Reykjanes (Islande, Sigurdsson, 2010) ;
 - les points chauds. Ex. : La Réunion (FR, Dezayes et al., 2016) ;
- CV2 : *champs contrôlés par des magmas en cristallisation et des failles actives* :
 - systèmes de type plutonique. Ex. : The Geysers (USA), Larderello (IT, Minissale, 1991).
- CV3 : *champs contrôlés par des failles actives* :
 - dans plusieurs contextes extensifs différents : bassins en pull apart, rifts, bassins d'arrière-arc intracontinentaux. Ex. fossé Rhénan (FR, Bächler et al., 2003), Basin and Range (USA).

Les systèmes dominés par la conduction sont également divisés en trois catégories :

- CD1 : *champs contrôlés par des lithofaciès (taille de grain, minéralogie)*.
 - bassins de rifts intracontinentaux. Champ dans un bassin intracratonique. Ex. : North German Basin (DE, Moeck et al., 2009) ;
- CD2 : *champs contrôlés par des biofaciès (contenu en fossiles), des failles et des fractures*.
 - bassins de marges passives, de chaînes plissées et d'avant-arc. Champ dans une ceinture orogénique. Ex. : Molasse Basin (DE, Cacace et al., 2013) ;
- CD3 : *champs contrôlés par des failles et des fractures*.
 - intrusion intracontinentale dans des cratons. Champ développé dans un socle. Ex. : Cooper Basin (AU) ;

En complément de l'étude de Moeck (2014), Wilmarth et Stimac (2015) ont réalisé une synthèse de la répartition des capacités installées dans les différents contextes (rift, arc volcanique, champs liés à une faille majeure) (figure 0-7). Les champs contrôlés par quelques failles majeures et présentant une faible densité de fractures en dehors des failles ont des températures moyennes (130-300 °C) et des densités de puissances inférieures à 10 MW.km⁻². Il s'agit majoritairement de petits champs (<50 MW). Entre 200 et 280 °C, et pour des densités de puissance comprises entre 10 et 25 MW.km⁻², les champs sont le plus souvent associés à des arcs volcaniques généralement en contexte compressif. Au-dessus de 280 °C et 25 MW.km⁻², les champs sont majoritairement associés à des rifts. Parmi les champs développés en contexte d'arc volcanique, on retrouve toutes les tailles de 10 MW à 500 MW, avec une dominance pour les petits champs. Les champs exploités dans les rifts ont des capacités moyennes plus élevées que celles des arcs volcaniques, avec pour la plupart des capacités supérieures à 100 MW. The Geysers, développés sur une très grande chambre magmatique, reste le plus grand champ géothermique au monde (647,7 MW en 2017, <http://geysers.com>).

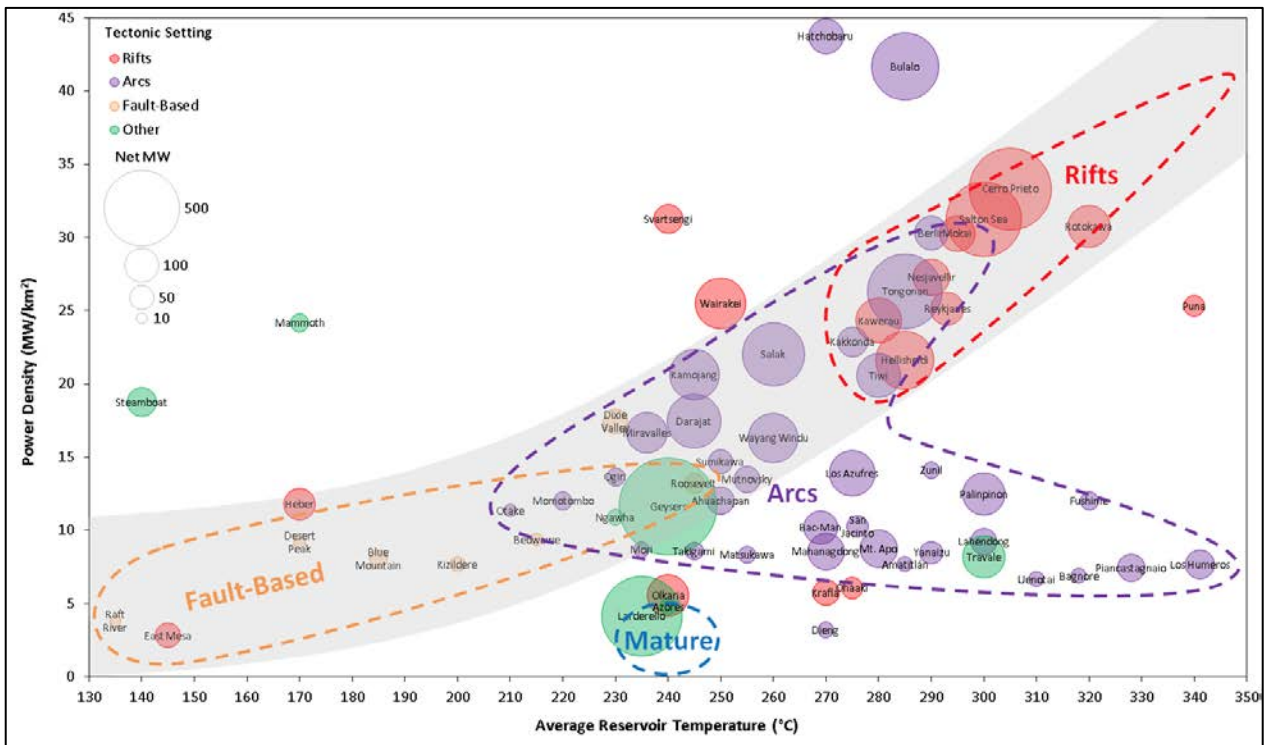


Figure 0-7 – Densité de puissance en fonction de la température moyenne du réservoir pour 66 champs géothermiques replacés dans leur contexte géodynamique (Wilmarth et Stimac, 2015).

4 Étude de terrain et d’analogue

Les moyens consacrés à la prospection des systèmes géothermiques sont bien moindres par rapport à ceux des champs pétroliers. Bien que d’apparence handicapante, cette limitation de budget oblige à développer de nouvelles méthodes peu coûteuses et évite de faire un forage à chaque source chaude comme cela a pu être le cas par le passé lorsque des résurgences d’huile existaient. Quelques compagnies comme Fonroche Géothermie investissent dans des acquisitions sismiques pour mener à bien l’exploration dans leur PER. Cependant ces acquisitions sont dispendieuses et peu pratiques à mettre en place dans des contextes volcaniques insulaires où l’acheminement du matériel est compliqué, le relief escarpé rend toute acquisition difficile et les réflecteurs seraient de mauvaise qualité à cause de la faible étendue des dépôts volcaniques. Les techniques d’investigations majeures pour la prospection de champs géothermiques restent les outils géophysiques (magnétotellurique, audiomagnétotellurique, magnétotellurique à source contrôlée, levés magnétiques, acquisition électrique, gravimétrie, analyse des séismes) et géochimiques (analyses des fluides de sources chaudes et application de géothermomètres) (Moeck 2014). Ces méthodes sont très utiles pour visualiser les corps magmatiques, obtenir des modèles de résistivité jusqu’à plusieurs kilomètres de profondeur, localiser des zones à faible susceptibilité ou pour définir la température du réservoir. Mais ces méthodes posent également de nombreux inconvénients. Pour les outils géophysiques, ils sont coûteux à mettre en place (levés aéroportés), nécessitent des moyens techniques et humains importants sur le terrain ; et ont besoin d’un modèle géologique pour pouvoir interpréter correctement les données. Les prélèvements géochimiques nécessitent l’existence de sources chaudes ce qui n’est quasiment pas le cas dans le PER.

Certains champs géothermiques disposent d'une grande quantité de données de forage. C'est le cas par exemple en Nouvelle-Zélande (Siratovich et al., 2012, 2014; Wyering et al., 2014, 2017; Mielke et al., 2015; Cant et al., 2018; Milicich et al., 2018), en Indonésie (Hadi et al., 2005; Rejeki et al., 2005) ou encore aux Philippines (Stimac et al., 2004). En Guadeloupe, les données de forages géothermiques se limitent à quelques rapports et publications du BRGM et de l'Université d'Orléans (e.g. Sanjuan et al., 2004; Mas et al., 2006; Traineau et al., 2015). Il n'est pas possible d'accéder aux cuttings. Pour combler ce manque d'information, cibler les zones d'intérêt pour les acquisitions géophysiques, il est nécessaire d'effectuer des études de surface car la réalisation d'un forage exploratoire sur des a priori est impossible. Cette démarche de prospection passe par une approche d'étude d'analogues de terrain comme celle utilisée en géologie pétrolière pour expliquer des observations sismiques ou améliorer la compréhension des diagraphies (Callot et al., 2014; Ringenbach et al., 2015; Walter et al., 2018). Le but est de rechercher des terrains aisément accessibles à l'affleurement qui soient représentatifs en termes lithologiques et structuraux au système géothermique que l'on prospecte dans le PER. On commence tout d'abord par caractériser le PER en surface pour identifier les lithologies, les indices d'altération hydrothermale et définir le cadre structural. Une synthèse bibliographique permet de compléter ces informations et de dresser les caractéristiques de champs géothermaux développés à proximité ou dans des contextes géothermiques similaires. A l'aide de tous ces éléments, il est possible de trouver des analogues en surface donnant notamment des informations sur la taille, la géométrie et la connectivité potentielle des objets prospectés (Howell et al., 2014). Les analogues permettent d'améliorer la compréhension de l'architecture des réservoirs. Ils permettent aussi de multiplier les points d'observation et de prélever une grande quantité d'échantillons à moindre coût (Bertrand, 2017). Les études à l'affleurement sont couramment utilisées pour l'exploration géothermique (Lenhardt et Götz, 2011, 2015; Aretz et al., 2015) ou le dimensionnement d'objet structuraux pour des réservoirs géothermiques de socle (Bertrand et al., 2015, 2018). Bien que les affleurements puissent subir de l'altération ou montrer des structures qui sont liées à la décompression lors de l'exhumation, ils permettent de voir des objets à différents stades d'altération et aussi de les observer en 3D ce qui n'est pas possible avec un forage.

5 Organisation du manuscrit

L'étude présentée dans ce manuscrit se focalise sur les systèmes géothermiques de haute température (>200 °C) développés en contexte volcanique actif d'arc insulaire sur zone de subduction. Elle se base sur l'analyse de formations volcaniques saines récentes et de formations altérées plus anciennes pouvant être des analogues exhumés du système géothermique prospecté dans le PER. Le manuscrit est organisé en quatre grandes parties, elles-mêmes divisées en chapitres.

La première partie propose une revue bibliographique scindée en quatre chapitres permettant d'apporter tous les éléments nécessaires à la compréhension de la problématique de cette thèse. Elle regroupe les présentations des différents éléments d'un système géothermique typique d'un

stratovolcan andésitique (lithologies volcaniques, porosités primaires et secondaires), la méthodologie de travail et les zones d'étude.

La seconde partie présente les études structurales multi-échelles des îles de Basse-Terre et de Terre-de-Haut. Elle compile les analyses effectuées à l'aide des systèmes d'information géographique sur différents supports (cartes topographiques, MNT, orthophotographies) et toutes les mesures faites sur le terrain. Des compléments d'acquisition réalisés sur l'île de Saint-Kitts sont également intégrés pour améliorer la compréhension des systèmes géothermiques. Une histoire structurale est également proposée pour l'île de Terre-de-Haut et pour expliquer la localisation de la zone hydrothermalisée dans la partie centrale de l'île.

La troisième partie synthétise toutes les mesures réalisées sur les échantillons prélevés à l'affleurement. Elle comprend une description complète des faciès et essaie de mettre en relation les propriétés physiques avec les observations effectuées sur échantillons et en lames minces. La compilation de toutes les mesures permet de proposer un premier modèle de mise en place du système géothermique et de l'impact de l'altération hydrothermale sur les propriétés des roches volcaniques de Guadeloupe.

Enfin, la quatrième partie regroupe la discussion générale ainsi que la conclusion. Elle propose tout d'abord de comparer les résultats structuraux et pétrophysiques avec les résultats géophysiques pour voir s'il est possible de trouver des similitudes et d'identifier de potentielles zones d'intérêt. Ensuite, des modèles conceptuels pour les îles de Basse-Terre et Terre-de-Haut seront présentés. Cette partie intègre également des éléments de réflexion sur la démarche de travail adoptée dans cette thèse.

Les annexes comprennent deux chapitres. Le premier regroupe les données géochimiques, les mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique et les principaux résultats pétrophysiques. L'ensemble des résultats pétrophysiques seront prochainement intégrés dans une base de données en accès libre. Enfin, le second chapitre comprend l'article sur les résultats pétrophysiques paru dans *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Partie 1 - Introduction générale

Table des matières de la Partie 1

CHAPITRE 1 - LES COMPOSANTES D'UN SYSTEME GEOTHERMIQUE DE HAUTE TEMPERATURE EN CONTEXTE VOLCANIQUE 37

1	MODELE CONCEPTUEL D'UN SYSTEME GEOTHERMIQUE EN CONTEXTE VOLCANIQUE D'ARC INSULAIRE	38
2	FACIES PRESENTS AU SEIN DU SYSTEME GEOTHERMIQUE.....	41
3	LE RESEAU POREUX DANS LES SYSTEMES VOLCANIQUES.....	50

CHAPITRE 2 - METHODES ET TECHNIQUES D'INVESTIGATION DE L'ETUDE61

1	ACQUISITION DES DONNEES STRUCTURALES	63
2	ANALYSE PETROPHYSIQUE	65

CHAPITRE 3 - PRESENTATION DES ZONES D'ETUDE99

1	GEODYNAMIQUE REGIONALE	99
2	L'ARCHIPEL DE GUADELOUPE.....	106
3	GEOLOGIE DE BASSE-TERRE.....	109
4	GEOLOGIE DE TERRE-DE-HAUT	127
5	GEOLOGIE DE SAINT-KITTS.....	137

Chapitre 1 - Les composantes d'un système géothermique de haute température en contexte volcanique

La cible envisagée dans le cadre du projet GEOTREF, est un système géothermique de haute température dominé par la convection. La convection est un mode de transfert de la chaleur induite par une source de chaleur ou par un flux de chaleur élevé en profondeur, elle permet le transport de la chaleur de la profondeur vers la surface et fait appel à des fluides. Ce mode de transfert nécessite des « conduits » ayant des perméabilités élevées. Les failles et fractures sont les conduits préférentiels de ces transferts. Dans les systèmes de haute température, les fluides circulent plus vite que dans les systèmes où la ressource est de basse température (Pruess et Bodvarsson, 1984).

Ce chapitre présente succinctement les différents éléments constituant un système géothermique en contexte d'arc volcanique situé sur une zone de subduction. Il débute par une présentation générale du modèle de système géothermique et se poursuit par une présentation des faciès présents au sein d'un tel système. Il s'achève par une description du réseau de percolation que ce soit au niveau du réseau poreux des faciès ou de celui des structures fragiles qui permettent des écoulements à différentes échelles.

1 Modèle conceptuel d'un système géothermique en contexte volcanique d'arc insulaire

1.1 Le modèle

La notion de système géothermique est différente de celle développée pour les systèmes pétroliers. Un système pétrolier se compose d'une roche mère, d'une roche réservoir, de chemins de migration, d'une roche couverture et d'une structure permettant de créer un piège. Dans le cas de certaines ressources non conventionnelles, tous ces éléments peuvent être concentrés dans une seule formation. Une fois la migration des hydrocarbures effectuée, le système pétrolier peut rester ensuite inactif pendant une longue durée avant son exploitation. Pour un système géothermique de haute température développé en contexte magmatique volcanique, la différence majeure est que la source de chaleur doit rester active pendant la phase d'exploitation, elle est donc nécessairement récente ou actuelle, la durée de fonctionnement est classiquement de quelques centaines de milliers d'années. Par contre, la mise en place des formations hôtes du système géothermique et l'acquisition des propriétés réservoirs peut faire l'objet d'un processus long qui peut durer quelques centaines de milliers voire quelques millions d'années de la mise en place des dépôts volcaniques à la fin du fonctionnement du système hydrothermal.

L'existence d'un système géothermique d'arc insulaire comme celui prospecté dans cette étude est conditionné par : l'existence d'une source de chaleur, en l'occurrence une chambre magmatique (Moeck, 2014) ; une roche couverture limitant la déperdition de fluide et de chaleur du réservoir (Chambefort et al., 2016; Milicich et al., 2016) ; d'un volume réservoir avec son réseau de percolation constitué de failles et de fractures permettant le transfert de chaleur de la source vers la zone de stockage (Ratouis et Zarrouk, 2016; Wilson et Rowland, 2016).

Les modèles conceptuels de systèmes géothermiques pour les champs formés en contexte volcanique sont similaires pour la plupart des auteurs (Goff et Janik, 2000; Moeck, 2014; Stimac et al., 2015) (figure 1-1). En effet, la structure sous le volcan est identique avec un réseau de failles normales synthétiques et antithétiques délimitant des blocs basculés et dont certaines participent à l'ascension du magma.

Les fluides météoriques percolent profondément dans les différentes structures sous le volcan en empruntant les zones perméables telles que les fractures, les failles et les conduits volcaniques et sont réchauffés en profondeur par le flux de chaleur provenant des corps intrusifs (Stimac et al., 2015). Pendant sa circulation, l'eau chaude peut se charger progressivement en différents éléments (silice, métaux solubles, cations et anions) par mélange avec d'autres fluides ou par réaction avec la roche encaissante. Les éléments volatiles du magma (CO_2 , H_2O , composés soufrés, HCl , HF , Hg et As) peuvent également être incorporés lors du dégazage ou lors d'expulsions de fluides magmatiques. Le fluide est chauffé ce qui diminue sa densité et son pH est neutralisé par les réactions avec les roches encaissantes. L'évolution de la densité est responsable de son ascension par les failles et fractures

majeures de l'édifice volcanique. En remontant, le fluide peut subir une ébullition formant une phase vapeur contenant des gaz non condensables. Si la perméabilité est suffisante, cette vapeur peut arriver jusqu'à la surface grâce à des fractures et créer des fumeroles. La vapeur sortant en surface ne provient pas forcément du fluide géothermique, elle peut résulter de l'ébullition d'un aquifère situé au-dessus du réservoir géothermique. La composition des sources chaudes en surface varie systématiquement avec l'altitude et la distance depuis le sommet du volcan (Stimac et al., 2015). Les sources sulfatées-chlorurées et riches en sulfates, à pH acides, sont présentes à haute altitude ; les sources bicarbonatées (pH neutre) se trouvent à des distances et altitudes moyennes par rapport au sommet de l'édifice volcanique ; et enfin, les eaux chlorurées (pH neutre) se retrouvent en zone distale. Les sources chlorurées neutres permettent d'échantillonner directement le réservoir de fluides avec une possible dilution lors du trajet vers la surface, tandis que les eaux sulfatées et riches en bicarbonates absorbent des gaz et de la vapeur dans les aquifères de proche surface.

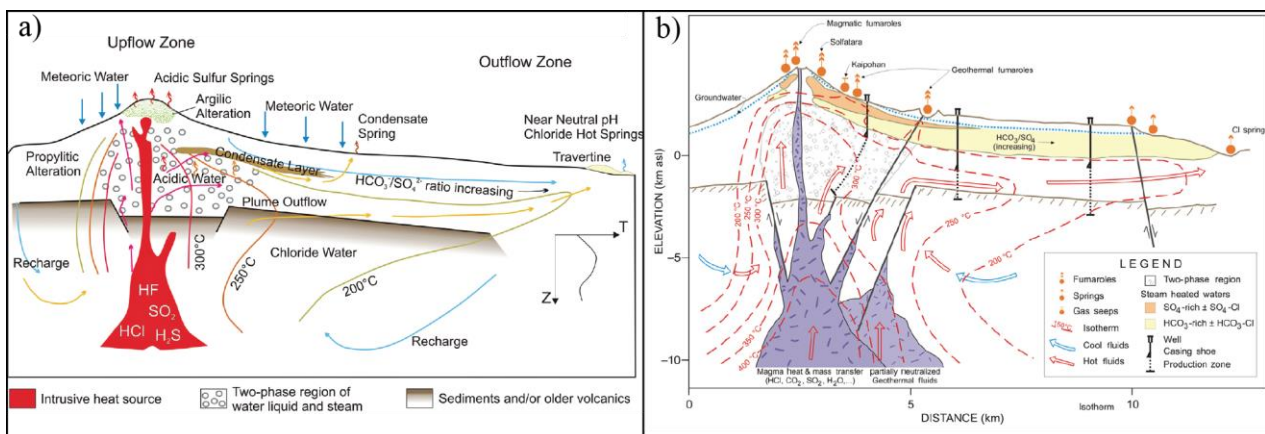


Figure 1-1 – a) Système géothermique lié à un champ volcanique typique d'un magmatisme sur zone de subduction (d'après Moeck, 2014). b) Modèle conceptuel d'un système géothermique au sein d'un stratovolcan andésitique exposant la distribution des fluides géothermiques majeurs. Le réservoir exploitable se trouve couramment dans des horizons $\geq 220^{\circ}\text{C}$. La profondeur à laquelle se situent les réservoirs est généralement $\leq 1,5$ km, tandis que la profondeur des intrusions varie de 2 à 10 km. L'extension latérale du réservoir et de l'outflow peut dépasser 20 km (d'après Stimac et al., 2015).

Les modèles de systèmes géothermiques en contexte volcanique actif mettent en évidence deux zones, celles de remontée de fluides (upflow) et celle de descente (downflow). Sur les modèles conceptuels (figure 1-1), la zone d'upflow est localisée à l'aplomb de l'édifice, au-dessus de la source de chaleur, tandis que les résurgences (outflow) se trouvent à la périphérie (Simpson et Bignall, 2016). Les zones de downflow correspondent aux niveaux dans lesquels la recharge s'effectue. Ils sont constitués par les failles présentant une circulation descendante de fluides et par les dépôts volcaniques situés en position distale de l'édifice et qui drainent les fluides météoriques qui ne sont pas encore descendus en profondeur pour se réchauffer.

A cause de la stratigraphie, de la topographie et du gradient de charge hydraulique, les fluides ont tendance à s'écouler latéralement depuis le centre d'émission volcanique vers la périphérie en formant de grandes surfaces tabulaires de fluides hydrothermaux pouvant parcourir plusieurs kilomètres depuis leur source profonde (Stimac et al., 2015). Selon Moeck (2014), la cible principale pour une production maximale d'électricité est la zone d'upflow. La zone de downflow est moins

propice car contient généralement des réservoirs secondaires de basse à moyenne température permettant l'alimentation de centrales de faibles capacités.

Dans le cas des systèmes géothermiques formés en contexte volcanique actif, les roches qui vont constituer le réservoir sont les différentes roches issues du volcanisme (dépôts pyroclastiques, laves, tuffs) (Moeck, 2014). La prospection de ces systèmes consiste notamment en : 1 – une étude détaillée des manifestations de surface (Bézègues-Courtade et Bes-de-Berc, 2007) ; 2 – une caractérisation géologique (e.g. Lenhardt et Götz, 2011; Lenhardt et Götz, 2015; Chambefort et al., 2016) ; 3 – des analyses géochimiques des cours d'eau et des sources chaudes (Gal et al., 2014) ; 4 – des mesures de résistivité par magnétotellurique pour identifier l'anomalie de haute résistivité de la zone d'upflow (Cumming et Mackie, 2007) ; et 5 – l'application de géothermomètres sur les fluides (Na-K-Ca) (Royer et al., 1985).

Parmi toutes les méthodes citées, la magnétotellurique (MT) est certainement la technique la plus utilisée pour la prospection des systèmes géothermiques dans ce contexte. Elle permet de calculer des coupes de résistivité du sous-sol jusqu'à plusieurs milliers de mètres sous la surface et permet d'améliorer le positionnement des puits producteurs et donc de limiter les coûts opérationnels (Cumming et Mackie, 2007). Lorsque les stations d'acquisition sont bien positionnées, il est possible de localiser les différents éléments du système géothermique (figure 1-2). En effet, la coupe issue du modèle 3D montre une succession de zones à forts contrastes de résistivité depuis la surface vers la profondeur avec : une zone conductrice correspondant à la couverture argileuse du réservoir de fluides (caprock ou clay cap), une zone à résistivité intermédiaire caractéristique du toit du réservoir et une unité résistive traduisant l'upflow et donc le volume d'intérêt.

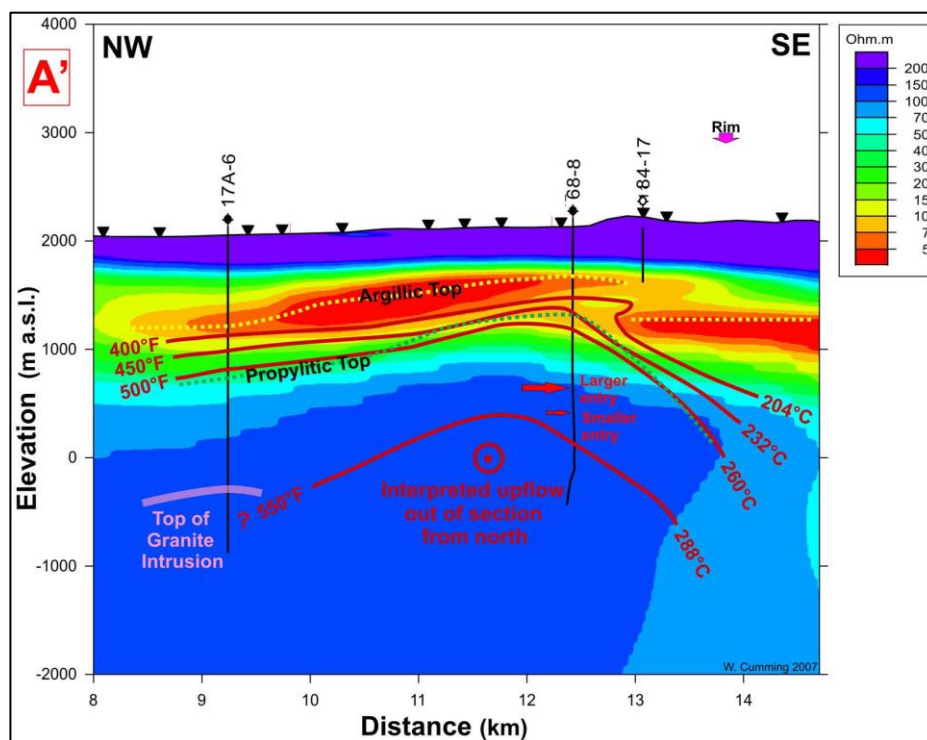


Figure 1-2 – Section de résistivité MT 3D à travers la Glass Mountain exposant la corrélation entre la résistivité et l'altération (Cumming et Mackie, 2007).

1.2 Source de chaleur

Pour développer un système géothermique de haute température en contexte volcanique, l'existence d'une source de chaleur en profondeur est indispensable. Cette source de chaleur est le plus souvent constituée par une chambre magmatique.

Dans les modèles conceptuels développés majoritairement dans des études géochimiques, la chambre magmatique est régulièrement placée à une profondeur inconnue ou entre 5 et 10 km. Elle est représentée sous la forme d'un corps souterrain dont les dimensions sont inconnues (Ruzié et al., 2012; Villemant et al., 2014; Rosas-Carbajal et al., 2016).

Une étude récente, basée sur la teneur en eau des pyroxènes et des inclusions magmatiques, a été menée sur le volcan de la Soufrière de Montserrat (Edmonds et al., 2016). Les données acquises suggèrent un stockage de magma à des profondeurs comprises entre 4 et 16 km, mais surtout entre 8 et 12 km. Les auteurs proposent un modèle étagé de magma partiellement cristallisé dans la partie supérieure de la croûte sous la partie sud de Montserrat. Ce modèle montre un vaste système de magma partiellement cristallisé avec une extension verticale de plus de 10 km et une extension radiale d'une quinzaine de kilomètres (figure 1-3). La fraction liquide y est assez réduite.

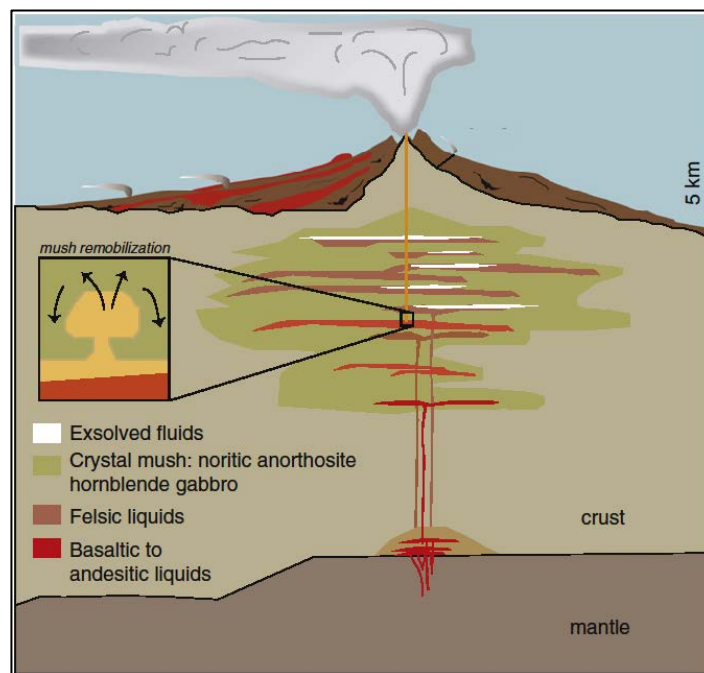


Figure 1-3 – Schéma montrant l'architecture possible de la chambre magmatique sous le volcan Soufrière Hills de Montserrat (d'après Edmonds et al., 2016).

2 Faciès présents au sein du système géothermique

Dans les îles volcaniques récentes des Petites Antilles, le volcanisme explosif et effusif permet de mettre en place trois grands types de faciès : des laves, des faciès bréchiques de granulométrie moyenne à grossière (coulées et avalanches de débris) et des dépôts pyroclastiques. Une définition de chaque faciès est proposée dans la suite.

2.1 Les coulées de lave

Les coulées de lave sont caractéristiques d'un dynamisme effusif. Il s'agit d'un magma partiellement dégazé émis par un volcan pendant une éruption. Elles se présentent sous des formes et des compositions très variées.

Macdonald (1953) distingue trois types de laves: 'a'ā, pāhoehoe et lave à blocs.

2.1.1 Coulées de lave 'a'ā

Les coulées 'a'ā sont caractérisées par une surface auto-bréchifiée, une croûte basale et un cœur massif qui est fluide et déformable pendant l'écoulement de la lave (figure 1-4). Les coulées 'a'ā ont généralement des épaisseurs comprises entre 0,5 et 20 m et sont caractérisées à l'affleurement par un cœur massif entouré de deux couches de brèches (Harris et Rowland, 2015). Les clastes présents dans la brèche périphérique (« clinker ») ont les mêmes caractéristiques géochimiques et pétrographiques que le cœur même s'ils sont plus oxydés. Leur taille varie de quelques centimètres au mètre. Ils sont légèrement arrondis avec une surface vésiculée, rugueuse, épineuse et ébréchée. L'intérieur de ces blocs est peu vésiculé. La surface d'une coulée 'a'ā consiste en un mélange de blocs, de boules de laves accrétées, de dalles de lave pāhoehoe et de scories provenant des fontaines. Le cœur peut être vésiculé lorsque la coulée est fine mais d'importants cisaillements associés aux forts gradients de vitesse provoquent l'allongement des vésicules. Dans les coulées 'a'ā épaisses, peu de vésicules sont visibles à l'œil nu

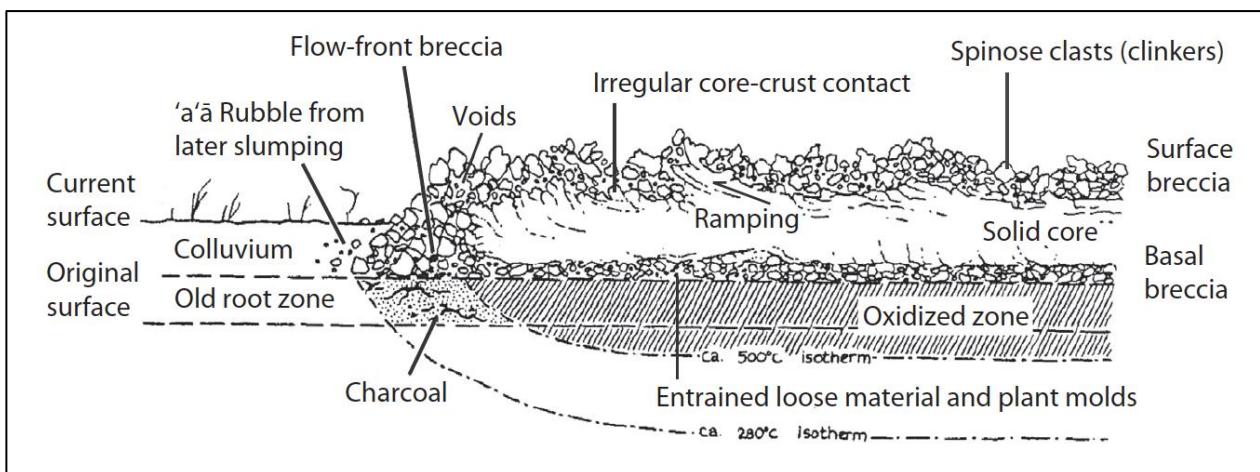


Figure 1-4 - Schéma d'une coupe longitudinale dans une coulée de type 'a'ā ayant brûlé la végétation sur son passage (d'après Lockwood et Lipman, 1980).

2.1.2 Coulées de lave pāhoehoe

Les coulées pāhoehoe sont caractérisées par une surface lisse, vitreuse et cohérente souvent affectée par de petits plissements (Harris et Rowland, 2015). Ces laves forment des lobes de diamètre < 0,5 m et d'épaisseur pluridécimétrique par dizaines de milliers. Elles ont généralement des vitesses de progression très lentes. Une croûte vitreuse de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur entoure les lobes. L'intérieur des lobes est vésiculé. La taille des vésicules augmente et leur nombre diminue de la surface vers l'intérieur des lobes. Dans les lobes les plus épais, les bulles

peuvent fusionner dans le centre et former de grandes cavités. La majorité des vésicules sont sphériques sauf celles présentes dans la croûte vitreuse qui sont allongées.

2.1.3 Coulées de laves à blocs

Les laves à blocs sont généralement des laves dacitiques ou rhyolithiques. Leur structure interne ressemble à celle des coulées 'a'ā avec une brèche à la base et au sommet de la coulée ainsi qu'un cœur cohérent. Cependant elles sont beaucoup plus épaisses que les 'a'ā (dizaines à centaines de mètres). L'intérieur des blocs contient très peu de vésicules mais est riche en cristaux.

Les travaux de Mathieu (2010) décrivent les coulées de lave affleurant sur la Basse-Terre. Leurs cœurs massifs ont des épaisseurs variant de 1 m à une dizaine de mètres. Ils sont entourés par une brèche grossière à blocs vésiculés rubéfiés et contours anguleux provenant de la solidification et de l'auto-bréchification de la périphérie de la coulée. La brèche peut être soit absente (pāhoehoe rare en Guadeloupe), soit plus fine que le cœur massif ('a'ā le plus fréquent en Guadeloupe) ou plus épaisse que le cœur massif (coulées à blocs rares en Guadeloupe mais très représentées au niveau des black rocks dans la partie NE de Saint-Kitts).

Lors de leur écoulement, ces laves peuvent être chenalées dans une vallée ou bien limitées par des levées formées par une accumulation de brèches. Le cœur peut avoir soit une texture uniforme soit être folié et sa bordure est vésiculée.

Dans les zones d'intérêt de ce manuscrit (archipel Guadeloupéen et Saint-Kitts), les laves sont essentiellement des andésites et andésites basaltiques (e.g. Blanc, 1983; Samper, 2007; Samper et al., 2007, 2009; Ricci et al., 2015a, 2015b, 2017). D'après Le Bas et al. (1986), les andésites basaltiques contiennent de 52 à 57 % de SiO₂ et de 5 à 5,9 % de Na₂O + K₂O ; et les andésites de 57 à 63 % de SiO₂ et de 5,9 à 7 % de Na₂O + K₂O.

Les caractéristiques liées à la fracturation primaire des laves seront décrites dans le §3.1.1.

2.2 Les coulées et avalanches de débris

Dans ce manuscrit, les dépôts issus de lahar et d'avalanche de débris seront regroupés sous le terme de coulée de débris car c'est le faciès principalement échantillonné parmi les dépôts bréchiens.

Les définitions de lahar, de coulée de débris et d'avalanche de débris sont données par Vallance et Iverson (2015) et van Wyk de Vries et Davies (2015).

Un lahar correspond au terme indonésien pour décrire un mélange de roches, de débris et d'eau s'écoulant sur les flancs d'un volcan à grande vitesse et contrôlé par la gravité. La morphologie du lahar peut varier dans l'espace et dans le temps. Il peut également comprendre un ou plusieurs types d'écoulements incluant :

- la coulée de débris : mélange de débris saturé en eau dont les fractions de liquide et de solide sont équivalentes en volume et avancent de façon homogène ;
- la coulée boueuse : type d'écoulement dans lequel les sédiments de granulométrie fine

sont transportés en suspension tandis que les sédiments grossiers migrent le long du lit de l'écoulement ;

- l'écoulement hyperconcentré : type intermédiaire entre les deux précédentes. Contrairement à la coulée de boue, l'écoulement hyperconcentré transporte une charge très importante de sédiments et contrairement aux coulées de débris, il y a une séparation verticale entre les particules grossières et la phase liquide contenant les particules fines.

Les transitions entre les différents types d'écoulement sont définies grâce à la fraction de solide, à la taille des particules transportées, la minéralogie des argiles, l'agitation des particules ou encore l'énergie de l'écoulement.

Les lahars se forment durant les éruptions volcaniques ou sur des terrains volcaniques escarpés lorsqu'un grand volume d'eau mélangé à des sédiments est emporté vers le bas et hors des pentes. Durant le transport, l'écoulement incorpore d'autres sédiments et de l'eau. Contrairement aux avalanches de débris, les lahars sont saturés en eau et leur comportement est à la fois influencé par la composante liquide et solide (Vallance et Iverson, 2015). La composante solide les rend destructifs et leur caractère liquide permet de les transporter sur de longues distances.

D'après Vallance et Iverson (2015), la genèse des lahars requiert quatre conditions :

- une source d'eau adéquate (eau dans la porosité, source hydrothermale, eaux de ruissellement...) ;
- des débris non consolidés abondants incluant des coulées et retombées pyroclastiques, des colluvions et des sols ;
- des pentes escarpées, généralement supérieures à 25° et des reliefs importants à la source ;
- un mécanisme déclencheur (magmatisme ou volcanisme phréatique, tremblements de terre volcanique ou tectonique, un gonflement du flanc lié à une intrusion magmatique ou une mise sous pression des eaux hydrothermales souterraines.

Le processus d'altération hydrothermale fragilise la roche qui peut être plus facilement désintégrée et mobilisée dans un écoulement de pente. En effet, le lessivage acide-sulfaté dans les systèmes hydrothermaux supprime les éléments mobiles, ajoute des sulfates et décompose les silicates pour former des phases siliceuses de granulométrie fine comme la cristobalite et l'opale, des minéraux argileux comme la kaolinite et la smectite. Cette désintégration de la roche limite la probabilité d'occurrence de gros blocs comme ceux rencontrés dans les avalanches de débris. Ainsi, les roches affectées par une altération hydrothermale se désintègrent plus facilement que les roches saines. Les lahars induits par des effondrements de flancs de volcans sont généralement riches en argiles avec des contenus supérieurs à 5 %.

Dans les dépôts de lahars, des granoclassements normal et inverse sont visibles. Ils proviennent de l'aggradation progressive de l'écoulement qui possède une zonation de composition et de la distribution de taille des éléments du front vers la queue du lahar. La figure 1-5 schématise l'aggradation progressive d'une coulée de débris avec une concentration des particules de grande dimension au niveau du front et la création d'un granoclassement normal.

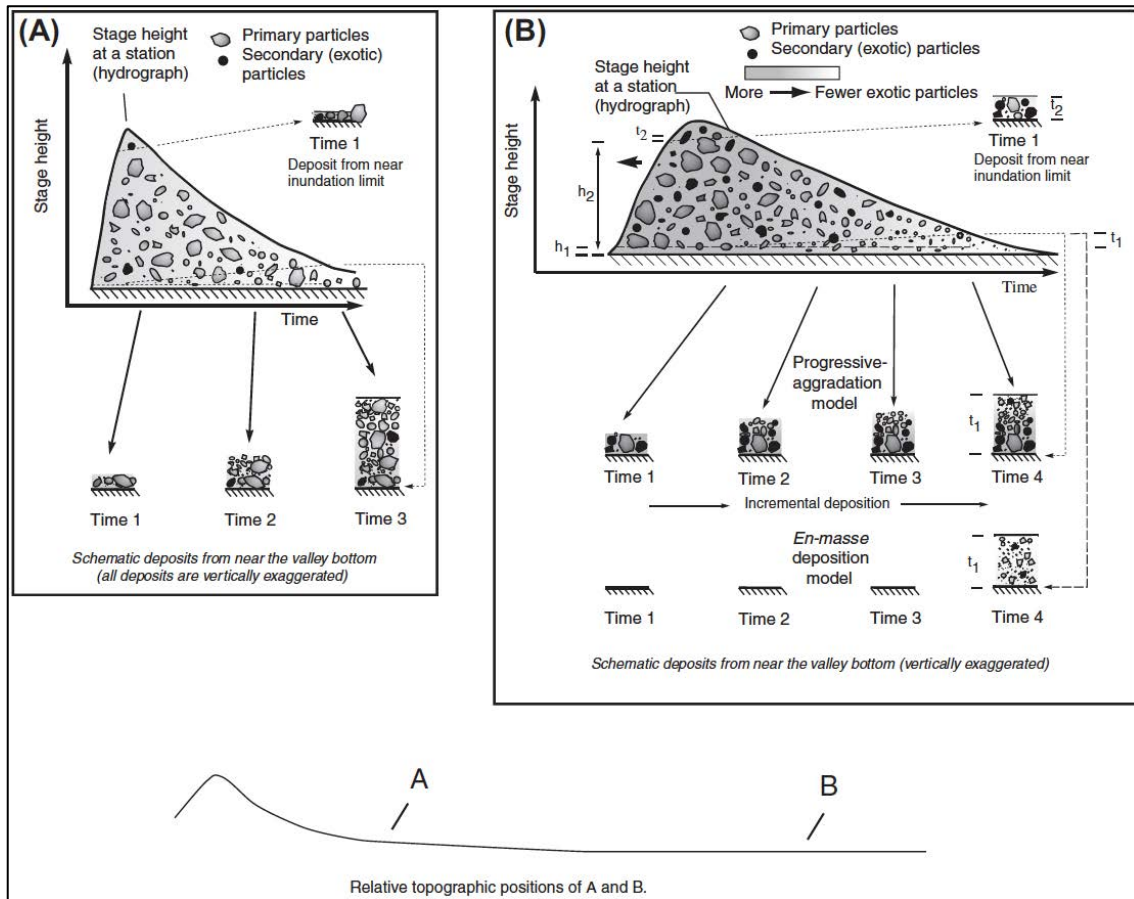


Figure 1-5 – Hydrogrammes schématiques montrant le comportement et les changements observés dans les lahars lors de leur écoulement vers l'aval. Lorsque la distance depuis sa source augmente, le lahar incorpore des particules exogènes surtout concentrées sur son front. L'encadré B montre que les éléments grossiers sont plutôt concentrés dans le front du lahar que dans sa queue. Ces éléments peuvent former un granoclassement normal (d'après Vallance et Iverson, 2015).

Une avalanche de débris est un écoulement gravitaire en masse, rapide et sous-saturé en eau d'un volume important de produits volcaniques résultant d'un effondrement sectoriel d'un volcan. Les dépôts d'avalanche de débris consistent en des brèches épicastiques, très peu triées, hétérogènes et hétérométriques (Bernard, 2008). Les effondrements sectoriels sont récurrents dans les îles volcaniques actives et les volumes de dépôts générés peuvent être très importants et dépasser plusieurs dizaines de kilomètres cube mêmes pour des îles de petites tailles comme celles de l'arc des Petites Antilles (figure 1-6). En plus de leur volume important, les avalanches de débris peuvent recouvrir des surfaces de plusieurs milliers de km² comme c'est le cas au large de la Martinique et de la Dominique (Boudon et al., 2007).

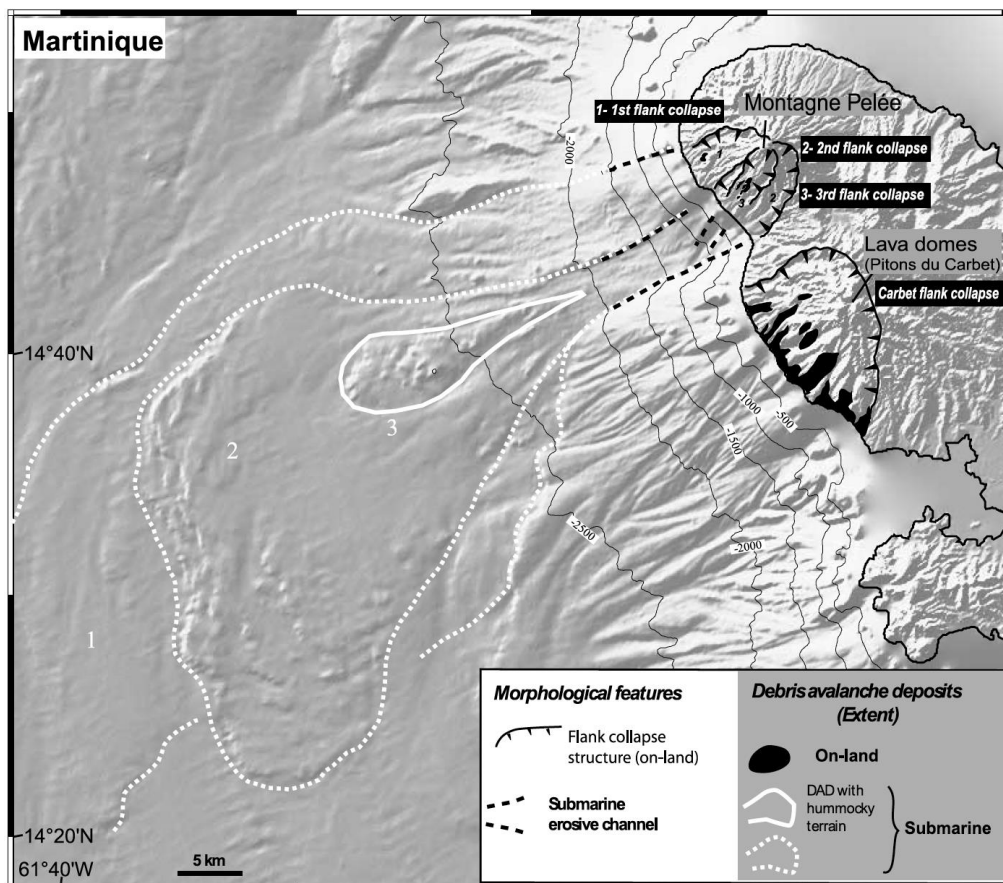


Figure 1-6 – Exemple de dépôts sous-marins issus de trois avalanches de débris successives sur la côte ouest de la Martinique (Boudon et al., 2007). A terre, les structures en forme de fer à cheval localisent les effondrements sectoriels à l'origine des dépôts sous-marins (Montagne Pelée) et dépôts à terre (Pitons du Carbet).

La formation des avalanches de débris résulte du processus de croissance des volcans. Les volcans s'accroissent de manière incrémentale par des éruptions et des intrusions de magma successives (van Wyk de Vries et Davies, 2015). Cette croissance entraîne une augmentation de leur masse au cours du temps provoquant par conséquent une augmentation de la charge sur les roches sous-jacentes. Ces roches se déforment sous la charge imposée et le volcan peut s'enfoncer et/ou s'étaler. Si le développement du volcan s'effectue selon une direction préférentielle, le volcan peut développer des glissements de terrain (effondrement sectoriel ou de flanc) formant des avalanches de débris. Les volcans sont construits à partir de roches de faible cohésion. Cette faiblesse est accrue par la combinaison de l'altération hydrothermale, des déformations tectoniques et celles liées à des intrusions. L'édifice volcanique contient donc de nombreux plans de faiblesse pouvant entraîner sa déstabilisation lors de l'augmentation du volume de roches composant l'édifice.

2.3 Les dépôts pyroclastiques

Les éruptions explosives puissantes sont couramment associées à des panaches volcaniques (mélange convectif de gaz volcanique, de cendres et d'aérosols s'élevant au-dessus de la cheminée volcanique). Ces éruptions peuvent éjecter dans l'atmosphère une grande quantité de gaz et de particules de tailles et formes différentes nommées téphras ou pyroclastes (Bonadonna et al., 2015). Les téphras comprennent des éléments très grossiers tels que les blocs et les bombes (≥ 64 mm)

éjectés selon des trajectoires balistiques jusqu'à plusieurs kilomètres et des particules micrométriques transportées plus haut dans l'atmosphère. Lorsque le nuage volcanique contenant les particules s'éloigne de sa source, la concentration diminue par dilution.

A partir du panache volcanique, deux grands types de dépôts vont se mettre en place : ceux liés à des retombées pyroclastiques (RP, sédimentation de pyroclastes depuis l'atmosphère) et ceux associés à des courants de densités pyroclastiques (CDP). Le courant de densité pyroclastique correspond à un courant chaud contenant des particules et des gaz se déplaçant latéralement le long du sol (Brown et Andrews, 2015). Les CDP se décomposent en un courant basal dense (écoulement pyroclastique) et en un courant dilué et turbulent (déferlante pyroclastique). Les dépôts liés aux courants de densités pyroclastiques peuvent atteindre des volumes considérables ($> 10^7 \text{ m}^3$, Reyes-Dávila et al., 2016).

A partir des retombées et des courants de densité pyroclastique, de nombreux dépôts pyroclastiques sont reconnus à proximité des volcans. Ces dépôts comprennent notamment :

- des coulées de blocs et de cendres, issues de CDP et composées de blocs faiblement à modérément vésiculés supportés par une matrice de cendres moyennes à grossières (téphras $< 2 \text{ mm}$) (Brown et Andrews, 2015) ;
- des ignimbrites (CDP) composées d'une proportion variable de ponces, de cendres et de clastes lithiques (particules provenant des parois de la cheminée) (Brown et Andrews, 2015) ;
- des lapilli (téphra compris entre 2 et 64 mm) composés d'agrégats sphériques de cendres volcaniques ayant une structure concentrique et formés par regroupement de cendres humides ;
- des ponces (RP) qui sont des clastes généralement de composition acide micro-vésiculés à très forte porosité ;
- et des scories (RP) composées de clastes généralement de composition mafique modérément à fortement vésiculés avec des vésicules de taille millimétrique (Houghton and Carey, 2015).

Dans la suite du document, les dépôts pyroclastiques et coulées de débris seront parfois regroupés sous le terme de dépôts volcano-sédimentaires.

2.4 Minéraux hydrothermaux pouvant affecter ces faciès

Les faciès décrits précédemment peuvent subir des transformations minéralogiques significatives lors de l'altération hydrothermale. La formation de minéraux hydrothermaux est dépendante de la température, de la perméabilité, de la pression, de la composition du fluide, de la composition initiale de la roche, de la durée d'activité et du nombre de phase de circulations hydrothermales (Reyes, 1990).

La définition des assemblages de minéraux secondaires est particulièrement utile pour contraindre certaines caractéristiques des systèmes hydrothermaux comme la température ou le pH. Le tableau 1-1 synthétise les températures de stabilité des minéraux hydrothermaux communs contenus dans les différentes zones d'altération des systèmes hydrothermaux. Il présente également les produits principaux obtenus à partir des minéraux magmatiques les plus courants.

Trois zones principales d'altération sont communément rencontrées dans les systèmes géothermiques (Stimac et al., 2015) : argilisée, de transition et propylitique. Les zones argilique et de transition constituent une couverture (clay cap ou caprock) de faible perméabilité à cause de leur teneur élevée en minéraux argileux. Elles permettent de confiner le réservoir perméable sous-jacent. La partie la plus superficielle de la zone argilisée est la moins perméable. Elle est majoritairement composée de smectite, de kaolinite, de zéolites, de calcédoine, de silice amorphe et de pyrite (Beaufort et al., 1990; Frolova et al., 2010; Patrier et al., 2013). La zone argilisée est une zone très conductrice dont la forme caractéristique peut être identifiée par magnéto-tellurique (Bouchot et al., 2010). La zone de transition située sous l'horizon à smectite est une zone à faible perméabilité se formant en revêtement du réservoir. Cet horizon est constitué principalement par des couches mixtes de minéraux argileux, de chlorite, de calcite, de calcédoine, de zéolite, de quartz, de sphène ou encore d'anhydrite.

Le volume de forte perméabilité forme le réservoir et correspond à une zone d'altération propylitique formée entre 220 et 350 °C en milieu réducteur à pH neutre (Stimac et al., 2015). Elle contient notamment de l'albite, de la chlorite, de l'épidote et de la pyrite. A leur base, les systèmes géothermiques peuvent être associés à des filons et des brèches hydrothermales pouvant être altérés avec des assemblages minéralogiques propylitique et potassique se formant à des températures supérieures à 285 °C (biotite-adulaire ± amphibole ± tourmaline).

En plus des différentes zones d'altération décrites ci-dessus, une altération argilique avancée peut se former (Mas et al., 2006; Patrier et al., 2013 ; Mayer et al., 2016). L'altération argilique avancée comprend quatre zones principales : à kaolinite jusqu'à 120 °C ; à dickite et kaolinite de 120 à 200 °C ; à dickite et pyrophyllite de 200 à 260 °C ; et à pyrophyllite et illite de 220 à 320 °C.

La plupart des fluides géothermaux exploités contiennent des sulfures réduits et des minéraux sulfurés précipités (Stimac et al., 2015). La pyrite est le plus commun des minéraux sulfurés, mais la pyrrhotite, la galène ou la chalcopyrite peuvent également être présentes. Le soufre natif est uniquement présent en proche surface dans les zones sulfatés-acides.

Tous les minéraux décrits précédemment peuvent également précipiter sous la forme de cristaux de grandes tailles dans les fractures (Stimac et al., 2015). Les séquences minéralogiques précipitées dans les fractures peuvent donner des indications sur des changements de température, de perméabilité et de composition chimique du fluide ayant circulé dans ces conduits préférentiels.

Tableau 1-1 - Tableau synthétique des assemblages minéralogiques hydrothermaux et températures de stabilité des minéraux communément rencontrés dans les systèmes géothermaux (d'après Stimac et al., 2015). Les produits d'altération typiques des minéraux magmatiques principaux sont présentés dans les zones d'altérations dominantes.

APPROXIMATE TEMPERATURE STABILITY OF COMMON HYDROTHERMAL MINERALS													
T° C	100	120	140	160	180	200	220	240	260	280	300	320	340
	Smectite-Kaolinite Argillic Zone				MLC-Chlorite Transition Zone			Propylitic Reservoir Zone			Propylitic ± Potassic Intrusive Contact Zone		
Smectite	<-----				-----	-----	-----						
Illite-Smectite				-----	-----	-----	-----	-----					
Illite/Sericite						-sericite	-----	-----	-----	-----	-----		
Mordenite	<-----												
Laumontite		-----	-----	-----	-----	-----	-----						
Wairakite							-----	-----	-----	-----	-----	-----	
Chlorite-Smectite													
Chlorite			-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Titanite (Sphene)								-----	-----	-----	-----	-----	-----
Epidote								-----	-----	-----	-----	-----	-----
Prehnite									-----	-----	-----	-----	-----
Adularia										-----	-----	-----	-----
Dolomite	<-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Anhydrite					-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Calcite	<-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Chalcedony													
Quartz													-----
Cristobalite													-----
Pyrite	<-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Biotite												-----	-----
Garnet												-----	-----
Actinolite												-----	-----
Advanced Argillic Zone Key Minerals													
Kaolinite	<-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Dickite		-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Pyrophyllite													-----
Illite/Sericite													-----
Diaspore													-----
Alunite	<-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Plagioclase	Sm/Kao				MLC-Chl-Cal-Z-W-(Ser)			Ep-Chl-Ab-Il-W-Cal-Preh			Ep-Chl-Ab-Il-Cal-Ser		
Olivine	FeOx- Py				FeOx-Qtz-Cal			Chl-Qtz			Chl-Qtz		
Pyroxene	Sm/Kao- FeOx				MLC-Chl-Tit			Chl-Ep-Qtz-Cal-Preh			Chl-Ep-Qtz-Cal		
Magnetite-Ilmenite	FeOx- Py				Tit-FeOx-Py			Py-Tit			Py-Tit		
Biotite	Stable/Clays- FeOx				Chl-Tit-FeOx			Chl-Tit			Stable		
Amphibole	Stable/Clays- FeOx				Chl-Tit-FeOx			Chl-Tit			Stable (actinolite)		
Quartz	Stable				Stable			Stable			Stable		

Sm, smectite; Kao, kaolinite; MLC, mixed layer Ill-Sm; Il, illite; Chl, chlorite; Cal, calcite; Z, zeolites; W, wairakite; FeOx, oxides and hydrated iron oxides; Py, pyrite; Ep, epidote; Tit, titanite; Ab, albite; Ser, sericite; Preh, prehnite.

3 Le réseau poreux dans les systèmes volcaniques

Le développement d'un système géothermique en contexte volcanique nécessite l'existence d'un réseau de percolation et d'un volume disponible pour le stockage des fluides. Il est composé de porosité matricielle et d'un réseau de fractures. Ces différents réseaux poreux sont présentés en prenant en compte leurs conditions de formation.

3.1 Porosité primaire

Elle est composée par des vésicules, des pores intergranulaire et intragranulaire et des fractures. Tous ces éléments se sont mis en place lors de la formation de ces dépôts.

3.1.1 Porosité primaire des laves

La porosité primaire des laves est composée par des joints traduisant une déformation fragile non tectonique et des vésicules liées au gaz présent dans la lave lors de son écoulement. Les joints de refroidissement se forment par contraction thermique lorsque la lave refroidit. Ces joints sont des fractures de type I en ouverture (Degraff et Aydin, 1987). De très nombreux travaux sur les joints de refroidissement se concentrent sur le mécanisme de formation des colonnes et pseudo-colonnes dont l'expression remarquable et esthétique fascine depuis des siècles (e.g. Aydin et Degraff, 1988; Degraff et Aydin, 1993; Grossenbacher et McDuffie, 1995; Kattenhorn et Schaefer, 2008; Forbes et al., 2012, 2014; Sadowski, 2012; Phillips et al., 2013; Reidel et al., 2016). La plupart de ces études se focalisent sur des coulées basaltiques et très peu sur des andésites (Spörl et Rowland, 2006; Massiot et al., 2017). En Guadeloupe, les joints de refroidissement de forme polygonale ou de colonne sont présents mais rares. Le plus souvent, ces joints sont orientés de manière aléatoire et espacés irrégulièrement (Mathieu, 2010). Selon Harris et Rowland (2015), des fractures et des structures de cisaillement parallèles à l'écoulement affectent souvent les cœurs de laves de type 'a'ā. Massiot et al. (2017) ont démontré la présence de fractures arquées, de fractures formant des colonnes et de joints planaires dans une coulée de lave andésitique du volcan Ruapehu en Nouvelle-Zélande (figure 1-7a). Les joints planaires sont peu espacés et associés en amas. Ils sont subhorizontaux dans la partie centrale de la coulée et sont faiblement inclinés dans sa partie supérieure. Ils débitent la lave en plaques d'épaisseur millimétrique à décimétrique et ont une extension métrique. L'ensemble de ces fractures horizontales et verticales forme un réseau très connecté dans le cœur de la coulée qui accroît significativement la surface disponible pour les interactions fluides-roche. L'expression de la fracturation dans les parties bréchifiées est beaucoup moins marquée.

La zonation des vésicules dans les coulées de lave a été beaucoup étudiée (e.g. Hartley et Thordarson, 2009; Vye-Brown et al., 2013). La répartition des vésicules et leur forme n'est pas aléatoire. Elle dépend de la viscosité de la lave et de son sens d'écoulement lors de sa mise en place. Il existe une dépendance entre la localisation dans la coulée, la forme des vésicules et la formation des joints de refroidissement (figure 1-7b).

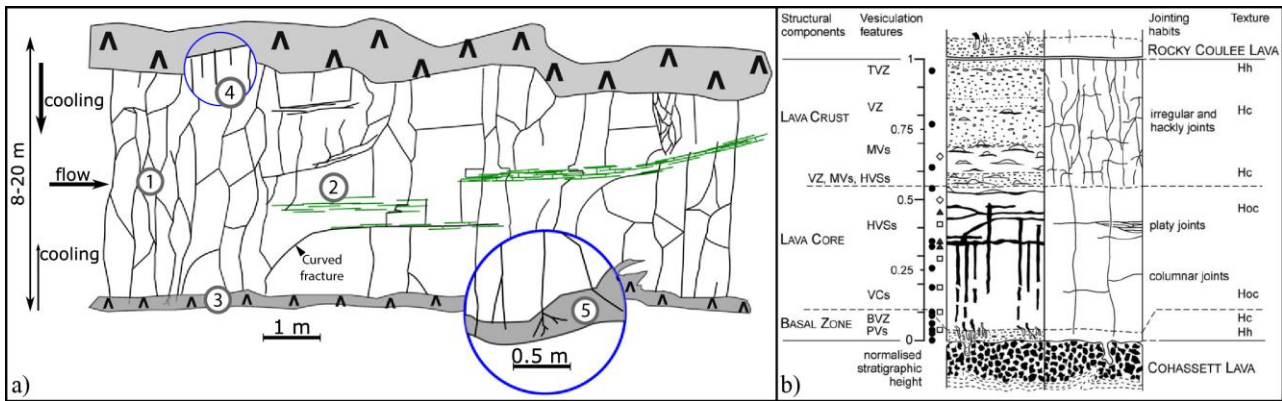


Figure 1-7 – a) Schéma d’une coulée de lave (d’après Massiot et al., 2017). 1 – Fractures formant les colonnes bien connectées aux zones bréchifiées. 2 – Zone à forte densité de joints planaires. 3 – La zone bréchifiée à forte porosité est connectée au cœur par les fractures formant les colonnes. 4 – Forte densité de fractures formant les colonnes dans la partie supérieure de la coulée. 5 – Bifurcation des fractures dans la brèche. b) Colonne stratigraphique d’une coulée de lave basaltique de la rivière Columbia (épaisseur 13,5 m) (d’après Hartley et Thordarson, 2009). La partie gauche indique les composantes structurales et les types de vésicules. La partie droite montre les types de joints et les propriétés texturales de la lave. Vz – zone vésiculée basale (B) ou sommitale (T) ; HVS – bande horizontale de vésicules ; MV – mégavésicules ; PV – vésicules disposées sous la forme de tubes allongés ; VC – vésicules cylindriques. Degré de cristallinité : Hh – hypohyaline (intermédiaire entre hyaline et hypocristalline) ; Hc – hypocristalline ; et Hoc – holocristalline.

Récemment, l’étude des vésicules dans les coulées de laves a connu un essor important notamment pour la caractérisation mécanique des laves et la quantification de leur perméabilité (Farquharson et al., 2015, 2016; Heap et al., 2015; Heap et Kennedy, 2016; Heap et Wadsworth, 2016; Kennedy et al., 2016). Les auteurs distinguent différents types de pores : des vésicules de géométrie et taille très variables ; des fissures et microfissures traversant la mésostase et les phénocristaux, et reliant les vésicules entre elles ; et des micropores situés entre les microlithes de la mésostase (figure 1-8). Les micropores sont regroupés le plus souvent dans des zones à très forte microporosité. La forme, la taille des vésicules et la géométrie des fissures (tortuosité, rugosité et ouverture) contrôlent la perméabilité des andésites et leurs caractéristiques mécaniques.

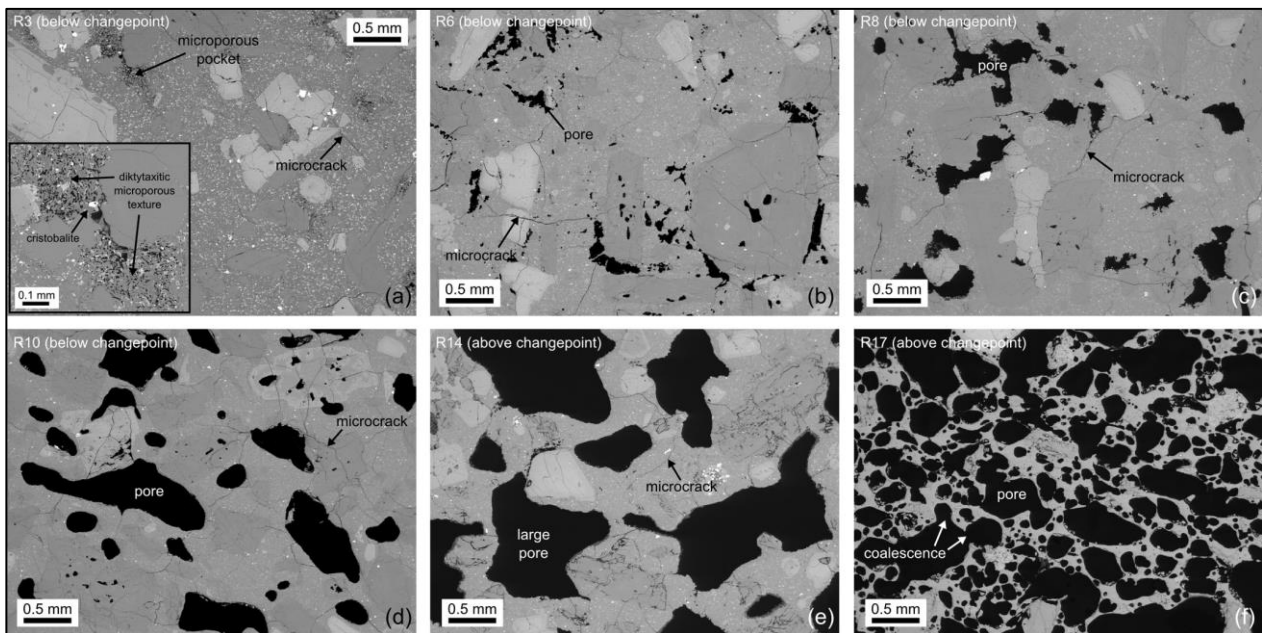


Figure 1-8 – Images en électrons rétrodiffusés d’andésites classées par ordre de porosité croissante (d’après Heap et Kennedy, 2016). a) Réseau poreux constitué de micro-fissures dans la matrice, micro-fissures en forme d’écaille de poisson dans la cristobalite et micropores à texture diktytaxitique (cavités anguleuses abondantes). b – e) Réseau poreux à micro-fissures et vésicules de taille croissante. f) Comparaison avec le réseau poreux essentiellement vésiculaire d’un bloc scoriacé.

3.1.2 Porosité primaire dans les coulées de débris et les dépôts pyroclastiques

Beaucoup moins d'études sont consacrées à l'étude de la porosité des coulées de débris et dépôts pyroclastiques, certainement à cause de la difficulté de caractériser ces faciès volcaniques. Bernard (1999) et Bernard et al. (2007) ont caractérisé ces dépôts sur le volcan de la Montagne Pelée. Le réseau poreux dans les coulées de débris et de pyroclastites est essentiellement un réseau matriciel. Contrairement aux laves, le réseau de fractures macroscopiques et de fissures infracentimétriques est beaucoup moins développé. Cependant, comme les coulées de débris et dépôts pyroclastiques résultent de l'agglomération de particules de granulométries variées, le réseau poreux intergranulaire est très développé. A ce réseau s'ajoute toute la porosité intragranulaire présente dans les clastes composée notamment de vésicules dans les scories et ponces.

3.2 Porosité formée par des processus secondaires

La porosité secondaire correspond au volume poreux mis en place ultérieurement au dépôt des différents faciès volcaniques. Elle comprend notamment les failles et les fractures se formant en réponse à un processus tectonique et tout le volume créé suite à des remplacements minéralogiques ou des dissolutions lors de processus d'altération (supergène et hydrothermale). Ce paragraphe présente tout d'abord les fractures tectoniques et la zone de faille puis décrit la porosité créée par l'altération supergène.

3.2.1 Porosité créée par des processus tectoniques

De multiples études ont prouvé que les transferts de fluides les plus importants dans les systèmes géothermiques intervenaient le long de failles majeures et de fractures (Sibson, 1994, 1996; Sibson et Rowland, 2003; Rowland et Sibson, 2004; Cox, 2010; Faulkner et al., 2010; Rowland et Simmons, 2012; Cox et al., 2015; Micklethwaite et al., 2015; Scibek et al., 2016; Simpson et Bignall, 2016; Tardani et al., 2016; Wilson et Rowland, 2016; Pinti et al., 2017). Dans ce paragraphe, la description des zones de failles et des fractures est brève car plusieurs thèses synthétisent déjà longuement ces aspects (e.g. Le Garzic, 2010; Bertrand, 2017).

3.2.1.1 Les fractures

Dans ce manuscrit, le terme de fracture est utilisé au sens large pour toute discontinuité résultant d'une déformation fragile. Celui de failles est réservé aux structures montrant un mouvement avéré, mais ici, les termes de faille et fracture sont souvent utilisés en synonymes puisque les critères de mouvement sont la plupart du temps difficiles à identifier dans les faciès volcaniques. Lorsque ces critères sont disponibles, ils seront mentionnés.

Comme nous l'avons vu précédemment, les coulées de laves sont affectées par des joints liés au refroidissement. Bien que certains joints aient des formes caractéristiques (colonnes, arqués, planaires), il n'est pas aisé dans certains cas de distinguer s'ils ont une origine primaire ou secondaire (tectonique) ou s'il s'agit de joints primaires qui ont été réactivés par la tectonique active. Le terme de fracture regroupe donc toute discontinuité structurale présente au sein de la roche, possédant un

remplissage ou non (fracture, joint, veine). Les termes de fissures et micro-fissures sont utilisés pour l'étude des lames minces. Une discontinuité d'extension centimétrique à infra-centimétrique visible à l'œil nu, traversant à la fois la matrice microlithique et les phénocristaux, sera appelée fissure. Lorsque ces structures ne sont visibles qu'à l'aide d'un microscope, elles seront nommées micro-fissures.

Les fractures peuvent être définies de différentes manières en fonction du mouvement relatif qui s'est produit le long du plan de fracture lors de sa formation ou de leur origine. Twiss et Moores (2007) ont établi la première classification et défini trois types de fractures :

- type I : fracture en extension avec mouvement relatif perpendiculaire aux épontes de la fracture ;
- type II : fractures en cisaillement avec mouvement relatif parallèle à la direction de propagation de la discontinuité ;
- type III : mouvement relatif perpendiculaire à la direction de propagation de la fracture.

La classification selon le processus responsable de leur mise en place distingue deux catégories (Le Garzic, 2010). La première correspond aux fractures résultant de forces internes (thermique, chimique, mécanique...). Il s'agit par exemple de structures primaires comme les diaclases, exfoliations et joints décrits précédemment. La seconde catégorie est liée à des forces externes résultant d'une activité tectonique. Les fractures secondaires peuvent être réparties dans le volume rocheux ou localisées dans des zones de failles (Faulkner et al., 2010).

3.2.1.2 Les failles

Les failles se forment par la coalescence de « cracks » (Faulkner et al., 2010, Le Garzic, 2010). Elles ne se présentent pas sous la forme de simples plans mais de zones dont l'architecture est très complexe. Choi et al. (2016) décrivent la zone de faille comme composée d'une grande variété de structures internes telles que des surfaces de glissement, d'assemblages de roches de faille et des structures de déformation secondaire. Caine et al. (1996) séparent la zone de failles en trois parties principales (figure 1-9) :

- le cœur de faille est la portion de zone de faille accommodant la majorité du déplacement. Il peut être composé de surfaces de glissement, de zones de gouges non consolidées riches en argiles, de zones altérées ou de cataclasites indurées ;
- la zone endommagée est le réseau de structures secondaires situé entre le cœur de faille et le protolithe. Elle est constituée de systèmes complexes de fractures et de failles liées mécaniquement à la faille principale et pouvant accroître considérablement la perméabilité de la zone de faille ;
- le protolithe est l'encaissant dans lequel se mettent en place le cœur de faille et les zones endommagées. Il n'est pas déformé par la zone de faille mais peut contenir une

fracturation diffuse antérieure.

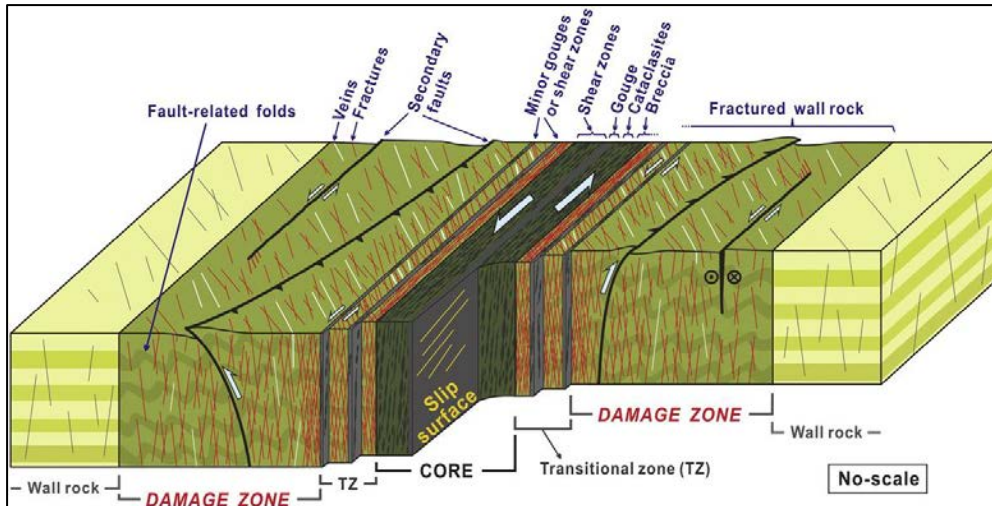


Figure 1-9 - Bloc diagramme conceptuel d'une zone de faille (d'après Choi et al., 2016). Le diagramme expose les principales composantes de l'architecture d'une zone de faille (zone endommagée, zone de transition, cœur de faille).

Bien que ce modèle de zone de faille ait été confirmé sur le terrain (Géraud et al., 2006), il ne peut pas être appliqué à tous les cas d'étude. Faulkner et al. (2003) et Mitchell et Faulkner (2009) proposent un modèle alternatif à plusieurs cœurs de failles qui se ramifient et individualisent des lentilles de roches ayant des densités de fracturation différentes (figure 1-10). Au centre des lentilles, la déformation est faible et la roche a des caractéristiques comparables à celles du protolithe. En revanche, la déformation s'intensifie vers la bordure des lentilles à proximité des cœurs de failles. La plupart des modèles de zone de failles ne possèdent pas d'échelle car ils sont applicables à toutes les échelles d'observation.

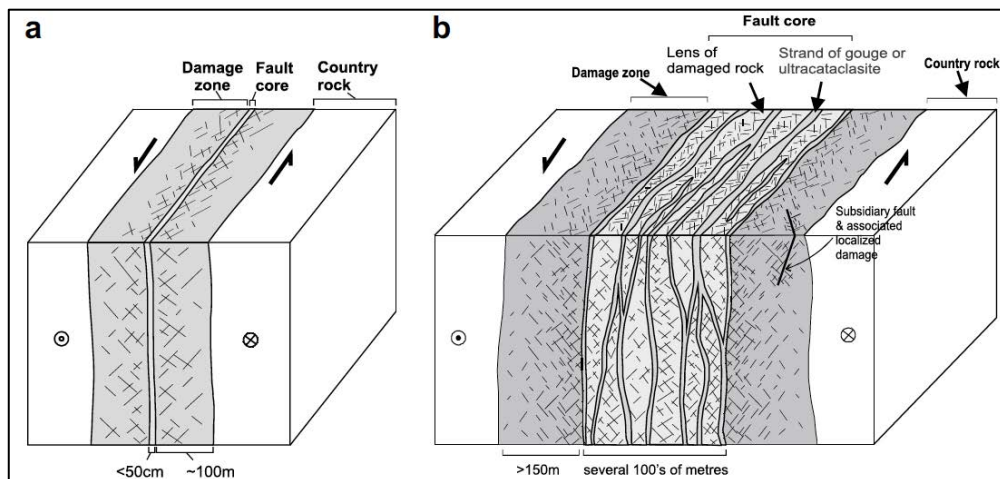


Figure 1-10 – Modèle de faille décrochante sénestre : a) à cœur simple et b) à cœurs multiples (d'après Mitchell et Faulkner, 2009).

Bien que le modèle de zone de failles à cœurs multiples soit applicable à toutes les échelles, la définition de cette zone va dépendre de l'échelle d'observation (Le Garzic et al., 2011 ; figure 1-11). En effet, à l'échelle régionale, la faille se matérialise par une structure linéaire continue. En zoomant sur cette faille, la structure unique va se décomposer progressivement en une multitude de structures de plus petite dimension suivant les modèles de zone de failles présentés précédemment.

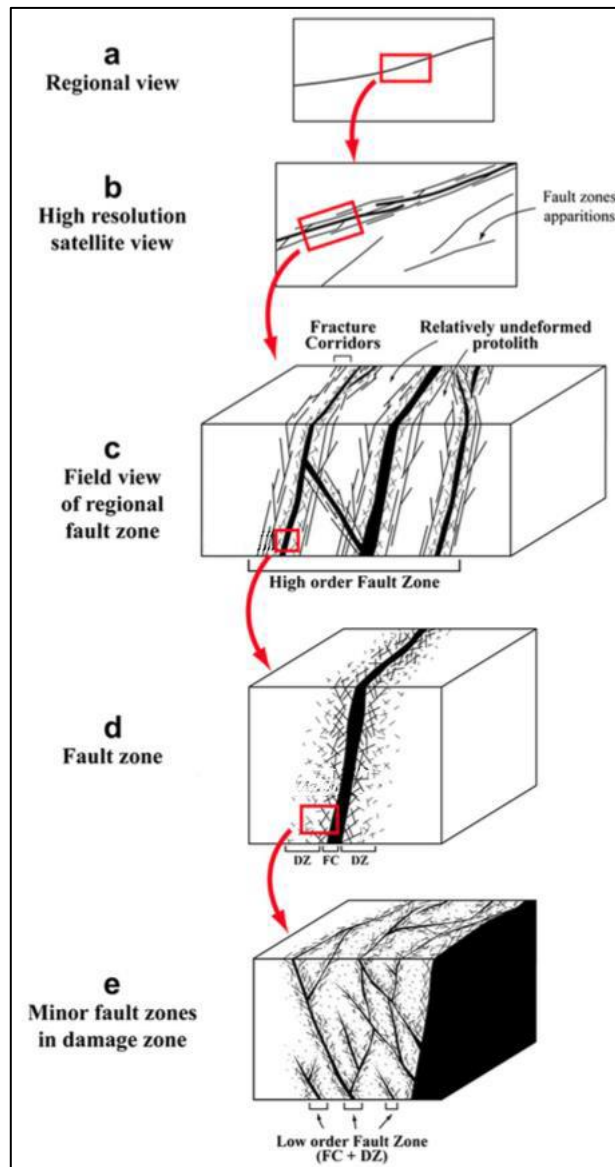


Figure 1-11 – Représentation schématique des zones de failles observées de l'échelle régionale à l'échelle du terrain (d'après Le Garzic et al., 2011). FC - cœur de faille ; DZ – zone endommagée.

La géométrie des écoulements fluides dans ce genre de faille d'extension régionale est donc très complexe puisque le chemin de percolation n'est pas unique et les propriétés des roches évoluent considérablement le long et à travers la zone de failles. Caine et al. (1996) proposent un modèle de comportement hydraulique de la zone de failles où la zone endommagée est considérée perméable et se comporte comme un conduit, le cœur de faille est imperméable et joue le rôle d'une barrière (figure 1-12). Les différents comportements hydrauliques de la zone de faille sont donc fonction du pourcentage relatif de zone endommagée et de cœur de faille. Ce modèle permet de faire ressortir quatre comportements :

- conduit localisé avec un développement faible de la zone endommagée et du cœur ;
- conduit distribué caractérisé par une zone endommagée très développée et un cœur peu étendu ;
- barrière localisée avec une nette dominance du cœur ;

- conduit et barrière combinés avec à la fois la zone endommagée et le cœur très développés.

Ce modèle reste très simplifié et ne tient pas compte de la complexité de l'architecture des zones de failles à cœurs multiples, la variation d'épaisseur longitudinale des différentes composantes ou encore le degré de connectivité des fractures présentes dans la zone endommagée qui peuvent modifier significativement les propriétés hydrauliques. Récemment, des classifications des zones endommagées basées notamment sur des critères d'intersections des structures ont été proposées (Choi et al., 2016; Peacock et al., 2017) mais les auteurs n'évoquent pas les impacts sur le comportement hydraulique.

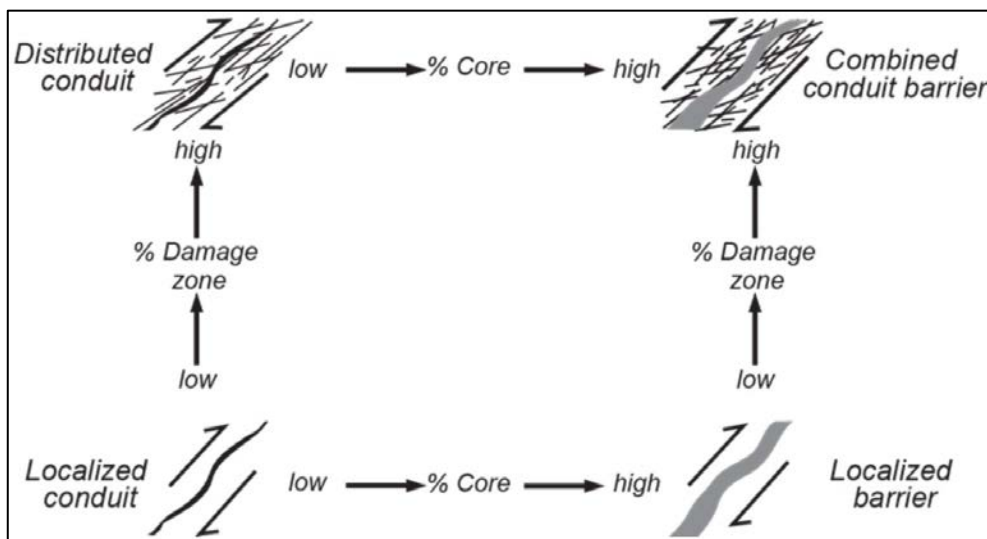


Figure 1-12 – Représentations conceptuelles de différents types de comportements hydrauliques de zone de failles (modifié par Thörn et Fransson, 2013; d'après Caine et al., 1996).

3.2.2 Porosité créée par l'altération

Nous avons vu lors de la présentation des faciès volcaniques composant le système géothermique qu'ils pouvaient être affectés par des transformations hydrothermales responsables du remplacement des minéraux primaires (tableau 1-1). Jamtveit et al. (2009) ont observé expérimentalement la transformation de leucite en analcime lors de la mise en contact de la roche avec une solution saline à une température comprise entre 150 et 210 °C. Ils ont mis en évidence la création d'un réseau hiérarchique de fractures au cours du remplacement minéralogique. Des études ont montré que cette altération hydrothermale avait des impacts sur les propriétés pétrophysiques (e.g. Pola et al., 2012, 2014; Mielke et al., 2015; Mayer et al., 2016). Les auteurs ont notamment observé de fortes évolutions de la porosité associées à la progression de l'altération hydrothermale. Ces remplacements minéralogiques ont un fort impact sur le réseau poreux avec notamment une création de porosité secondaire par dissolution entrant en concurrence avec une réduction de la porosité primaire par précipitation d'argiles sur les parois de pores. Les résultats contrastés de ces études seront directement présentés et discutés à la fin de la présentation des résultats pétrophysiques.

Avant leur enfouissement sous des dépôts volcaniques plus récents, les roches peuvent subir

une altération supergène. Cette altération peut se développer de manière conjointe avec l'altération hydrothermale ou à une période différente. La Guadeloupe a une position géographique particulièrement favorable au développement de l'altération supergène avec un climat chaud et humide (Sak et al., 2010; Rad et al., 2013). L'altération en boules (ou en pelure d'oignon) est typique de l'altération supergène des coulées de laves dans ces contextes. Le terme d'altération en boule (spheroidal weathering) est employé lorsque des coques altérées entourent complètement une boule de roche saine (Ollier, 1971). Sak et al. (2010) ont montré un impact majeur de l'altération en boule sur les propriétés physiques des roches avec notamment une division presque par deux de la densité entre le cœur sain et la croûte altérée.

Røyne et al. (2008) ont étudié l'altération en boule d'une intrusion basaltique en Afrique du Sud (figure 1-13). Des cœurs peu ou pas altérés arrondis ayant des tailles très variées sont entourés par une coque et séparés par des niveaux très altérés. Les traces des joints de refroidissement ayant servi à la propagation de l'altération sont encore visibles. En plus de ces fractures initiales, une succession de fractures plus courtes divisent l'intrusion en sous-domaines et joignent les fractures plus anciennes. Six générations de fractures sont identifiées (figure 1-13b) formant un réseau hiérarchique témoignant d'une organisation séquentielle de la fracturation. Contrairement aux grandes fractures initiales, dont l'origine est thermique ou tectonique, les plus petites résultent de contraintes locales causées par des changements de volume induits par l'altération chimique.

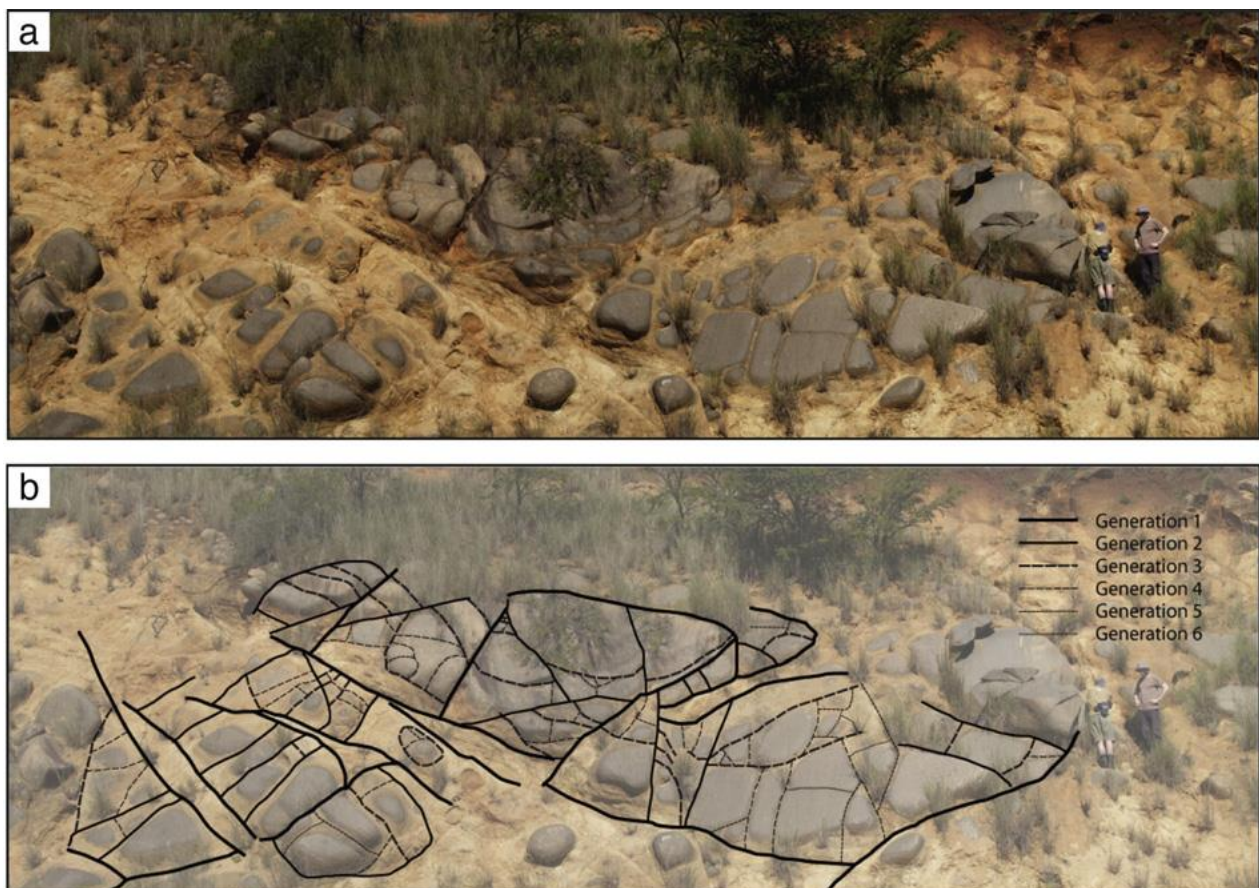


Figure 1-13 – Coulée de lave affectée par de l'altération supergène en boule et interprétation du réseau hiérarchique de fractures (d'après Røyne et al., 2008).

L'impact de l'altération en boule n'est pas seulement macroscopique, elle concerne également l'échelle microscopique. Jamtveit et al. (2011) ont montré sur un sill andésitique que la contrainte provoquant la fracturation est liée à la précipitation de ferrihydrite et de calcite dans le réseau poreux de l'andésite aux dépens des minéraux primaires (ilménite, amphibole et plagioclase). Ces précipitations bouchent 100 % des grands pores et moins de 50 % des pores inférieurs à 10 μm . Cependant, une augmentation de la porosité de 10 à 20 % se produit avec l'apparition des fractures. Contrairement à Sak et al. (2010), les auteurs observent une légère augmentation de densité dans la partie altérée, liée à la nature des produits précipités.

Fletcher et al. (2006) ont proposé le premier modèle quantitatif 1D d'altération chimique et physique. Ils ont démontré que l'altération supergène chimique était contrôlée par la diffusion. La diffusion crée une contrainte pouvant entraîner une fracturation parallèle à la surface. Cette fracturation est observée pendant l'altération en pelure d'oignon. A partir de leurs observations de terrain, Røyne et al. (2008) ont élaboré un modèle mécanique 2D pour suivre la formation du réseau hiérarchique de fractures (figure 1-14). Le modèle montre tout d'abord la formation de fractures en pelure d'oignon sur la bordure du bloc. Quatre générations de sous-domaines sont ensuite formées et à chaque génération, une nouvelle fracture divise une cellule en deux cellules plus petites. Le fluide s'infiltré dans les fractures dès qu'elles sont connectées avec l'extérieur. Le processus est donc très rapide et sa vitesse s'accroît de manière non linéaire au fur et à mesure des réactions. Claude et al. (2016) ont estimé la vitesse de progression de l'altération en boule dans une lave basaltique de l'île de la Réunion entre 1 et 3 mm.k^{-1} .

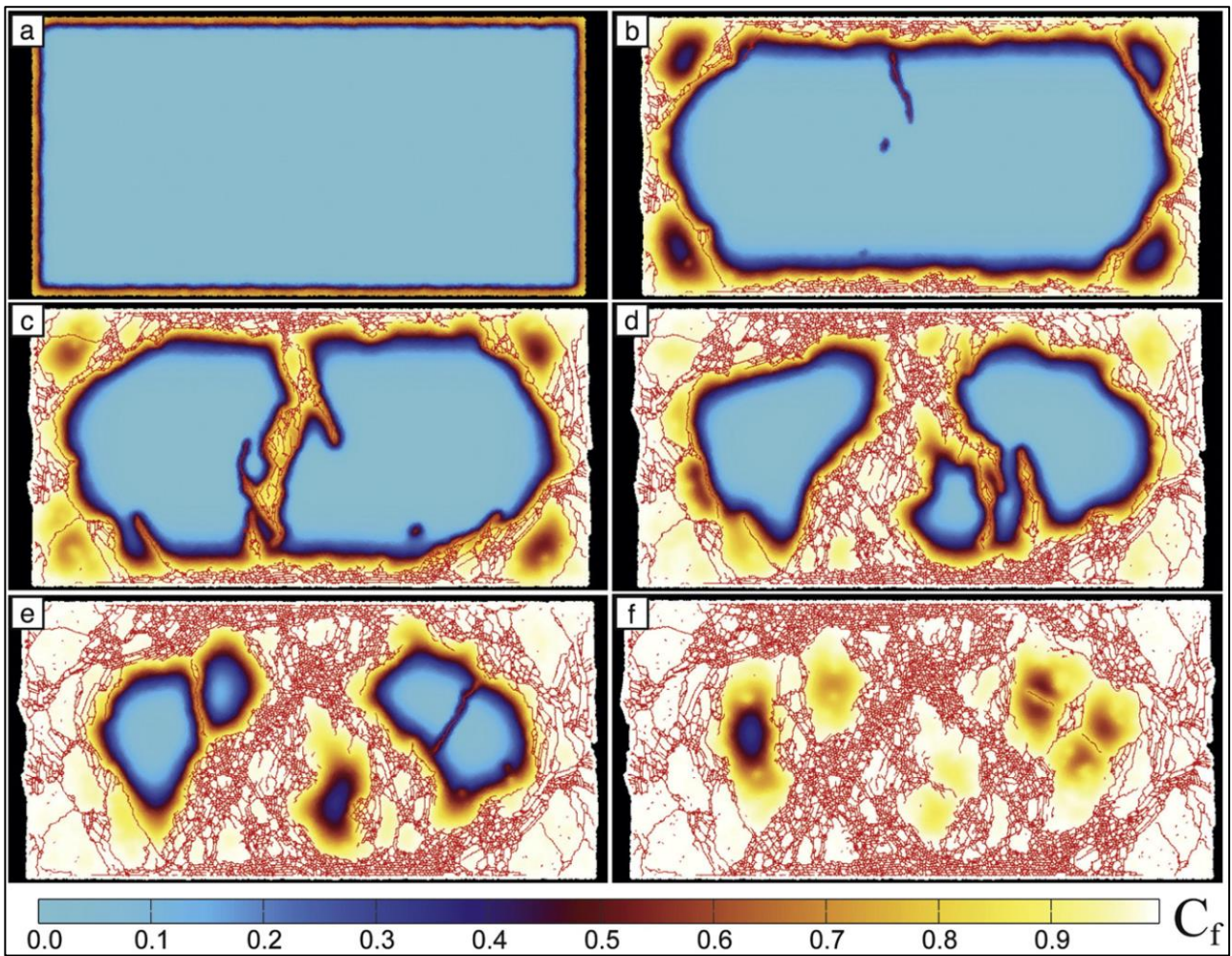


Figure 1-14 – Modèle mécanique de la fracturation hiérarchique et en pelure d'oignon. Les images a à f présentent 6 stades d'altération résultant du processus d'expansion de volume induit par le mécanisme de diffusion-réaction (d'après Royne et al., 2008). Le fluide diffuse depuis les bordures externes vers l'intérieur provoquant des réactions avec la matrice résultant en une expansion locale. L'échelle de couleur indique la concentration relative de fluide. Les fractures sont représentées par les traits rouges.

Chapitre 2 - Méthodes et techniques d'investigation de l'étude

L'un des objectifs majeurs de cette thèse est d'établir un modèle géologique conceptuel de système géothermique pour la Guadeloupe, généralisable aux autres contextes volcaniques actifs d'arc insulaire. Pour construire un modèle réaliste, il est indispensable d'effectuer des analyses multi-échelles combinant les aspects structuraux, pétrographiques et pétrophysiques. L'étude des îles de Basse-Terre et de Terre-de-Haut suit une démarche multi-échelles et multi-techniques permettant de caractériser à la fois les drains pluri-kilométriques majeurs, fissures millimétriques jusqu'aux pores infra-micrométriques contrôlant les interactions fluide-roche et les propriétés de la matrice. La figure 2-15 présente la plupart des outils utilisés pour la prospection des formations géologiques. La géophysique regroupe des techniques de visualisation du sous-sol en 2D et 3D, mais ces méthodes sont difficiles à mettre en œuvre sur des îles à fort relief et restent très onéreuses, même pour des levés aéromagnétiques par drone. Les investigations géologiques de surface restent indispensables à la définition de zones d'intérêt pour des acquisitions locales, pour s'assurer de leur représentativité et pour apporter tous les éléments nécessaires à l'interprétation des levés géophysiques. Pour définir ces zones, cette thèse s'appuie sur une démarche structurale multi-échelle éprouvée (Le Garzic, 2010; Place, 2010; Walter, 2016; Bertrand, 2017). Les différentes techniques permettant d'acquérir ces données structurales, pétrophysiques, minéralogiques et chimiques sont décrites ci-dessous.

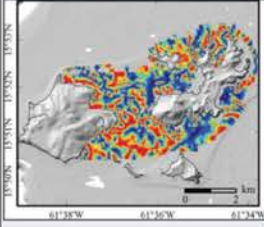

Echelles	Supports / Outils	Résultats	Applications
De l'archipel à l'hectomètre Pluri-km ==> hm 	Cartographiques : <ul style="list-style-type: none"> MNT à faible résolution (≈900, 90, 30 m - SRTM30, 3, 1) MNT 25 m (BD ALTI) MNT 5 m (RGE ALTI + campagne marine GEOTREF) Cartes topographiques (SCAN Express 25) Orthophotographies haute résolution (30 cm - BD ORTHO) Réseau hydrographique (BD TOPO) Géophysiques : <ul style="list-style-type: none"> Gravimétrie Levés magnétiques aéroportés et marins (thèse IPGS + UA) Sismique et levé bathymétrique (UA) Magnétotellurie (TERANOV) Tomographie de résistivité électrique (à venir) 	Cartographiques : <ul style="list-style-type: none"> Calculs de pente et localisation des ruptures Délimitation des bassins versants Structuraux : <ul style="list-style-type: none"> Organisation macroscopique des systèmes de failles : => orientations, longueurs, espacements, densités... Organisation macroscopique des unités volcaniques Repérage des zones d'intérêt pour les campagnes de terrain 	Structurales : <ul style="list-style-type: none"> Localisation des drains majeurs Géométrie globale du système géothermique Modélisation à grande échelle : <ul style="list-style-type: none"> Organisation macroscopique du système géothermique : aquifères, caprock, réservoir,... Calcul du taux de recharge du réservoir
Terrain km ==> 1 cm 	Géologiques : <ul style="list-style-type: none"> Panoramas photographiques Prélèvement d'échantillons (blocs et carottes) Echantillons fluides de sources chaudes (thèse LHYGES) Profils 1D et cartes 2D de fracturation Mesures ponctuelles des fractures Imagerie 3D d'affleurement Géophysiques : <ul style="list-style-type: none"> Mesure de susceptibilité magnétique sur affleurement Profils électriques Profils sismiques 	Géologiques : <ul style="list-style-type: none"> Localisation des zones hydrothermalisées Identification des hétérogénéités lithologiques et structurales Identification des familles de fractures => orientations, dimensions... Chronologie de la déformation fragile => primaire, secondaire, héritage structural 	Géophysiques : <ul style="list-style-type: none"> Caractérisation des zones fracturées en forages Aide à l'interprétation des données de diagraphies Modélisation : <ul style="list-style-type: none"> Des systèmes de failles : pendage, orientations, largeur des couloirs de déformation Intégration des hétérogénéités lithologiques
Echantillon dm ==> 1 mm 	Mesures physiques sur la matrice : <ul style="list-style-type: none"> Thermiques : λ, D et C_p Acoustiques : V_p et V_s + Rebond avec scléromètre Pycnomètre à hélium, triple pesée : φ_{He} et φ_w Porosimètre mercure : φ_{Hg} Perméamètre à diazote : K Electriques Mesures magnétiques sur la matrice : <ul style="list-style-type: none"> Anisotropie de susceptibilité magnétique Injection de ferrofluides Courbes thermomagnétiques 	Mécaniques : <ul style="list-style-type: none"> Coefficient de Poisson, module d'Young Critères de rupture (thèse ENS) Thermiques : <ul style="list-style-type: none"> Conductivité, diffusivité thermiques Chaleur spécifique Stockage et transfert de fluides : <ul style="list-style-type: none"> Porosité, Résistivité => tailles des seuils d'accès Perméabilité Magnétiques : <ul style="list-style-type: none"> Identification des minéraux portant le signal 	Géophysiques : <ul style="list-style-type: none"> Calage des diagraphies des forages exploratoires Aide à l'interprétation des données magnétiques, MT, sismiques, électriques et gravimétriques Modélisation : <ul style="list-style-type: none"> Affectation de données mesurées pour les propriétés pétrophysiques des faciès volcaniques composant le modèle Simulation d'écoulements
Microscopique < 1 cm 	Analyses chimiques et minéralogiques <ul style="list-style-type: none"> Microscopie optique et électronique Analyses chimiques globales (éléments majeurs et traces) Analyses chimiques ponctuelles (EDS, WDS) Analyses DRX Isotopiques Inclusions fluides Analyses 3D : <ul style="list-style-type: none"> Tomographie à rayons X 	Identifications : <ul style="list-style-type: none"> Chimiques des échantillons Minéralogiques globales Des paragenèses hydrothermales (thèse Géoazur) Des minéralisations secondaires dans les fractures (thèse GEC) Origine et températures des fluides (thèse LHYGES) Imageries : <ul style="list-style-type: none"> Morphologie du réseau poreux 	Géophysiques : <ul style="list-style-type: none"> Calage des diagraphies Evolution avec l'altération hydrothermale : <ul style="list-style-type: none"> Morphologie du réseau poreux Paragenèses Reconstitution des épisodes hydrothermaux

Figure 1-15 – Schéma de la méthodologie globale utilisée pour la caractérisation des analogues de systèmes géothermiques (adapté du schéma méthodologique pour les analogues de réservoir de socle de Bertrand, 2017). Les thématiques abordées dans ce manuscrit sont en italique.

1 Acquisition des données structurales

1.1 Principe de l'étude multi-échelle

Une caractérisation structurale multi-échelle a été effectuée sur les îles de Basse-Terre et Terre-de-Haut. Cette caractérisation est basée sur une approche statistique de paramètres géométriques permettant de décrire la fracturation (Bonnet et al., 2001; McCaffrey et al., 2003; Walter, 2016). Plusieurs paramètres sont couramment utilisés pour décrire l'organisation de la fracturation : l'orientation, le pendage, la longueur, l'espacement, l'ouverture et le déplacement. Cette approche permet, grâce à l'analyse et une comparaison de la distribution de ces propriétés à chaque échelle d'observation, de mettre en évidence l'existence de relations de distribution des paramètres géométriques régies par des lois mathématiques sur plusieurs ordres de grandeur (Kim et Sanderson, 2005; Childs et al., 2009; Le Garzic et al., 2011; Bertrand et al., 2015, 2018).

1.2 Analyse des linéaments

Les failles de grande extension sont rarement visibles à l'affleurement bien qu'elles constituent des accidents majeurs contrôlant en partie la topographie et l'organisation du réseau hydrographique (Gabrielsen et al., 2002; Castelltort et al., 2012). L'étude de ces structures d'extension hectométrique à plurikilométrique passe par l'utilisation de différents supports tels que le modèle numérique de terrain, les cartes topographiques, les orthophotographies et également des outils géophysiques comme les levés magnétiques aéroportés. Les acquisitions magnétiques font l'objet de la thèse de Jeanne Mercier de Lépinay. Dans ce manuscrit, la caractérisation des zones de failles est essentiellement menée grâce à des analyses structurales sur le MNT et les orthophotographies. Leur comparaison avec les résultats des acquisitions magnétiques seront présentés dans la discussion et intégrés dans le modèle géologique construit.

Les linéaments structuraux ont été identifiés (Gabrielsen et al., 2002). Clarke et al. (1996) définissent un linéament comme une entité photographique linéaire regroupant certains critères. Les critères requis, utilisés séparément ou de manière combinée, pour considérer les formes linéaires comme des linéaments structuraux sont : l'alignement de formes topographiques caractéristiques, des segments droits de cours d'eau, des alignements d'origine non anthropique dans la végétation, des ruptures de pente alignées dans les crêtes. L'étude de ces linéaments est effectuée à l'aide de SIG ce qui permet d'analyser de grandes surfaces (plusieurs centaines de kilomètres carrés). Le pointé est réalisé à plusieurs échelles d'observation afin de séparer les structures kilométriques des structures hectométriques et par plusieurs opérateurs afin de limiter les biais d'interprétation ou les omissions (Clarke et al., 1996). Elle nécessite de comparer en permanence les différents supports pour supprimer les effets entropiques. Deux paramètres sont acquis pour les linéaments : l'orientation et l'extension. L'extension est en réalité la longueur de la trace que laisse la faille en surface.

L'étude des linéaments ne permet pas d'accéder à toutes les structures, notamment celles dont l'extension est infra-hectométrique. Il est donc indispensable de compléter cette étude par une caractérisation des failles et fractures sur le terrain pour assurer la continuité d'échelle.

1.3 A l'échelle du terrain

L'analyse de la fracturation sur le terrain débute par l'observation de panoramas qui permettent de confirmer ou de modifier les observations faites avec les SIG. L'analyse mutli-échelle est ensuite complétée par un travail détaillé à l'affleurement. Il se décompose en différents types d'acquisition :

- des mesures ponctuelles de la fracturation et surtout des structures d'extension pluri-décamétrique permettant d'identifier les orientations préférentielles dans les différentes zones d'étude. Il est indispensable de soustraire la déclinaison magnétique à toutes les mesures d'azimut ($\approx 15^\circ$ en Guadeloupe) (Thébault et al., 2015) ;
- des relevés exhaustifs de toutes les fractures d'extensions centimétriques à pluri-décamétriques interceptant un profil 1D, appelé scanline, posé le long d'affleurement (figure 1-16). Ces relevés permettent d'accéder à l'orientation, le pendage, l'extension et la nature des remplissages de fractures ;
- des analyses 2D avec un SIG de la fracturation sur des affleurements horizontaux et verticaux grâce à des panoramas géoréférencés.

Ces acquisitions permettent de réaliser des analyses statistiques sur l'orientation et l'extension des fractures. De la même manière que pour les linéaments, l'extension des fractures à l'affleurement correspond à la longueur de la trace laissée par l'intersection de la fracture et de la surface d'observation. Alors qu'il est assez aisé de quantifier les orientations et extensions de fractures à l'aide des moyens usuels (scanlines, analyse d'images...), la mesure de l'ouverture est beaucoup plus complexe car l'ouverture à l'affleurement a peu de chance de représenter l'ouverture réelle qu'aurait la fracture en profondeur. Les ouvertures n'ont donc pas été mesurées à l'affleurement.

Pour étudier l'espacement des fractures à l'affleurement, le coefficient de variation C_v proposé par Gillespie et al. (2001) a été calculé. Il est défini par le ratio de l'écart type des espacements et de la moyenne des espacements. C_v traduit le degré de regroupement des fractures le long d'un profil 1D. Si les fractures sont groupées « par paquets », $C_v > 1$; en revanche si elles sont régulièrement espacées, $C_v < 1$ (Gillespie et al., 1999).



Figure 1-16 – Exemple de scanline réalisée sur une coulée de lave saine sur la route de la traversée de la Basse-Terre. En rouge, sont représentées toutes les fractures mesurées recoupant le profil de mesure (jaune). En bleu, exemples de fractures non prises en compte car elles n'interceptent pas le profil de mesure.

2 Analyse pétrophysique

La matrice est l'autre élément, avec les structures fragiles qui contrôlent les caractéristiques des réservoirs. La connaissance de la pétrographie et des propriétés physiques des roches est donc fondamentale pour caractériser les types de matériau qui composent le système géothermique et pour estimer ses capacités de transfert et de stockage de fluides et de chaleur ainsi que l'évolution des propriétés physiques, de la minéralogie et de la composition chimique de l'état sain à l'état altéré.

Cette partie s'attache à justifier l'intérêt de l'étude d'affleurements et à décrire les techniques d'investigation utilisées en vue de la caractérisation des échantillons tant au niveau de la pétrographie que des propriétés physiques. Les descriptions des techniques sont succinctes car elles ont été détaillées longuement dans de nombreux travaux antérieurs (e.g. Sizun, 1995; Rousset Tournier, 2001; Rosener, 2007; Haffen, 2012; Stanek, 2013; Bertrand, 2017). En revanche, certaines techniques font l'objet d'un développement plus long visant à détailler les problèmes expérimentaux rencontrés avec certains appareils et les protocoles spécifiques de préparation des échantillons. Ces développements débutent une longue réflexion sur la qualité des mesures obtenues lors des caractérisations pétrophysiques.

A l'exception des données géochimiques acquises au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (CRPG), toutes les analyses pétrographiques et mesures physiques ont été réalisées au laboratoire GeoRessources (UMR 7359 CNRS-Université de Lorraine).

2.1 L'échantillonnage à l'affleurement

Les analyses ont été réalisées sur des blocs orientés de quelques kilogrammes prélevés à l'affleurement. Cette démarche permet de construire une base de données la plus exhaustive possible des différents faciès qui pourraient être rencontrés en forage. En effet, ce travail se place très en amont de la mise en place des forages d'exploration et d'exploitation, et il a pour objectif de construire un modèle tenant compte de l'hétérogénéité des faciès et de la complexité de leur organisation spatiale intégrant les processus de mise en place des éléments ou unités volcaniques et de leur altération.

Le forage est coûteux et issu d'un processus long à mettre en place, parfois sur plusieurs années. Il est localisé dans une partie du système géothermique (en périphérie ou dans la partie centrale (Rejeki et al., 2005)) mais n'offre pas une vue complète du système. En effet, les intervalles carottés sont le plus souvent très limités et ciblés sur les zones d'intérêt ne permettant pas d'accéder à la

complexité réelle de l'échangeur car limités à un cylindre de diamètre réduit à quelques centimètres et acquis sur un profil 1D vertical. Les carottes prélevées sont souvent de mauvaise qualité dans les zones très hydrothermalisées (Mielke et al., 2015), elles ont un volume restreint et il est difficile de réaliser toute la série de mesures et de définir un volume élémentaire représentatif pour chaque faciès.

L'intérêt de cette collection de roches prélevées en surface réside dans un accès aisé à un volume important de matériau et la possibilité d'avoir un large ensemble d'échantillons comprenant des roches saines, hydrothermalisées à différents degrés et des roches qui ont été enfouies puis remise à l'affleurement par érosion. Cet échantillonnage permettra également de construire un modèle d'évolution des textures et des structures lors de l'altération hydrothermale. La seule limite à cette méthode est la quantité restreinte d'affleurements disponible en climat tropical et surtout pour les zones de failles qui affleurent très peu car plus exposées à l'érosion et à l'installation de la végétation.

2.2 Caractérisation pétrographique

2.2.1 Identification des phases minérales primaires et secondaires

Afin d'obtenir des informations sur la nature pétrographique et la composition des échantillons, des analyses minéralogiques et géochimiques des phases primaires et secondaires ont été réalisées.

La caractérisation des paragenèses associées aux transformations hydrothermales de faible et de haute température et l'identification des minéraux argileux résultant des altérations supergène et hydrothermale ne sont pas traitées en détail dans ce manuscrit puisqu'elles font l'objet de deux autres thèses dans le cadre du programme GEOTREF. Cependant, pour permettre l'interprétation des mesures physiques et la compréhension des mécanismes d'altération, des analyses ont été réalisées sur certains des échantillons.

Des lames minces polies ont été réalisées pour la quasi-totalité des échantillons. Pour les échantillons peu cohésifs, les sucres ont pu être taillés après avoir imprégné ces échantillons avec une résine à prise rapide sous une pression de 10 bars après une phase de dégazage sous vide. L'étude des lames minces au microscope optique permet d'identifier les phases primaires ainsi que les phases secondaires grossièrement cristallisées le plus souvent dans les fractures et de préciser la classification macroscopique des échantillons en différents groupes en fonction de leur nature et de leur altération. En raison de la taille des minéralisations secondaires dans la matrice, la résolution du microscope optique ne permet pas d'identifier la grande majorité des minéraux issus de l'altération, ils ont été analysés grâce au microscope électronique à balayage Tescan Vega 3 du Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses X (SCMEM). Ce microscope a été utilisé avec des lames minces polies recouvertes d'une fine couche de carbone pour effectuer :

- de l'imagerie à une distance analytique de 15 mm, une tension de 15 kV et une intensité d'émission proche de 70 μ A (intensité de faisceau 10). Ces images sont exploitées ultérieurement grâce au logiciel JMicroVision (Roduit, 2007) pour déterminer les

caractéristiques 2D des pores telles que la section, le périmètre, la compacité ou l'élongation (figure 1-17a);

- des analyses ponctuelles semi-quantitatives sur des volumes d'environ $1 \mu\text{m}^3$ avec des temps de comptage de 60 s et des cartographies des éléments chimiques par Énergie Dispersive de rayons X (EDS) avec un détecteur Bruker XFlash® 6 | 30 installé sur le microscope utilisé avec une tension de 15 kV (figure 1-17b à e). Cette technique d'analyse présente l'intérêt d'être rapide, d'être utilisée en autonomie et d'avoir une précision suffisante pour la plupart des phases. Les limites de cette technique résident dans le caractère non quantitatif due à l'absence de calibration par des standards et au volume investigué qui est trop important pour certaines phases. En effet, le volume d'analyse de $1 \mu\text{m}^3$ ne permet pas de caractériser les très petites phases secondaires, car le volume d'analyse peut concerner plusieurs de ces phases. De plus, le temps de comptage avec la focalisation du faisceau d'électrons peut entraîner une migration des alcalins. Les analyses EDS permettent de faire une première hypothèse sur la nature des minéraux mais qui parfois nécessite une confirmation par une autre méthode.

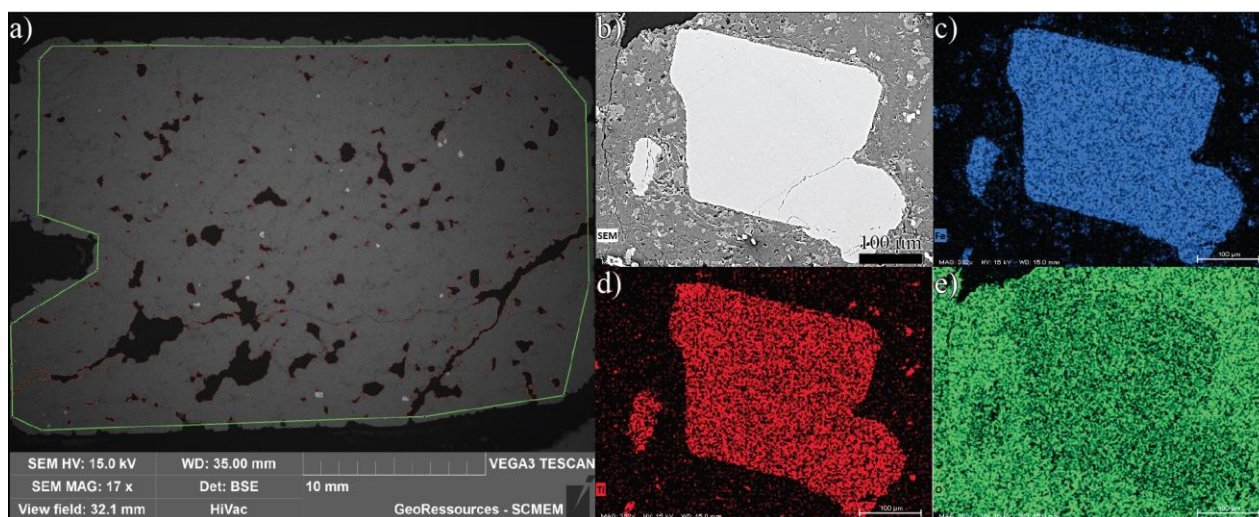


Figure 1-17 - a) Cliché en électrons rétrodiffusés pris en champ large d'une lame mince de lave vésiculée et extraction des pores avec JMicroVision. b) Cliché en électrons rétrodiffusés d'une titanomagnétite pris avec le détecteur EDS et cartographies respectives pour les éléments : Fe (c), Ti (d), O (e).

Enfin, pour compléter les analyses EDS, des analyses quantitatives ponctuelles avec une microsonde de Castaing CAMECA SX100 ont été réalisées sur la matrice de trois échantillons hydrothermalisés et sur les remplissages de fractures. Ce modèle comprend un microscope électronique à balayage équipé de cinq spectromètres à dispersion de longueur d'onde (WDS) et muni d'une régulation de courant permettant des analyses à l'échelle du micromètre cube des éléments compris entre le bore et l'uranium. Les analyses ont été réalisées avec une tension d'accélération de 20 kV, un faisceau centré de 10 nA et un temps de comptage de 20 - 30 s.

Les analyses semi-quantitatives étant insuffisantes pour caractériser certaines phases, des analyses de diffraction des rayons X ont été réalisées avec un diffractomètre Bruker, modèle D2

phaser, spécifiquement sur des remplissages de fractures soigneusement isolés et sur des matrices transformées pas hydrothermalisme. Outre, la détermination précise des minéraux en roche totale et en fractions fines ($< 2 \mu\text{m}$) sur lames orientées, la diffraction des rayons X apporte une semi-quantification de leur proportion relative. L'analyse des remplissages de fractures est également d'une grande aide pour établir la chronologie relative des minéralisations en complément de l'imagerie électronique. L'inconvénient de cette technique réside dans le fait que l'analyse n'est pas ponctuelle. Il est possible d'y passer des poudres, des lames orientées et des lames minces polies mais pas de se focaliser précisément sur une zone d'intérêt.

2.2.2 Données géochimiques

Les analyses chimiques des éléments majeurs et traces ont été faites sur des roches totales au SARM (CRPG) dans le but d'identifier les types de roches (Peccerillo et Taylor, 1976; Le Bas et al., 1986) et de reconnaître les transferts d'éléments chimiques entre les roches saines et les roches altérées. Les roches sont tout d'abord réduites en poudre de granulométrie comprise entre 70 et 80 μm , puis les échantillons sont fondus avec du LiBO_2 et dissouts avec du HNO_3 . Les éléments majeurs sont déterminés par spectrométrie d'émission atomique (ICP-AES) avec un Thermo-Fischer iCapQ. Les éléments traces sont analysés par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) avec un appareil Thermo Elemental X7.

Les limites de détection et les incertitudes pour chaque élément sont présentées sur le site :

<http://helium.crpg.cnrs-nancy.fr/SARM/pages/roches.html>.

2.2.3 Détermination des minéraux porteurs d'un signal magnétique

Gailler et al. (2014) ont mis en évidence une atténuation légère du magnétisme dans la baie de Bouillante à proximité de la côte de Bouillante pouvant être associée à des températures élevées et à l'altération hydrothermale. Oliva-Urcia et al. (2011) ont également observé à Krafla une diminution de la susceptibilité magnétique liée aux transformations hydrothermales avec notamment un remplacement de la titanomagnétite et de l'ilménite par du rutile, du sphène et de la pyrite. La mesure de la susceptibilité magnétique peut donc renseigner sur l'existence d'une phase d'altération hydrothermale qui aurait modifié les propriétés initiales. Cette caractéristique pourrait être un guide pour la prospection. Des mesures aéroportées ont été acquises dans le cadre de la thèse de Jeanne Mercier de Lépinay, les mesures faites sur échantillons permettront d'interpréter ces données.

La susceptibilité magnétique est une propriété géophysique fréquemment utilisée pour des applications géologiques (Just et Kontny, 2012). Trois techniques de mesure ont été utilisées sur échantillons avec pour objectifs de quantifier la susceptibilité magnétique, d'identifier la fabrique magnétique et les minéraux support du signal magnétique.

i) La première technique consiste à mesurer la susceptibilité magnétique totale avec un susceptibilimètre SM-20 de la marque GF Instruments ayant une sensibilité de 10^{-6} SI sur l'intervalle $0 - 999.10^{-3}$ SI. Ces mesures ont été acquises sur les affleurements ou au laboratoire sur des

échantillons taillés sous la forme de parallélépipèdes (Morgan et al., 2017). La sensibilité est bien inférieure aux valeurs relevées sur le terrain.

ii) L'identification de la fabrique magnétique se fait grâce à la mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (AMS, e.g. Morgan et al., 2008; Nédélec et al., 2011) sur des carottes orientées (2,1 cm de longueur et 2,5 cm de diamètre) avec un Kappabridge MFK1-A (AGICO) dans un champ constant de 200 A.m^{-1} à la fréquence de 976 Hz. L'acquisition est réalisée avec le logiciel SAFYR 4W et l'interprétation est faite avec Anisoft 4.2 (Hrouda et al., 2015). L'anisotropie magnétique des roches reflète directement l'anisotropie magnétique de chaque grain minéral et leur orientation préférentielle. Les paramètres acquis permettent de replacer les échantillons dans des diagrammes de Jelinek ou Flinn par exemple (figure 1-18). La forme de l'ellipsoïde d'anisotropie peut notamment renseigner sur la nature des minéraux porteurs du signal magnétique ou donner des informations sur les déformations subies par la roche.

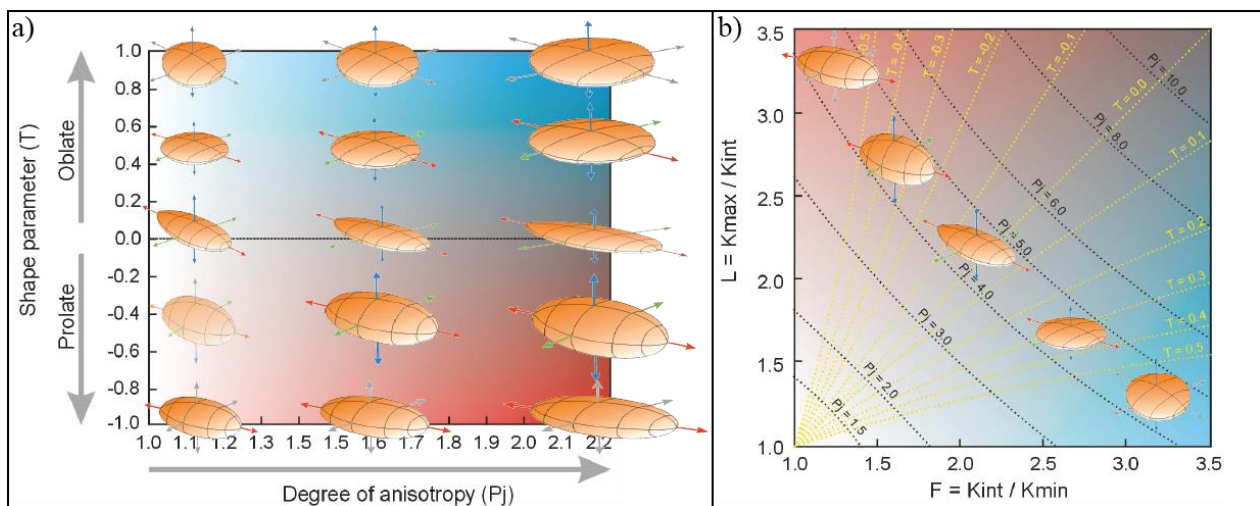


Figure 1-18 – Diagrammes de formes de l'ellipsoïde d'anisotropie (Chadima, 2011) : a) paramètre de forme en fonction du degré d'anisotropie (diagramme de Jelinek) ; b) degré de linéation magnétique en fonction du degré de foliation magnétique (diagramme de Flinn).

L'AMS permet d'accéder à la susceptibilité magnétique apparente et à la fabrique magnétique en calculant le degré d'anisotropie des roches (Jelinek, 1977, 1981). La susceptibilité magnétique apparente correspond à la somme des contributions de tous les minéraux ferromagnétiques, paramagnétiques et diamagnétiques présents dans la roche (Tarling et Hrouda, 1993) ;

iii) Les 2 techniques précédentes ne permettent pas d'identifier précisément les minéraux porteurs du signal magnétique. En effet, la valeur de susceptibilité magnétique totale acquise soit avec l'appareil portable de terrain ou donnée lors de la mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique permet d'avoir une première idée des minéraux porteurs du signal magnétique et de leur teneur dans la roche étudiée (figure 1-19a) mais ne permet pas de reconnaître un mélange de minéraux magnétiques. L'identification de ces phases est primordiale car les altérations supergènes et hydrothermales peuvent provoquer la transformation et le remplacement des minéraux magnétiques primaires par d'autres minéraux de susceptibilités différentes. Les compositions en minéraux

magnétiques peuvent renseigner sur l'intensité de l'altération.

Pour cela, plusieurs méthodes complémentaires doivent être utilisées car aucune méthode ne permet d'identifier directement tous les minéraux magnétiques et leur contribution au signal magnétique, il est donc indispensable de combiner les analyses pour améliorer cette identification. Tout d'abord, il existe des méthodes rapides et non destructives comme l'observation des minéraux en microscopie optique en lumière réfléchie ou les analyses EDS semi-quantitatives soit ponctuelles soit en cartographie avec le microscope électronique à balayage. Elles permettent notamment de regarder la zonation du Fe et du Ti des oxydes de Fe-Ti, principaux porteurs magnétiques dans ces roches volcaniques et de dégrossir l'identification des différentes phases magnétiques. L'analyse de l'évolution de la susceptibilité magnétique en fonction de la température est une méthode efficace pour identifier les phases minérales magnétiques (Lattard et al., 2006; Panaiotu et al., 2011; Just et Kontny, 2012). L'appareil utilisé pour suivre l'évolution de la susceptibilité magnétique avec la température est identique à celui utilisé pour mesurer l'AMS. Le MFK1-A Kappabridge est couplé avec un cryostat CS-L et un four CS-4 permettant de traiter des températures comprises entre -194 °C et 700 °C. La variation de susceptibilité magnétique avec la température est mesurée sur des échantillons réduits en poudres fines. La mesure est réalisée sous atmosphère argon entre -194 et 20 °C en utilisant de l'azote liquide qui s'évapore progressivement puis en utilisant de l'eau entre 20 et 700 °C et entre 700 °C et 20 °C. La courbe de chauffe correspond à la courbe de susceptibilité en fonction de la température entre -194 et 700 °C tandis que la courbe de refroidissement est mesurée entre 700 et 20 °C (Hrouda et al., 2015). La détermination de transitions magnétiques durant les cycles de chauffe/refroidissement comme la température de Curie (figure 1-19b), la transition de Verwey pour la magnétite et la transition de Morin pour l'hématite sont des indicateurs permettant d'identifier les minéraux magnétiques (Butler, 1998; Chadima, 2011). Cette technique est longue et destructive car provoque des transformations minéralogiques, c'est pourquoi elle n'a été réalisée que sur certains échantillons de coulée de lave à différents degrés de transformations hydrothermales.

Pour compléter ces mesures, des analyses de diffraction de rayons X ont été réalisées sur les éléments magnétiques en les séparant des autres minéraux directement dans les poudres à l'aide d'un agitateur magnétique. Les analyses de diffraction (XRD) sont menées avec un diffractomètre Bruker modèle D2 phaser. La figure 1-20 présente un exemple de diffractogramme obtenu après séparation des éléments. Les pics caractéristiques et leur intensité permettent d'identifier les minéraux porteurs du signal magnétique.

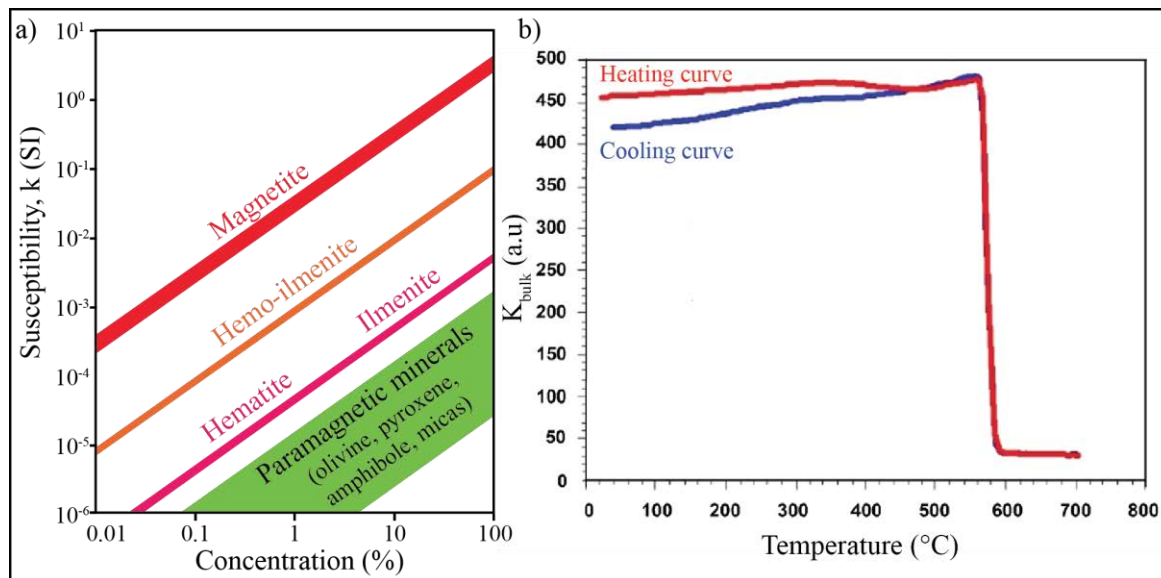


Figure 1-19 - a) Valeurs de susceptibilité magnétique attendues en fonction de la nature et de la concentration en minéraux magnétiques (Chadima, 2011). b) Courbes thermomagnétiques caractéristiques d'une andésite à altération potassique de la mine d'Escondida (Chili, Riveros et al., 2014). La chute importante de susceptibilité à 585 °C est caractéristique de la présence de magnétite pure sans titane. La décroissance plus modérée de K_{bulk} entre 350 et 400 °C correspond à la transformation de la maghémite en magnétite.

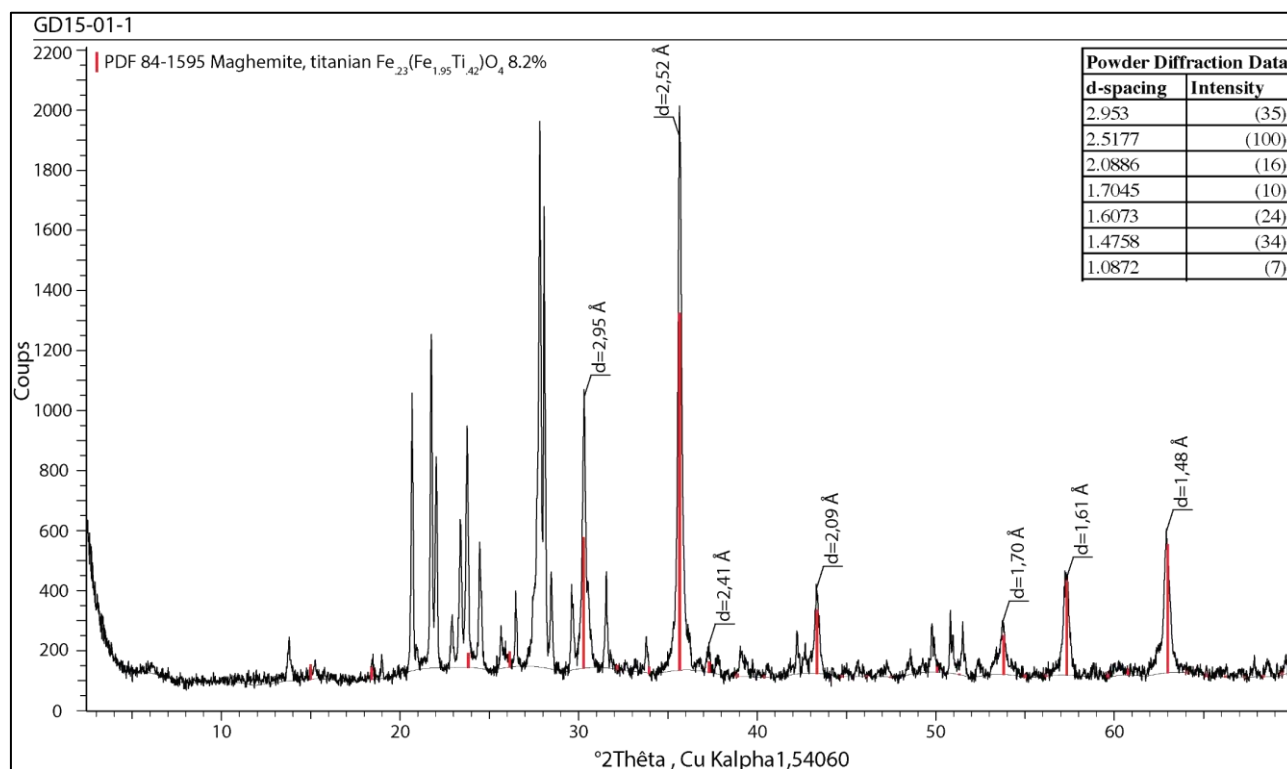


Figure 1-20 – Exemple de diffractogramme obtenu pour l'analyse des minéraux porteurs d'un signal magnétique élevé dans un échantillon du Complexe Basal (GD15-01). Seuls les pics correspondant à la titanomaghémite ont été conservés. Le tableau des distances entre les plans réticulaires et les intensités respectives des pics est issu du site www.mindat.org.

Une fois les contenus minéralogiques identifiés, différentes caractéristiques physiques sont mesurées permettant de définir les propriétés de stockage et de transfert des différents faciès. Ces données permettent d'alimenter les modèles 3D statiques et dynamiques des partenaires GEOTREF et constituent une base de données pour l'interprétation des diagraphies dans les forages exploratoires futurs.

2.3 Propriété de stockage : la porosité

Cette caractéristique permet d'estimer les capacités de stockage des différents faciès. Plusieurs techniques sont utilisées pour définir différents éléments de ce volume poreux.

2.3.1 Définition

La porosité définit la fraction de vide dans un échantillon. Toutefois, la connaissance de la seule valeur de porosité ne permet pas de correctement estimer différentes caractéristiques comme la perméabilité, la surface d'échange entre le fluide et la roche, la résistivité électrique ou la vitesse de propagation des ondes. Il est nécessaire d'acquérir d'autres données comme la morphologie du réseau poreux et la qualité des connexions entre pores.

En première analyse, deux types de porosité peuvent être distingués : une porosité connectée qui est mesurable par toutes les techniques de mesure qui utilisent un fluide de saturation et une porosité occluse ou non connectée qui n'est visible que par imagerie ou qui peut être déterminée par mesure de densité de l'échantillon à l'état de poudre. La porosité connectée concerne toutes les cavités en connexion avec l'extérieur par des passages mêmes étroits dont le diamètre peut limiter l'utilisation de certaines méthodes d'investigation. La porosité occluse en revanche n'a pas de connexion avec l'extérieur (Zinsner et Pellerin, 2007).

Afin de caractériser différents éléments du réseau poreux, plusieurs techniques de mesures et d'imagerie complémentaires en terme de résolution et de paramètres géométriques ont été employées pour analyser tous les échantillons quel que soit leur degré de cohésion pour : 1 - quantifier le volume poreux connecté et non connecté ; 2 - identifier le type de porosité, sa forme et sa localisation (fissurale, intra ou inter-particulaire) ; 3 - déterminer la taille des seuils d'accès au réseau poreux ; 4 - définir des paramètres de forme des pores (ouverture, élongation, sphéricité,...) et 5 - identifier la nature des connexions. De par la taille des échantillons, toutes ces techniques se concentrent sur la porosité matricielle et ne peuvent investiguer la porosité de fracture dès que les discontinuités ont des dimensions supérieures à quelques centimètres.

2.3.2 Porosimétrie par saturation à l'eau

Le réseau poreux des échantillons est dégazé sous vide, avant d'être saturé par un fluide mouillant (eau distillée).

Le dispositif est composé de deux cristallisoirs connectés à 2 pompes à vide (figure 1-21). La première phase comprend deux étapes. Au cours de la première, les échantillons, préalablement séchés à l'étuve à 60 °C jusqu'à ce que leur masse (M_{sec}) soit constante (Belghoul, 2007), sont placés dans un cristallisoir dans lequel un vide primaire est réalisé (10^{-7} bar). Simultanément, de l'eau distillée est placée sous un vide secondaire (8.10^{-3} bar) dans le second cristallisoir. Cette phase de dégazage dure 24 heures pendant laquelle les récipients sont déconnectés.

La seconde étape consiste en l'arrêt des pompes à vide et la connexion des 2 cristallisoirs. Le vide primaire étant supérieur au vide secondaire, l'eau distillée remplit le récipient contenant les

échantillons qui sont imbibés progressivement par capillarité et ajustements successifs du niveau d'eau. Une fois les échantillons totalement immergés, un vide secondaire est à nouveau créé pendant 24 h (Bernard, 1999). Les échantillons sont ensuite sortis du dispositif. Leurs masses saturée (M_{sat}) et en conditions hydrostatiques (M_{hydro}) sont mesurées. La porosité connectée ($\phi_{connectée}$) de la roche peut être calculée à partir de ces trois masses (Éq. 1-1) :

$$\Phi_{connectée}(\%) = \frac{M_{sat} - M_{sec}}{M_{sat} - M_{hydro}} \times 100 \quad \text{Éq. 1-1}$$

Sachant la masse volumique de l'eau distillée, cette expérience permet également d'accéder à la masse volumique apparente (ρ_b) de l'échantillon selon l'équation suivante :

$$\rho_b(g.cm^{-3}) = \frac{M_{sec}}{M_{sat} - M_{hydro}} \times \rho_{eau\ distillée} \quad \text{Éq. 1-2}$$

Cette densité apparente est donc nettement dépendante de la porosité de la roche et également, de la composition de la matrice. Pour des roches ayant des matrices de compositions homogènes, la densité apparente sera une fonction linéaire de la porosité. Des écarts de densités apparentes pour des échantillons de porosité équivalente et de matrice de composition similaire peuvent traduire l'existence d'une porosité non connectée sans pour autant pouvoir la quantifier précisément.

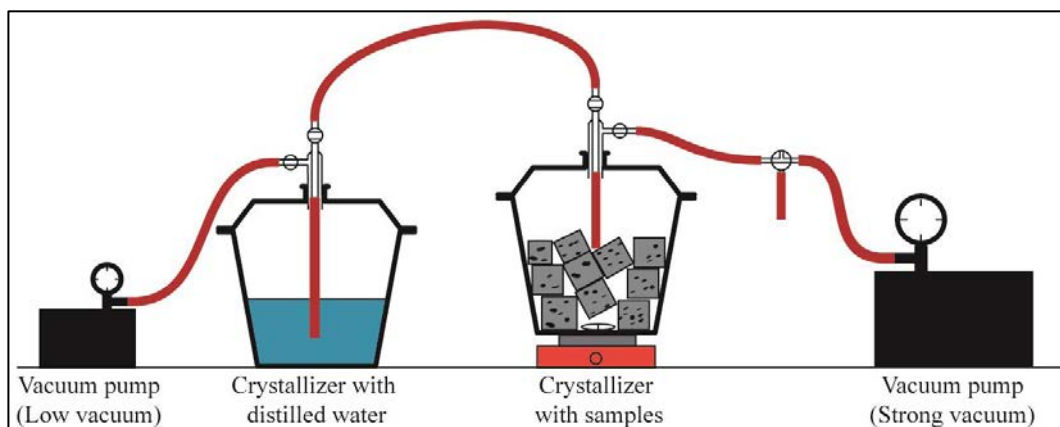


Figure 1-21 - Schéma du dispositif de saturation à l'eau pour la mesure de la porosité connectée (phase de dégazage).

2.3.3 Porosimétrie par pycnométrie à hélium

Cette mesure de porosité est une mesure indirecte qui dépend de la connaissance préalable de la densité apparente de la roche obtenue à partir des mesures de masse de la saturation à l'eau. Un gaz inerte, ici l'hélium, est injecté dans l'échantillon et permet la détermination de la densité de phase solide de l'échantillon (ρ_s , voir section 2.5), porosité occluse incluse. Connaissant la densité apparente, la porosité connectée peut être déduite de l'Éq. 1-3 :

$$\Phi_{connectée}(\%) = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \right) \times 100 \quad \text{Éq. 1-3}$$

La porosimétrie par saturation à l'hélium est peu coûteuse, rapide et non destructive (Mielke et al., 2015), elle est limitée à des tailles d'échantillon inférieures à 100 cm³.

2.3.4 Porosimétrie par injection de mercure

Les deux méthodes de saturation à l'eau et à l'hélium permettent d'accéder au volume poreux connecté mais ne donnent aucune information sur la géométrie des vides. La porosimétrie par injection de mercure permet d'estimer la taille des seuils d'accès au réseau poreux ainsi que la répartition des volumes de pores dans chaque catégorie de seuils d'accès.

Le mercure est un fluide non mouillant dans l'air, son angle de contact avec la plupart des matériaux est supérieur à 90° (Sizun, 1995). Il est donc nécessaire de lui appliquer une pression pour le faire pénétrer dans le réseau poreux. Selon Washburn (1921a, 1921b), la pression P_{Hg} requise pour injecter le mercure dans un pore capillaire de rayon r est définie par la loi de pression capillaire de Laplace et Young selon l'Éq. 1-4 :

$$P_{Hg}(Pa) = - \frac{2 \sigma \cos \theta}{r} \quad \text{Éq. 1-4}$$

Où σ est la tension de surface du mercure (485 dynes.cm⁻¹) et θ est l'angle de contact entre le liquide et le solide (130°). Le rayon déterminé r correspond donc à la plus petite dimension du seuil permettant d'accéder aux pores. L'appareil de mesure utilisé est un porosimètre Micromeritics® modèle AutoPore IV 9500 capable de franchir des diamètres compris entre 360 µm et 5,7 nm soit des pressions d'injection de 0,003 à 220 MPa. La mesure se déroule en trois étapes fournissant des courbes caractéristiques (Sizun, 1995; Tournier, 2001) : le drainage (première intrusion), l'imbibition (extrusion) et un second drainage (deuxième intrusion) (figure 1-22a). La première étape consiste au remplissage progressif des pores, la saturation se fait par taille décroissante. La seconde étape consiste au retrait du mercure avec une vidange des pores les plus étroits en premier avec développement de bulles de mercure gazeux. Au fur et à mesure de la désorption, les zones occupées par de la vapeur de mercure sont de plus en plus nombreuses et elles peuvent isoler des évasements où du mercure liquide peut rester piégé. La différence entre la porosité de drainage et la porosité de désorption définit la porosité piégée tandis que le volume désorbé constitue la porosité libre. Par expérience sur nos roches volcaniques, ces notions de porosité libre et porosité piégée ne peuvent être utilisées car les courbes de retrait ne sont acquises qu'entre 220 et 0,1 MPa, et une grande partie de la porosité des roches volcaniques est saturée pour des pressions inférieures à 0,1 MPa. Si l'on se contentait de ces définitions, à l'exception de quelques échantillons, toutes les roches volcaniques auraient l'essentiel de leur porosité piégée. Dans le second drainage, un phénomène d'hystérésis apparaît, et la pénétration de mercure pour une cavité de taille donnée se fait à une pression supérieure à celle de la phase de retrait. Il est lié à notamment à la variation de l'angle de contact du mercure entre l'injection et la désorption et aux pentes non parallèles des parois de pores (voir Kloubek, 1981).

Pour l'interprétation des courbes de porosimétrie mercure, seule la première intrusion a été traitée. Il a été décidé de ne pas travailler avec la méthode communément utilisée reposant sur la détermination d'un rayon d'accès qui définit la plus grande taille d'ouverture donnant accès au maximum de volume poreux. Cette notion de rayon d'accès n'est valide que pour une répartition du

volume poreux unimodale (figure 1-22a), c'est-à-dire que tout le réseau poreux est contrôlé par des seuils de taille homogène. Le traitement de ces données utilise les courbes d'injection incrémentale de mercure (figure 1-22b et figure 1-23).

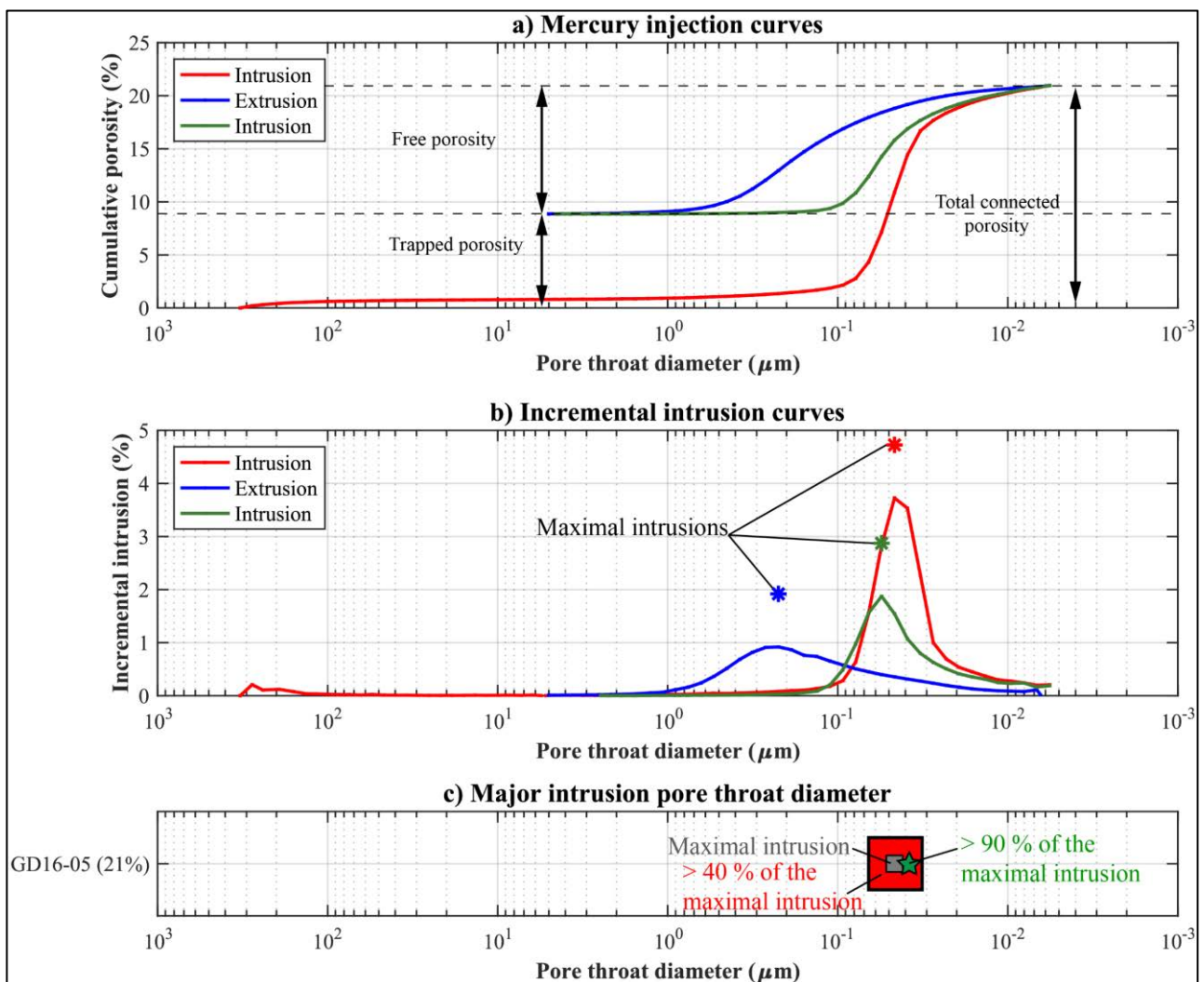


Figure 1-22 - Illustration de la mesure de porosité par injection de mercure sous pression et méthode d'interprétation en termes de seuils d'accès. a) Courbes d'injections brutes en 3 phases : intrusion / extrusion / intrusion. b) Courbes d'injection incrémentale avec position des intrusions maximales pour chaque phase (*). c) Définition des seuils d'accès majeurs pour la première intrusion (carré gris : seuil d'accès où l'intrusion incrémentale est maximale, étoile verte : diamètre correspondant à un minimum de 90 % de l'intrusion maximale, rectangle rouge : seuils d'accès ayant atteint au moins 40 % de l'intrusion maximale).

Les diamètres correspondant à un minimum de 40 et 90 % de l'injection maximale ainsi que le diamètre correspondant au maximum d'injection incrémentale sont recherchés. Tous les diamètres pour lesquels l'injection est supérieure à 40 % de l'intrusion maximale sont conservés et considérés comme utiles car ils indiquent une intrusion importante dans le réseau poreux. L'intrusion maximale est recherchée afin de déterminer le diamètre d'accès majeur du réseau. Les diamètres pour lesquels l'injection dépasse 90 % de l'intrusion maximale permettent quant à eux d'identifier si le réseau poreux est dominé par un seul seuil d'accès (pas de diamètre où l'intrusion est au moins égale à 90 % de l'intrusion maximale) ou par plusieurs seuils d'accès (plusieurs diamètres ayant une injection supérieure à 90 % de l'intrusion maximale, figure 1-23). Ces seuils définis de manière empirique permettent d'obtenir une description simple et rapide des diamètres d'accès les plus importants à la caractérisation du réseau poreux (figure 1-22c).

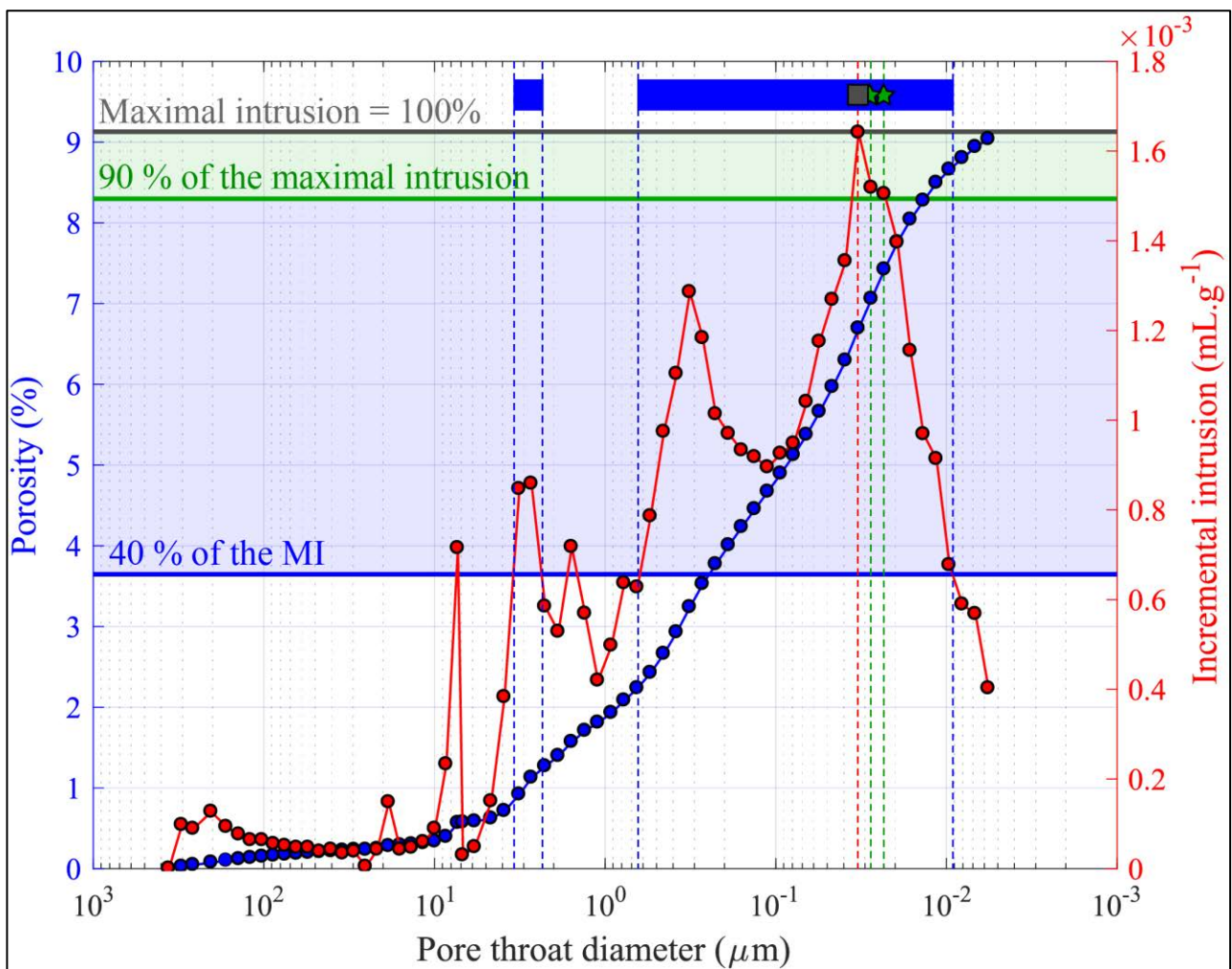


Figure 1-23 – Définition des seuils d'accès majeurs retenus pour l'interprétation de la première phase d'intrusion du protocole expérimental. L'interprétation est basée sur la valeur de l'intrusion maximale (MI) située ici entre $3 \cdot 10^{-2}$ et $4 \cdot 10^{-2} \mu\text{m}$.

En plus de la porosité et des diamètres d'accès, la porosimétrie mercure fournit des paramètres mesurés comme la densité apparente et déduits telle que la densité de phase solide. Ces paramètres de densité ont été utilisés pour les échantillons argileux ou trop fragiles pour être mesurés par saturation à l'eau.

La méthode d'injection de mercure ne permet de caractériser que les pores à seuils compris dans l'intervalle $[360 \mu\text{m} ; 5,7 \text{ nm}]$. La densité apparente est mesurée en connaissant la masse de l'échantillon sec, le volume de mercure mis dans la cellule au contact de l'échantillon et le volume de la cellule. Si des pores de grands diamètres sont présents à la périphérie l'échantillon, ce qui est fréquent pour des ponces par exemple, le mercure bien que non mouillant pénètre dans ces cavités donnant un volume d'échantillon sous-estimé et donc une densité surestimée.

2.3.5 Étude du réseau poreux par tomographie à rayons X et analyse de lames minces

Les méthodes de saturation donnent des informations sur la porosité connectée, la taille des seuils d'accès aux pores mais ne renseignent pas sur la taille et la forme des vides. Pour documenter ces éléments, les pores ont été étudiés sur lame mince et par tomographie à rayons X. Ces techniques n'ont souvent pas la résolution nécessaire pour étudier les seuils d'accès, elles sont donc complémentaires de la porosimétrie mercure.

La tomographie à rayons X est une technique non destructive, qui permet de définir la structure interne de l'échantillon en trois dimensions (<http://www.scmem.uhp-nancy.fr>). Le tomographe utilisé est un nanotom Phoenix de la marque General Electric. Trois échantillons d'andésite, sous la forme de carottes de 25 mm de diamètre et 21 mm de long, avec des systèmes poreux très différents ont été observés à une tension de 85 kV, un courant de 95 μA et un grossissement de 3,8 fournissant une résolution par voxel de $13 \mu\text{m}^3$. Cette résolution permet de voir les pores de grande taille mais ne permet pas d'observer les micropores et notamment les fissures qui peuvent connecter les grandes cavités entre elles. Il est possible de localiser les fissures sur les images grâce à la baisse de densité induite par la présence de la fissure mais aucun algorithme ne peut les tracer de façon automatique. La reconnaissance des pores est effectuée après l'acquisition de manière automatique par seuillage des teintes de gris avec le logiciel d'interprétation VGStudio 2.2 qui fournit également un grand nombre de paramètres sur les pores (e.g. taille, rayon, diamètre, surface, volume et sphéricité). Le rayon et le diamètre ne peuvent être utilisés directement puisqu'ils correspondent aux paramètres de la sphère circonscrite au pore. En revanche, le logiciel calcule directement les longueurs et surfaces des pores projetées sur les trois axes et les trois surfaces du référentiel du dispositif d'acquisition (figure 1-24).

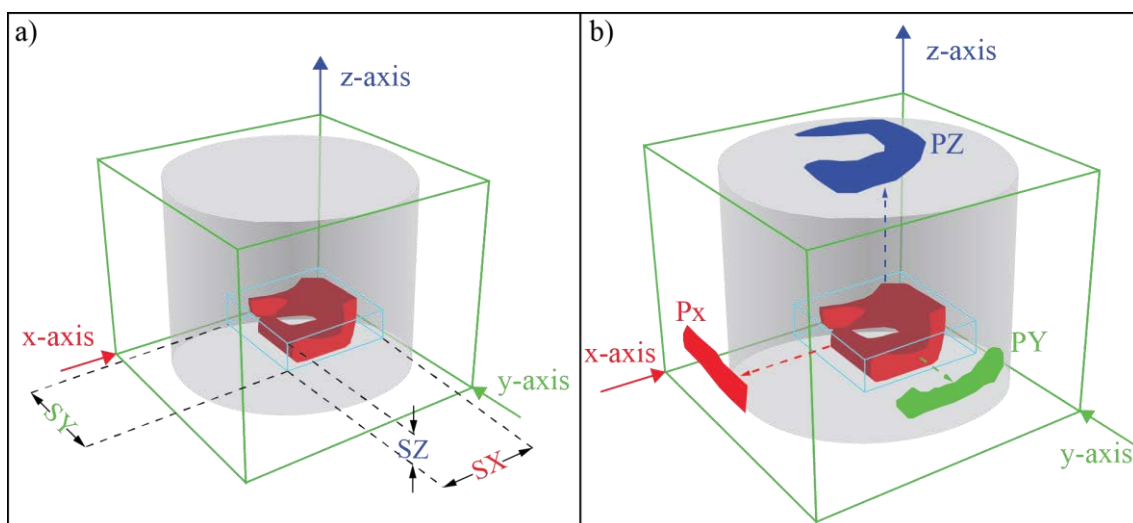


Figure 1-24 - a) Dimensions de la boîte englobant le pore. b) Surfaces projetées le long de chaque axe du système de coordonnées.

Pour compléter cette étude de forme des pores, des montages d'images acquises en microscopie électronique à balayage sur des lames minces entières sont réalisés (figure 1-17a). Cette étude fournit de nombreux paramètres 2D pour les pores (section, périmètre, orientation, excentricité, compacité, élongation, rectangularité, convexité, ellipticité...) (Roduit, 2007). L'analyse sur lame entière est une solution rapide pour avoir une vue d'ensemble des pores mais ne permet pas d'avoir les géométries des connexions entre pores qui nécessitent des grossissements plus élevés.

Parmi tous les paramètres calculés par les deux méthodes d'analyse, seuls quelques paramètres ont été sélectionnés. Outre la section, la surface, le périmètre, le volume, la longueur et la largeur (figure 1-25) ; les paramètres de forme doivent être définies.

Trois coefficients principaux ont été utilisés pour caractériser la forme des pores : l'élongation (2D), la sphéricité (3D) et la compacité (2D et 3D) :

- l'élongation désigne le rapport entre la longueur et la largeur du pore, c'est l'équivalent du facteur de forme utilisé pour la caractérisation de l'ouverture des fractures ;
- la sphéricité désigne le rapport entre la surface d'une sphère dont le volume serait égal à celui du pore et la surface réelle du pore. Elle est définie comme suit :

$$\psi = \frac{\pi^{\frac{1}{3}} (6V_p)^{\frac{2}{3}}}{A_p} \quad \text{Éq. 1-5}$$

Où V_p est le volume du pore et A_p sa surface ;

- en 3D, la compacité désigne le ratio entre la surface du pore et son volume, tandis qu'en 2D, elle est définie comme suit :

$$\text{Compacité} = \frac{4\pi \times \text{Aire}_{\text{pore}}}{(\text{Périmètre}_{\text{pore}})^2} \quad \text{Éq. 1-6}$$

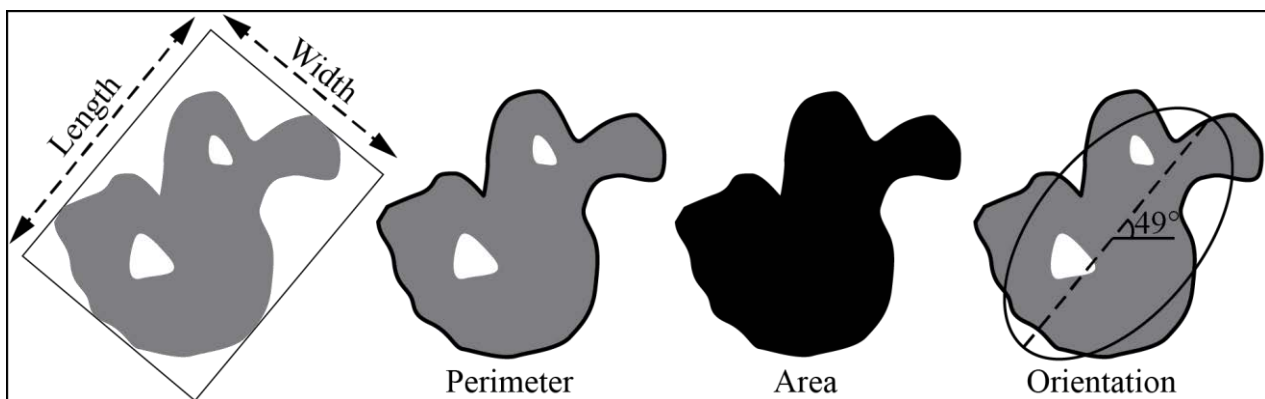


Figure 1-25 - Paramètres 2D fournis par le logiciel JMicroVision pour l'étude des pores.

2.4 Propriété de transfert : la perméabilité

La perméabilité est la propriété représentative de la facilité avec laquelle un matériau permet la circulation des fluides.

2.4.1 Définition

La perméabilité, exprimée en m^2 , représente la surface disponible à la mobilité du fluide et contrairement à la conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$) qui traduit la vitesse d'écoulement du fluide, elle est indépendante de la viscosité du fluide. En fonction des objets mis en œuvre et des échelles d'observation, différents types de perméabilité peuvent être définies. Deux types de perméabilité seront utilisés dans la suite de ce travail. La perméabilité de fracture est celle qui va contrôler les écoulements du décimètre jusqu'à plusieurs voire des dizaines de kilomètres. Elle dépend notamment de la taille, la connexion, l'ouverture, la densité de fractures affectant une formation. La perméabilité de matrice est généralement mesurée directement sur les échantillons et correspond au transfert au travers des pores et des fissures infra-centimétriques.

Dans un système hydrothermal, la perméabilité globale du volume rocheux est modifiée en permanence par la fracturation et la bréchification mais aussi par les cimentations résultant des précipitations des phases secondaires hydrothermales néoformées (Rowland et Sibson, 2004). La perméabilité globale du volume d'intérêt inclus : la perméabilité intrinsèque ou de matrice que nous avons quantifié au laboratoire et la perméabilité de fractures. La perméabilité de matrice peut être anisotrope, cette caractéristique peut être liée à l'organisation en couches des dépôts volcaniques et aux réseaux de fissures d'origine tectonique ou induites par les transformations hydrothermales. La perméabilité de fracture est contrôlée par les éléments structuraux comprenant les failles, les fractures et les filons qui se sont formés, qui ont pu être réactivés au cours des différentes étapes du fonctionnement du système hydrothermal (Sibson, 1996).

La perméabilité de fractures ne peut être mesurée directement qu'en installant un forage qui recoupe les failles et fractures et constitue souvent le paramètre qui fait défaut dans les modèles. Cette perméabilité n'a pas été estimée dans ce manuscrit puisque l'ouverture des fractures n'a pas été mesurée à l'affleurement. En revanche, la perméabilité matricielle est plus simple à quantifier. Cette propriété est dépendante de la valeur de la porosité connectée, la forme des pores et la connectivité du réseau (Zinsner et Pellerin, 2007).

La perméabilité pour un liquide incompressible circulant dans le réseau poreux repose sur la loi de Darcy (1856) ; elle est définie par l'Éq. 1-7:

$$k = \frac{Q \mu L}{A (P_{in} - P_{out})} \quad \text{Éq. 1-7}$$

Où k la perméabilité intrinsèque (m^2), Q est le débit ($m^3.s^{-1}$), A la section de l'échantillon orthogonale à l'écoulement (m^2), μ la viscosité du fluide (Pa.s), L la longueur de l'échantillon (m), P_{in} et P_{out} les pressions (Pa) de pores aux extrémités amont et aval de l'échantillon avec $P_{in} > P_{out}$ pour

créer le différentiel de pression indispensable à la réalisation de l'écoulement. Par la suite les perméabilités ne seront plus exprimées en m^2 mais en Darcy (D), unité classiquement utilisée pour la caractérisation des réservoirs avec : $1 D = 9.869233 \times 10^{-13} m^2$.

Deux méthodes complémentaires ayant des intervalles de mesure différents, reposant toutes deux sur l'injection d'un gaz dans les échantillons, ont été utilisées pour mesurer la perméabilité matricielle.

2.4.2 Perméabilité mesurée grâce à un perméamètre portable de terrain

Le premier appareil utilisé pour la mesure de la perméabilité matricielle est un perméamètre portable, modèle TinyPerm II de la marque New England Research, développé pour les mesures sur affleurement. C'est un appareil très simple d'utilisation qui permet des mesures rapides pour des roches à perméabilités comprises entre 1 mD et 10 D (voir Farquharson et al., 2015, pour la description complète des intervalles de mesure et la comparaison des mesures de terrain avec celles du perméamètre à gaz de laboratoire). Le principe de l'appareil est simple et repose sur le mode de fonctionnement d'une pompe à vélo (figure 1-26). Un volume d'air est comprimé dans un cylindre plaqué sur la roche. Le différentiel de pression créé entre le cylindre et les pores initie un écoulement dont la durée, jusqu'à dissipation totale du différentiel de pression, est inversement proportionnelle à la perméabilité. Finalement cet appareil n'a pas pu être utilisé sur les affleurements à cause de la saturation des formations par les eaux météoriques qui empêche la diffusion de la bulle d'air dans le volume rocheux. Les mesures ont donc été réalisées sur des parallélépipèdes de dimension décimétrique. La rapidité de la mesure permet des mesures sur toutes les faces des blocs. Cette technique qui ne nécessite pas de carotter les échantillons est utile pour caractériser tous les matériaux peu cohérent. Cependant, la limite inférieure de mesure de 1 mD ne permet pas de réaliser des mesures pour une grande majorité de laves.

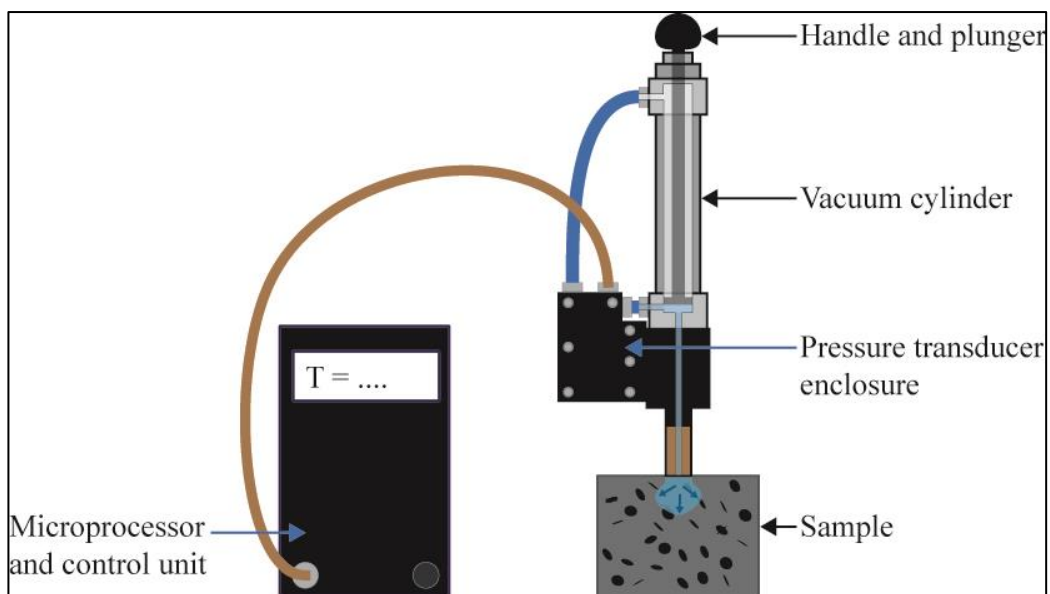


Figure 1-26 - Schéma du dispositif de mesure de la perméabilité à l'air grâce à un perméamètre de terrain Tiny PermII.

2.4.3 Perméabilité au diazote

Afin d'accéder à un intervalle de mesure plus étendu (10^{-4} mD - 10 D), un perméamètre développé par Rosener (2007) à l'Université de Strasbourg a été utilisé (figure 1-27). L'appareil utilise un gaz compressible, le diazote (PV = constante, propriétés physiques dans Rosener, 2007). Deux raisons majeures permettent de justifier l'utilisation du diazote pour les mesures de perméabilité : sa viscosité très faible et son caractère inerte d'un point de vue physico-chimique vis-à-vis de la matrice minérale, ce qui est très intéressant pour les échantillons contenant une forte teneur en argiles. Cependant, ce gaz compressible ne respecte pas la loi de Darcy sous sa forme traditionnelle. D'après David (1991), la loi de Darcy ne s'applique que pour un régime d'écoulement laminaire. Il y a donc plusieurs limites aux domaines de validité de cette loi et des déviations sont constatées dans deux cas importants : 1 - l'écoulement de fluides (liquides ou gaz) à très fort débit et 2 - l'écoulement de gaz à très faible débit, situation que nous sommes susceptibles de rencontrer.

Pour des débits de gaz faibles, Klinkenberg (1941) a démontré que la perméabilité déduite de la loi de Darcy était légèrement plus élevée quand elle est mesurée au gaz qu'avec de l'eau. Lorsqu'un gaz circule le long d'une paroi, la couche de gaz située dans son voisinage immédiat est en mouvement (vitesse finie) par rapport à cette paroi (vitesse nulle). La quantité de gaz circulant à travers un capillaire est donc plus grande que ce qui serait attendu avec un écoulement de Poiseuille.

Ce phénomène de modification du profil de vitesse lorsque la distance entre les parois des pores est du même ordre de grandeur que la longueur associée au libre parcours moyen des molécules de gaz est dû à un glissement moléculaire au niveau des parois des pores. Ce phénomène est absent pour les liquides. L'écoulement additionnel de gaz sur les parois de pores qu'il convient de corriger pour aboutir à la perméabilité intrinsèque est nommé effet Klinkenberg et s'exprime de la manière suivante :

$$k_{app} = k \left(1 + \frac{b}{p_m} \right) \quad \text{Éq. 1-8}$$

Où b est la constante de Klinkenberg, p_m est la moyenne de P_{in} et P_{out} (pressions d'entrée et de sortie), et k_{app} , la perméabilité apparente s'exprime, pour un fluide compressible, sous la forme (e.g. David, 1991; Tanikawa et Shimamoto, 2006) :

$$k_{app} = \frac{2 Q \mu L P_{out}}{A (P_{in}^2 - P_{out}^2)} \quad \text{Éq. 1-9}$$

La perméabilité intrinsèque k et la constante b sont normalement calculées en réalisant des mesures de perméabilités apparentes k_{app} à différents paliers de pressions et en extrapolant k_{app} à la pression moyenne infinie de telle sorte que $\lim_{p_m \rightarrow \infty} \left(1 + \frac{b}{p_m} \right) = 1$ et que $k_{app} = k$.

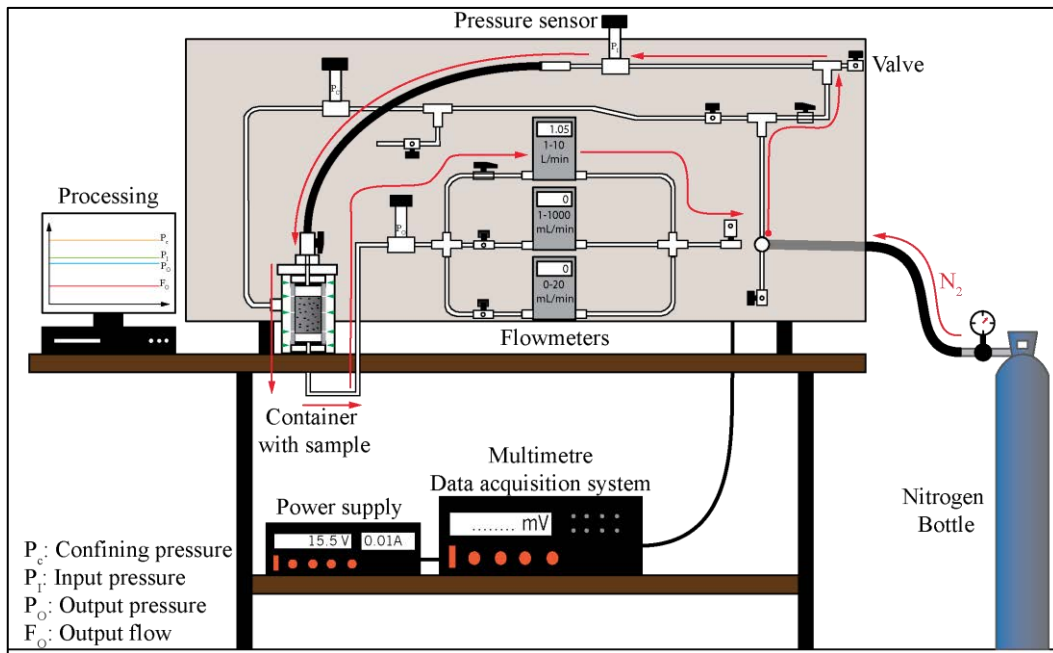


Figure 1-27 - Schéma du dispositif de mesure de perméabilité sur carottes par injection de diazote.

Protocole expérimental

Les échantillons se présentent sous deux formes distinctes :

- pour les échantillons pouvant être carottés, des carottes de 23 ou 25 mm de diamètre et 21 mm de long sont réalisées (figure 1-28). La dimension de ces carottes permet également de les utiliser pour la mesure de porosité mercure et d'AMS ;
- les échantillons fragiles sont taillés sous la forme de parallélépipèdes grossiers avant d'être inclus dans une coque cylindrique en résine visqueuse à prise rapide pour éviter sa pénétration dans l'échantillon. La coque est formée à l'aide de matrice en caoutchouc permettant de faire des cylindres de 40 mm de diamètre et de longueur utile comprise entre 20 et 60 mm. Les extrémités sont ensuite coupées et la section utile d'échantillon est déterminée par analyse d'image.



Figure 1-28 - Échantillons de pyroclastites et de matrice de coulée de débris inclus dans une coque cylindrique de résine visqueuse de 40 mm de diamètre (ligne du haut) et carottes de 23 et 25 mm de diamètre.

Après le relevé de la pression atmosphérique et du bruit ambiant de tous les capteurs de mesure afin d'en corriger les valeurs obtenues, les échantillons entourés d'une membrane en caoutchouc synthétique sont placés dans une chambre sous une pression de confinement de 19 à 21 bars pour les carottes de 23 et 25 mm de diamètres et 13 à 14 bars pour les carottes en résine de 40 mm de diamètre. Cette pression de confinement permet de contraindre l'écoulement unidirectionnel dans l'axe de la carotte. Une pression en tête de l'échantillon est ensuite appliquée et le débit et la pression de sortie sont mesurés dès qu'un palier est atteint. Les mesures sont effectuées pour 7 paliers de pression qui sont inférieurs de 9 à 10 bars à la pression de confinement. Le dispositif permet une bonne précision pour la mesure de débit grâce à l'utilisation de trois débitmètres ayant des intervalles de mesure différents et une précision de 1,5 % sur les intervalles : 0 - 20 mL.min⁻¹, 0 - 1000 mL.min⁻¹ et 1 - 10 L.min⁻¹.

Le dispositif de mesure (figure 1-27) est étalonné grâce à six standards commercialisés par Vinci Technologies (perméabilités au gaz entre 0,016 et 153,3 mD). Nos mesures de perméabilité sont très proches des valeurs théoriques (figure 1-29a). Les mesures de débit sur les standards ont été effectuées soit aux ΔP préconisés (figure 1-29b), soit en moyennant les 7 paliers de pression (figure 1-29c), ce qui donne quasi la même valeur. Il ne semble pas y avoir d'impact majeur des variations de pression d'entrée sur la perméabilité apparente même si l'on constate expérimentalement une diminution progressive de la perméabilité lorsque la pression d'injection augmente. Alors que la correction de Klinkenberg fonctionne très bien sur les standards (figure 1-29d) ; expérimentalement, certains échantillons affichent une perméabilité corrigée de cet effet négatif, ce qui est impossible. Il a donc été décidé de garder comme mesure de perméabilité celle qui résulte de la moyenne des perméabilités apparentes acquises aux 7 paliers de pression, calculée à partir de la loi de Darcy modifiée pour les fluides compressibles et corrigée de l'écart aux valeurs théoriques des étalons. En revanche, l'effet d'inertie de Forchheimer pour les débits forts, traduisant une absence de linéarité prononcée dans la représentation standard des grandeurs mesurées (David, 1991) et l'effet de glissement moléculaire de Klinkenberg n'ont pas été pris en compte. Les mesures de perméabilité présentées dans ce manuscrit ne sont pas des perméabilités intrinsèques vraies mais des perméabilités apparentes au gaz. Ces perméabilités apparentes sont du même ordre de grandeur que la perméabilité intrinsèque.

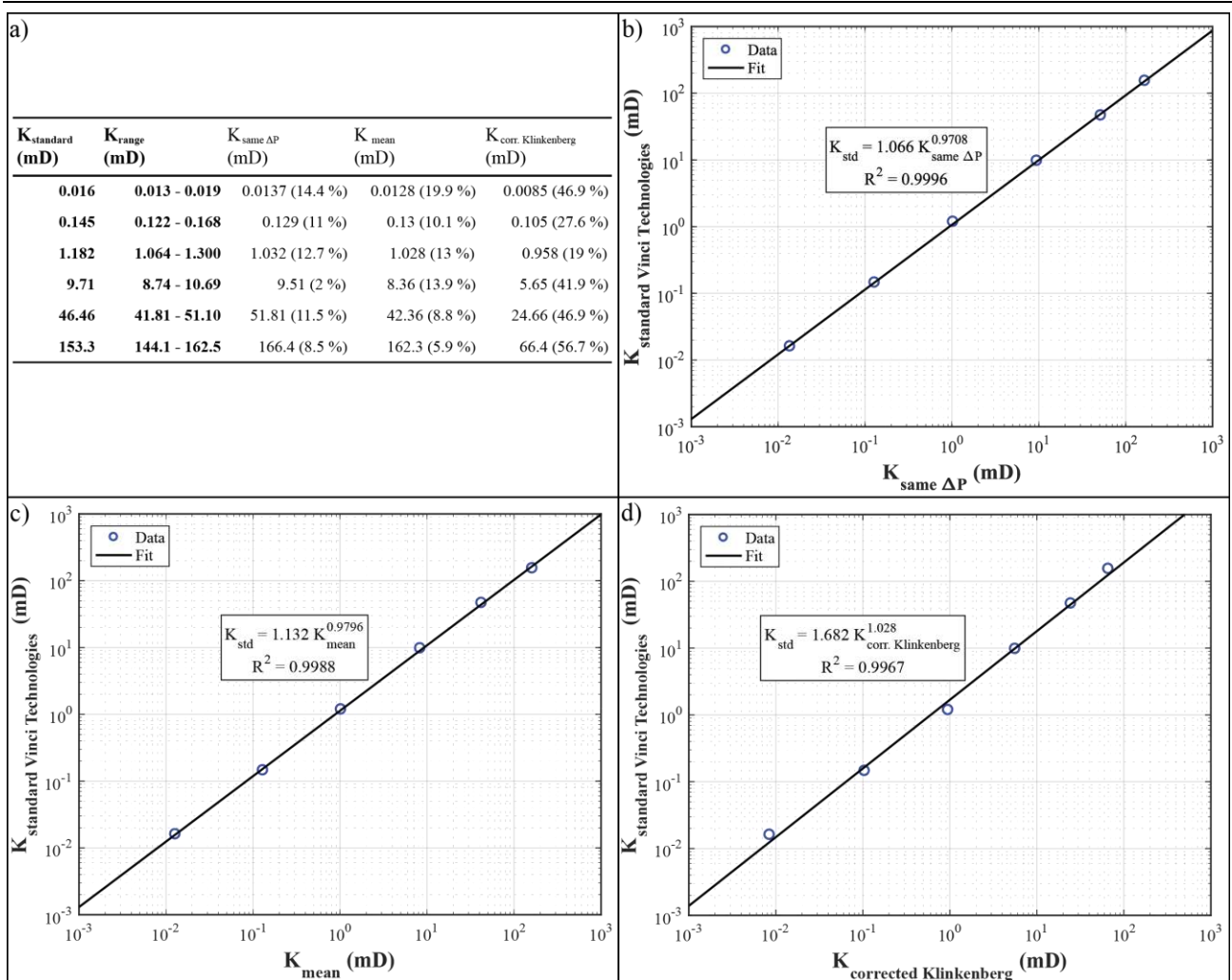


Figure 1-29 - a) Caractéristiques des étalons de mesure de perméabilité exploités dans les figures b à d) avec : les perméabilités des étalons fournis par Vinci Technologies à un palier de pression donné (K_{standard}) et les intervalles de confiance (K_{range}) ; perméabilités mesurées avec notre dispositif au gradient de pression préconisé par Vinci Technologies ($K_{\text{same } \Delta P}$, b) ; perméabilités mesurées moyennées sur 7 paliers de pression ($K_{\text{mean } \Delta P}$, c) ; mesures de perméabilité corrigées de l'effet Klinkenberg ($K_{\text{corr. Klinkenberg } \Delta P}$, d).

2.5 Densités

La densité est une grandeur sensible à la porosité ainsi qu'à la composition minéralogique des roches et par conséquent aux transformations causées par les altérations supergènes ou hydrothermales. C'est une grandeur adimensionnelle contrairement à la masse volumique (kg.m^{-3}). Plusieurs densités sont considérées :

- la densité apparente (ρ_b) abordée section 2.3.2 tient compte de tout le volume solide et de vide : la matrice solide, c'est-à-dire les grains composant la roche ainsi que toute la porosité quelque soit sa nature (figure 1-30) ;
- la densité de phase solide (ρ_s) abordée section 2.3.3 considère la matrice solide et éventuellement la porosité non connectée qu'elle renferme (figure 1-30) ;
- enfin, la densité de phase solide vraie (ρ_{powder}) considère seulement la phase solide excluant toute porosité.

Alors que la densité apparente est déterminée par triple pesée ou lors de l'essai d'injection au mercure, les densités de phase solide sont mesurées par pycnométrie hélium avec l'appareil AccuPyc II 1340 développé par Micromeritics®. Cette technique présente l'intérêt de pouvoir analyser rapidement et fiablement (précision de mesure constructeur : 0,02 %) des échantillons de formes quelconque ayant des volumes inférieurs à 100 cm^3 . Les échantillons sont au préalable séchés pendant plusieurs jours à $60 \text{ }^\circ\text{C}$ afin d'extraire tout liquide potentiellement présent dans l'espace poreux. Le principe de mesure est très simple. Un échantillon sec de masse connue (m_s) est introduit dans une chambre à pression ambiante (P_a), température ambiante (T_a) et volume connu (V_{Chambre1}) dans laquelle est injecté de l'hélium à une pression connue. L'hélium envahit tout le volume situé autour de l'échantillon ainsi que l'espace poreux connecté. Un équilibre s'établit dans la chambre contenant l'échantillon à une pression P_1 . La chambre est ensuite mise en connexion avec une seconde chambre vide de volume connu (V_{Chambre2} , P_a) dans laquelle se produit l'expansion de l'hélium et un nouvel équilibre se crée entre les deux chambres à la pression P_2 . La loi de Boyle-Mariotte permet de calculer le volume de la phase solide (V_s) de l'échantillon et de déduire la densité de phase solide selon l'éq. 1-10 :

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_{\text{Chambre1}} - \frac{V_{\text{Chambre2}}(P_2 - P_a)}{P_1 - P_a}} \quad \text{Éq. 1-10}$$

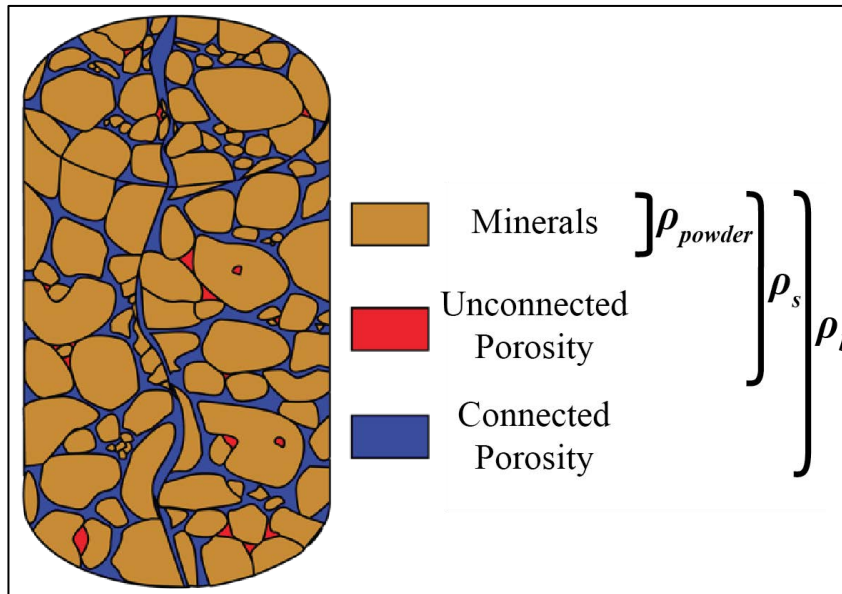


Figure 1-30 - Schéma d'un échantillon avec représentation des éléments pris en compte dans chaque densité (modifié d'après Bertrand, 2017).

Pour accéder à la densité de phase solide vraie, il est indispensable de supprimer toute cavité présente dans l'échantillon. Pour cela, il faut broyer l'échantillon et le réduire en une poudre porphyrisée suffisamment fine pour ne plus contenir de porosité non connectée à l'exception des inclusions fluides. Au même titre que l'échantillon solide, la poudre peut être analysée au pycnomètre. Lorsqu'une différence de densité de phase solide apparaît entre celle de la poudre et celle de l'échantillon solide, il existe une porosité non connectée au sein de la roche. La porosité non connectée (ϕ_{nc}) peut alors être calculée à partir notamment de la porosité connectée (ϕ_c) mesurée soit par triple pesée ou porosimétrie par injection de mercure selon l'Éq. 1-11 :

$$\phi_{nc} = 100 \times \left(1 - \phi_c - \frac{\rho_b}{\rho_r} \right) \quad \text{Éq. 1-11}$$

Quantifier la porosité non connectée permet notamment d'expliquer certaines différences de densités pour des roches ayant des compositions minéralogiques très proches.

Il convient de nuancer l'utilisation de la terminologie porosité non connectée car il y a effectivement une porosité qui est inaccessible à toutes les méthodes de caractérisation et ne pourra, a priori, être mise à profit pour tout stockage ou transfert de fluides. Mais il y a également une partie de la porosité non connectée qui est due au manque de résolution du pycnomètre. En effet, la pression d'injection de l'hélium est très faible, à peine supérieure à la pression atmosphérique (1,4 bar). Bien que la molécule soit très petite, si une particule très fine encombre un seuil d'accès, l'hélium ne pourra pas pénétrer.

2.6 Conductivité thermique

2.6.1 Définitions

Dans le cadre de l'étude d'un système géothermique, la connaissance des transferts de chaleur est fondamentale. Ils peuvent se faire selon trois grands processus : la conduction, la radiation et la convection. La conduction permet de transmettre la chaleur de molécules à molécules sans déplacement de matière tandis que la radiation permet la transmission de chaleur sous la forme d'ondes électromagnétiques. A l'inverse, la convection permet la transmission d'énergie par transfert de matière.

La chaleur transférée par radiation et conduction se réalise sous plusieurs formes (Kunii et Smith, 1960) :

- par le fluide occupant l'espace poreux par conduction et radiation entre les cavités adjacentes ;
- par la phase solide :
 - à travers les surfaces de contact entre des particules solides ;
 - par conduction dans le fluide stagnant dans l'espace poreux à proximité des surfaces de contact des particules ;
 - par radiation entre les surfaces de solide ;
 - par conduction dans la phase solide.

La convection est un mécanisme de transfert de chaleur assisté par un fluide soumis au mouvement induit par des contrastes de densité, eux-mêmes induits par des variations de température (Zhao and Tso, 1993). Pour se développer ce mode de transfert de chaleur a besoin d'un espace poreux pouvant recevoir les fluides et qui a une perméabilité suffisante pour permettre un déplacement rapide des fluides. Le moteur de transfert des fluides peut être naturel comme dans le cas des systèmes hydrothermaux où le mouvement du fluide est dû à des différences de densités qui sont créées par des différences de température dans la masse de fluide ou encore lié à la différence de salinité entre différents fluides. Le moteur peut être artificiel et provoqué par l'injection d'un fluide froid dans un système chaud.

Dans cette partie, seule la transmission de chaleur par conduction est caractérisée, la convection étant étudiée par d'autres partenaires du consortium GEOTREF grâce à l'établissement de modèles numériques d'écoulement.

La conductivité thermique représente la quantité d'énergie transférée par unité de longueur sous un gradient de température d'un kelvin. Cette grandeur apparaît dans la loi de Fourier qui établit que la densité de flux de chaleur ($\vec{\varphi}$, en W.m^{-2}) est proportionnelle au gradient de température (T , en K) selon une constante de proportionnalité positive, nommée conductivité thermique du matériau (λ , en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$):

$$\vec{\varphi} = -\lambda \overrightarrow{\text{grad}}(T) \quad \text{Éq. 1-12}$$

La conductivité thermique est dépendante de la composition minéralogique du corps étudié (Schön, 2015), et dans les matériaux poreux, elle est contrôlée par la porosité et la structure du réseau poreux (Esteban et al., 2015; Mielke et al., 2017). La diffusivité thermique (D , en $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) caractérise la capacité d'un matériau à transmettre un signal thermique d'un point à un autre. La connaissance de la conductivité thermique, de la diffusivité thermique et de la densité apparente permet le calcul de la capacité thermique massique (c_P , en $\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) qui traduit la capacité du matériau à stocker de l'énergie thermique :

$$c_P = \frac{\lambda}{\rho_b D} \quad \text{Éq. 1-13}$$

2.6.2 Méthodologie

Les mesures simultanées de conductivité et de diffusivité thermiques sont effectuées grâce à un appareil TCS (Thermal Conductivity Scanner) développé selon la technique de Popov et al. (1999) et commercialisé par Lippmann & Rauhen GbR. La technique, très employée pour la caractérisation thermique des roches, repose sur la mesure de la différence de température d'un échantillon soumis à une source de chaleur de puissance contrôlée (Popov et al., 1999; Surma et Geraud, 2003; Rosener, 2007; Boulanouar et al., 2013; Stanek, 2013). Les échantillons secs sous la forme de parallélépipèdes d'au moins 5 cm de côté sont peints en noir. L'appareil se présente sous la forme d'une plate-forme sur laquelle sont déposés les échantillons et les étalons, et sous laquelle se déplace un bloc mobile muni de trois capteurs et d'une source de chaleur (figure 1-31). Lors de l'avancée du bloc mobile, le capteur "froid" mesure la température des deux étalons placés de part et d'autre des échantillons et celle des échantillons avant le passage de la source chaude. La source chaude élève la température de la face peinte et les deux capteurs "chauds" relèvent les nouvelles températures : une sur la ligne de mesure pour calculer la conductivité thermique et l'autre décalée de 7 mm orthogonalement à la ligne de mesure pour calculer la diffusivité thermique. La conductivité thermique en un point x , est calculée relativement à celle des étalons (λ_{std}) selon :

$$\lambda(x) = \lambda_{std} \frac{\Delta\theta_{std}}{\Delta\theta(x)} \quad \text{Éq. 1-14}$$

Où $\Delta\theta(x)$ représente la différence de température de l'échantillon au point x et $\Delta\theta_{std}$ la différence de température moyenne des standards.

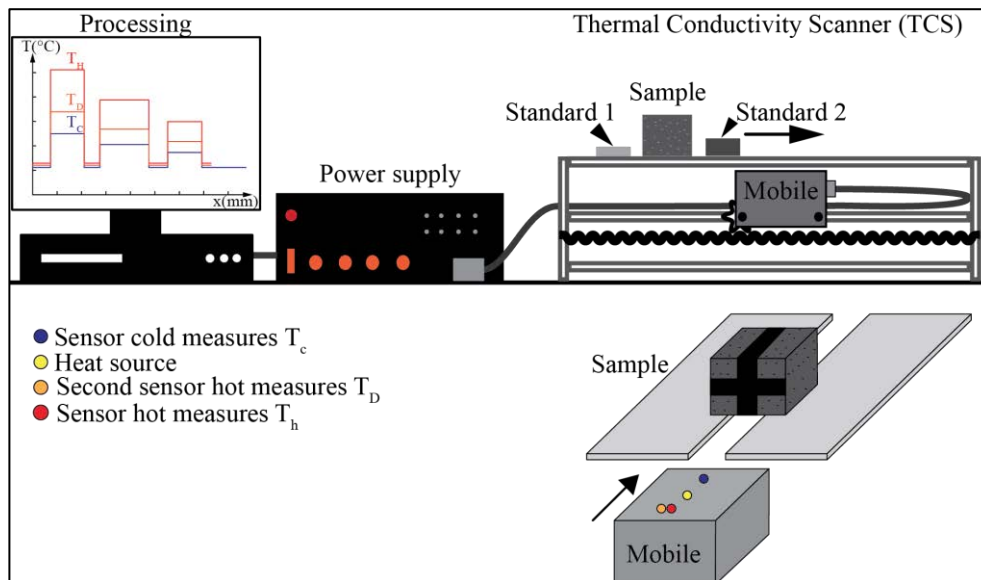


Figure 1-31 - Schéma du dispositif de mesure de conductivité et diffusivité thermique.

L'épaisseur de l'échantillon est importante car l'apport de chaleur se diffuse dans le matériau à une vitesse proportionnelle à la conductivité thermique. Le choix d'une épaisseur d'échantillon de plusieurs centimètres permet de s'affranchir de toute dissipation de la chaleur dans l'atmosphère entourant l'échantillon. De même, la peinture noire est nécessaire pour faciliter l'absorption des ondes infrarouges émises par la source de chaleur lors de la mesure. Plusieurs précautions doivent être prises pour réaliser une mesure de qualité :

- avant la mesure, il est indispensable de garder les échantillons éloignés d'une source de chaleur, de la lumière solaire directe, ou proche de fenêtres ou portes ouvertes. Les échantillons secs mis à l'étuve à 60 °C doivent être sortis plusieurs heures à l'avance afin que leur température s'homogénéise avec la pièce de mesure ;
- les faces de mesure doivent impérativement être bien planes pour que la rugosité n'affecte pas la mesure ;
- La température des échantillons et des étalons doit être en équilibre avec la pièce dans laquelle la mesure est réalisée ;
- une fois la mesure réalisée, il est indispensable de retirer 6 à 7 mm du profil de mesure pour supprimer les effets de bords liés au déficit de matière des bordures en contact avec l'air ambiant.

La mesure des conductivité et diffusivité thermiques sur plusieurs faces de l'échantillon permet de déceler des anisotropies telles qu'une disposition particulière des pores (figure 1-32). Sur tous les échantillons pouvant être taillés sous la forme de parallélépipèdes, les mesures sont effectuées dans trois directions et la moyenne est calculée. Pour les coulées de laves, des mesures ont été effectuées sur blocs secs et sur des blocs saturés par de l'eau distillée après dégazage sous vide. La mesure sur les échantillons saturés n'a pu être réalisée dans les pyroclastites et les coulées de débris dont la matrice est susceptible de se désagréger au contact de l'eau.

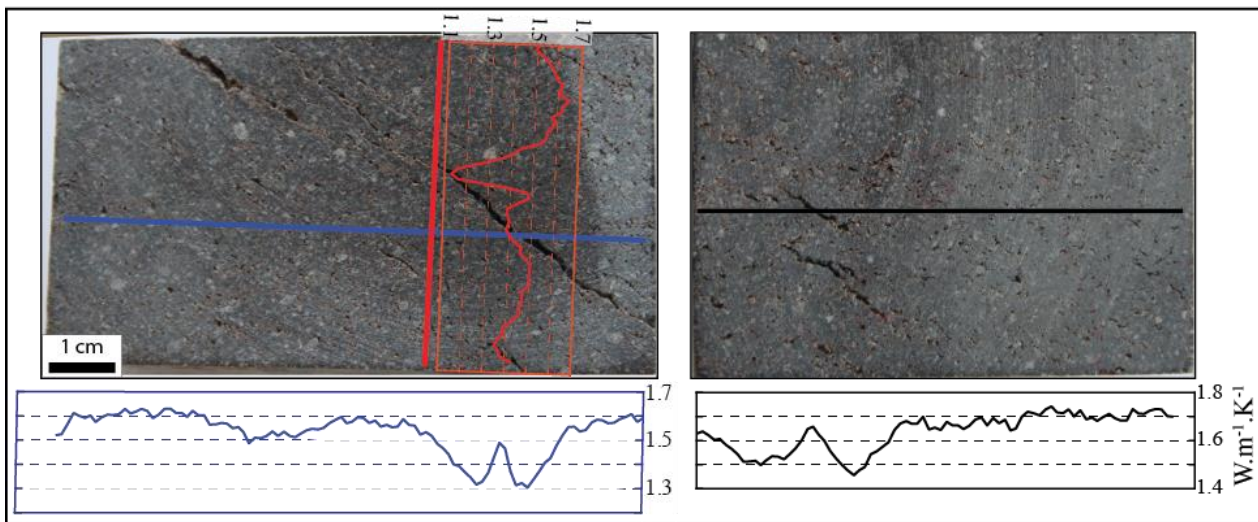


Figure 1-32 - Profils de conductivité thermique (en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) suivant les lignes épaisses dans les trois directions sur un échantillon de lave vésiculée. L'inflexion de la conductivité est très importante au niveau des vésicules. Pour améliorer la visibilité, les lignes de peinture noire ont été supprimées.

Enfin, des essais de cartographies thermiques avec une résolution de 1 mm ont été faits sur un échantillon de coulée de lave présentant des hétérogénéités macroscopiques liées à une disposition spatiale particulière des pores. Cette étude a pour but de déterminer l'influence de la géométrie du réseau poreux sur la conductivité thermique. En réalisant la cartographie avec un réseau poreux saturé initialement par de l'air ($\lambda_{\text{air}} = 0,02 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, Clauser et Huenges, 1995) puis saturé sous vide par de l'eau ($\lambda_{\text{wat}} = 0,6 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$, Clauser et Huenges, 1995), il est possible de faire une carte de porosité de la face étudiée en utilisant l'Éq. 1-15 (e.g. Surma et Geraud, 2003; Haffen, 2012, Haffen et al 2017) :

$$\Phi = \frac{\ln(\lambda_{\text{sat}}) - \ln(\lambda_{\text{dry}})}{\ln(\lambda_{\text{wat}}) - \ln(\lambda_{\text{air}})} \quad \text{Éq. 1-15}$$

Où λ_{dry} et λ_{sat} représentent respectivement les conductivités thermiques de l'échantillon sec et saturé par de l'eau. Ces cartes permettent d'analyser la répartition de certains minéraux et également celle des pores dans la roche.

2.6.3 Bilan d'utilisation du TCS pour la caractérisation de roches volcaniques

Avec la mesure de perméabilité, la caractérisation thermique est une des mesures les plus difficiles à mener lors d'une étude pétrophysique. En effet, les mesures de température sans contact, basées sur l'émission de rayonnement infrarouge par l'échantillon chauffé impliquent d'être vigilant dans l'acquisition et le traitement des profils de température. La réalisation d'une carte grâce à l'acquisition de lignes de mesure à espacement de 1 mm et une mesure tous les millimètres sur un échantillon de lave andésitique présentant des macropores orientés selon une foliation magmatique (figure 1-33) permet d'illustrer une série de précautions expérimentales non détaillées par le constructeur.

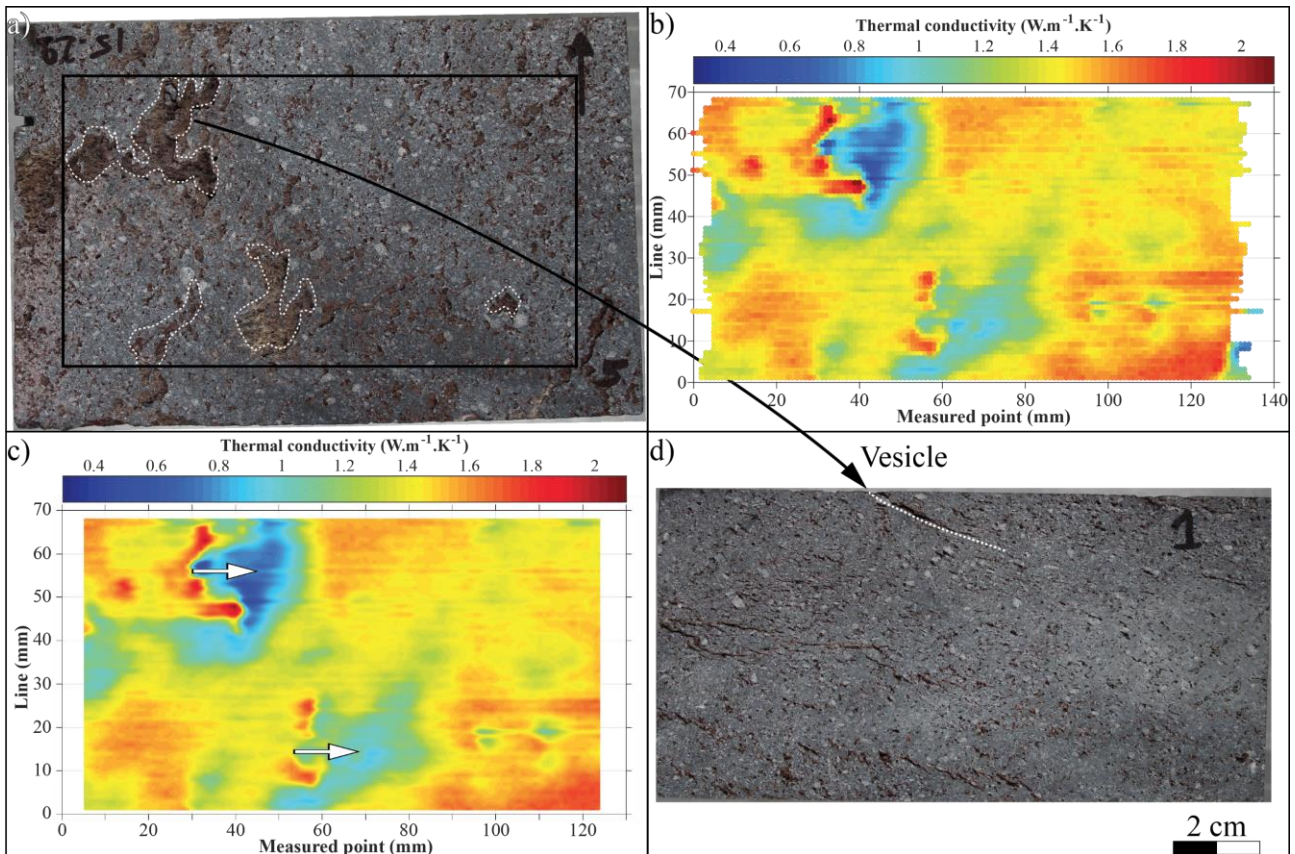


Figure 1-33 – Essai de cartographie thermique 2D sur un échantillon d’andésite de faible porosité (GD15-29 - 6,8 %) mais dont les larges vésicules s’organisent dans le plan de fluidalité : a) face de mesure avec zones en relief négatif (≈ 1 mm) créées par les vésicules ; b) juxtaposition des lignes de mesures espacées de 1 mm avec une prise de point tous les millimètres ; c) interpolation des données après suppression des effets de bordure ; d) face orthogonale montrant le plan de vésicules qui crée une anomalie sur la carte thermique c) (flèche blanches).

La figure 1-33b montre la carte construite avec les profils de conductivité thermique avant traitement. Bien qu’une barre d’acier ait été fixée avant l’échantillon pour signaler le début de l’échantillon et prévenir toute translation de celui-ci dans l’axe de déplacement du chariot, un décalage subsiste entre les différentes lignes. L’origine de ce décalage peut être liée à une mauvaise réinitialisation du capteur de positionnement entre deux mesures successives. L’autre anomalie est une conductivité anormalement élevée dans les zones en creux causée par les macropores sur la surface de mesure. Ce phénomène illustre l’effet de la rugosité sur la qualité de la mesure, il doit être pris en compte pour la caractérisation fine de roches à larges pores (ouvertures $> 100 \mu\text{m}$). En revanche, comme le plan de vésicule intercepte la surface de mesure avec un angle inférieure à 90° , il est possible de suivre le plongement de ce plan dans la roche en localisant les zones de faible conductivité thermique. Le recalage des lignes et l’interpolation linéaire ne permettent pas de remédier à toutes les anomalies de mesure comme les effets de lignes qui persistent (figure 1-33c).

La réalisation d’une boîte noire fermée pour supprimer tout courant d’air et toute anomalie lumineuse extérieure a permis de supprimer beaucoup de pics parasites notamment au niveau des standards transparents. Cependant, les effets de lignes persistaient. La figure 1-35 présente quelques éléments de discussion dont les effets cumulés peuvent être à l’origine des anomalies de mesures des conductivités et diffusivités thermiques :

- le contrôle qualité sur les profils de température est indispensable à l'obtention d'une mesure qui entre dans la précision définie par le constructeur à 3 % dans la gamme $0,2 - 25 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour la conductivité thermique et 5 % dans l'intervalle $0,6.10^{-6}$ à $3.10^{-6} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour la diffusivité. Des mesures répétées de conductivité thermique sur les étalons montrent que cette précision est respectée lors d'une acquisition en conductivité thermique avec un pas de 1 mm. En revanche, lorsque le mode diffusivité thermique est ajouté, la conductivité satisfait à cette précision (figure 1-34a) ce qui n'est pas le cas pour les faibles et fortes diffusivités ou l'écart est proche de 10 % (figure 1-34b). Bien que la calibration soit effectuée avant la réalisation de chaque profil de température, celui-ci peut présenter des erreurs (figure 1-35a). De manière aléatoire, le capteur froid mesure parfois un profil plat constant lors du passage sous les standards et l'échantillon ou celui-ci mesure une température supérieure dans l'air à celle du capteur chaud, ce qui correspond à une perte de calibration. Ces anomalies concernent surtout le capteur froid et tous les profils résultants ne doivent pas être pris en compte ;

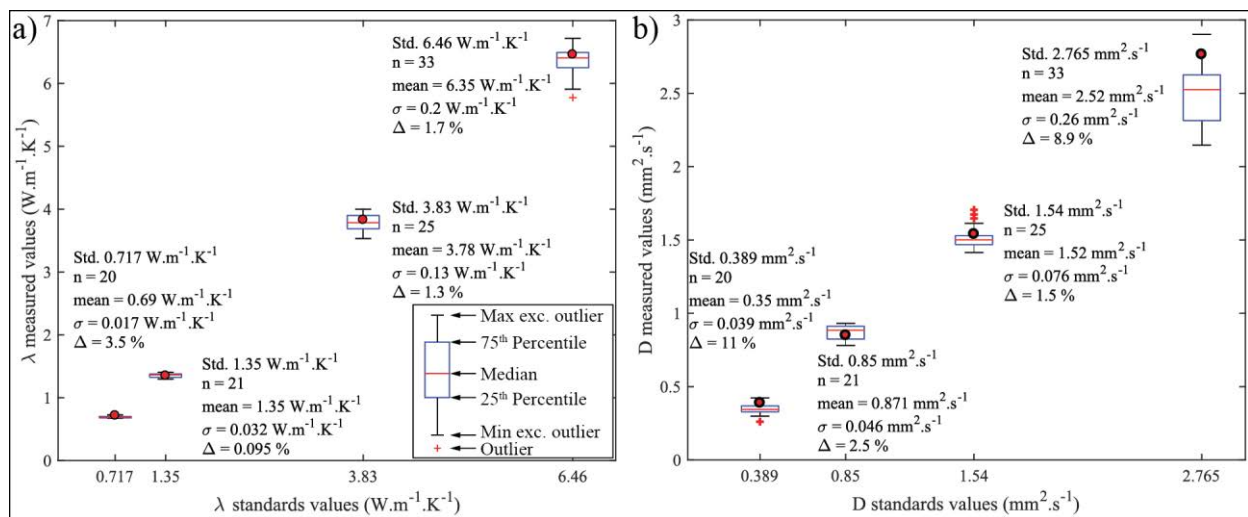


Figure 1-34 – Résultats des mesures de conductivités (a) et diffusivités (b) thermiques sur 4 étalons. Mode d'acquisition : $\lambda + D$. n – nombre de points de mesure ; σ – écart type ; Δ – écart à la valeur constructeur.

- pour des mesures successives sur des échantillons dont les conductivités thermiques sont proches, les échantillons changent mais les standards restent identiques. C'est aussi le cas pour les cartographies 2D, des effets de saturation thermique peuvent apparaître au niveau des standards. En effet, la puissance de la source de chaleur est constante et dépend des standards utilisés ; plus ceux-ci sont conductifs et plus la puissance de la source de chaleur est importante. Les étalons ne peuvent pas dépasser une certaine valeur de température directement liée à la quantité d'énergie fournie par la source. La réalisation de profils successifs et trop rapprochés dans le temps entraîne une chauffe des standards et l'écart entre la courbe de chauffe et la courbe froide diminue progressivement ce qui diminue la conductivité des échantillons. Pour limiter cet effet, il convient d'espacer les mesures utilisant les mêmes standards et/ou échantillons d'au

moins 10 min pour garder un écart constant entre les températures froides et chaudes (figure 1-35b-c);

- sur tous les profils, il a été observé une décroissance de la puissance délivrée par la source de chaleur entraînant une légère diminution de la température chaude le long du profil (figure 1-35d). Cette diminution est également visible sur le capteur froid alors qu'il n'y a pas de raison. Ce problème général peut être dû à des problèmes électroniques inhérents au dispositif.

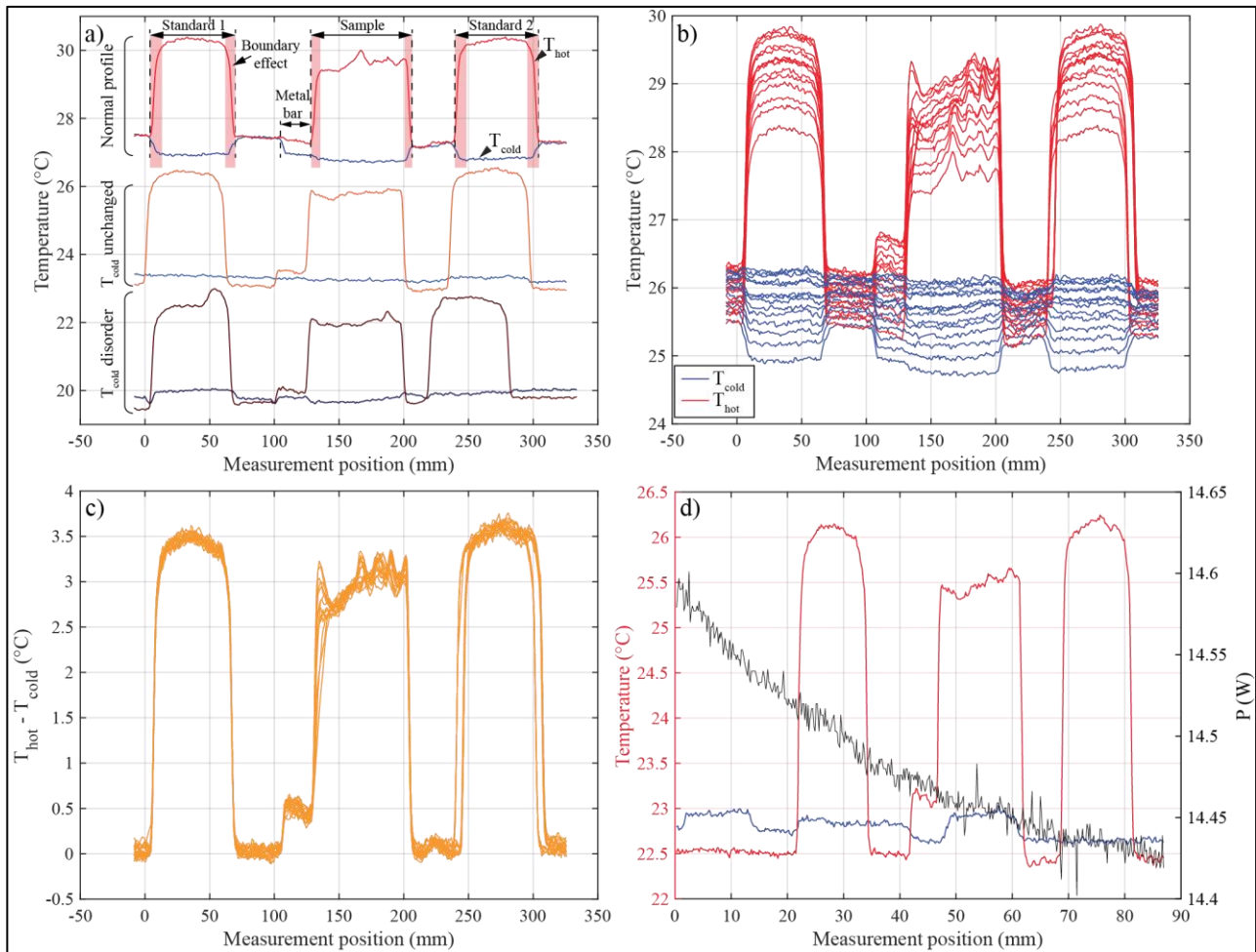


Figure 1-35 – Quelques spécificités singulières de la mesure de conductivité thermique : a) profils de température normaux et anormaux. Pour plus de lisibilité, les profils sont décalés en vertical ; b) affichage de 14 profils de température successifs à 10 min d'intervalle et espacés d'1 mm chacun sur un bloc d'andésite ; c) calcul de la différence de température pour vérifier que le temps d'attente est suffisant pour éviter toute saturation thermique ; d) décroissance de la puissance délivrée par la source résultant en une légère diminution de la température chaude le long du profil.

Une fois toutes les spécificités de la technique TCS identifiées, les profils de température de la carte thermique 2D ont pu être corrigés (figure 1-36). Les effets de ligne persistent mais les alignements de pores à ouvertures infra-millimétriques sont bien marqués par des anomalies négatives de conductivité thermique (figure 1-36b). Sur la figure 1-36d, les 10 premières et 10 dernières lignes ont été acquises une seconde fois en ne gardant que des profils parfaits alors que les lignes du centre de la carte ont simplement été recalées sur la même origine. Sur les 20 nouvelles lignes, l'effet de ligne a disparu totalement ce qui signifie qu'il est possible d'effectuer une caractérisation fine de

l'échantillon par la méthode TCS. Cependant, comme c'est une mesure volumique, la précision des structures que l'on peut atteindre ne dépasse pas 5 mm. Tout défaut structural, comme un alignement de pores est entouré d'une zone diffuse (cf. anomalies négatives entourées figure 1-36b)

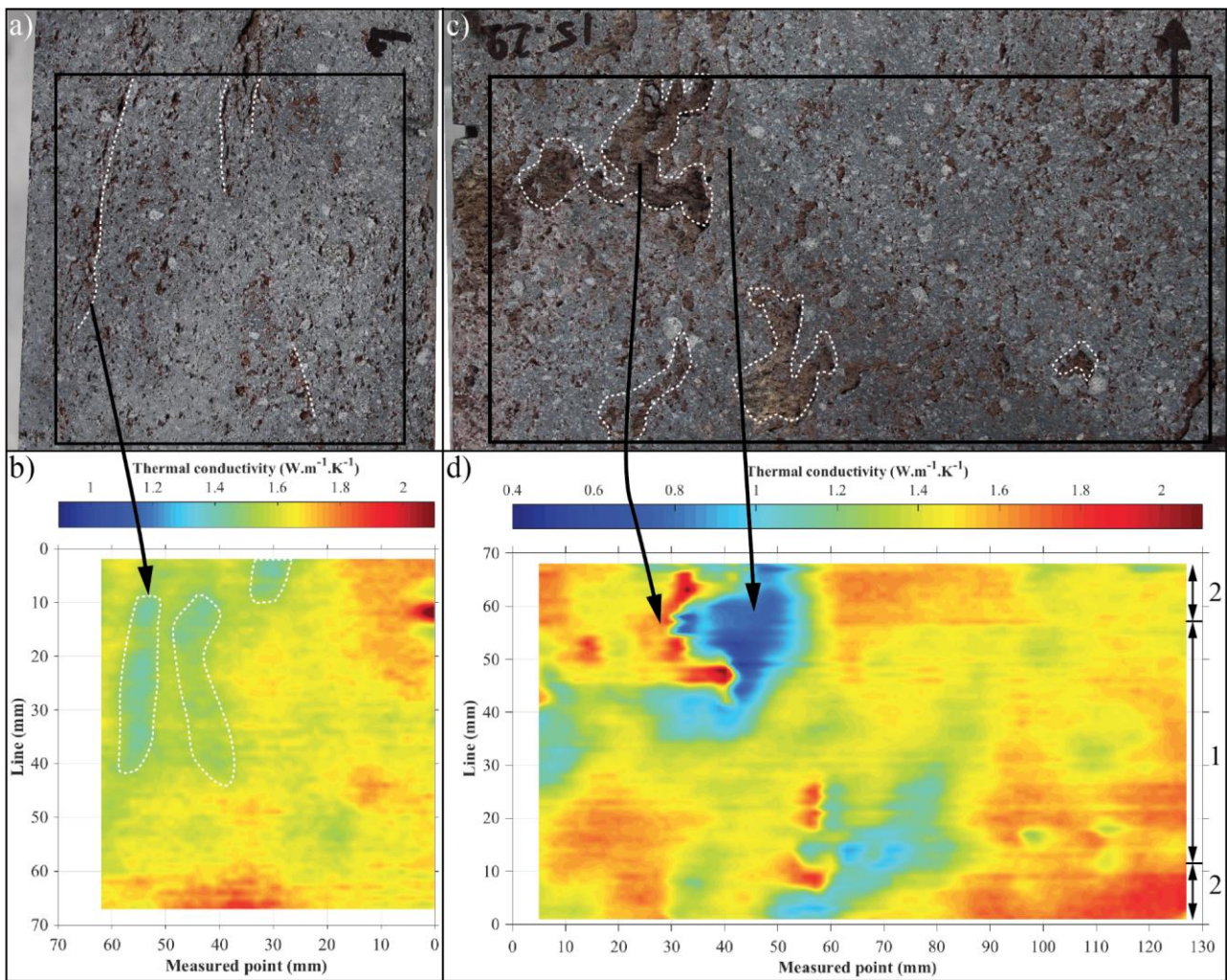


Figure 1-36 – Version finale des cartes thermiques sur deux faces orthogonales de l'échantillon de lave GD15-29. Les effets de ligne sont supprimés sur les acquisitions nouvelles (2).

Les essais de cartographie de porosité par comparaison des cartes 2D de conductivité thermique réalisées sur le même échantillon sec puis saturé ont montré que le réseau poreux des laves saines andésitiques n'est pas favorable à cette étude. En effet, la majorité de la porosité étant constituée de larges vésicules, l'eau s'évapore très rapidement au contact de la source de chaleur. La tension de surface n'est pas suffisante pour maintenir l'eau adsorbée sur les parois de pores. Ce n'était pas le cas dans l'étude d'Haffen et al. (2017) où les pores des échantillons granitique et gréseux avaient des tailles suffisamment fines pour maintenir l'eau adsorbée dans les pores.

2.7 Propagation des ondes acoustiques et coefficients mécaniques

2.7.1 Mesures des ondes P et S sur parallélépipèdes

La structure des pores, les structures et textures des roches, la fracturation et les variations minéralogiques et leurs relations avec les propriétés physiques et mécaniques ont largement été étudiées et quantifiées par les mesures des vitesses d'ondes compressives (V_P) et de cisaillement (V_S) (Zamora et al., 1994; Patonin, 2003; Stanchits et al., 2003; Sousa et al., 2005; Martínez-Martínez et al., 2007, 2011; Vinciguerra et al., 2009; Pola et al., 2012). Stanchits et al. (2003) ont étudié les variations de V_P consécutivement à une injection d'eau dans du granite chargé jusqu'à la rupture. Ils ont montré que V_P est sensible aux processus d'ouverture et de fermeture des micro-fissures. Vinciguerra et al. (2009) ont mesuré en laboratoire les vitesses des ondes élastiques dans deux unités pyroclastiques différentes :

1 – un faciès grossier bien lithifié contenant en abondance des clastes de lave et cristaux de tailles millimétriques à centimétriques ;

2 – un dépôt pyroclastique fin où les clastes de lave et de ponce sont rares et supportés par la matrice.

Les vitesses des ondes élastiques montrent des différences marquées entre les deux unités pyroclastiques. Le degré de lithification, la proportion et la taille des clastes influent de façon significative sur les vitesses.

Zamora et al. (1994) ont effectué des mesures d'ondes P et S sur des carottes de forages géothermiques atteignant 3 km de profondeur provenant du système volcanique de Campi Flegrei (Italie). Les mesures réalisées sur échantillons secs et saturés ont été comparées aux logs de vitesses acquis en puits. Logiquement, les auteurs ont observé une augmentation des vitesses consécutivement à la saturation. Les mesures sur les échantillons saturés sont légèrement plus élevées que celles obtenues par diagraphies. Ils ont attribué ces différences de vitesses à l'utilisation de fréquences différentes entre les acquisitions ultrasoniques (laboratoire) et soniques (puits), et par des conditions de température et pression différentes en profondeur. Vinciguerra et al. (2006) ont réalisé des mesures de vitesses d'ondes P et S pendant des cycles d'augmentation et de diminution de la pression effective ainsi que des traitements thermiques jusqu'à 600 °C sur des tuffs de porosité élevée (45 %) provenant du même champ volcanique de Campi Flegrei. Les vitesses dans les tuffs sont très faibles à pression atmosphérique mais une augmentation de 25 à 50 % a été observée à la suite d'une augmentation de la pression effective de 5 à 80 MPa liée à une diminution significative de la porosité (70 %). Un effondrement inélastique des pores se produit au cours des cycles de chargement-déchargement et du traitement thermique. La relation vitesse-porosité devient plus complexe lorsque la roche est affectée par des micro-fissures car les propriétés élastiques sont plus affectées par les micro-fissures que par les autres pores (Pola et al., 2012). De plus, le facteur de forme (ratio longueur sur ouverture) des fissures a un impact majeur sur les vitesses de propagation des ondes élastiques.

Pola et al. (2012) ont directement relié les vitesses de propagation des ondes P et S à la porosité connectée et donc à l'avancée des transformations hydrothermales qui modifient la porosité primaire. Après avoir étudié des échantillons de laves, pyroclastites et tuffs, les vitesses les plus faibles ont été mesurées dans les échantillons les plus altérés et les plus poreux. Tout comme la conductivité thermique, la vitesse de propagation des ondes compressives P dans les roches poreuses est donc contrôlée majoritairement par la porosité. De manière générale, plus la porosité augmente, plus V_P diminue. Les études de V_P et de conductivité thermique menées par Mielke et al. (2017) sur des roches sédimentaires, plutoniques et volcaniques montrent que l'influence de la lithologie est moins importante pour V_P que pour λ . En effet, les différences de conductivité thermique des minéraux constitutifs des roches sont à l'origine des différences significatives de conductivité alors que les différences de vitesses des minéraux sont proportionnellement moins importantes (cf. tables de V_P et λ ; Schön, 2015).

Les mesures de V_P et V_S ont été réalisées avec des transducteurs de fréquences respectives 54 kHz et 250 kHz en ajoutant des couplants spécifiques pour améliorer les contacts à la surface des échantillons. Les mesures sont réalisées sur échantillons secs puis après saturation sous vide pour les laves. Un appareil portable de terrain Proceq Pundit Lab a été utilisé pour mesurer V_P (figure 1-37). Il permet un pointé automatique de l'arrivée de l'onde compressive mais ne permet pas l'étude des ondes de cisaillement dans les matériaux peu consolidés. Pola et al. (2012) ont d'ailleurs mis en évidence la difficulté du pointé du premier temps d'arrivée des ondes S lorsque le signal à une amplitude faible. C'est pourquoi un dispositif Mistras, plus flexible sur certains paramètres (gain, amplitude), a servi exclusivement à la mesure des ondes S.

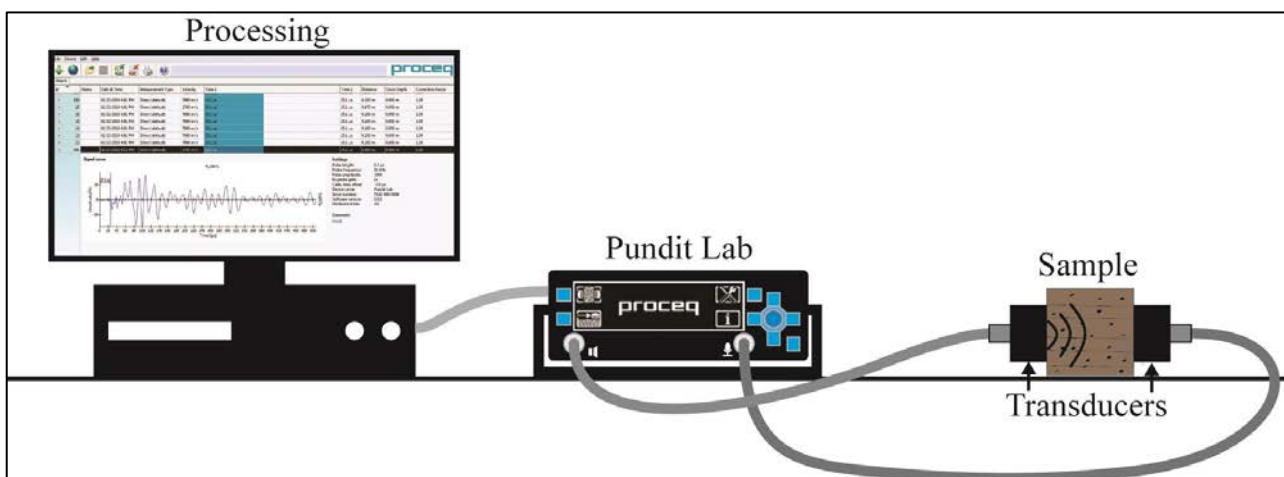


Figure 1-37 – Schéma du dispositif de mesure des ondes compressives et de cisaillement.

Les blocs utilisés pour les mesures de V_P sont les mêmes que ceux utilisés pour mesurer la conductivité thermique. Ces blocs ont été orientés puis prélevés directement à l'affleurement, les surfaces ont été taillées pour favoriser un meilleur contact. Les parallélépipèdes ont des dimensions différentes car ils sont nettement dépendant de ce qui a pu être prélevé. Pour toutes les formations pyroclastiques, il s'agit de blocs de cendres, ponces ou scories indurées. Pour les coulées de débris et

brèches volcaniques grossières, il s'agit essentiellement de la partie matricielle. Les blocs de lave pluri-décimétriques à pluri-métriques contenus dans ces coulées et avalanches de débris n'ont pas été échantillonnés. Dans les coulées de lave, la taille des blocs prélevés dépend de l'espacement des joints de refroidissement présents. Les parallélépipèdes taillés dans les laves ont donc des épaisseurs de 4 cm à 10 cm et environ 10 cm en longueur et largeur. Alors que ces dimensions d'échantillons sont suffisantes à la réalisation des mesures de conductivité thermique, elles ne sont pas idéales pour la mesure des ondes acoustiques. En effet, la probabilité de rencontrer une discontinuité majeure dans un échantillon fin est moins élevée que dans un échantillon plus épais. Dans les études de caractérisation pétrophysique citées précédemment, les mesures de vitesses d'ondes acoustiques sont réalisées sur des carottes de 40 à 80 mm avec des élargissements égaux ou supérieurs à 2 et la fréquence est modulée en fonction de la longueur des échantillons (Pola et al., 2012; Mielke et al., 2017). Dans cette étude, les mesures de V_P , V_S , λ et D ont été faites sur des parallélépipèdes dans trois directions orthogonales qui permettent de mettre en évidence à la fois des anisotropies majeures et de limiter les effets de taille des échantillons.

Les mesures de V_P et V_S ont été réalisées aux fréquences respectives de 54 kHz et 250 kHz, en serrant les transducteurs contre l'échantillon à la main sans utiliser de dispositif les maintenant avec une pression fixe. Benavente et al. (2006) ont analysé l'influence de la pression appliquée sur les capteurs sur la qualité de la mesure. Les auteurs ont montré que les mesures faites avec des capteurs maintenus « à la main » étaient très efficaces et reproductibles pour V_P ($\ll 1$ % d'erreur), un peu moins fiables sur V_S ($\approx 1-5$ % de variation) et qu'il fallait appliquer une pression supérieure à $0,2 \text{ kg.cm}^{-2}$ pour obtenir des résultats similaires avec le dispositif de maintien des capteurs.

Une fois les mesures des vitesses de propagation des ondes compressives et de cisaillement réalisées, le module d'Young et le coefficient de Poisson ont pu être calculés. Le module d'Young ou module d'élasticité E (GPa) est le ratio de la contrainte et de la déformation (Schön, 2015) :

$$E = \frac{\rho_b V_S^2 (3V_P^2 - 4V_S^2)}{V_P^2 - V_S^2} \quad \text{Éq. 1-16}$$

Le coefficient de Poisson ν (compris entre 0 et 0,5) permet de caractériser la contraction de la matière perpendiculairement à la direction de la contrainte appliquée :

$$\nu = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)} \quad \text{Éq. 1-17}$$

2.7.2 Distribution spatiale de V_P à pression de confinement variable

Afin de caractériser l'anisotropie vraie de la vitesse de propagation de V_P et l'effet de la pression de confinement, des mesures de vitesses ont été réalisées par Martin Stanek sur une sphère d'andésite de 50 mm de diamètre au département de la tectonique et de la géodynamique de l'Académie des Sciences de Prague. Le dispositif est constitué d'un réservoir haute pression contenant l'échantillon, d'un générateur de pulsation, d'une unité d'acquisition des pulsations et d'un oscilloscope. Le positionnement de l'échantillon est obtenu par le collage de deux pignons aux pôles de la sphère. Ces pignons permettent la rotation de l'échantillon autour de l'axe vertical. Deux transducteurs piézoélectriques de fréquence 1 MHz montés en positions opposées sur un cadre rectangulaire par l'intermédiaire de ressorts permettent une rotation symétrique des transducteurs autour de l'axe horizontal (Stanek et al., 2013). Le dispositif rend donc possible les mesures de V_P dans toutes les directions, à l'exception d'une zone de 15° autour de l'axe des pignons. Les vitesses de propagations sont mesurées dans 132 directions distantes de 15° à des pressions de confinement successives de 0,1, 10, 20, 50, 100, 200 et 400 MPa. Les mesures de V_P sont ensuite effectuées dans le sens de dépressurisation en passant par les mêmes paliers.

Les vitesses sont enregistrées en continu et corrigées des retards causés par les couches d'epoxy appliquées sur l'échantillon pour le protéger de l'huile de confinement et des différents éléments constituant le dispositif. Ces corrections sont effectuées en calculant l'épaisseur d'epoxy appliquée et en comparant les vitesses acquises avec le dispositif sur un étalon métallique dont la vitesse est connue.

Chapitre 3 - Présentation des zones d'étude

Ce chapitre a pour objectifs de :

- présenter succinctement la géodynamique régionale avec la zone de subduction et l'arc des Petites Antilles;
- décrire la géologie des îles de Basse-Terre, Terre-de-Haut et Saint-Kitts ;
- décrire le système géothermique de Bouillante.

1 Géodynamique régionale

1.1 La zone de subduction

L'archipel de Guadeloupe et l'île de Saint-Kitts appartiennent à l'arc des Petites Antilles (figure 1-38). Cet arc s'étend du passage d'Anegada au nord jusqu'à la marge Vénézuélienne au sud (Bouysse et al., 1990). Il résulte de la subduction des plaques nord et sud-américaines sous la plaque Caraïbe, selon une direction générale ENE-OSO ; à une vitesse de convergence relativement faible d'environ 2 cm.an^{-1} . Cette vitesse est estimée constante sur les 30 derniers millions d'années (Dixon et al., 1998; DeMets et al., 2000; Symithe et al., 2015). L'arc insulaire, parallèle à la zone de subduction et long de 850 km, présente une forme arquée vers l'est. Il se compose d'une vingtaine d'îles dont certaines présentent une activité volcanique.

A l'ouest, l'arc des Petites Antilles longe la ride d'Aves et le bassin de Grenade. A l'est, le bassin avant-arc possède un cadre structural plus complexe. La courbure de la zone de subduction entraîne une convergence oblique dont l'angle varie le long de l'arc de 5° au niveau de la Guadeloupe à plus de 70° au nord de Porto-Rico (Stein et al., 1982; DeMets et al., 2000). Cette obliquité est responsable de la mise en place d'une tectonique complexe (Feuillet et al., 2011). Au nord de l'arc, dans le secteur du passage d'Anegada, de nombreux grabens orientés ENE-OSO affectent le bassin avant-arc. Entre l'île de Saint-Kitts et l'archipel de Guadeloupe, de profondes vallées orientées NE-SO et E-O entaillent le bassin d'avant-arc (vallées de La Désirade, d'Antigua, de Saint-Barthélemy et passage d'Anegada ; De Min, 2014). Elles sont limitées par de grandes failles normales dont les extensions peuvent atteindre plusieurs dizaines de kilomètres et les escarpements plusieurs kilomètres de haut. Globalement, ces vallées s'orientent perpendiculairement à l'arc de subduction, sauf au niveau du passage d'Anegada où les grandes failles font un angle d'environ 45° avec la fosse. Leurs directions NE-SO au nord de l'arc changent au sud de la Guadeloupe pour prendre une orientation E-O lorsque l'arc tourne de NO-SE à N-S. Au sud de la Guadeloupe, le bassin avant-arc est composé

essentiellement par un prisme d'accrétion sédimentaire qui s'élargit vers le sud (Bouysse, 1983; Westbrook et al., 1988). Ce prisme de la Barbade possède une largeur qui varie du nord au sud de 40 à 300 km avec une épaisseur de 7 à 20 km. Il affleure sur l'île de la Barbade et culmine à une altitude de 340 m (De Min, 2014).

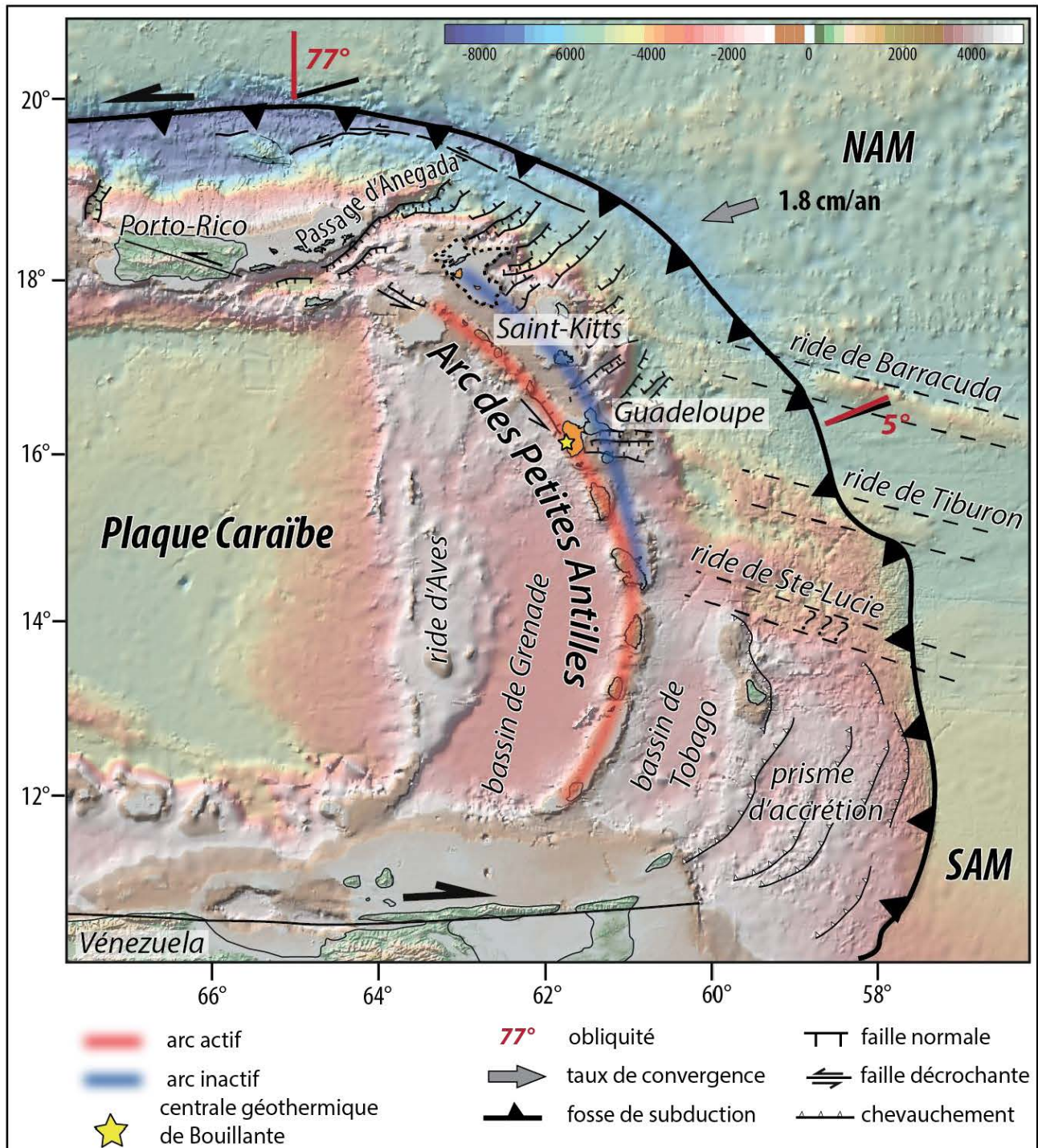


Figure 1-38 – Carte géodynamique régionale (d'après Legendre, 2018). Les données bathymétriques de la zone de subduction des Petites Antilles sont issues de GEBCO et ont une résolution de 900 m. Taux de convergence d'après DeMets et al. (2000). Structures d'après Jany (1989); Bouysse et al. (1990); Feuillet et al. (2002); ten Brink et Lin (2004); Deville et al. (2006) et De Min et al. (2015).

1.2 L'arc insulaire des Petites Antilles

L'arc des Petites Antilles présente une morphologie d'arc double dans sa moitié nord (Bouysse, 1983). Les deux arcs sont divergents à partir de la Martinique et la distance les séparant atteint environ 50 km à l'extrémité nord de l'arc. A l'est, l'arc externe ou arc ancien, est situé dans le bassin avant-arc actuel. Il était actif de l'Éocène à l'Oligocène. Il se compose de plusieurs îles dont Saint-Martin, Saint Barthélemy, Antigua et le sud-est de la Martinique (Germa, 2008) ainsi que les îles d'Anguille, de Marie-Galante et de la Grande-Terre de Guadeloupe qui sont recouvertes par des plateformes carbonatées. Ces plateformes sont datées du Plio-Quaternaire à Marie-Galante (Bouysse, 1983) et du Pliocène au Pléistocène moyen pour la Grande-Terre (Cornée et al., 2012; Munch et al., 2014). L'arc ancien affleure également dans les îles du sud qui présentent un volcanisme actif (Sainte-Lucie, Saint-Vincent, les Grenadines et Grenade ; Andreieff et al., 1979). A l'ouest, l'arc récent a débuté son activité au Miocène supérieur (Bouysse et Westercamp, 1990) et il est toujours actif. Il est composé par les îles de Saba, Saint-Kitts, Nevis, Montserrat, Basse-Terre de Guadeloupe, la Dominique et la Martinique (e.g. Martin-Kaye, 1969; Nagle et al., 1976; Briden et al., 1979).

Les causes de la migration du volcanisme de l'arc externe vers l'arc interne fait toujours débat. Bouysse et Westercamp (1988) mettent en avant l'impact de précurseurs potentiels des rides de Tiburon et Barracuda présents sur la croûte océanique Atlantique (figure 1-39). A l'Oligocène inférieur, le volcanisme de l'arc externe est actif. Dans la moitié nord des Petites Antilles, des rides océaniques flottables (compensées gravimétriquement), formant une rugosité, arrivent au niveau de la fosse de subduction. La subduction se bloque tout le long de l'arc par plaquage de la croûte anormale sous la plaque chevauchante. Le plan de subduction se rompt et le volcanisme de l'arc externe s'arrête. La ride subit un rebond isostatique qui fait basculer le substratum chevauchant de la moitié nord vers l'ouest. Le substratum subit localement des surrections dans la partie avant-arc et se fracture parallèlement à la direction de convergence ; entraînant la fusion de la base du manteau lithosphérique. Un nouveau plan de subduction se forme et passe sous le fragment de ride collé sous la plaque Caraïbe. L'angle du plan de Wadati-Benioff est réduit par aplatissage de la courbure de la croûte atlantique à l'entrée de la subduction sous l'effet de la croûte Caraïbe épaissie. Lorsque l'extrémité du nouveau plan de subduction atteint la profondeur nécessaire, l'activité volcanique reprend.

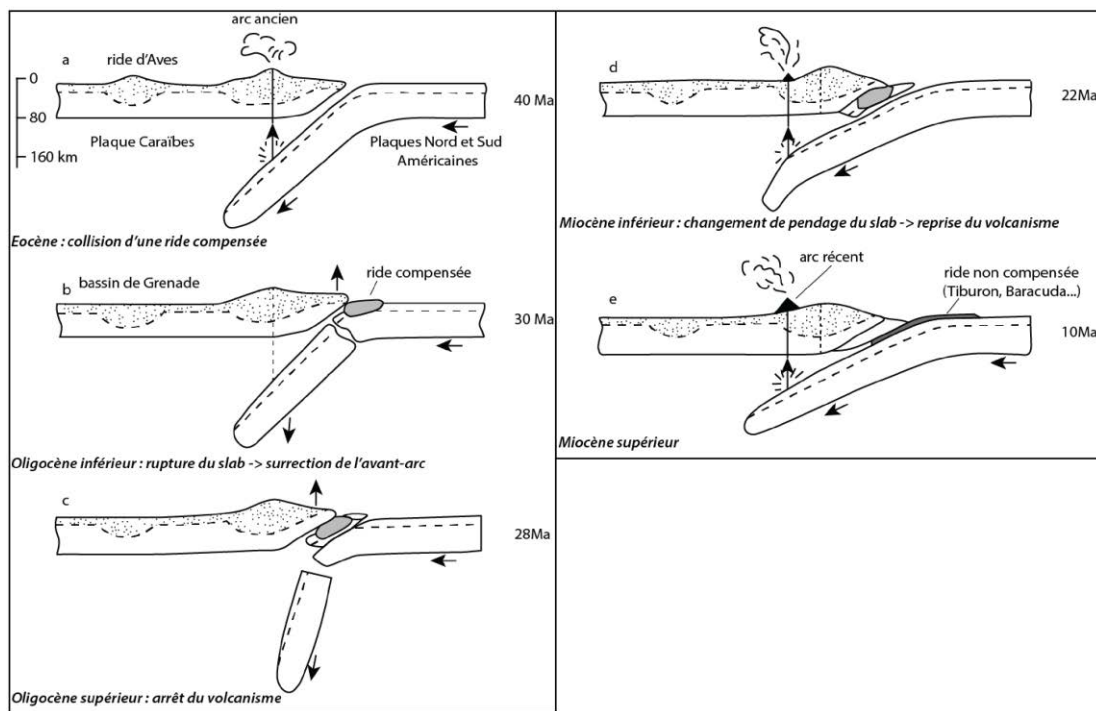


Figure 1-39 – Schémas de l'évolution de la partie nord des Petites Antilles depuis l'Éocène (modifié par Legendre, 2018 ; d'après Bouysse et Westercamp, 1988)

Bangs et al. (2003) et Christeson et al. (2003), à partir de campagnes de sismique profonde, montrent que le volume de ride compensée accrétée sous la plaque chevauchante est faible à la latitude de l'archipel guadeloupéen (figure 1-40). L'impact de la modification du régime tectonique proposé par Bouysse et Westercamp (1988) pourrait donc être limité.

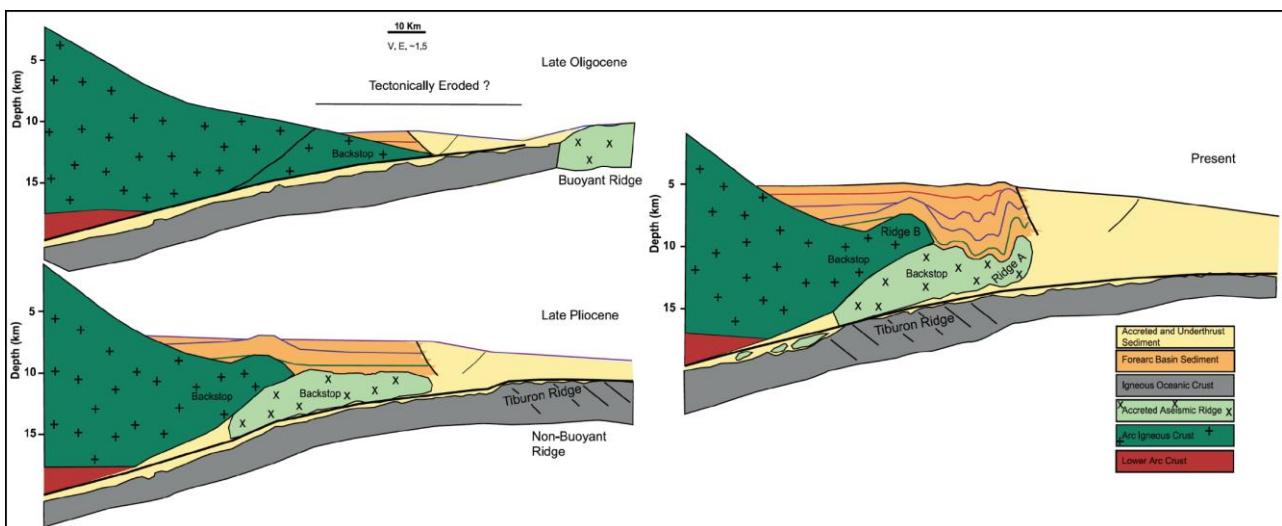


Figure 1-40 – Interprétation schématique de l'histoire de la collision d'une ride asismique et de la déformation du butoir à la latitude de la Guadeloupe (d'après Bangs et al., 2003 et Christeson et al., 2003). Le butoir a évolué avec la collision de deux types de rides : compensée et non compensée. Cette évolution a produit une déformation des sédiments sus-jacents et forme une transition entre le prisme d'accrétion et les sédiments d'avant-arc.

1.3 Modèle tectonique de l'arc et de l'avant-arc

L'obliquité de la convergence se traduit par une composante de mouvement sénestre parallèle à la fosse dont la vitesse diminue du nord au sud, de 15 à 4 mm.an⁻¹ (DeMets et al., 2000). Elle est responsable d'un partitionnement de la déformation en arrière de l'arc (Feuillet, 2000; figure 1-41).

Au sud de la Guadeloupe, cette composante sénestre disparaît au profit d'une composante dextre. Selon Feuillet (2000), la zone de transition se ferait à la limite entre les plaques nord et sud-américaines au niveau de la ride de Barracuda.

L'arc des Petites Antilles est donc scindé en trois zones (Feuillet, 2000; figure 1-41) :

- la partie nord, du passage d'Anegada au sud de l'archipel de Guadeloupe, est une zone de cisaillement normal sénestre ;
- la Dominique constitue une zone de transition ;
- la partie sud, de la Martinique jusqu'à Grenade, est une zone de compression oblique dextre.

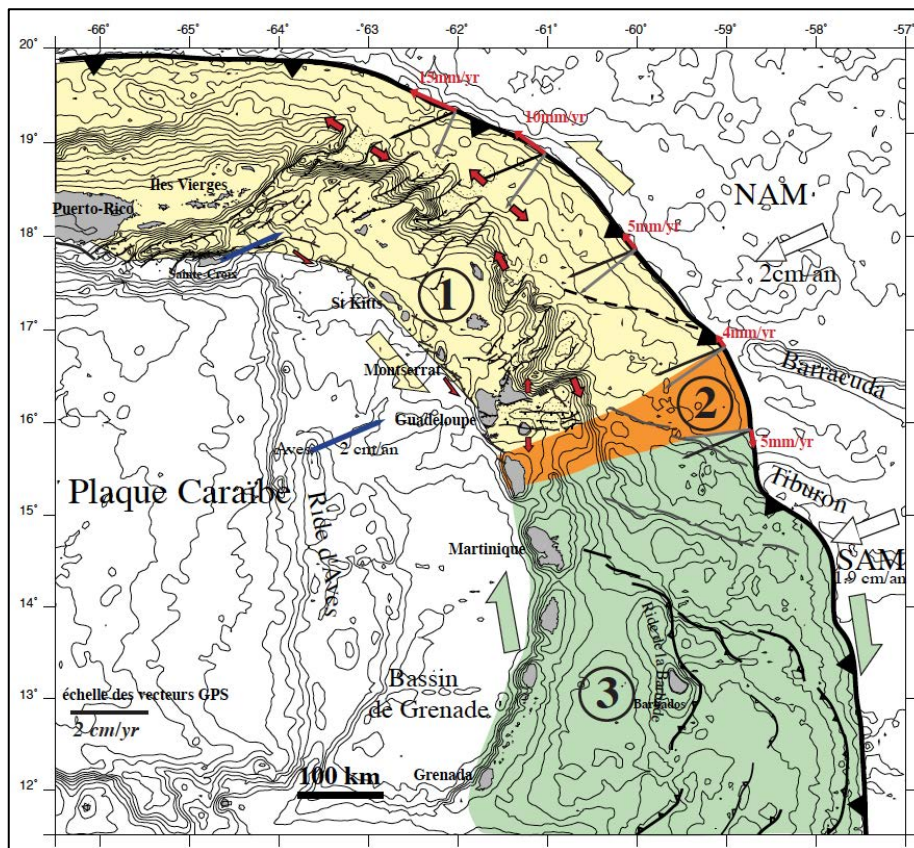


Figure 1-41 – Carte tectonique des Petites Antilles (d'après Feuillet, 2000). 1 – zone de cisaillement normal-sénestre ; 2 – zone de transition ; 3 – zone de compression oblique dextre.

Dans la partie nord de l'arc, la déformation est accommodée par un décrochement sénestre au niveau de l'arc ainsi que des extensions parallèle et perpendiculaire à l'arc (Feuillet et al., 2002, 2004, 2011b; figure 1-42). Le système décrochant sénestre se présente sous la forme de failles en-échelon permettant d'accommoder une partie de la convergence oblique entre les plaques Caraïbe et nord-américaine. L'extension parallèle à l'arc est accommodée par de grandes failles normales perpendiculaires à la fosse de subduction recoupant à la fois les plateformes coralliennes émergées, les récifs immergés et les édifices volcaniques. Ces failles sont très bien exprimées dans la zone d'avant-arc (figure 1-41). Dans la partie volcanique, des failles normales ou cisailantes parallèles à l'arc sont l'expression locale de l'extension perpendiculaire à l'arc.

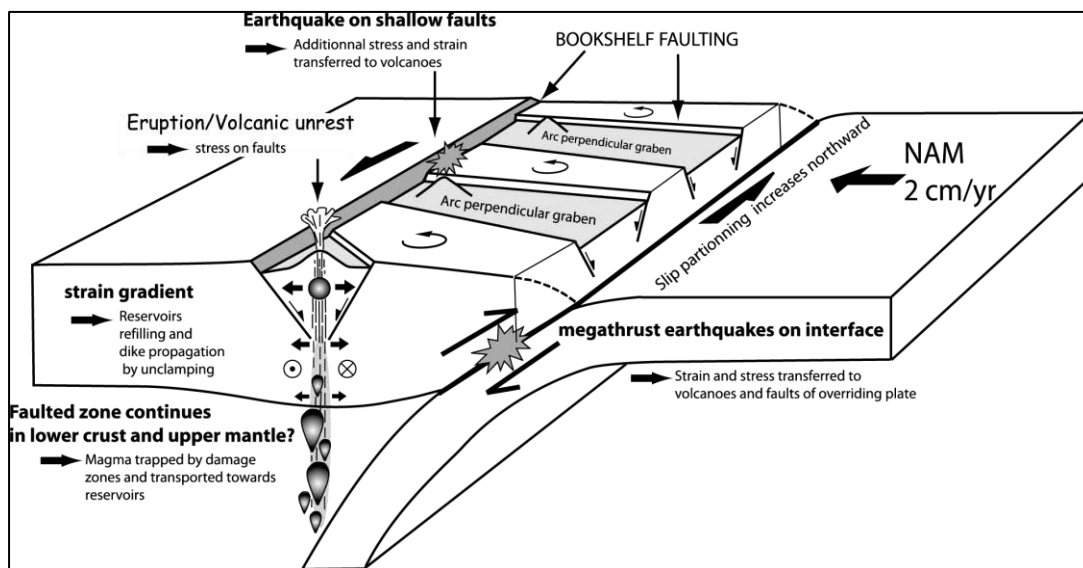


Figure 1-42 – Schéma montrant les interactions possibles entre les séismes intraplaques et interplaques et les volcans (Feuillet et al., 2011b). Les grands événements interplaques (liés au méga-chevauchement) augmentent le critère de Coulomb sur les failles superficielles de l'arc interne et créent un gradient de déformation favorable à l'ascension du magma vers les réservoirs ou la surface de la terre. Cela peut induire une activité sismique sur les failles superficielles, des éruptions ou des instabilités dans les volcans voisins. Les séismes superficiels induisent des contraintes ou des déformations supplémentaires autour des volcans. Le partitionnement du glissement induit de l'extension parallèle à l'arc dans la plaque chevauchante.

Les travaux de De Min (2014) ont récemment mis en évidence la déformation continue du bassin de Marie-Galante depuis la Paléogène jusqu'à l'actuel. L'étude de ce bassin est particulièrement intéressante puisqu'il se situe à proximité de nos zones d'étude. Ce bassin est affecté par une tectonique extensive depuis l'Éocène supérieur générant des mouvements locaux de surrection résultant de mouvements de plus grande amplitude. Aux latitudes du bassin de Marie-Galante, le bassin d'avant-arc enregistre une subsidence lente et continue ponctuée par des basculements et des phases de surrection. De Min (2014) a également montré que l'extension perpendiculaire à l'arc est continue au moins depuis le Miocène inférieur et elle est associée à un recul de l'arc volcanique.

Grâce à une analyse sismo-stratigraphique, De Min (2014) distingue quatre systèmes de failles normales et deux basculements accommodant trois phases d'extension dans le bassin de Marie-Galante :

- de l'Éocène supérieur à l'Oligo-Miocène, l'extension sub-parallèle à la marge comprend un système orienté $N050 \pm 10^\circ$ formant l'escarpement de La Désirade et elle génère un basculement du bassin vers le SSE. De la fin de l'Éocène au Miocène inférieur, une augmentation du rayon de courbure de la bordure orientale de la plaque Caraïbe induit une flexure de la marge selon un axe vertical entre la ride d'Aves et le prisme d'accrétion. Cette flexure serait notamment responsable de la formation des grandes vallées de la Désirade et d'Antigua associée probablement à de la fracturation d'extrados (figure 1-43) ;

- de l'Oligo-Miocène inférieur au Miocène supérieur, l'extension perpendiculaire à la marge s'exprime au Néogène, elle est accommodée par des failles normales N130-150 puis par des failles N160-180 au Miocène moyen. L'extension s'accompagne d'une longue phase de subsidence liée à l'érosion de l'interface de subduction, et d'une inversion de polarité du bassin suite à un basculement vers la fosse, contemporaine de la période de recul de la ligne volcanique vers l'ouest. En même temps, le bassin d'avant-arc subit une flexure créant un bombement des îles calcaires avec mise en place de failles d'extrados à faible rejet (figure 1-43) ;
- du Pliocène inférieur à l'actuel : l'extension est parallèle à la marge dès le Pliocène inférieur réactivant tous les systèmes de failles et entraîne la néoformation de failles normales N090 ± 10°. L'extension s'accompagne d'un basculement vers la fosse au Pléistocène accommodé par la réactivation des failles normales N150-180.

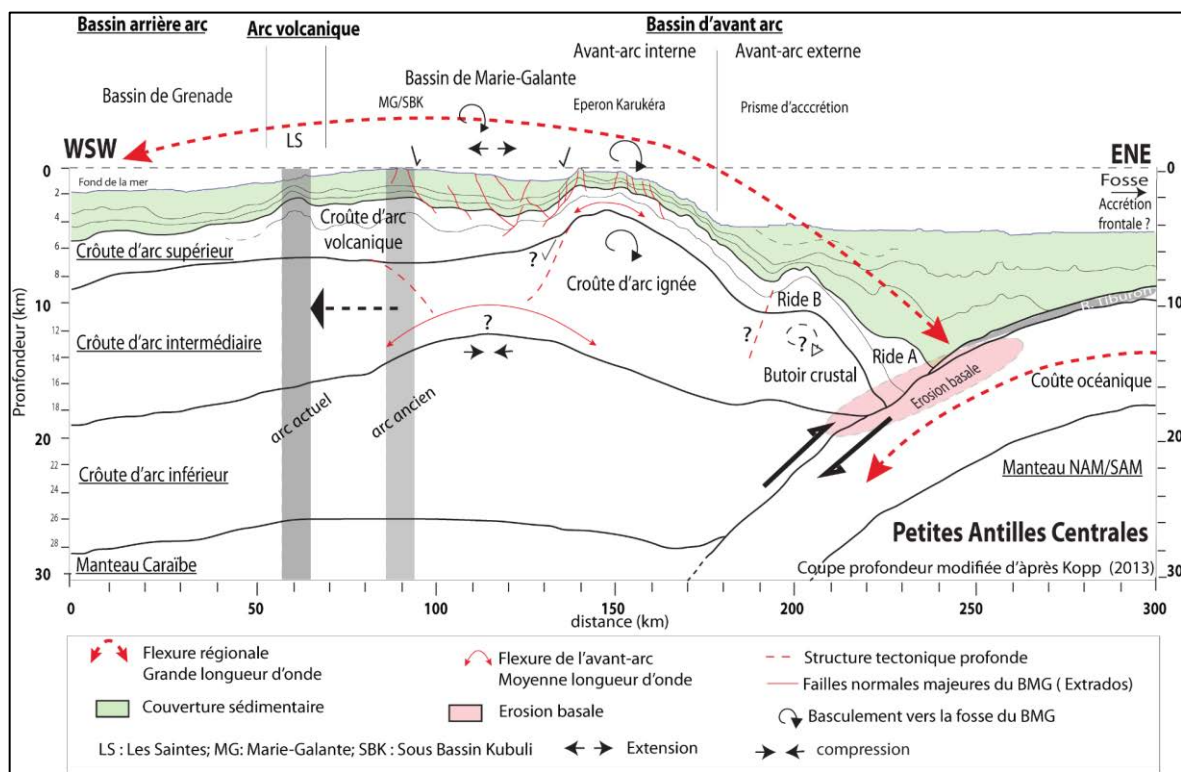


Figure 1-43 – Modèle de déformation de l'avant-arc d'après De Min (2014). L'érosion basale et/ou le fort couplage mécanique à l'interface de subduction pourraient produire une flexure de grande longueur d'onde du bassin et provoquer la mise en place d'une fracturation de type extrados.

2 L'archipel de Guadeloupe

L'archipel de Guadeloupe est localisé dans la partie nord de l'arc des Petites Antilles où la déformation par cisaillement sénestre domine (Feuillet, 2000). De nombreuses études structurales lui ont été consacrées au cours des vingt dernières années. Ces études, réalisées à terre et en mer se focalisent soit sur tout l'archipel (Feuillet, 2000) ; sur des bassins sédimentaires ou des systèmes de failles spécifiques (Feuillet et al., 2011a; De Min, 2014; De Min et al., 2015; Leclerc et al., 2016) ; sur des îles entières ou des portions d'îles (Feuillet et al., 2002, 2004; Mathieu, 2010; Corsini et al., 2011; Mathieu et al., 2011; Lardeaux et al., 2013; Verati et al., 2016; Legendre, 2018) ; ou visent des zones d'intérêt pour la prospection et l'exploitation géothermique (Sanjuan et al., 2004; Thinon et al., 2010; Calcagno et al., 2012). A l'échelle de l'archipel, l'étude de Feuillet (2000) présente les grands systèmes de failles. Les études plus récentes fournissent des raffinements locaux et des modifications chronologiques sur l'âge de certains systèmes mais n'ont pas apporté de modifications morphologiques significatives du réseau de failles.

Cinq systèmes principaux de failles normales ont été définis (figure 1-44) : système de l'Éperon Bertrand-Falmouth (ou Flamouth selon les auteurs) ; le système de Marie-Galante ; le système de Karukéra ; le système des Saintes et le système Bouillante-Montserrat-Redonda.

2.1 Système de l'Éperon Bertrand-Falmouth

Il s'agit de grands escarpements de failles normales orientées $N040 \pm 20^\circ$ ayant des rejets verticaux de plusieurs kilomètres et limitant les vallées sous-marines dans la partie nord-ouest de la Guadeloupe. Plus à l'ouest, des failles plus petites $N035$ à $N090$ ont des escarpements de plusieurs centaines de mètres. La faille de la Désirade $N050$ à $N085$ s'étend sur environ 65 km et possède l'escarpement le plus important (> 4000 m). Cette faille est considérée comme inactive depuis plus de 10 Ma et est certainement une structure héritée liée à l'histoire ancienne de l'arc, l'excluant du système de l'Éperon Bertrand-Falmouth (Feuillet, 2000). La faille $N030$ d'Antigua, au nord-est est décrite comme une faille active longue d'environ 60 km avec un escarpement de plus de 2 km. Les failles du système de l'Éperon Bertrand-Falmouth forment des grabens et demi-grabens orientés $N040$.

Dans la partie ouest, certaines failles du système recoupent les platiers coralliens d'âge pléistocène supérieur du nord de la Grande-Terre. Le système de l'Éperon Bertrand-Falmouth présente donc une activité récente dans sa partie ouest.

Feuillet (2000) propose que le système de l'Éperon Bertrand-Falmouth soit composé de failles majoritairement orientées $N030 \pm 10^\circ$ actives depuis 5 à 10 Ma. Ces directions indiquent une direction d'extension locale NO-SE. Les vitesses de mouvement sur les plans de faille sont estimées entre 0,2 et 0,4 mm.an^{-1} .

2.2 Système de Karukéra

Le système de Karukéra est principalement constitué de failles NNO-SSE à pendage ouest. Il résulte d'une extension ESE-ONO. Il est surtout composé par la faille NNO-SSE de Flandre dont l'extension avoisine 30 km et le rejet 400 m. Elle est composée de trois segments N175, N090 et N140. Elle est associée dans sa partie N175 à des failles E-O de plus faible extension, d'environ 5 km et de rejets inférieurs à 40 m. Ces petites failles sont également associées à une autre faille N135. Le système de Karukéra est aussi constitué de petites failles orientées N110 formant un petit graben.

Dans sa partie sud, le système de Karukéra est en connexion avec le grand système de failles de Marie-Galante.

2.3 Système de Marie-Galante

Le système de Marie-Galante s'étend de la partie est de l'Éperon de Karukéra jusqu'à l'ouest de la Basse-Terre sur environ 130 kilomètres. Son extension nord-sud va de la partie sud de la Grande-Terre jusqu'au sud de l'île de Marie-Galante sur une distance de plus de 30 km. Il est composé de très nombreuses failles normales et présente une orientation générale E-O. Ce système résulte d'une extension NNO-SSE à N-S, parallèle à l'arc.

A l'ouest, les failles forment un grand graben entre Marie-Galante et Grande-Terre. Bien que les failles soient globalement orientées E-O, elles sont aussi composées de segments N050, N070 et N120. La faille active de Morne Piton longue de 80 km recoupe l'île de Marie-Galante. Elle est constituée de plusieurs segments en échelon sénestre suivant une direction N100-105.

A l'est, le système de Marie-Galante est composé par un faisceau de failles recoupant l'Éperon de Karukéra selon une direction E-O. Les failles antithétiques y forment d'ailleurs un graben. Dans le graben, il existe deux familles de failles. Les premières sont orientées N050 à E-O et forment un petit graben au sein du graben principal. La plus grande de ces failles atteint 30 km avec un escarpement de 80 m. La seconde famille comprend des failles $N125 \pm 10^\circ$. Elles recoupent la partie nord du graben majeur et forment de petits grabens longs de 5 à 6 km. Feuillet (2000) suggère que le système de Marie-Galante est plus récent ou plus actif que celui de Karukéra.

Les vitesses de mouvements verticaux calculées par Feuillet (2000), à partir des données de sismique réflexion et de taux de sédimentation, sur une sélection de failles des systèmes de Karukéra et Marie-Galante estiment les mouvements entre $0,2 \text{ mm.an}^{-1}$ pour les failles les moins actives et $0,9 \text{ mm.an}^{-1}$ pour les plus actives.

2.4 Système des Saintes

Ce système est localisé au sud de la Basse-Terre entre le plateau insulaire des Saintes et celui de la Dominique. Il est composé de failles normales formant un graben principal de direction NO-SE. Il sera décrit plus en détail lors de la description de l'histoire géologique de l'archipel éponyme.

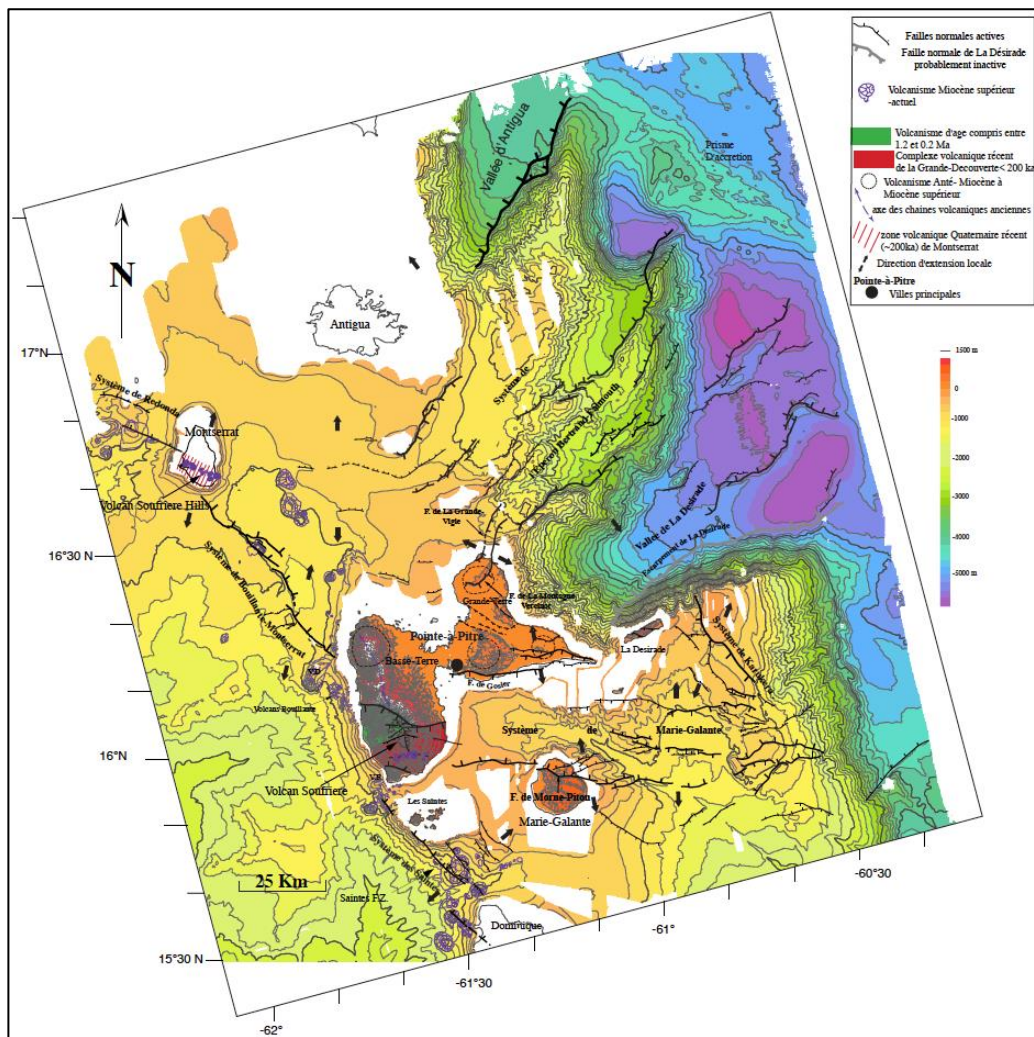


Figure 1-44 – Carte bathymétrique, topographique et structurale de l'archipel de Guadeloupe entre Antigua et la Dominique (d'après Feuillet, 2000). Les failles normales principales sont représentées avec un trait plus épais. Flèches noires – directions locales d'extension déduites de la géométrie des failles et des structures à terre. Les âges du volcanisme ne sont plus à jour.

2.5 Le système de Bouillante-Montserrat

Le système de Bouillante-Montserrat, orienté $N140 \pm 20^\circ$ s'étend sur 28 km entre la côte ouest de la Basse-Terre et l'île de Montserrat. Il s'agit d'un système normal-décrochant sénestre résultant d'une direction d'extension locale $N025 \pm 5^\circ$. Feuillet (2000) estime des vitesses de mouvements verticaux comprises entre 0,15 et 0,3 $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$. Les mécanismes au foyer déterminés sur ce système de failles montrent que la composante décrochante sénestre est plus importante que la composante normale. Feuillet (2000) suppose que le système de failles de La Ty, orienté $N160$ à N-S, recoupant le volcan actif de la Soufrière sur la Basse-Terre appartient au système Bouillante-Montserrat.

L'archipel de Guadeloupe comprend six îles majeures et de nombreux îlets. Les îles de la Grande-Terre et Marie-Galante sont des îles calcaires appartenant à l'arc ancien ; tandis que l'archipel des Saintes (Terre-de-Haut et Terre-de-Bas) et la Basse-Terre appartiennent à l'arc récent (Bouysse et al., 1990). La Désirade est une île d'âge jurassique recouverte de carbonates plio-quadernaires (Cordey et Cornée, 2009). Seules les histoires géologiques de Terre-de-Haut et de la Basse-Terre seront décrites en détails.

3 Géologie de Basse-Terre

3.1 La carte géologique

De Reynal de Saint Michel (1966) a réalisé la première carte géologique complète de la Basse-Terre. Plus récemment, plusieurs études ont contribué à améliorer la carte géologique. De nombreux auteurs ont proposé des âges basés sur la technique de Cassagnol-Gillot et permettant de mieux contraindre les âges du volcanisme de l'île (Blanc, 1983; Carlut et al., 2000; Samper et al., 2007, 2009; Ricci et al., 2015a, 2015b, 2017). En plus de ces datations, une partie de la carte géologique a été reprise suite à des études de terrain (Boudon et al., 1988; Mathieu, 2010; Legendre, 2018).

La couverture actuelle des zones cartées est très inégalement répartie à cause des mauvaises conditions d'affleurement et des reliefs accidentés notamment dans la partie centrale de l'île (figure 1-45). La partie sud de l'île est très bien décrite par Boudon et al. (1988) tandis que la partie nord est seulement décrite dans les rivières par Mathieu (2010) et la côte à l'extrémité nord par Legendre (2018). La définition du schéma structural est également limitée ; avec seulement deux zones couvertes : la côte ouest entre Malendure et Vieux-Habitants, et la zone centrale sud où les édifices les plus récents sont décrits (Boudon et al., 1988; Feuillet et al., 2002; Sanjuan et al., 2004; Thinon et al., 2010; Calcagno et al., 2012).

Malgré cette couverture partielle, une carte de synthèse des différents complexes volcaniques est proposée par Mathieu (2010) (figure 1-46). Elle met en évidence 7 complexes volcaniques décrits dans la suite :

- le Complexe Basal ;
- la Chaîne Septentrionale ;
- la Chaîne Axiale ;
- la Chaîne de Bouillante ;
- les Monts Caraïbes ;
- le Complexe Trois-Rivières-Madeleine ;
- le Complexe de la Grande-Découverte-Soufrière.

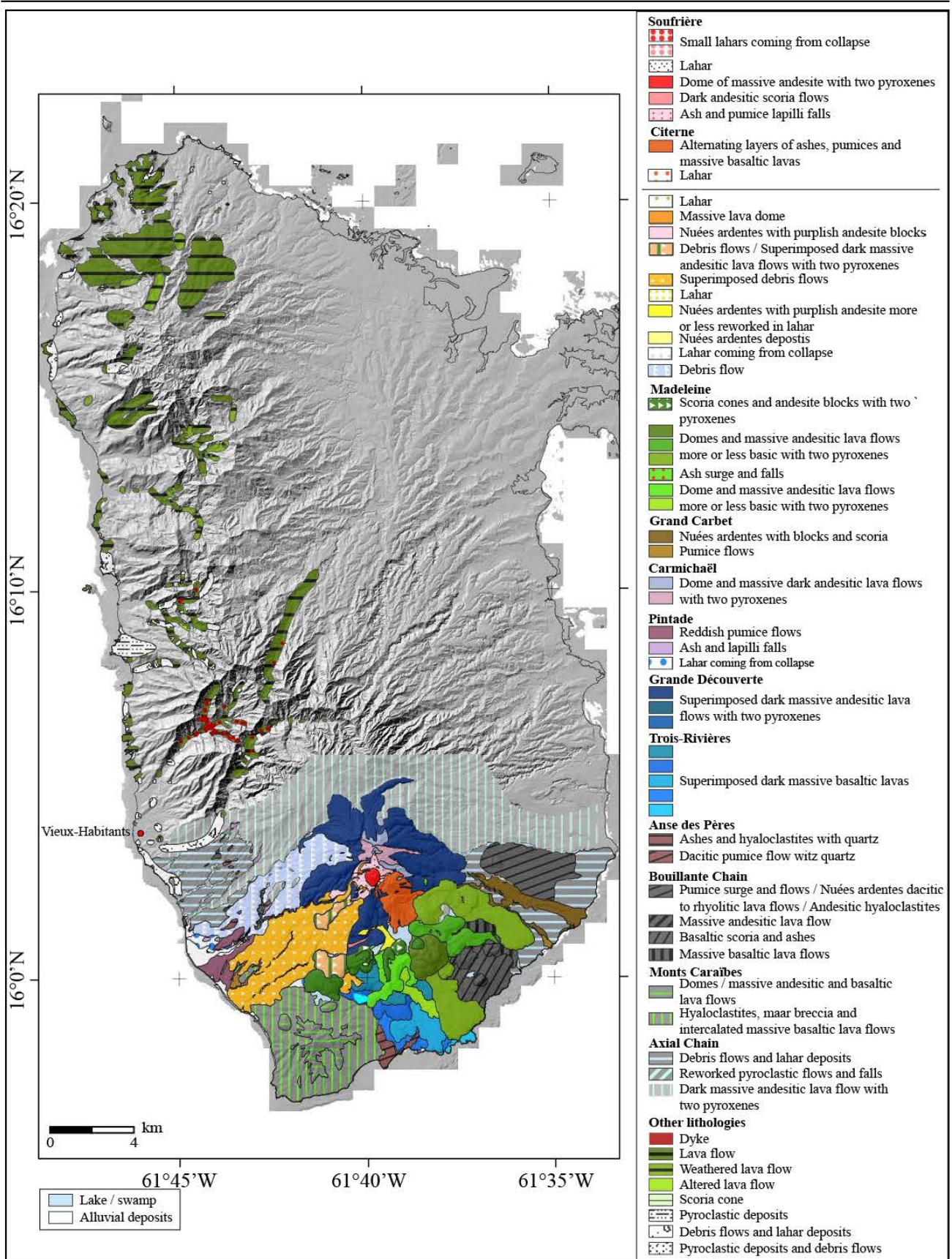


Figure 1-45 – Compilation des cartes lithologiques de la Basse-Terre. La couverture au sud de Vieux-Habitants est quasi totale (Boudon et al., 1988) alors qu’au nord de Vieux-Habitants, la couverture est partielle. L’essentiel des travaux de cartographie dans cette zone ont été réalisés par Mathieu (2010) et à l’extrémité nord par Legendre (2018).

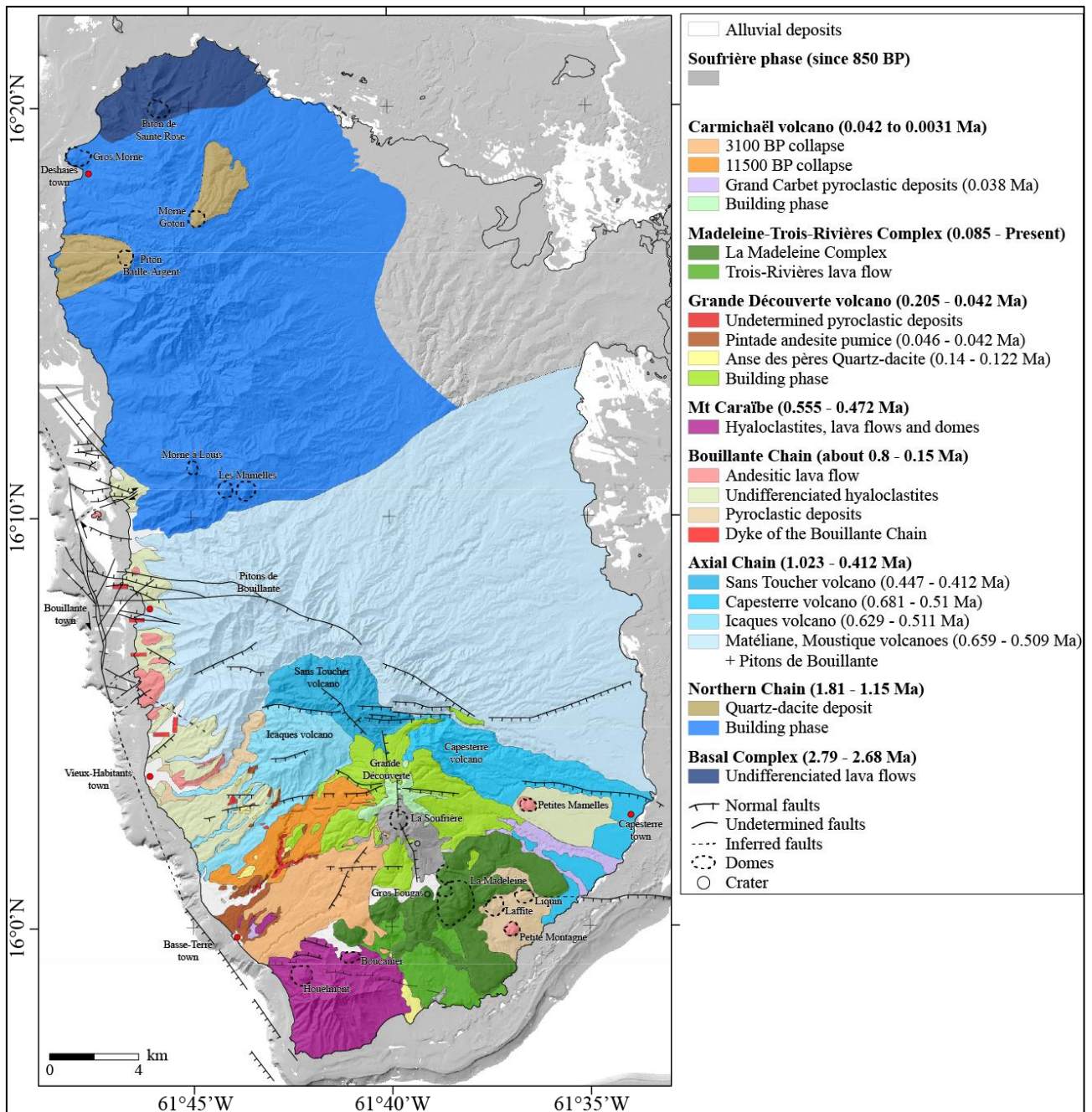


Figure 1-46 – Carte géologique de la Basse-Terre d’après Mathieu (2010) avec les principaux ensembles volcaniques. Lithologies d’après Boudon et al. (1988); Mathieu (2010); et Legendre (2018) ; éléments structuraux d’après Boudon et al. (1988); Feuillet et al., (2002); et Calcagno et al. (2012). Âges selon la synthèse de Ricci et al. (2017).

3.2 Chronologie de mise en place des systèmes volcaniques

3.2.1 Calendrier général de mise en place des complexes volcaniques

A partir des données géochronologiques des études des quarante dernières années (Blanc, 1983; Carlut et al., 2000; Samper et al., 2007, 2009; Ricci et al., 2015a, 2015b, 2017), il est possible d'établir un calendrier de l'activité volcanique de la Basse-Terre (tableau 1-2).

La Basse-Terre est composée de volcans alignés NNO-SSE à NO-SE qui sont globalement de plus en plus jeunes en allant du nord vers le sud. Cependant, plusieurs édifices volcaniques et monts sous-marins sont situés hors de l'alignement principal d'édifices et d'autres n'entrent pas dans la migration progressive de l'activité volcanique. C'est le cas des Monts Caraïbes, plus anciens que le Complexe Grande-Découverte Soufrière situé plus au nord.

Tableau 1-2 - Synthèse des données géochronologiques sur l'île de Basse-Terre (Blanc, 1983; Carlut et al., 2000; Samper et al., 2007, 2009; Ricci et al., 2015a, 2015b, 2017). Les âges sont donnés en milliers d'années.

Complexes	Début (ka)	Fin (ka)	Sous-complexes	Début (ka)	Fin (ka)	Edifices	Début (ka)	Fin (ka)
Complexe Basal	2794 ± 41	2678 ± 38						
Chaîne Septentrionale	1810 ± 27	1148 ± 16						
Chaîne Axiale			Chaîne Axiale nord	1023 ± 25	712 ± 12	Pitons de Bouillante	1023 ± 25	712 ± 12
	1023 ± 25	412 ± 8	Chaîne Axiale sud (au sens large)	681 ± 12	412 ± 8	Capesterre	681 ± 12	510 ± 10
						Moustique et Matélie	659 ± 11	509 ± 10
						Icaque	629 ± 13	511 ± 9
						Sans Toucher	451 ± 13	412 ± 8
Monts Caraïbes	555 ± 26	472 ± 16						
Activité sporadique de dômes						Morne Boucanier, Morne Laffite et Petite Montagne	317 ± 7	261 ± 7
Complexe Grande-Découverte Soufrière	205 ± 28	Actuel				Grande-Découverte	205 ± 28	42
						Carmichael	42	11,5
						Soufrière	9 ± 6	Actuel
Complexe de Trois-Rivières-Madeleine	87 ± 5	Actuel				Trois-Rivières	87 ± 5	70
						Madéleine	70	59
						Récent	29 ± 6	0 ± 1

Komorowski et al. (2005) fournissent une description des différents complexes volcaniques constituant l'île qu'il convient de mettre à jour avec les nouvelles datations.

3.2.2 Le Complexe Basal (2,79 ± 0,041 à 2,68 ± 0,038 Ma)

C'est l'unité volcanique la plus ancienne de la Basse-Terre (Samper et al., 2007). Elle est composée de laves massives très altérées affleurant à l'extrémité nord de l'île, d'édifices érodés et de dômes situés sur la côte (figure 1-46). La limite du complexe avec la Chaîne Septentrionale vers le sud fait encore débat (Verati et al., 2018; Legendre, 2018).

3.2.3 La Chaîne Septentrionale (1,81 ± 0,027 à 1,15 ± 0,016 Ma)

La Chaîne Septentrionale représente environ le tiers de la Basse-Terre. L'âge le plus ancien mesuré est à 1,81 ± 0,027 Ma (Samper et al., 2007), indique qu'il y a eu une rupture de l'activité volcanique pendant environ 900 ka entre la fin de la mise en place du Complexe Basal et le début de mise en place de la Chaîne Septentrionale. Cette unité consiste en une succession de coulées de laves et dômes volumineux de composition andésitique et dacitique incluant un épisode à dacite à quartz associé à une activité pyroclastique. D'après les âges fournis par Samper et al. (2007), l'activité volcanique ne suit aucune tendance de migration puisque l'âge le plus ancien et le plus récent se

trouvent dans la partie sud. Bien que non datés, les dômes hydrothermalisés des Mamelles constituent la limite sud de cette chaîne volcanique.

3.2.4 La Chaîne Axiale ($1,023 \pm 0,025$ à $0,412 \pm 0,008$ Ma)

C'est une des unités de Basse-Terre les plus étudiées. Elle a fait l'objet de nombreux travaux récents (e.g. Gadalia, 2013; Legendre et al., 2014; Ricci et al., 2015a, 2015b) car sa côte ouest présente un potentiel géothermique et d'un point de vue géomorphologique, les origines des grandes cicatrices laissées par les vallées incisées de Beaugendre et de Vieux-Habitants sont encore en discussion (figure 1-47).

La Chaîne Axiale forme un ensemble de 15 km de long suivant une direction générale ONO-ESE. Le volcanisme y est décrit comme fissural. D'importants volumes de matériels hyaloclastiques ont été recouverts par de vastes coulées de laves formant de grands édifices dont certains culminent à plus de 1000 m (Morne Moustique, Sans Toucher, Matéliane et la Montagne de Capesterre).

Les grandes cicatrices imbriquées en forme de fer à cheval sont expliquées de différentes manières. Boudon (1987) et Boudon et al. (2007) proposent une formation consécutive à des effondrements répétitifs de grande échelle. Les édifices plus récents se seraient ensuite installés dans l'espace disponible. Samper et al. (2007) ont infirmé cette hypothèse pour la vallée de Beaugendre, en effet, l'âge le plus ancien de la Chaîne Axiale a été mesuré sur le Morne Soldat situé dans la dépression de Beaugendre. De plus, les directions paléomagnétiques obtenues sur les coulées de lave ont montré que cet édifice n'avait pas subi de déplacement depuis sa mise en place. En revanche, Samper et al. (2007) interprètent l'escarpement de Vieux-Habitants-Matéliane comme une séquence d'effondrements. Le premier effondrement est intervenu le long d'une ligne E-O donnant la cicatrice actuelle entre le Morne Soldat et le volcan de Matéliane. Les Icaques se sont ensuite mis en place dans la dépression créée par l'effondrement. Les auteurs proposent que la forme arquée de la vallée de Vieux-Habitants résulte d'une érosion régressive en direction du nord après l'emplacement des Icaques. Un second effondrement dirigé vers le SE s'est ensuite produit permettant de mettre en place le volcan de Capsterre à environ 550 ka. L'érosion régressive vers le nord a pu reprendre et la dépression a été comblée par le volcan du Sans Toucher. A part, les dépôts peu volumineux d'avalanches de débris décrits à l'exutoire des rivières de Beaugendre et de Vieux-Habitants par Boudon et al. (2007) (figure 1-47), aucun dépôt sous-marin majeur lié à ces effondrements n'a été identifié le long de la côte ouest de la Basse-Terre. Néanmoins, l'absence de dépôt pourrait être expliquée par la morphologie du plateau insulaire très étroit et abrupt dans cette zone.

Enfin, Ricci et al. (2017) expliquent la formation de l'incision en amont de la vallée de Vieux-Habitants par un glissement lent d'une partie du volcan de Matéliane vers le S-O dont la scission entraîna la mise en place des Icaques.

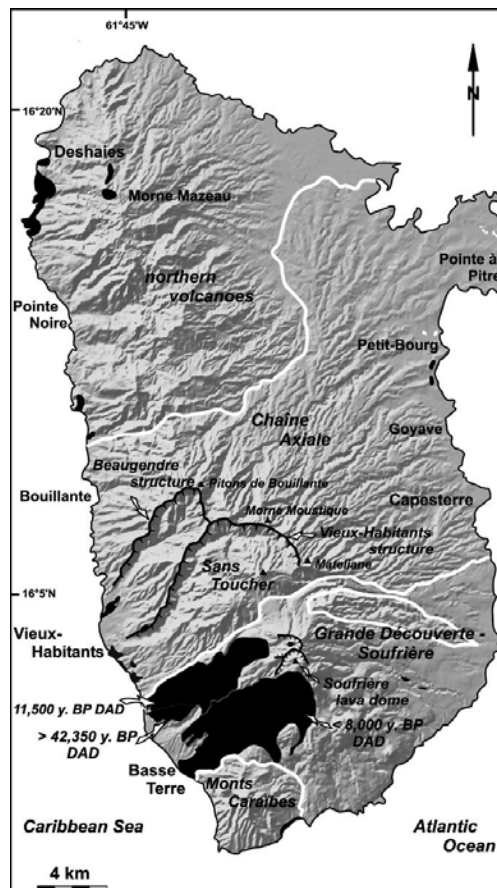


Figure 1-47 – Localisation des principaux dépôts d’avalanches de débris et structures en fer à cheval associées (d’après Boudon et al., 2007).

3.2.5 La Chaîne de Bouillante

La Chaîne de Bouillante a été longuement décrite par Gadalia et al. (1988). Elle s’est formée entre 0,8 et 0,25 Ma. L’âge récent de cette chaîne peut être associé à la présence du champ géothermique de haute enthalpie de Bouillante. Elle est constituée de volcans alignés selon la direction NNO-SSE pendant la première moitié de son fonctionnement. Les édifices s’alignent ensuite selon la direction NO-SE pendant la deuxième moitié de son fonctionnement. L’activité de la Chaîne de Bouillante est essentiellement hydro-explosive de type phréato-magmatique pour les centres aériens et sous-marins. Les produits effusifs émis par les centres volcaniques présentent le spectre pétrographique le plus large des Petites Antilles puisqu’ils s’étendent des basaltes à olivine jusqu’aux rhyolites. La série volcanique présente les caractéristiques d’une série tholéiitique ayant évolué par cristallisation fractionnée. Le décalage vers l’ouest de la Chaîne de Bouillante par rapport aux autres complexes volcaniques ainsi que la tendance tholéiitique montre un comportement anormal de l’arc insulaire résultant de l’entrée en subduction de la ride de Tiburon (Gadalia et al., 1988).

Bien que possédant une identité pétrographique et volcanologique différente de la Chaîne Axiale, la Chaîne de Bouillante est aujourd’hui intégrée à celle-ci par les études récentes (e.g. Ricci et al., 2017). Samper et al. (2007) intègrent d’ailleurs à la fois la Chaîne de Bouillante et les Monts-Caraïbes à la Chaîne Axiale.

3.2.6 Les Monts-Caraïbes (555 ± 26 à 472 ± 16 ka)

Les Monts-Caraïbes sont contemporains de la fin du fonctionnement de la Chaîne Axiale. Ils constituent la province volcanique la plus au sud de la Basse-Terre active à environ 0,5 Ma (Blanc, 1983). L'activité était majoritairement sous-marine et phréatomagmatique avec les stades finaux composés d'éruptions explosives aériennes et de dépôts pliniens de composition dacitique. Les produits d'éruption appartiennent à deux séries calco-alcalines différentes et à une série tholéiitique (Bissainte-Lubino, 1995).

3.2.7 Le Complexe de Trois-Rivières-Madeleine (87 ± 5 ka à l'actuel)

L'activité de ce complexe était majoritairement effusive. Elle a produit une série de dômes visqueux, volumineux (km³) et épais, de coulées massives de lave d'andésite basaltique porphyrique. Les éléments remarquables de cette unité volcanique incluent le complexe de la Madeleine, la coulée de lave du Palmiste et d'importantes coulées de lave ayant atteint l'Océan Atlantique dans la zone de Trois-Rivières. Localement, des coulées pyroclastiques mineures de blocs et de cendres, de scories et de déferlantes sont associées aux dômes de laves (Komorowski et al., 2005).

Feuillet (2000) et Feuillet et al. (2002) proposent que l'activité éruptive du Complexe de Trois-Rivières-Madeleine soit contrôlée par une faille E-O liée à la propagation sur Basse-Terre des failles du graben de Marie-Galante. Cette hypothèse s'appuie sur l'alignement E-O des édifices du Gros Fougas, de la Madeleine et du Morne Liquin.

3.2.8 Le Complexe Grande-Découverte-Soufrière (205 ± 28 ka à l'actuel)

Avant le début du fonctionnement du complexe volcanique de Grande Découverte-Soufrière, plusieurs dômes se sont mis en place entre 317 et 261 ka (Samper et al., 2009; Ricci et al., 2017) selon une direction E-O entre les Monts-Caraïbes et les dômes du Complexe de Trois-Rivières-Madeleine. Les trois dômes reconnus se sont formés à une époque intermédiaire entre les volcanismes de la Chaîne Axiale, des Monts Caraïbes et celui du Complexe Grande Découverte-Soufrière. Ricci et al. (2017) rattachent les deux dômes les plus à l'est au Complexe Trois-Rivières-Madeleine et définissent le dernier, le plus à l'ouest, comme lié à une phase pré-Grande Découverte Soufrière. Cependant, on pourrait faire de ces trois édifices un petit complexe à part mis en place sur une faille E-O et l'extrémité ouest du graben de Marie-Galante. De plus, ces dômes situés à l'extrémité sud de l'île sont contemporains (317 à 261 ka) du début de fonctionnement du champ de Bouillante défini par Verati et al. (2014) à 248,2 ± 50,2 ka. Cela laisse supposer un fonctionnement des failles de la partie ouest du Graben de Marie-Galante à cette époque.

Le système de Grande Découverte-Soufrière est un volcan composite calco-alcalin construit sur la série de laves plus ancienne du volcan du Sans-Toucher de la Chaîne Axiale. Son activité a débuté il y a environ 0,2 Ma (Carlut et al., 2000) et peut être décomposée en trois phases liées à la construction des édifices volcaniques composites de Grande-Découverte, du Carmichaël et de la Soufrière (Boudon et al., 1988; Komorowski et al., 2005).

La première phase (phase de Grande Découverte entre 205 et 42 ka) a construit le volcan par une succession d'épisodes explosifs générant différents types de dépôts pyroclastiques et par des épisodes effusifs qui ont produit des coulées de laves andésitiques visqueuses et épaisses. Cette phase s'est achevée par l'épisode ponceux liée à l'éruption Pintade, daté à $42,35 \text{ ka} \pm 1975/1585 \text{ ans B.P.}$ (Boudon et al., 2008). Ricci et al. (2017) fournissent un âge très différent ($136 \pm 10 \text{ ka}$) pour cet épisode qui a généré d'épaisses coulées de cendres et de ponces et a conduit à la formation de la caldera de Grande Découverte dont le diamètre atteint 3 km.

La seconde phase de Carmichaël (entre 42 et 11,35 ka B.P.) est caractérisée par une succession de petits épisodes pyroclastiques ponceux et d'éruptions à formation de dômes associées à des coulées de blocs et de cendres dont les dépôts sont principalement localisés sur le flanc est du volcan. La fin de la phase de Carmichaël se traduit par une altération hydrothermale progressive du sommet et des parties internes du volcan entraînant deux épisodes d'effondrement de flanc datés respectivement à 13,5 ka B.P (Komorowski et al., 2005) et 11,5 ka B.P. (Boudon et al., 1987, 1992) (figure 1-48).

La phase Soufrière (à partir de 11,5 ka et jusqu'à l'actuel) est associée à une période prolongée d'activité magmatique centrée sur le dôme actuel mis en place dans la dépression créée par le grand effondrement d'édifice orientée S-SO il y a 7,8 ka B.P. (Komorowski et al., 2005). Cette phase est caractérisée par une succession d'éruptions de dômes de lave associées à des produits pyroclastiques et des périodes prolongées d'activité phréatique explosive à non explosive. La phase Soufrière est également caractérisée par une succession d'au moins 8 éruptions à effondrement d'édifice de volumes restreints au cours des derniers 7,8 ka. Elles ont conduit à la mise en place d'avalanches de débris de volumes compris entre 0,1 et $0,5 \text{ km}^3$ recouvrant le flanc SO du volcan (Komorowski et al., 2005 ; Boudon et al., 2007). La plupart des avalanches de débris se sont déplacées sur 9 km depuis le sommet jusqu'à la côte. Le meilleur exemple de ces activités éruptives conduisant à des effondrements est représenté par l'effondrement daté à 3,1 ka B.P. et interprété comme résultant d'une injection d'un cryptodome au sein du flanc sud du volcan. La conséquence de cette injection est la formation du cratère Amic en forme de fer à cheval (figure 1-48) (Boudon et al., 1984). Cet effondrement a produit une des plus vastes avalanches de débris (28 km^2 et $0,5 \text{ km}^3$) et a été suivi d'un blast magmatique détruisant toute la partie sud de l'île et couvrant au moins 100 km^2 . Une activité magmatique postérieure dans le cratère Amic a permis la formation du dôme de lave Amic, de cônes de scories ainsi que les champs de lave de l'Échelle et de La Citerne il y a 1,7 ka et pour finir le dôme de lave de la Soufrière à 1530 AD (Boudon et al., 1988; Boudon et al., 2008; Komorowski et al., 2008).

Les six dernières éruptions phréatiques qui se sont produites entre 1690 et 1977 ont ouvert une série de fractures radiales recoupant le dôme de lave de la Soufrière (Komorowski et al., 2005). L'activité hydrothermale sur et autour du dôme de lave a produit une altération prolongée créant des zones de faiblesse favorables à de nouvelles déstabilisations du dôme de lave (Rosas-Carbajal et al., 2016). Le volcan de la Soufrière est donc placé sous haute surveillance depuis plusieurs décennies ;

une grande partie des travaux de l'observatoire volcanologique et sismologique de la Guadeloupe lui est d'ailleurs consacrée. De même, de nombreux travaux permettent de décrire les zones de faiblesse, suivre l'évolution sismique ou la composition géochimique des fluides (e.g. Pozzi et al., 1979; Poussineau, 2005; Coutant et al., 2012; Gaudin et al., 2013, 2015, 2016; Villemant et al., 2014; Lesparre et al., 2016; Rosas-Carbajal et al., 2016).

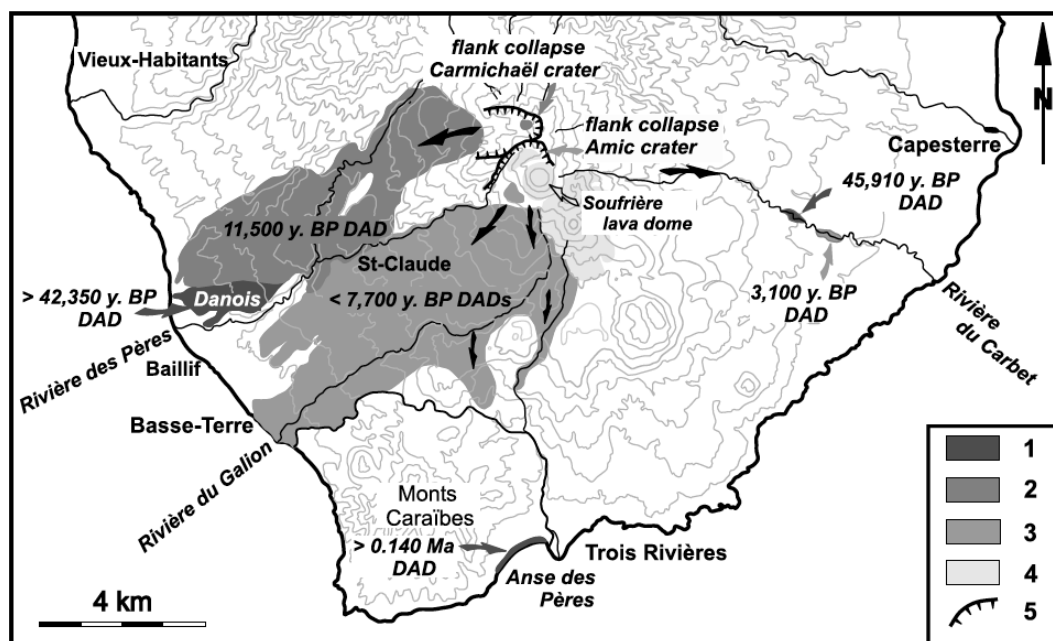


Figure 1-48 – Carte montrant la localisation des dépôts d’avalanche de débris et les structures récentes en forme de fer à cheval (5) du volcan de la Grande Découverte Soufrière (d’après Boudon et al., 2007). Les nombres indiquent : 1 – vieux dépôts d’avalanche de débris de la première étape de construction du volcan (> 42,35 ka) ; 2 – dépôts d’avalanche de débris résultant de l’effondrement de flanc à 11,5 ka ; 3 – séquence de dépôts d’avalanches de débris plus jeune que 7,7 ka ; 4 – dômes de lave et cônes de scories récents.

3.3 Géochimie des laves

La figure 1-49 synthétise une partie des données géochimiques publiées pour les laves provenant des différents complexes volcaniques de Basse-Terre et des îles des Saintes. Les données sont représentées par grands ensembles volcaniques et en utilisant les représentations de Le Bas et al. (1986) et Peccerillo et Taylor (1976) permettant de définir la nature géochimique des laves et les séries magmatiques.

Que ce soit sur la Basse-Terre ou dans l’archipel des Saintes, la diversité chimique des laves est importante avec des laves allant des basaltes aux dacites et appartenant aux séries calco-alcalines et tholéiitiques. Bien que la diversité des roches soit importante, la majorité sont des andésites ou andésites basaltiques.

Certaines études ont proposé que les magmas parentaux de la plupart des laves des Petites Antilles étaient des basaltes riches en magnésium (Macdonald et al., 2000; Pichavant et al., 2002), alors que Draper et Johnston (1992) ont montré que les basaltes riches en aluminium et les andésites basaltiques étaient produites par la fusion de la plaque subduite. La variabilité observée parmi les laves évoluées des Petites Antilles nécessite donc d’autres processus telles que de la cristallisation

fractionnée, une contamination crustale ou encore un mélange de magmas.

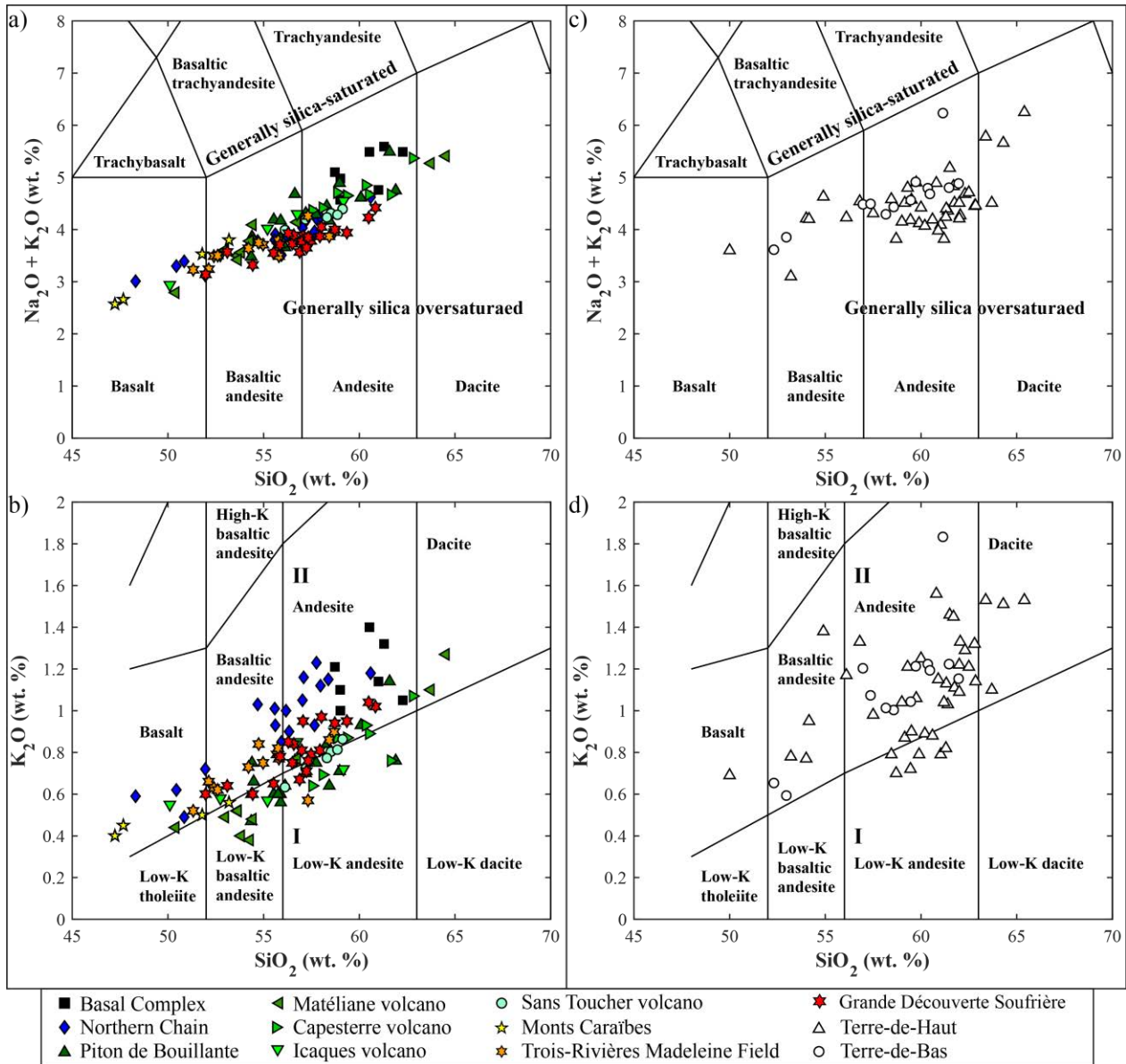


Figure 1-49 – Synthèse des données géochimiques (alcalins et silice) : a et b) sur l'île de Basse-Terre (Samper et al., 2009; Ricci, 2014; Ricci et al., 2017) ; c – d) sur les Saintes (Jacques et al., 1984; Zami et al., 2014). a et c) alcalins en fonction de la silice d'après Le Bas et al. (1986). b et d) K₂O en fonction de SiO₂ d'après Peccerillo et Taylor, (1976). I : séries tholéitiques d'arc ; II : séries calco-alcalines.

A partir de la compilation de toutes les données géochimiques disponibles (éléments majeurs et traces) sur Basse-Terre, Ricci et al. (2017) décrivent l'évolution magmatique des différents complexes volcaniques de la Basse-Terre :

- le Complexe Basal est exclusivement composé par des andésites faiblement magnésiennes suggérant la présence d'un magma déjà différencié. La richesse en certains éléments (K₂O, Zr, Ce et Sr) indique une contamination crustale probablement acquise lors de l'ascension du magma ;
- les roches les plus anciennes de la Chaîne Septentrionale sont plus primitives que celles du Complexe Basal. Elles s'étendent des basaltes jusqu'aux andésites et exposent une

crystallisation fractionnée ainsi que des indices de plusieurs épisodes de recharge magmatique. Les laves de la Chaîne Septentrionale résultent d'un taux de fusion plus élevé que celui du Complexe Basal pouvant être attribué à un changement de l'angle de subduction. Elles proviennent d'une source mantellique profonde. De plus les fortes teneurs en Sr révèlent une incorporation importante de sédiments ;

- les Pitons de Bouillante sont essentiellement composés par des laves andésitiques ou d'andésites basaltiques. Les données géochimiques révèlent de grandes similarités avec le Complexe Basal mais pas avec la Chaîne Septentrionale. Les laves sont issues d'un fort taux de fusion partielle et d'une source mantellique peu profonde. Elles deviennent de plus en plus primitives avec le temps mais la participation continentale à la source reste limitée ;
- la partie sud de la Chaîne Axiale (volcans des Icaques, de Matéliane et Moustique) présente une grande homogénéité géochimique traduisant un réservoir magmatique unique. La source et le degré de fusion partielle seraient identiques à ceux des Pitons de Bouillante. Les laves des Pitons de Bouillante, de la partie sud de la Chaîne Axiale, des Monts Caraïbes et du Sans-Toucher ont une source commune unique ou issue de mélanges qui ont pu évoluer légèrement (contamination crustale) avec le temps ;
- les données géochimiques des laves de la Grande Découverte et du Carmichaël montrent soit une contamination crustale et/ou une contribution sédimentaire au magma. Les caractéristiques similaires de la Grande Découverte et du Carmichaël suggèrent une source magmatique identique pour les deux massifs. Les laves du Complexe de Grande Découverte-Soufrière ne montrent pas d'évolution temporelle et indiquent une homogénéité de composition ;
- les laves du Complexe de Trois-Rivières-Madeleine présentent des caractéristiques géochimiques similaires à celles du Complexe Grande Découverte-Soufrière suggérant une source commune pour les deux massifs.

3.4 Schéma structural de la partie sud de la Basse-Terre

Le schéma structural de la partie nord de l'île de Basse-Terre disponible dans la littérature est mal contraint, celui de la partie sud est meilleur en raison de la présence du volcan actif et du champ géothermique de Bouillante en exploitation. Le schéma structural de référence pour la partie sud de l'île est celui de Feuillet et al. (2002). Il est basé sur des études morphologiques à partir d'un MNT 50 m, de photographies aériennes et d'observations de terrain. Il met en évidence une faible densité de failles dans la partie sud de la Basse-Terre. Le réseau de failles est essentiellement constitué de failles normales E-O à pendage sud dans la Chaîne Axiale et dans le Complexe Grande Découverte-Soufrière et à pendage nord dans les Monts Caraïbes (figure 1-50). Toutes ces failles d'orientation E-O se situent dans le prolongement du système de Marie-Galante. Un second système de failles

normales orientées N160 à N-S à pendage est traverse les édifices récents du Complexe Grande Découverte-Soufrière. D'autres failles normales de direction NE-SO et NO-SE, moins nombreuses, affectent la partie ouest de la Chaîne Axiale et les édifices récents. Les résultats de Feuillet et al. (2002) indiquent que l'essentiel du mouvement sur les failles est normal et traduit à la fois des extensions parallèle et perpendiculaire à l'arc.

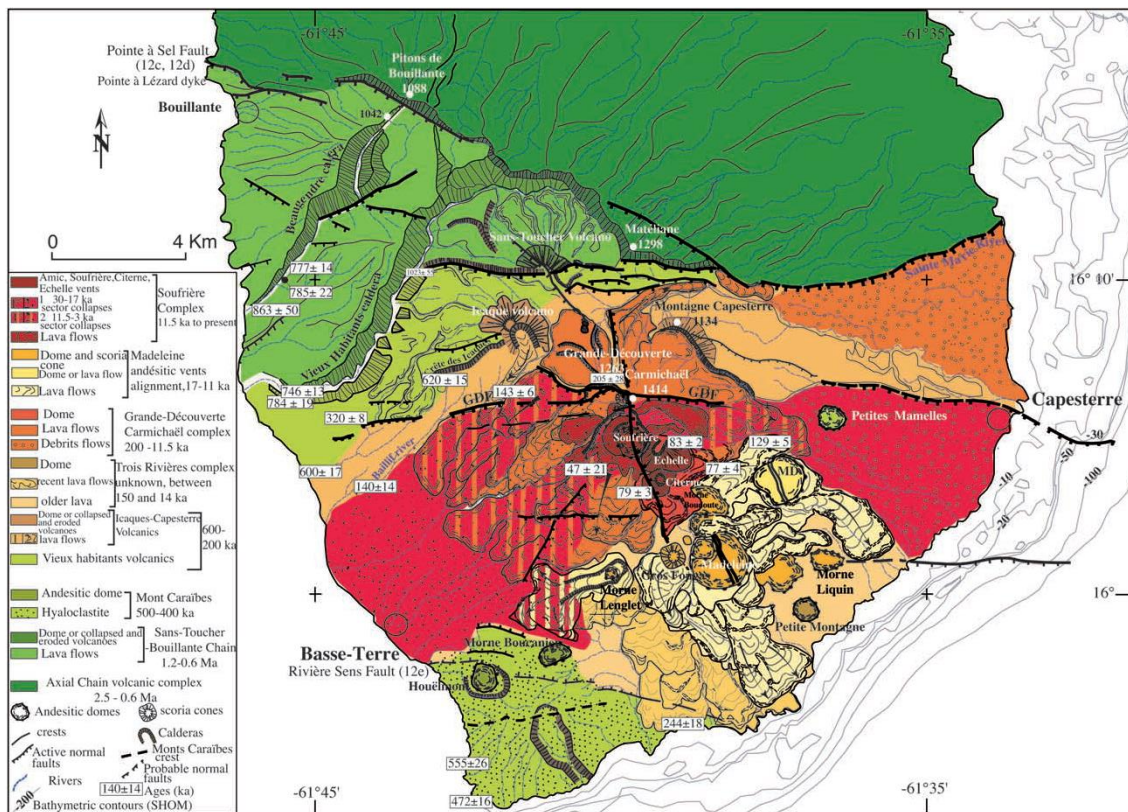


Figure 1-50 – Carte géologique, morphologique et structurale de la partie sud de la Basse-Terre (d'après Feuillet et al., 2002). Les âges sont issus de Blanc (1983) et Carlut et al. (2000). La géologie et la morphologie, au nord et au sud du Complexe Grande Découverte-Carmichaël, sont basées sur l'analyse du MNT, des photographies aériennes (échelle 1/20000), des cartes topographiques (1/25000) et des travaux antérieurs (De Reynal de Saint Michel, 1966; Blanc, 1983; Boudon et al., 1988; Carlut et al., 2000).

A partir de données de terrain, d'analyses de MNT et de modélisation analogique, Mathieu (2010) et Mathieu et al. (2011) fournissent un mécanisme de déformation différent pour la partie sud de l'île. En effet, les auteurs proposent un développement des volcans de la Chaîne Axiale et du Complexe de Grande Découverte-Soufrière dans une zone de faille transtensive sénestre orientée N145. De grandes sigmoïdes se forment à l'intérieur du décrochement sénestre et sont responsables de la mise en place des grands effondrements sectoriels et peuvent être utilisés pour le transport des fluides hydrothermaux à grande échelle depuis la partie centrale de l'île vers le champ géothermique de Bouillante (figure 1-51).

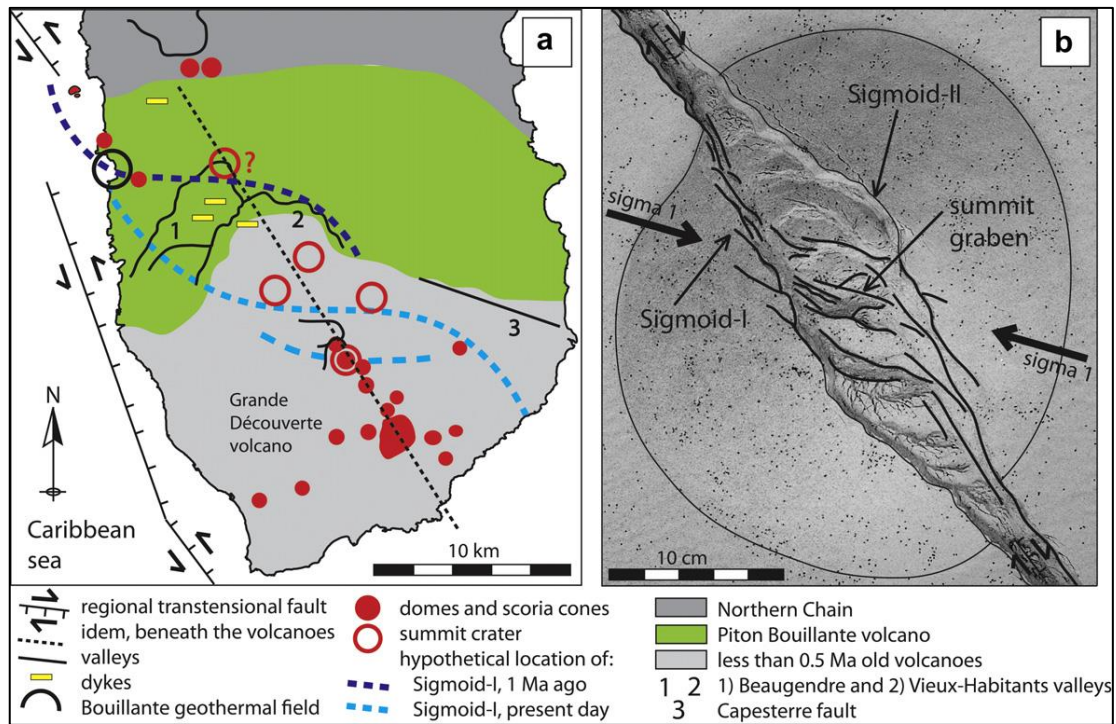


Figure 1-51 – a) Schéma structural de la partie sud de la Basse-Terre et b) modèle analogique d'une zone de faille transnive sénéstre et un substratum fragile (d'après Mathieu et al., 2011).

3.5 Le champ géothermique de Bouillante

De nombreuses manifestations thermales sont présentes dans la zone de Bouillante, essentiellement sous la forme de source dont certaines atteignent des températures de 100 °C (Bézèlgues-Courtade et Bes-de-Berc, 2007). L'exploration du champ géothermique haute température (250-260 °C, Bouchot et al., 2010) de Bouillante a débuté dans les années 1970. Son développement a débuté par le forage de quatre puits d'exploration verticaux (BO-1, BO-2, BO-3, BO-4) dans une zone reconnue par des manifestations de surface telles que des sources chaudes et des fumeroles (Mas et al., 2006). Parmi les quatre puits, un seul (BO-2) était un bon puits producteur et fournissait environ 150 t.h⁻¹ de fluide géothermique dont 30 t.h⁻¹ de vapeur entre 1986 et 1992 et 1996 et 2002. En 2001, trois puits déviés supplémentaires ont été forés depuis la plateforme BO4, dont seulement deux présentent une productivité intéressante (BO-5 et BO-6). Depuis 2005, la capacité de production du champ est de 15,5 MW, répartie sur deux unités de production (4,5 et 11 MW) et représentant 7 % des besoins électriques de l'île (Sanjuan et Traineau, 2008). Actuellement, BO-3 est abandonné ; BO-5 et BO-6 sont les seuls utilisés pour la production d'électricité (décharge jusqu'à 600 t.h⁻¹ avec 120 t.h⁻¹ de vapeur) ; BO-4 et BO-7 sont des puits d'observation ; et BO-2 sert à la réinjection (jusqu'à 150 t.h⁻¹) depuis 2004 pour éviter le déclin de pression consécutif à la mise en production des puits BO-5 et BO-6 (Sanjuan et Brach, 2015).

3.5.1 Position structurale

Le champ géothermique de Bouillante se situe sur la côte ouest de la Basse-Terre. Il est localisé dans un substratum volcanique attribué à la Chaîne Axiale et plus précisément des Pitons de Bouillante et des produits de son démantèlement (Bouchot et al., 2008). Le champ se trouve dans une

position géodynamique clé, à l'intersection du système de faille décrochant sénestre de Bouillante-Montserrat et de l'extrémité occidentale de la faille de Bouillante-Capesterre appartenant au graben E-O de Marie-Galante. Le champ de Bouillante est localisé dans un petit graben composé de failles antithétiques orientées E-O (Calcagno et al., 2012) (figure 1-52), dont le pendage sub-vertical favorise une ouverture en tension et la circulation de fluides géothermaux.

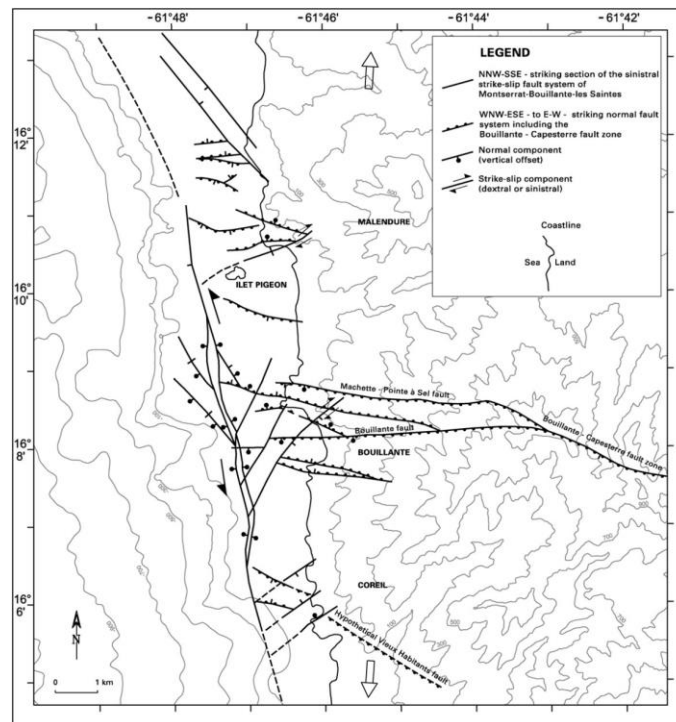


Figure 1-52 – Schéma structural de la province géothermique de Bouillante construit à partir du modèle de failles 3D et des indications cinématiques déduites des profils sismiques en mer et des mesures microstructurales à terre (d'après Calcagno et al., 2012). Les flèches blanches indiquent l'extension régionale N-S.

3.5.2 Caractéristiques

D'après la classification des champs géothermiques établie par Moeck (2014), Bouillante est un champ de type magmatique volcanique dominé par la convection.

Le fluide géothermal de Bouillante présente une composition homogène. Il s'agit d'une saumure de composition chlorurée sodique avec une salinité approchant 20 g.l^{-1} et un pH d'environ $5,3 \pm 0,3$ à $250\text{-}260 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Sa composition chimique et isotopique indique que le réservoir est alimenté par de l'eau de mer (58 %) et de l'eau météorique (42 %) (Bouchot et al., 2008). La signature isotopique en ^{13}C et $^3\text{He}/^4\text{He}$ des gaz incondensables indique une combinaison des origines magmatique, marine et météorique des gaz. Ce fluide est en équilibre chimique avec la roche hôte à une température de $250\text{-}260 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Le volume de fluide géothermal est estimé à 30.10^6 m^3 dans un volume rocheux de 300.10^6 m^3 correspondant à des porosités de 10 à 15 % (Sanjuan et al., 2004).

Le système géothermique est caractérisé par une altération hydrothermale pervasive, de type neutre, classique des systèmes géothermiques haute enthalpie d'arc volcanique. Elle est divisée en quatre zones successives en fonction de la profondeur et de la composition en argiles par Mas et al. (2006) (figure 1-53).

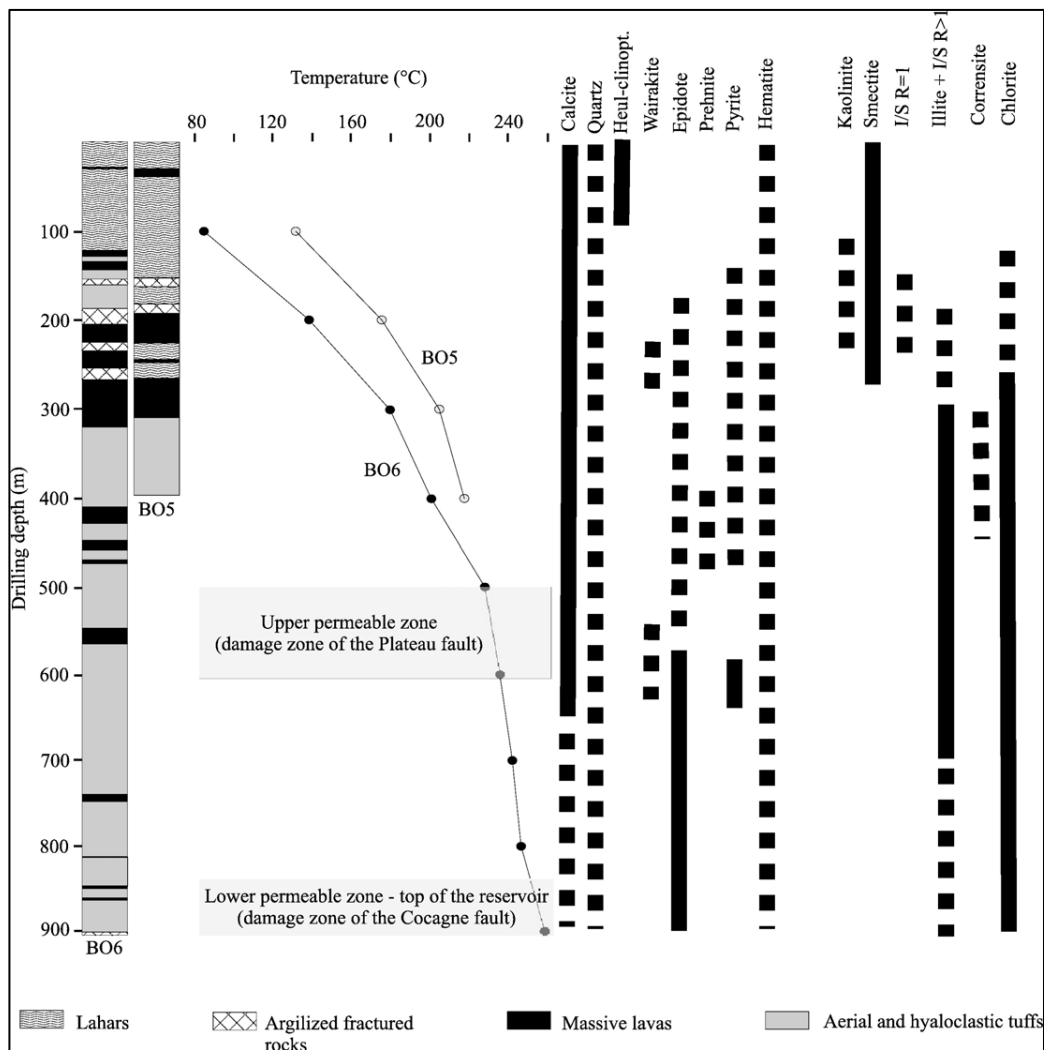


Figure 1-53 – Lithologies, profils de température et distribution des minéraux secondaires dans BO-6 et dans la partie supérieure du puits BO-5. Les deux niveaux perméables sont associés aux zones endommagées des failles de Plateau (entre 500 et 590 m) et de Cocagne (à partir de 850 m) (d'après Mas et al., 2006).

Ainsi, Patrier et al. (2003), Mas et al. (2006) et Guisseau et al. (2007) distinguent de la surface vers la profondeur :

- la zone 1 – smectite dioctaédrique de type montmorillonite prédominante ($> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$). La montmorillonite résulte de processus supergènes. Cette zone est déconnectée du système géothermique ;
- la zone 2 – smectite dioctaédrique de type beidellite ($110\text{ à }163\text{ }^{\circ}\text{C}$) jusqu'à 260-300 m de profondeur. Cette zone conductive forme le caprock (Bouchot et al., 2008) (résistivité $< 2,5\text{ }\Omega\cdot\text{m}$, Bouchot et al., 2010) ;
- la zone 3 – interstratifiés à illite-smectite à partir de 260 m. Un enrichissement en illite se produit entre 300 et 700 m de profondeur. La température varie de $180\text{ à }250\text{ }^{\circ}\text{C}$ (résistivité $< 20\text{ }\Omega\cdot\text{m}$). Dès que la température dépasse $200\text{ }^{\circ}\text{C}$, vers 310-350 m, de l'épidote et de la wairakite apparaissent ;
- la zone 4 – au-delà de 700 m, pour des températures comprises entre $250\text{-}260\text{ }^{\circ}\text{C}$, la chlorite est dominante (résistivité $> 20\text{ }\Omega\cdot\text{m}$).

3.5.3 Datations

De nombreux galets de brèches fortement silicifiées présentant des marqueurs de hautes températures ont été identifiés dans la baie de Bouillante, au niveau de l'Anse Marsolle. Cette brèche résulterait d'une explosion phréatique de type maar amagmatique (Bouchot et al., 2008). Patrier et al. (2013) ont mis en évidence la superposition de plusieurs paragenèses hydrothermales typiques de plusieurs épisodes d'altérations hydrothermales. Ils décomposent la pétrographie de cette roche en trois paragenèses :

- stade 1 – altération de type potassique avec le développement d'adulaire, de quartz et de pyrite. Ce faciès résulte couramment d'un contexte épithermal neutre de haute température (> 200 °C). Les propriétés texturales des quartz indiquent au moins deux épisodes d'ébullition pouvant être associés à la bréchification ;
- stade 2 – altération argileuse avancée avec gypse, jarosite et minéraux du groupe de la silice. Cette altération est observée dans les parties les plus superficielles des systèmes épithermaux ;
- stade 3 – altération argileuse avec développement d'interstratifiés illite/smectite \pm smectite \pm calcite. Cette association est typique de températures comprises entre 100 et 200 °C et est associée à des fluides proches de la neutralité essentiellement d'origine météorique comme ceux présents au sommet du réservoir géothermique.

Verati et al. (2014) sont les premiers à avoir daté cette brèche hydrothermale en datant les adulaires par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les auteurs ont obtenu un âge de $248,2 \pm 50,2$ ka qu'ils définissent comme le début de l'activité géothermique dans cette partie de la Guadeloupe. La mise en place de cette brèche hydrothermale fait toujours débat. Verati et al. (2014), grâce aux deux âges de $248,2 \pm 50,2$ ka et 290 ± 40 ka l'attribuent soit au volcanisme de la Chaîne de Bouillante (0,8 à 0,2 Ma, Gadalia et al., 1988), soit au début de l'activité du Complexe Grande Découverte-Soufrière ($\approx 0,2$ Ma – actuel). Gailler et al. (2014) affirment que ces âges excluent le volcanisme de la Soufrière comme source de chaleur potentielle du système géothermique de Bouillante.

Bien que cet âge obtenu sur la brèche fournisse un jalon de l'activité géothermique dans la baie de Bouillante, il semble difficile de relier directement cette brèche au champ actuellement en exploitation. En effet, des investigations de terrain ont montré qu'aucun affleurement disponible n'expose cette brèche qui n'est disponible que sous la forme de blocs décimétriques à métrique au niveau de l'Anse Marsolle.

3.5.4 Modèles existants

Deux modèles sont disponibles pour le champ géothermique de Bouillante : un modèle conceptuel développé par Bouchot et al. (2010) (figure 1-54) et un modèle hydrogéologique (Lachassagne et al., 2009; figure 1-55).

Dans le modèle conceptuel, le champ de Bouillante peut être défini par deux unités : un

réservoir de chaleur correspondant au volume de roche affecté par une altération hydrothermale pervasive intense ; un réseau hydraulique constitué de failles perméables et d'aquifères poreux le long desquels les fluides géothermaux circulent à l'intérieur du réservoir de chaleur. Le sommet du réservoir est situé à la base de la zone à illite-smectite et s'approfondit du nord (≈ 300 m) vers le sud (≈ 600 m). Le modèle de la figure 1-54 est construit à partir des résultats acquis à partir des forages, de la tomographie de résistivité électrique et des analyses structurales. Selon une section N-S, le réservoir de chaleur a la forme d'un poing dont l'extension est d'environ 2 km. La géométrie du mini-graben de la baie de Bouillante contrôle la circulation des fluides. Le champ s'enracinerait entre 2500 et 3000 m de profondeur sur le couloir de faille de Marsolle-Pointe Léopard. La forme du réservoir est contrôlée par celle de l'isotherme 240 °C. Les conduits principaux se trouvent au niveau des failles E-O à forts pendages et dans une moindre mesure dans certains faciès sableux. La faille de Cocagne est intersectée par deux puits et constitue la zone de plus forte perméabilité avec des couloirs fracturés de plusieurs dizaines de mètres de large Bouchot et al. (2010). Les failles ont des perméabilités décroissantes vers la surface du fait d'une forte teneur en produits argileux dans la zone à illite-smectite. Cependant, elles sont toujours plus perméables que les roches encaissantes et permettent des remontées locales des isothermes.

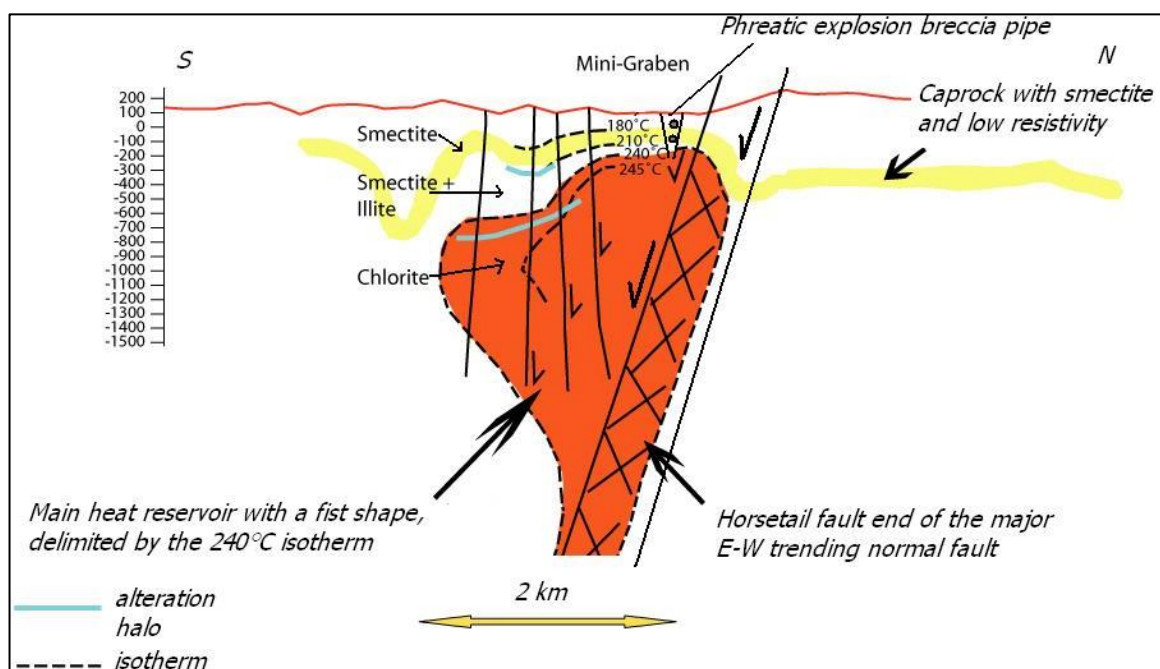


Figure 1-54 - Modèle conceptuel le long d'une section N-S du système géothermique de Bouillante établi à partir des données de puits et de surface (d'après Bouchot et al., 2010).

Le modèle hydrogéologique de Lachassagne et al. (2009) montre que la perméabilité du réservoir est essentiellement due aux failles et fractures majeures E-O et dans une moindre mesure aux structures N-S du système Bouillante-Montserrat (figure 1-55). Les profils de température des puits indiquant une température relativement constante à partir de 500 m de profondeur et jusqu'à plus de 1000 m, les auteurs proposent la mise en place d'un système convectif. Dans les premières centaines de mètres depuis la surface, les fractures sont partiellement imperméabilisées. Les roches

situées dans cette zone jouent un rôle d'isolant thermique. Cet effet n'est pas lié à leur faible conductivité thermique mais à leur faible perméabilité qui limite le transfert convectif et ne permettent que la conduction qui est moins efficace pour le transfert de chaleur. Les fluides restent bloqués sous cette couverture. En-dessous de 500 m de profondeur, la température est constante par le mélange des fluides froid et chaud. Les zones perméables contiennent soit un fluide froid (230 °C), soit un fluide chaud (250-260 °C) en fonction de la position sur les branches ascendantes ou descendantes des boucles de convection.

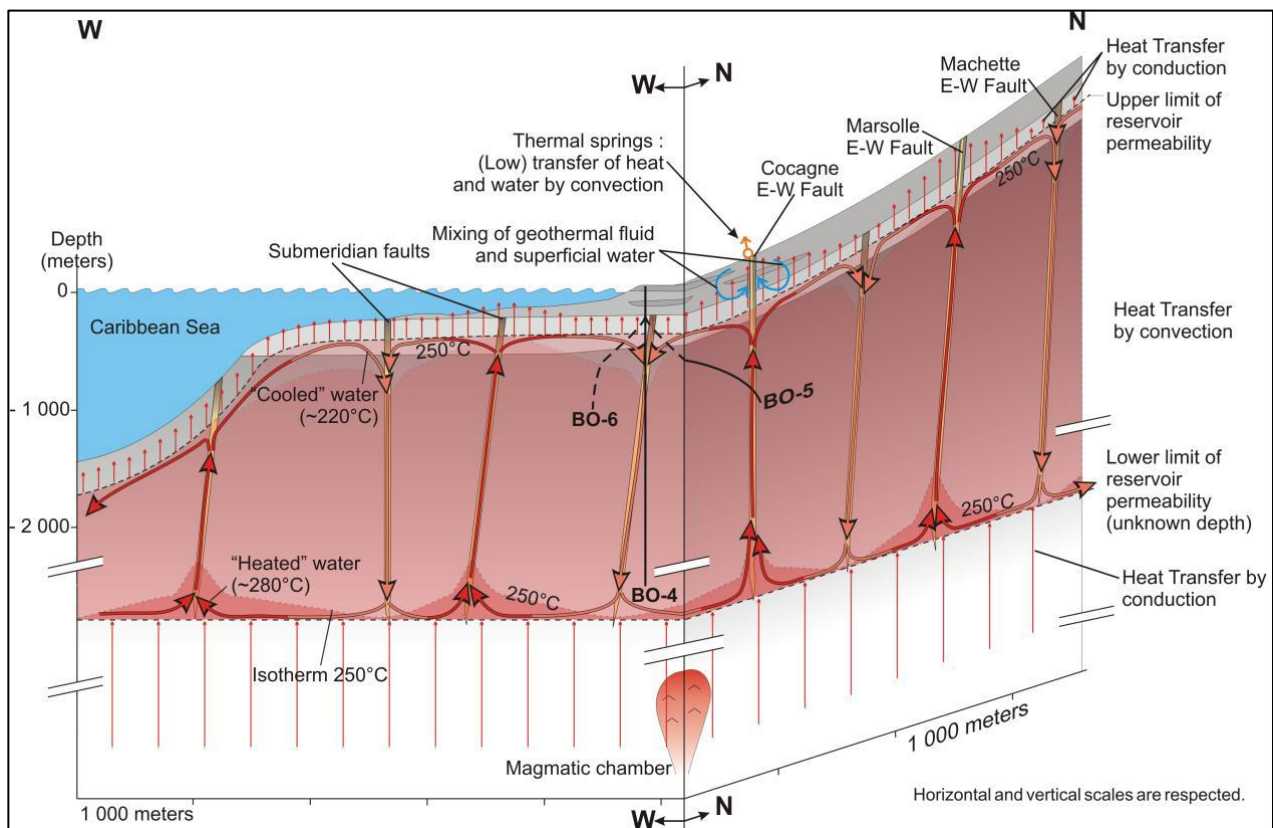


Figure 1-55 – Modèle conceptuel des échanges thermiques et de fluides dans le champ géothermique de Bouillante. La taille de la chambre magmatique n'est pas à l'échelle (d'après Lachassagne et al., 2009).

Ces modèles conceptuels constituent de bonnes bases de travail mais ils présentent quelques incohérences. Le modèle hydrogéologique fait intervenir deux familles de failles N-S et E-O et suppose une faible perméabilité des faciès. Pourtant, les boucles de convection sont dessinées de telle sorte que leur base et leur sommet traversent ces faciès. De plus, les boucles de convection se développent à la fois entre failles de même orientation mais aussi entre failles orthogonales. Le rôle des intersections de failles n'est pas du tout intégré dans les géométries des boucles de convection. Les deux modèles n'apportent pas de réponse sur l'origine et la localisation de la source de chaleur.

4 Géologie de Terre-de-Haut

L'île de Terre-de-Haut appartient à l'archipel des Saintes situé à une douzaine de kilomètres au sud-est de l'île de Basse-Terre. Cet archipel représente les parties émergées d'un plateau majoritairement recouvert de calcaires plio-quadernaires de faciès récifal ou para-récifal (Andreieff et al., 1979). Il est composé de deux îles volcaniques majeures : Terre-de-Haut et Terre-de-Bas ; et de plusieurs îlets inhabités tels que le Grand Ilet ou l'Ilet à Cabrit. Contrairement à la Basse-Terre, les îles de Terre-de-Haut et Terre-de-Bas n'ont plus d'activité volcanique et aucune éruption historique n'est recensée. Le point culminant est au niveau du dôme du Chameau à 304 m.

Les Saintes ont été assez peu étudiées avant les années 1980 et l'établissement de la carte géologique de référence par Jacques et Maury (1988). Les études à terre récentes sont peu nombreuses (Zami et al., 2014; Verati et al., 2016). Cependant, le séisme de magnitude 6,3 qui s'est produit le 21 novembre 2004 entre les Saintes et la Dominique (Bazin et al., 2010) est à l'origine des campagnes géophysiques en mer qui ont pour but d'améliorer la localisation des failles actives et de définir un schéma structural détaillé du plateau des Saintes (Feuillet et al., 2011a; Escartín et al., 2016; Leclerc et al., 2016).

Cette partie a pour but de décrire le cadre structural en mer et à terre pour l'île de Terre-de-Haut ; d'explicitier la chronologie du volcanisme à Terre-de-Haut et enfin de décrire les résultats obtenus par des études antérieures sur la partie centrale de l'île où un analogue de système géothermique a été récemment identifié (Verati et al., 2016).

4.1 Études structurales disponibles

De nombreuses études récentes permettent de dresser un cadre structural bien défini que ce soit à terre sur les îles de l'archipel des Saintes (Verati et al., 2016) ou en mer au niveau du plateau des Saintes et de ses environs (Feuillet, 2000; De Min, 2014; Escartín et al., 2016; Leclerc et al., 2016). La liaison des structures terre-mer permet d'effectuer un changement d'échelle indispensable à la compréhension de la mise en place des édifices volcaniques et de la structuration des potentiels systèmes géothermiques.

4.1.1 En mer

Trois types de séismes peuvent être identifiés dans l'arc (Stein et al., 1982) : 1 – ceux directement liés au processus de subduction et localisés à l'interface entre les deux plaques ; 2 – ceux se produisant dans la plaque subduite à grande profondeur et 3 – ceux intervenant dans la plaque chevauchante, ce qui est le cas du séisme du 21 novembre 2004 de magnitude 6,3. Son épicerne était situé à une quinzaine de kilomètres au sud-est des îles de Terre-de-Bas et Terre-de-Haut (Bazin et al., 2010) sur une faille appartenant au système des Saintes. C'est un système de failles transtensives en échelon reliant Redonda et la Dominique, il recoupe les volcans aériens et sous-marins (volcans de Roseau et de Colibri) avec des escarpements de failles pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres.

Au sud des Saintes, le système forme un graben occidental orienté NO-SE dans lequel sont situés les principaux édifices volcaniques sous-marins. A l'est, ce graben est associé à un réseau constitué de failles normales majoritairement pentées vers le sud-ouest. Le graben occidental est limité dans sa partie ouest par la faille principale de Roseau, orientée $N135 \pm 15^\circ$ et à pendage est (Leclerc et al., 2016 ; figure 1-56). Plus au sud, elle acquiert une orientation $N160$. C'est la faille majeure du système des Saintes. Elle est responsable du séisme majeur de 2004 et s'étend de la côte nord de la Dominique jusqu'à la côte sud de la Basse-Terre sur une distance d'environ 40 km. Il ne s'agit pas d'une structure continue mais d'une succession de segments longs de 6 à 12 km. La faille de Colibri est associée à de petites failles formant une queue de cheval traduisant une composante décrochante dextre dans la direction $N105$ (Feuillet, 2000). Le graben est limité au nord par la faille de Coche à pendage sud-ouest.

A l'est du graben occidental, il existe un réseau de failles à pendage ouest. Les failles principales orientées $N150 \pm 20^\circ$ sont disposées en échelon sénestre selon une direction $N000 \pm 10^\circ$ ce qui implique une composant de mouvement sénestre N-S.

Sur le plateau des Saintes, une succession de failles $N135$ à pendage est ont des décalages de plusieurs mètres (Leclerc et al., 2016). Leur direction change au sud vers $N015$ et se connectent aux failles majeures du système oriental (Pompierre, Ballet).

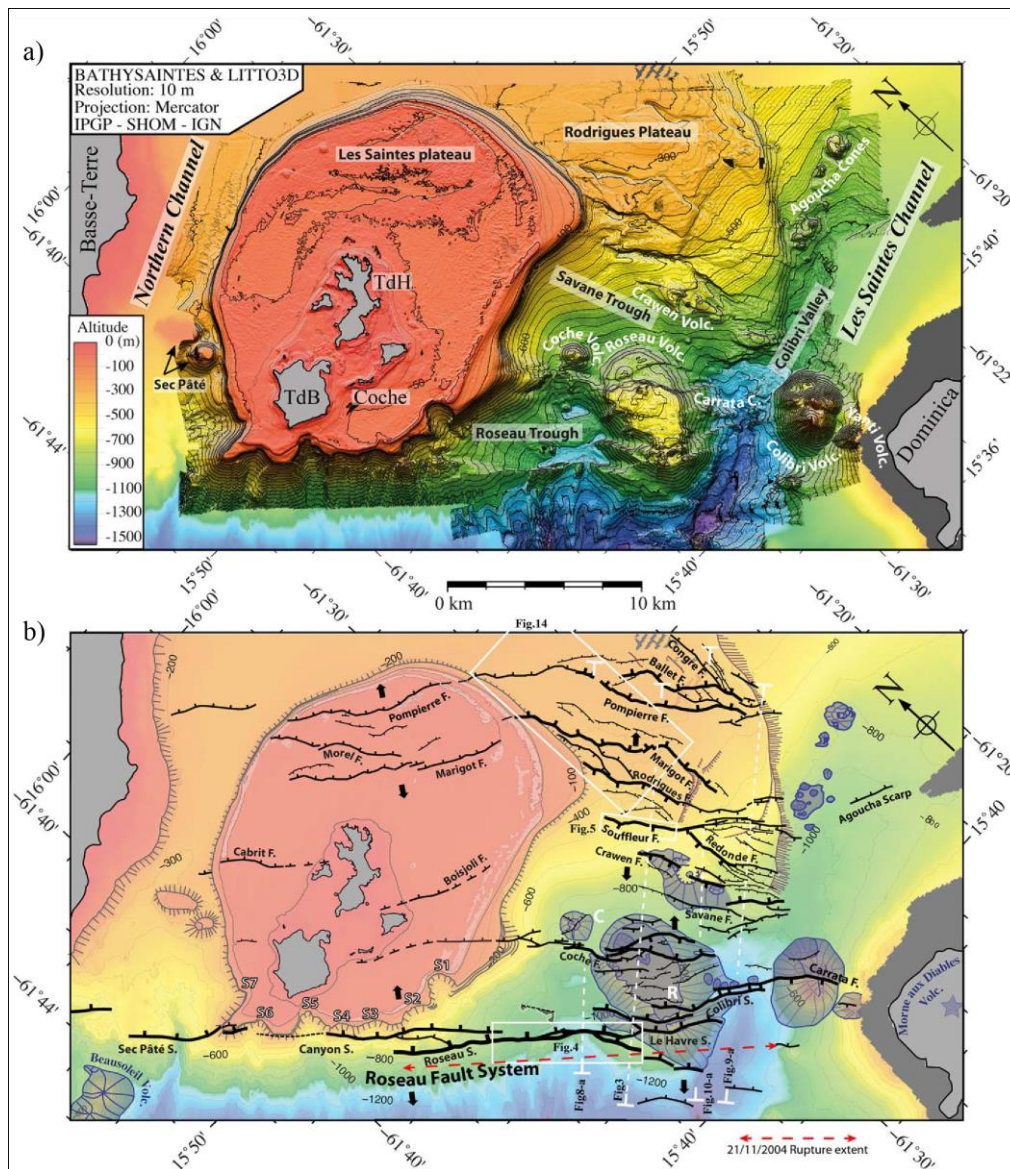


Figure 1-56 – Cartes bathymétrique et structurale des Saintes d’après Leclerc et al. (2016). a) Carte bathymétrique des Saintes. Le MNT 10 m est superposé au MNT 50 m. Les isobathes sont placées tous les 10 m ; les lignes majeures tous les 50 m. Les îles sont représentées en gris. b) Carte tectonique et morphologique des Saintes. Les isobathes sont placées tous les 100 m. Les escarpements de failles ayant des indices évidents d’activité récente sont en noir, avec des traces plus épaisses pour les escarpements les plus importants. Les failles présentant une activité moins évidente sont en tirets noirs. La ligne rouge en tirets symbolise l’extension de la rupture qui a causé le séisme de 21 Novembre 2004.

Grâce au traitement de données OBS acquises après le séisme majeur de 2004, Bazin et al. (2010) proposent des profils NE-SO qui recoupent les failles responsables du séisme et des répliques (figure 1-57). L’activité majeure est mesurée sur les failles synthétiques de Roseau et Le Havre tandis que l’activité mineure est localisée sur les failles antithétiques du Souffleur et de Rodrigues. Cela implique une activité contemporaine du système occidental et de la partie ouest du système oriental. La géométrie dessine un graben dont les failles bordières ont des pendages de 50°. Dans le modèle proposé par Feuillet et al. (2011a), la faille de Roseau concentre l’essentiel de l’activité. Dans les deux modèles, les failles gardent un pendage constant jusqu’à plus de 10 km de profondeur. Les auteurs ne proposent pas d’amortissement des pendages en profondeur qui pourraient être suggéré vu le fort gradient géothermique conductif existant au niveau de l’arc récent (Manga et al., 2012).

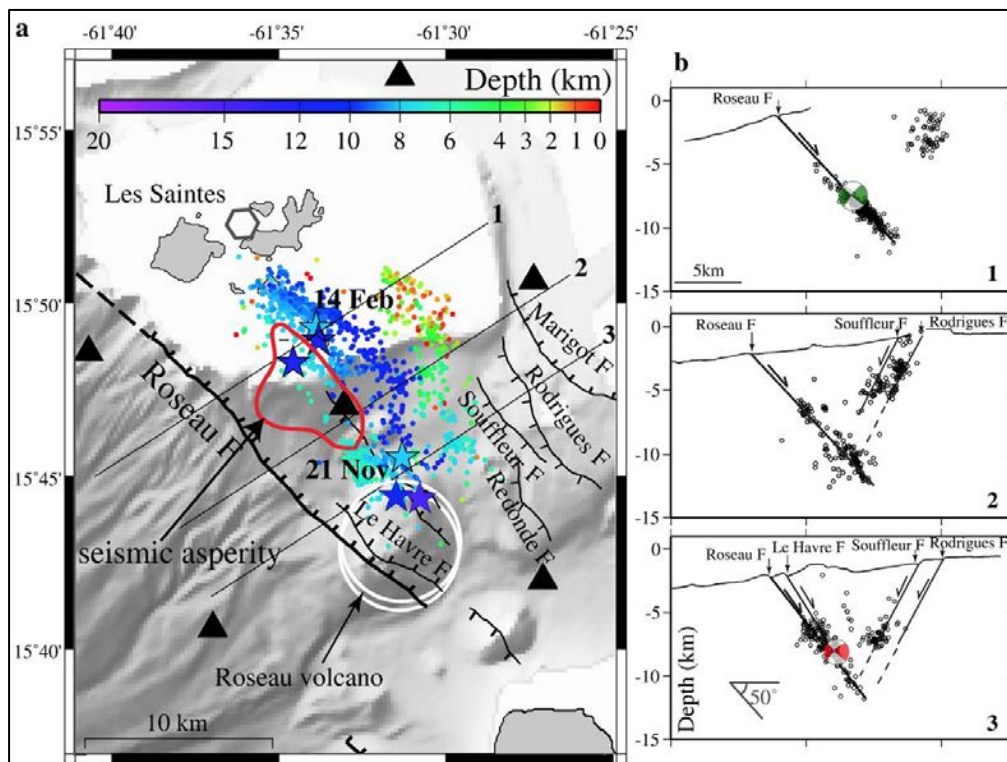


Figure 1-57 – a) Carte de localisation des séismes calculée à partir des données OBS (positions indiquées par des triangles) acquises à la suite du séisme du 21 novembre 2004 au large des Saintes (d'après Bazin et al., 2010). Les étoiles indiquent les trois solutions possibles pour les deux séismes principaux. Les solutions privilégiées sont les étoiles bleu clair. b) Trois sections perpendiculaires à la faille de Roseau du nord vers le sud. Les localisations des hypocentres sont représentées. Les nuages de points permettent de tracer les plans pour la faille de Roseau et les structures antithétiques. Ces plans se prolongent jusqu'aux escarpements sous-marins.

4.1.2 À terre

Verati et al. (2016) ont mené la première, unique et exhaustive étude structurale de l'archipel des Saintes à partir d'observations et de mesures de terrain, d'analyses de photographies aériennes et de cartes topographiques. Ils ont mis en évidence l'existence de quatre systèmes de failles orientés (figure 1-58) : N000-020 ; N050-070 ; N090-110 et N130-140. Les directions de ces systèmes de failles sont cohérentes avec celles répertoriées à l'échelle de l'archipel Guadeloupéen (Feuillet et al., 2002, 2010; Thinon et al., 2010; Calcagno et al., 2012; De Min, 2014; De Min et al., 2015; Leclerc et al., 2016). Ces failles ont des valeurs de pendage très variées mais la plupart sont supérieures à 50°. Sur le terrain, ces failles se manifestent sous la forme de zones endommagées, d'épaisseurs centimétrique à métrique, avec la présence de cataclasites et de brèches de failles. Les indicateurs de déplacement tels que des décalges dans certaines lithologies, des stries ou des fragments de brèches volcaniques déplacés indiquent que les quatre systèmes majeurs de failles ont des mouvements normaux, et seulement trois présentent des mouvements décrochants. Le système N090-110 est le seul à ne pas avoir de composante décrochante. La famille de faille N130-140 présente des pendages entre 30 et 50° vers le SO ou le NE, plus faibles que les autres familles et correspondent à des failles à mouvement normal et décrochant sénestre. Les systèmes de failles N000-020 et N050-70 portent des stries indiquant des mouvements décrochants dextre et sénestre attribués à des réactivations successives lors de l'histoire tectonique des Saintes (Verati et al., 2016). À partir de l'analyse des

recoupements entre les différentes familles de failles, Verati et al. (2016) ont proposé une chronologie relative pour leur mise en place, avec du plus ancien au plus récent : 1 – N050-070 ; 2 – N130-140 ; 3 – N090-110 et 4 – N000-020.

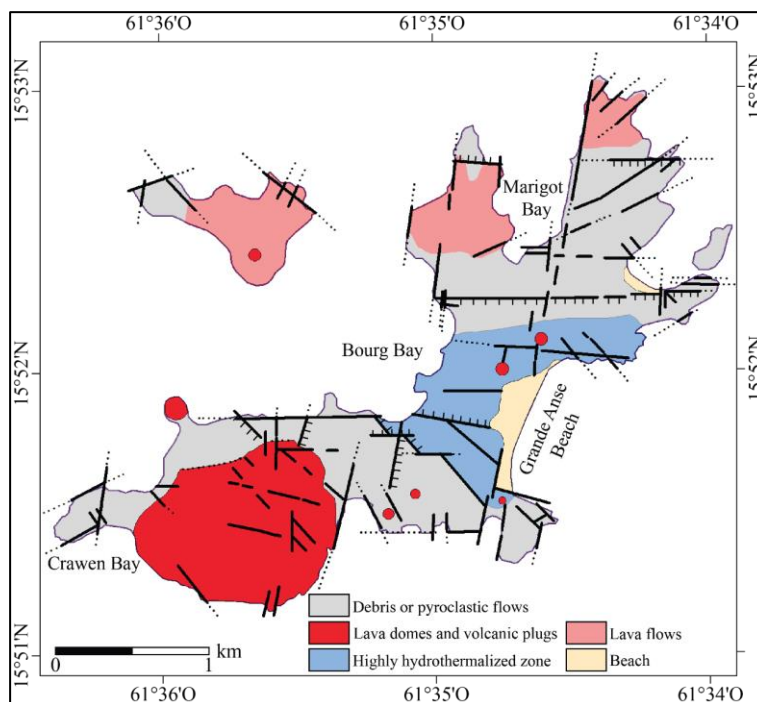


Figure 1-58 – Schéma structural de l'île de Terre-de-Haut avec les principales failles observées (d'après Verati et al., 2016).

4.2 Chronologie du volcanisme à Terre-de-Haut

Grâce à quinze âges K-Ar obtenus sur roche totale, Jacques et Maury (1988b) ont établi une première chronologie du volcanisme de Terre-de-Haut, leur permettant de diviser l'édification de l'île en quatre phases majeures. Il a ensuite été montré que ces âges obtenus sur roche totale parfois affectés par une altération étaient peu fiables et conduisaient à des datations surestimées à cause de potentiels excès d'argon dans les phénocristaux et de pertes de potassium occasionnées par le lessivage de la roche au cours du temps (Samper, 2007; Samper et al., 2007). Zami et al. (2014) ont reconsidéré les travaux antérieurs (Jacques et al., 1984; Jacques et Maury, 1988a, 1988b) pour proposer une chronologie différente se basant sur six nouveaux âges obtenus sur la mésostase en utilisant la technique de datation K/Ar de Cassignol-Gillot (Gillot et al., 2006), contraignant le volcanisme de Terre-de-Haut entre 2 et 3 Ma. La chronologie du volcanisme aérien de Terre-de-Haut se décompose maintenant en trois phases. Les descriptions lithologiques proposées par Jacques et Maury (1988a) restent valables.

La première phase, aux environs de $2,98 \pm 0,04$ Ma consiste en la mise en place des coulées dacitiques et des brèches explosives du Morne Napoléon. Cette phase pourrait être associée aux coulées dacitiques de la partie est de l'Îlet à Cabrit (figure 1-59). Le début du volcanisme aérien de Terre-de-Haut serait donc restreint à la partie nord de l'archipel et il est caractérisé à la fois par des activités volcaniques effusives et explosives. Cette phase d'activité de Terre-de-Haut est contemporaine de celle du Complexe Basal sur l'île de Basse-Terre (Samper et al., 2007).

La seconde phase s'est produite légèrement à l'est et a édifié le Morne Morel à $2,40 \pm 0,04$ Ma. Elle a débuté par une activité phréato-magmatique explosive et s'est poursuivie par l'emplacement de coulées pyroclastiques.

La troisième phase s'est produite vers 2 Ma et s'est apparemment étendue à toute l'île de Terre-de-Haut. Elle a achevé la construction de l'île avec la mise en place des coulées d'andésites basiques de la Pointe Morel à $2,08 \pm 0,03$ Ma associées au dépôt phréato-magmatique de la Pointe à l'Eau ($2,07 \pm 0,03$ Ma) et les coulées d'andésites sombres à deux pyroxènes de la partie centrale de l'île ($2,08 \pm 0,03$ Ma). Cette phase s'est achevée par l'édification du dôme du Chameau daté à $2,00 \pm 0,03$ Ma et de multiples intrusions telles que le filon du Morne à Craie, le neck d'andésite à quartz dans la partie centrale ou le Pain de Sucre.

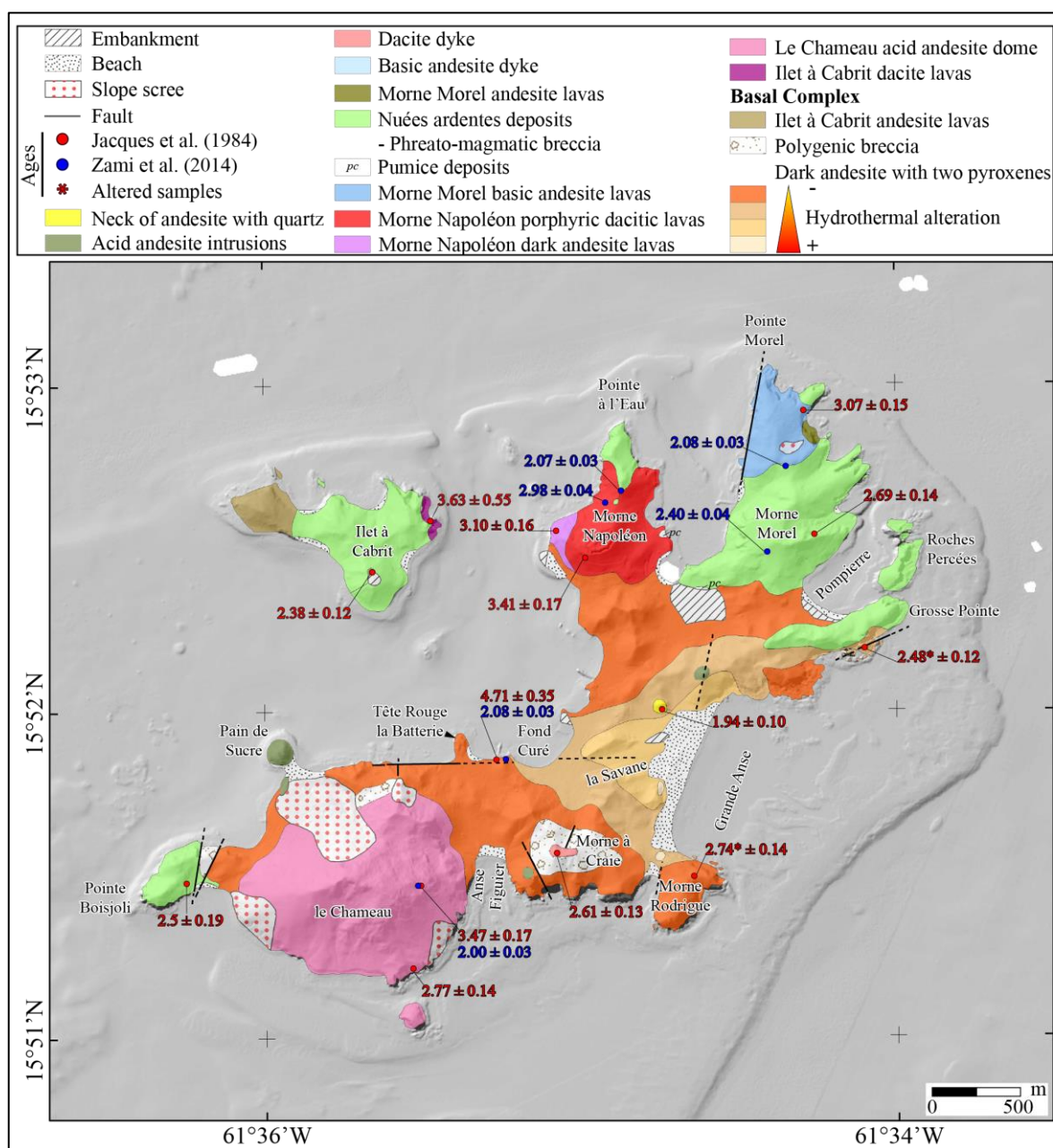


Figure 1-59 – Carte géologique établie par Jacques et Maury (1988a). En rouge, âges K-Ar mesurés sur roche totale par Jacques et al. (1984). En bleu, âges K-Ar mesurés sur roche totale par Zami et al. (2014). Fond RGE alti 5 m (IGN).

4.3 Pétrographie et géochimie

Jacques et Maury (1988b) et Zami et al. (2014) ont publié respectivement 35 et 7 analyses chimiques de roches totales effectuées sur des laves de Terre-de-Haut (figure 1-49). Les compositions varient des basaltes jusqu'aux dacites avec principalement des andésites. Les teneurs en silice et en alcalins sont comparables à celles rencontrées sur les laves de Basse-Terre et de la Dominique. Les basaltes ne sont présents que sous forme d'enclaves congénères dans des roches plus évoluées montrant l'existence de mélanges magmatiques résultant de l'intrusion de magmas basiques dans des réservoirs contenant des magmas plus différenciés. Les laves ont des caractéristiques minéralogiques, pétrographiques et géochimiques typiques de séries calco-alcalines moyennement potassiques d'arc insulaire ; même si trois des analyses publiées sont situées juste en dessous de la limite supérieure des séries tholéiitique d'arc pauvre en potassium.

Toutes les laves de Terre-de-Haut ont une texture porphyrique avec des phénocristaux de plagioclase calcique, orthopyroxène, clinopyroxène, amphiboles et titanomagnétite ; et parfois de rares olivines. Certaines intrusions présentent également des phénocristaux de quartz. L'occurrence de verre est très rare

4.4 Le paléo-système géothermique

4.4.1 Description

Dans la partie centrale de Terre-de-Haut, une vaste zone globalement orientée est-ouest (figure 1-58) présente une altération hydrothermale forte. Cette partie centrale est composée de coulées d'andésites sombres affectées par une altération hydrothermale intense qui se manifeste surtout au niveau de la partie nord de Grande Anse (figure 1-59, figure 1-60a).

Jacques et Maury (1988a) ont subdivisé les coulées d'andésite sombre en quatre groupes d'altération hydrothermale croissante selon des critères morphologiques (coloration, friabilité). Un premier faciès correspond aux roches saines ou très faiblement altérées. Les deux faciès suivants ont des couleurs variables (rouge, blanc et jaune) et ont de fortes teneurs en minéraux argileux (montmorillonite, kaolinite, illite) et en gypse pouvant provenir de l'oxydation de la pyrite (figure 1-60b-e). Ces zones se répartissent concentriquement depuis la dépression de Grande Anse. Enfin le faciès le plus altéré (figure 1-59), de couleur rouge violacée à noire se trouve dans deux zones orientées approximativement nord-sud.

Verati et al. (2016) ont décrit plus précisément les minéralogies associées à ces transformations hydrothermales. Ils ont observé une première association de haute température composée :

- de chlorite et d'agrégats d'épidote développés comme pseudomorphes aux dépens des minéraux magmatiques initiaux (plagioclases et clinopyroxènes) ;
- de chlorite, de serpentine et d'agrégats d'oxydes développés aux dépens des orthopyroxènes primaires.

Les minéraux pseudomorphes sont recoupés par un réseau de veines millimétriques remplies soit par du quartz, de la calcédoine et de la pyrite ou par de la chlorite, de la smectite et des agrégats de goethite. Dans certains cas, les veines connectent les vésicules remplies par de la calcédoine et des zéolites. Enfin, une altération argileuse (kaolinite, illite, montmorillonite et smectite) vient se superposer. Du gypse et du jaspe sont observés dans les zones les plus altérées. La paragenèse de haute température et les minéraux formés durant le refroidissement du système sont caractéristiques d'une altération hydrothermale de haute température développée en contexte épithermal (Patrier et al., 2013). Verati et al. (2016) ont ainsi montré que la partie centrale de Terre-de-Haut était un paléo-système géothermique dont le développement de la zone hydrothermalisée est contrôlé par l'intersection des failles normales orientées N090-110 et N130-140 (figure 1-58). Pour ces auteurs, l'intersection de ces deux familles de failles est responsable de l'effondrement de la partie centrale de l'île de manière contemporaine au développement du système géothermique. Ce développement du système géothermique serait donc similaire, s'il on considère les contextes structuraux et épithermaux, au champ actuellement exploité de Bouillante (Bouchot et al., 2010; Calcagno et al., 2012; Patrier et al., 2013; Verati et al., 2014). L'île de Terre-de-Haut présente donc à la fois un contexte structural, des roches de pétrographie et une altération similaires à ceux que l'on peut retrouver sur Basse-Terre. Tous ces éléments justifient l'intérêt de l'étude de la partie centrale de Terre-de-Haut en tant qu'analogie de système géothermique dans ce contexte géodynamique.

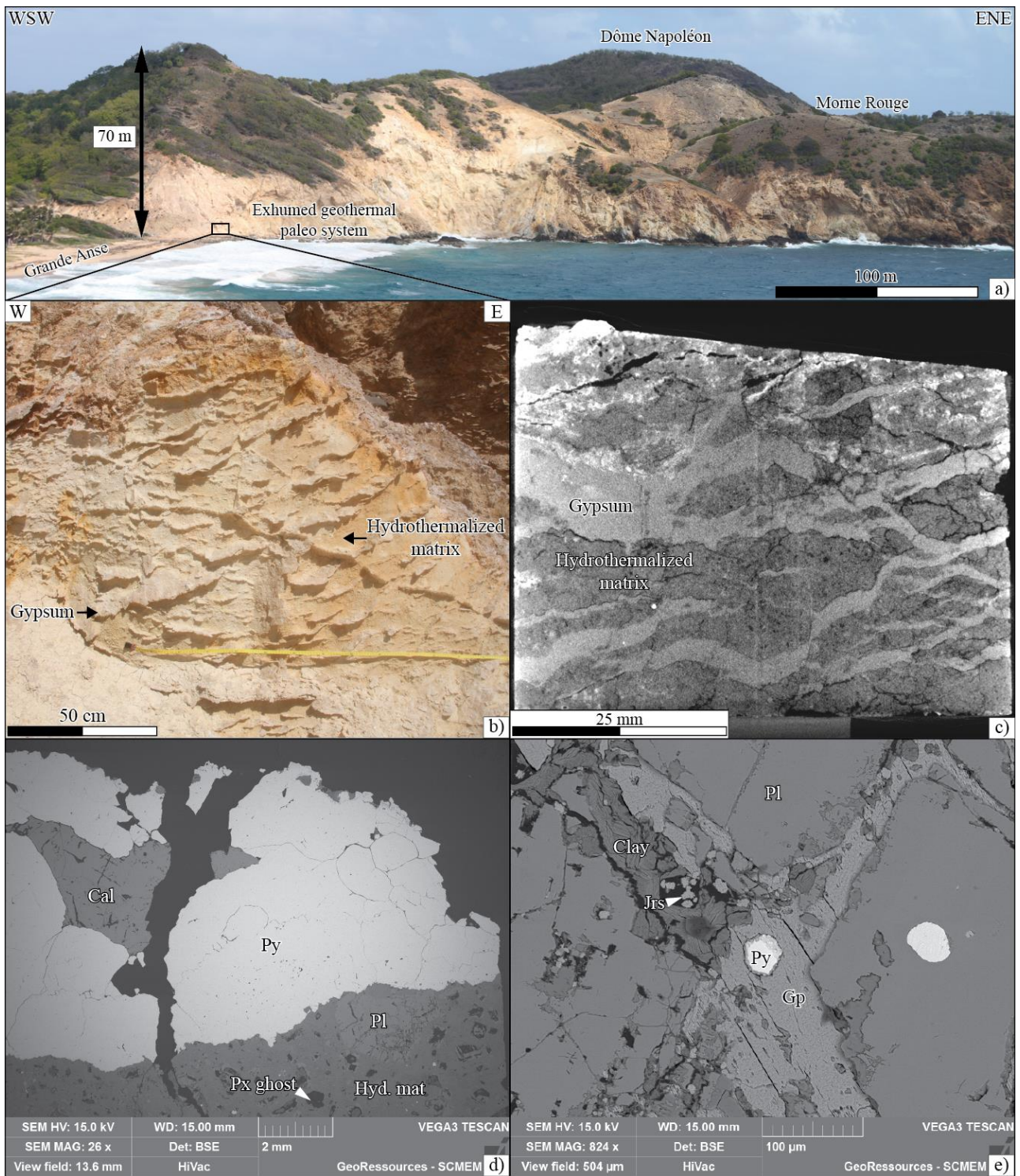


Figure 1-60 – a) Le système géothermique exhumé dans la partie nord de Grande Anse. b) Fractures de grande ouverture (1 mm à 2 cm) remplies de gypse et recoupant une matrice hydrothermalisée de coulée de débris fine ou de dépôt pyroclastique. La matrice est trop transformée pour déterminer avec certitude la nature du protolithe. c) Tomographie à rayons X d'un bloc prélevé sur l'affleurement b avec les nombreuses fentes à gypse représentant une forte proportion du bloc. d et e) Images de microscopie en électrons rétrodiffusés de fractures remplies notamment par de la pyrite, du gypse, des minéraux argileux, de la jarosite et de la calcite.

4.4.2 Datation du paléo-système

Plusieurs datations du paléo-système géothermique sont disponibles dans la littérature (Jacques et Maury, 1988b; Zami et al., 2014; Verati et al., 2016). Jacques et Maury (1988b) ont montré que cette zone ne semble pas être liée à un épisode de fracturation mais paraît être plutôt liée à une activité géothermique contemporaine à une activité phréato-magmatique datée selon ces auteurs entre 2,8 et 2,4 Ma. L'explication tient à la disposition concentrique des zones altérées autour de Grande Anse dont la dépression est supposée être une caldeira. Verati et al. (2016) proposent un fort contrôle structural pour la mise en place du système géothermique. Zami et al. (2014) ont constaté que la partie centrale de l'île était profondément altérée alors que toutes les intrusions se trouvant à proximité ou à l'intérieur de la zone hydrothermalisée ne sont pas affectées. Ils ont donc contraint l'activité hydrothermale entre $2,08 \pm 0,03$ et $2,00 \pm 0,03$ Ma. Cela suppose que : 1 - les coulées de laves situées entre Fond Curé et Tête Rouge La Batterie soient du même âge que les coulées affectées par l'altération hydrothermale observée à l'aérodrome et à Grande Anse et 2 – que toutes les intrusions présentes dans la zone hydrothermalisée soient du même âge que celle du Chameau. Enfin, Verati et al. (2016), en se basant sur leur étude structurale et les datations antérieures, ont proposé un âge compris entre $2,40 \pm 0,04$ Ma d'après la datation de Zami et al. (2014) au niveau du Morne Morel et $2,00$ Ma en lien avec la datation à $1,94 \pm 0,10$ Ma proposée par Jacques et al. (1984) pour le neck d'andésite à quartz situé au sein de la zone altérée mais non affectée par des circulations hydrothermales.

Ces trois âges ne permettent pas d'expliquer la mise en place du système géothermique car elles se basent uniquement sur des comparaisons avec les âges des roches environnantes qui ont pu être datées, mais on pourrait supposer que cette partie hydrothermalisée est plus ancienne que tous les édifices qui ont été datés (< 3 Ma). La datation est un des grands enjeux de la compréhension de la formation de ce paléo-système car la modification quasi totale de la matrice par l'altération empêche l'utilisation de la technique Cassagnol-Gillot. Il est donc impossible de dater la mise en place des roches support de l'altération ; seule une borne supérieure peut être placée avec la datation des intrusions saines à environ 2 Ma. Ces intrusions présentes dans la zone altérées seraient contemporaines de la mise en place du Chameau. En revanche, certains minéraux hydrothermaux pourraient être datés et permettraient de contraindre certaines phases d'altération hydrothermale.

5 Géologie de Saint-Kitts

Pour compléter l'étude des îles de Basse-Terre et de Terre-de-Haut, certaines données structurales complémentaires ont été acquises sur l'île de Saint-Kitts. Elle a été choisie pour son appartenance à l'arc récent des Petites Antilles et son potentiel géothermique avéré.

Saint-Kitts est une petite île de 170 km² principalement constituée d'une chaîne de montagnes orientée NO-SE où le mont Liamuiga culminant à 1156 m est le plus haut sommet.

L'île de Saint-Kitts est une île volcanique récente dont l'activité est comparable à la Basse-Terre et à Terre-de-Haut (< 3Ma, Westercamp, 1988; Roobol and Smith, 2015). L'île est essentiellement constituée de produits magmatiques appartenant aux séries calco-alcalines (Baker, 1984). Les roches les plus récentes du mont Liamuiga appartiennent à la série tholéiitique. La plupart des laves sont des andésites.

5.1 Géologie

Martin-Kaye (1959) a identifié quatre unités morphologiques et géologiques majeures correspondant du SE vers le NO aux centres volcaniques des plus anciens aux plus récents : la Salt Pond Peninsula, la South-East Range, la Middle Range et la Mount Liamuiga. La carte géologique de l'île de Saint-Kitts (figure 1-61, Roobol and Smith, 2015) expose les différents systèmes volcaniques mais ne présente aucune information structurale :

Salt Pond Peninsula et zone de Basseterre : la partie sud de Saint-Kitts est dominée par des dômes de lave présentant une faible proportion de dépôts pyroclastiques (coulée de blocs et de cendres) et/ou de lahars (Robertson, 2005). Des âges de $2,3 \pm 0,6$ Ma, $2,3 \pm 0,5$ Ma et $2,77 \pm 0,6$ Ma (Baker, 1969) ont été mesurés dans les dômes de laves et correspondent aux âges les plus anciens connus pour les dépôts volcaniques de l'île. La péninsule est connectée à la South-East Range par deux calderas partiellement imbriquées, Canada Hills et Conaree Hills, formant la zone de Basseterre. Les âges les plus proches proposés par Cromwell (1999) sont établis pour Morne Hills ($1,9 \pm 0,4$ Ma) et la partie sud de Conaree Hills ($1,8 \pm 0,4$ Ma). La vallée de Basseterre est composée de roches andésitiques intrusives (Monkey Hill), de coulées de laves andésitiques et de faciès volcano-sédimentaires.

South-East Range : ce volcan d'apparence relativement récente présente un cratère préservé à son sommet (Baker, 1969). Deux dômes de lave (Ottley's Level et Monkey Hill) sont bien exposés sur le flanc de la structure volcanique principale qui se compose de coulées de laves et de dépôts volcano-sédimentaires (Baker, 1969). Les coulées de laves sur les pentes sud de la South-East Range ont des âges compris entre 1 et 2 Ma (Baker, 1984, 1985; Maury et al., 1990).

Middle Range : semble être majoritairement composée de coulées andésitiques et pyroclastites similaires à celles rencontrées dans la South-East Range (Baker, 1969). C'est aussi un volcan d'apparence jeune avec un petit lac remplissant l'ancien cratère. Aucun âge précis n'est disponible, mais Maury et al. (1990) ont suggéré un âge comprise entre 1 et 2 Ma bien que ce centre volcanique

soit généralement considéré comme plus récent que la South-East Range. Il n'y a pas d'activité sismique ou hydrothermale dans cette partie de l'île.

Mount Liamuiga : c'est le centre volcanique le plus récent de Saint-Kitts. Selon Baker (1985), la dernière éruption s'est produite il y a environ 1620 ans. Son activité récente et les manifestations géothermiques suggèrent que c'est un volcan potentiellement actif (Robertson, 2005). Le Mont Liamuiga est un stratovolcan avec un cratère ouvert (≈ 800 m en E-O et 1 km en N-S) marqué par plusieurs dômes parasites. Les premières éruptions du Mont Liamuiga ont probablement entraîné l'émission de laves basaltiques et andésitiques associées à des dépôts pyroclastiques (Baker, 1969) ; tandis que les dépôts les plus récents du volcan consistent en des dépôts de coulées pyroclastiques volumineux (Baker, 1969; Roobol et al., 1981).

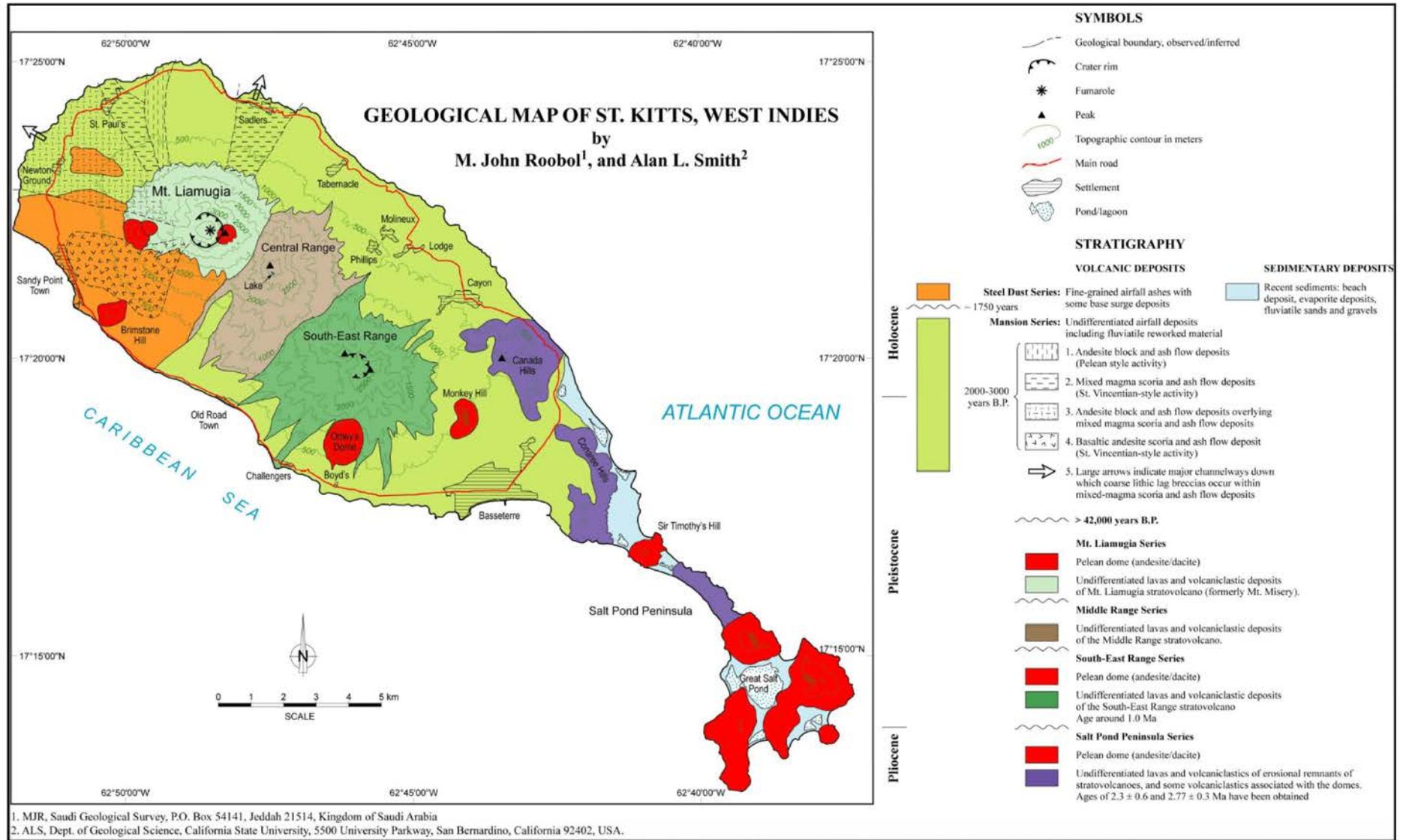
5.2 Activité géothermique

Plusieurs indices de systèmes hydrothermaux fossiles ou actifs sont présents sur l'île de Saint-Kitts (Geotermica Italiana srl, 1992) :

- un affleurement dans la zone de Frigate Bay expose une altération pénétrative de fort degré résultant probablement d'anciennes fumerolles ;
- des fumerolles actives (gaz, eau et boue en ébullition) dans le cratère du Mont Liamuiga ;
- des émissions de soufre émanent de fractures à la base du flanc est de Brimstone Hill ;
- un aquifère à une température de 34,5 °C dans la dépression caldérique de Basseterre.

Geotermica Italiana srl (1992) fit la première étude essayant d'explorer et d'identifier les zones potentielles pour une exploitation géothermique future. Les auteurs ont suggéré que la vallée de Basseterre et une zone dans les environs de la ville de Sandy Point présentaient les meilleurs caractéristiques pour poursuivre une exploration.

Figure 1-61 – Carte géologique de l'île de Saint-Kitts (d'après Roobol et Smith, 2015).



Partie 2 - Études structurales multi- échelles de la Basse-Terre et de Terre- de-Haut

Table des matières de la Partie 2

INTRODUCTION A LA CARACTERISATION STRUCTURALE.....	143
CHAPITRE 1 - ÉTUDES LINEAMENTAIRES A L'ECHELLE DES ILES.....	145
1 SUR LA BASSE-TERRE	145
2 ANALYSE STRUCTURALE DE TERRE-DE-HAUT	156
CHAPITRE 2 - ÉTUDE DE LA FRACTURATION A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT	163
1 EXPRESSION DE LA DEFORMATION FRAGILE DANS LES DIFFERENTS DEPOTS VOLCANIQUES.....	163
2 MORPHOLOGIE DE LA ZONE DE FAILLE.....	168
3 ÉTUDE DE LA FRACTURATION DE LA PARTIE SUD DE LA BASSE-TERRE	173
4 ÉTUDE DE LA FRACTURATION SUR TERRE-DE-HAUT	182
CHAPITRE 3 - SYNTHÈSE STRUCTURALE ET COMPARAISON DES RESULTATS STRUCTURAUX SUR LES ILES DE BASSE-TERRE ET DE TERRE-DE-HAUT	197
1 SYNTHÈSE DES RESULTATS STRUCTURAUX SUR LES DEUX ILES	197
2 COMPARAISON DES RESULTATS STRUCTURAUX ACQUIS SUR LA BASSE-TERRE ET TERRE-DE-HAUT.....	208

Introduction à la caractérisation structurale

La majorité des centrales géothermiques produisant de l'électricité opérant à travers le monde exploitent une ressource située à proximité de chambres magmatiques ou utilisant des grandes failles. La compréhension des processus tectoniques actifs à différentes échelles est cruciale pour la caractérisation des champs géothermiques de haute enthalpie dominés par la convection (Moeck, 2014). Dans ces deux principaux contextes, les réseaux de failles et de fractures sont des chemins d'écoulements préférentiels et constituent des zones de production dans les champs géothermiques (Sibson, 1994, 1996; Sibson et Rowland, 2003; Rowland et Sibson, 2004; Cox, 2010; Faulkner et al., 2010; Rowland et Simmons, 2012; Cox et al., 2015; Micklethwaite et al., 2015; Scibek et al., 2016; Simpson et Bignall, 2016; Tardani et al., 2016; Wilson et Rowland, 2016; Pinti et al., 2017).

Au niveau de l'archipel de Guadeloupe, de nombreuses études permettent de dresser un schéma structural général de l'archipel (Boudon et al., 1988; Feuillet et al., 2002, 2010; Calcagno et al., 2012; Lardeaux et al., 2013; De Min, 2014; Leclerc et al., 2016; Verati et al., 2016). Les structures sont mieux contraintes en mer qu'à terre (figure 2-1) du fait des conditions d'affleurement.

Cette partie propose une analyse multi-échelle de la fracturation de la côte sud-ouest de la Basse-Terre et de l'île de Terre-de-Haut. Les structures étudiées (failles, fractures et joints) seront analysées de l'échelle régionale à l'échelle de l'affleurement. Les structures de plus petite dimension (fissures et microfissures) présentes à l'échelle de l'échantillon et dont le rôle est primordial pour les interactions fluide-roche, seront décrites dans la partie portant sur les résultats pétrophysiques.

L'analyse des linéaments sur les deux îles, à différentes échelles d'observation utilise le MNT 5 m et les orthophotographies. Cette analyse permet de tracer les grandes structures qui pourraient drainer les fluides sur de grandes distances. L'analyse de la fracturation sur le terrain se compose, selon les affleurements soit de levés ponctuels des fractures, soit de profils de fracturation. La caractérisation de la fracturation à l'affleurement permet notamment de :

- valider les éléments structuraux identifiés lors de l'analyse linéamentaire ;
- définir les orientations majeures des fractures affectant les roches saines et altérées ;
- définir l'organisation des zones hydrothermalisées, des zones de failles et de fractures ;
- identifier les structures permettant les percolations de fluides.

Cette partie s'achève par une synthèse structurale multiscalaire de la partie sud de la Basse-Terre et de Terre-de-Haut.

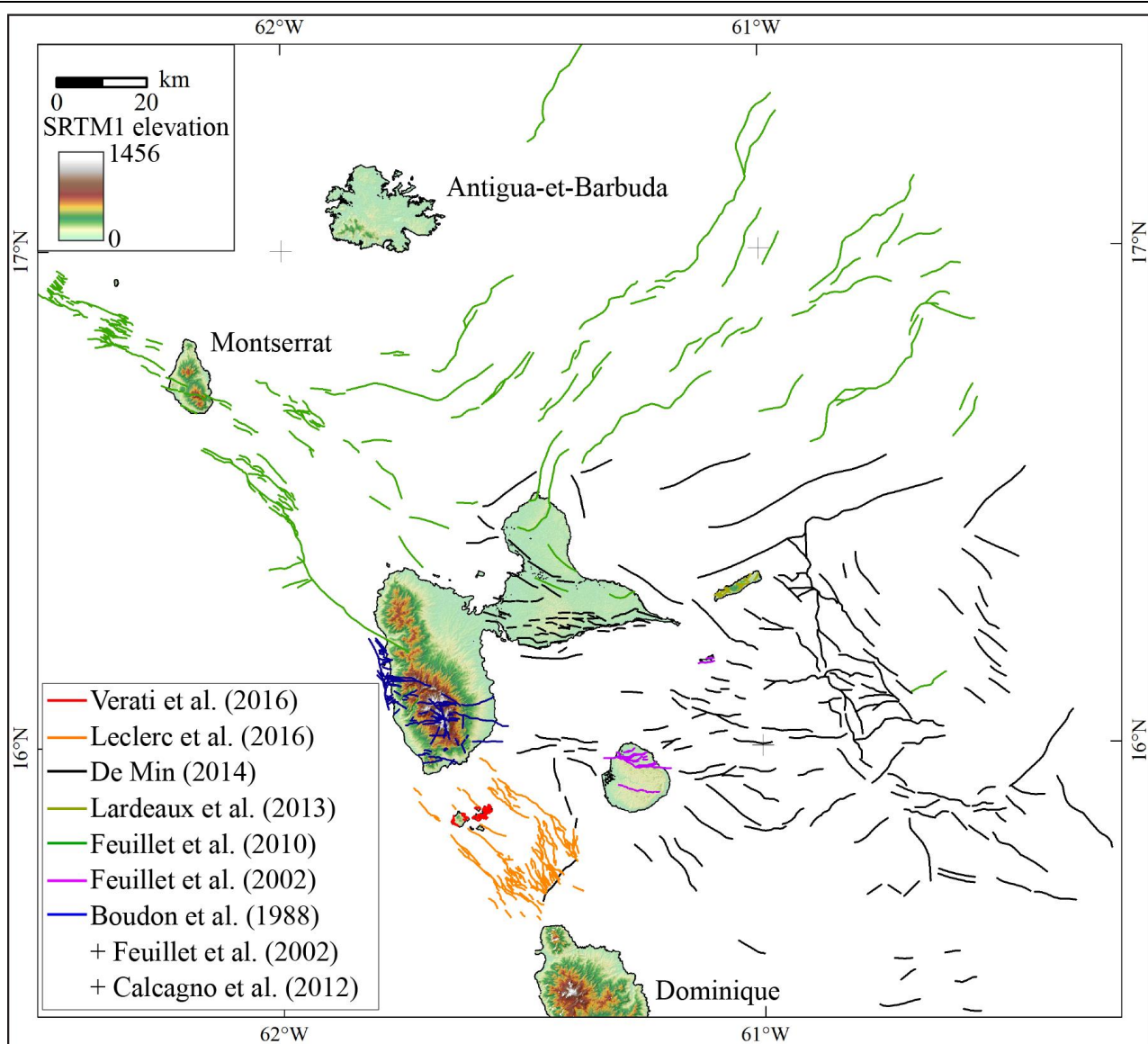


Figure 2-1 – Synthèse des failles répertoriées dans la littérature pour l'archipel de Guadeloupe et ses environs (d'après Boudon et al., 1988; Feuillet et al., 2002, 2010; Calcagno et al., 2012; Lardeaux et al., 2013; De Min, 2014; Leclerc et al., 2016; Verati et al., 2016). Pour plus de clarté, les symboles de failles ne sont pas affichés.

Chapitre 1 - Études linéamentaires à l'échelle des îles

1 Sur la Basse-Terre

L'analyse linéamentaire de la Basse-Terre comprend trois parties : une analyse du réseau hydrographique, une étude des linéaments réalisée par plusieurs opérateurs permettant de dégager les grands traits structuraux de l'île et une analyse de la partie sud où est situé le PER.

1.1 Structuration du réseau hydrographique

Traditionnellement, l'orientation des cours d'eau est peu usitée dans l'interprétation structurale. Cependant, cette information peut renseigner sur des directions structurales préférentielles surtout lorsque les conditions d'affleurement sont médiocres. La figure 2-2 montre que le réseau hydrographique est très dense et ramifié sur l'île de Basse-Terre.

Le diagramme représentant la fréquence des longueurs de segments de cours d'eau par classe de 10° d'azimut pour toute la Basse-Terre (figure 2-2c) montre qu'il existe une distribution assez homogène de ces segments aussi bien en longueur qu'en nombre avec une majorité de segments dont les orientations sont comprises entre N020 et N100. Ainsi, la plupart des cours d'eau sont logiquement perpendiculaires à l'orientation générale de la chaîne volcanique (N160), mais une partie de ces linéaments sont liés à une pré-structuration indépendante de l'organisation des lignes de plus grande pente.

La médiane des longueurs de rivière est quasi identique pour toutes les rivières et comprise entre 200 et 300 m (figure 2-2c). Le réseau hydrographique est très segmenté et composé de tronçons très courts. Les diagrammes d'orientation ne permettent pas d'isoler des directions structurales majeures. En revanche, les tronçons les plus longs, pluri-kilométriques, sont orientés N040-060 et N080-110. Ces deux directions correspondent à celles décrites par Feuillet (2000), pour les systèmes de failles de l'éperon Bertrand-Falmouth et du graben de Marie-Galante.

Les orientations principales des tronçons hydrographiques situés au sud de la ligne reliant les villes de Capesterre et de Bouillante (tracé violet sur la figure 2-2a) sont analysées afin de se focaliser sur la zone dans laquelle se trouve le PER. Le diagramme de fréquence des tronçons et de longueur cumulée par classe de 10° d'azimut expose des directions préférentielles comprises entre N040 et N130 (figure 2-2d). Elles sont décalées par rapport à celles mesurées pour toute la Basse-Terre.

L'intervalle est plus large que celui défini pour l'ensemble de l'île, il peut s'expliquer par des alignements d'édifices volcaniques différents dans cette partie de l'île, le Complexe Trois-Rivières-Madeleine présente un alignement est-ouest des édifices (Samper et al., 2009), le Complexe de Grande Découverte-Soufrière est orienté N150-160 et les édifices de la Chaîne Axiale sont situés dans une bande orientée N120-130 dans la partie centrale de l'île. Ces trois alignements majeurs peuvent expliquer le large intervalle d'orientations des tronçons de cours d'eau. Le graphique des boîtes à moustaches fait ressortir les mêmes orientations préférentielles pour les tronçons les plus longs (N050-060 et N070-100) que celui mesuré à l'échelle de l'île. L'activation des systèmes de failles de Marie-Galante et de l'éperon Bertrand-Falmouth pourrait contrôler la morphologie actuelle du réseau hydrographique. Pour la partie sud de la Basse-Terre, de longs tronçons de cours d'eau (3 km) sont également présents dans les directions N120-130 et N140-150. Ces dernières pourraient refléter l'influence du système de failles des Saintes dans la prolongation du système Bouillante-Montserrat. L'effet de ces directions est beaucoup moins marqué dans la partie nord de la Basse-Terre.

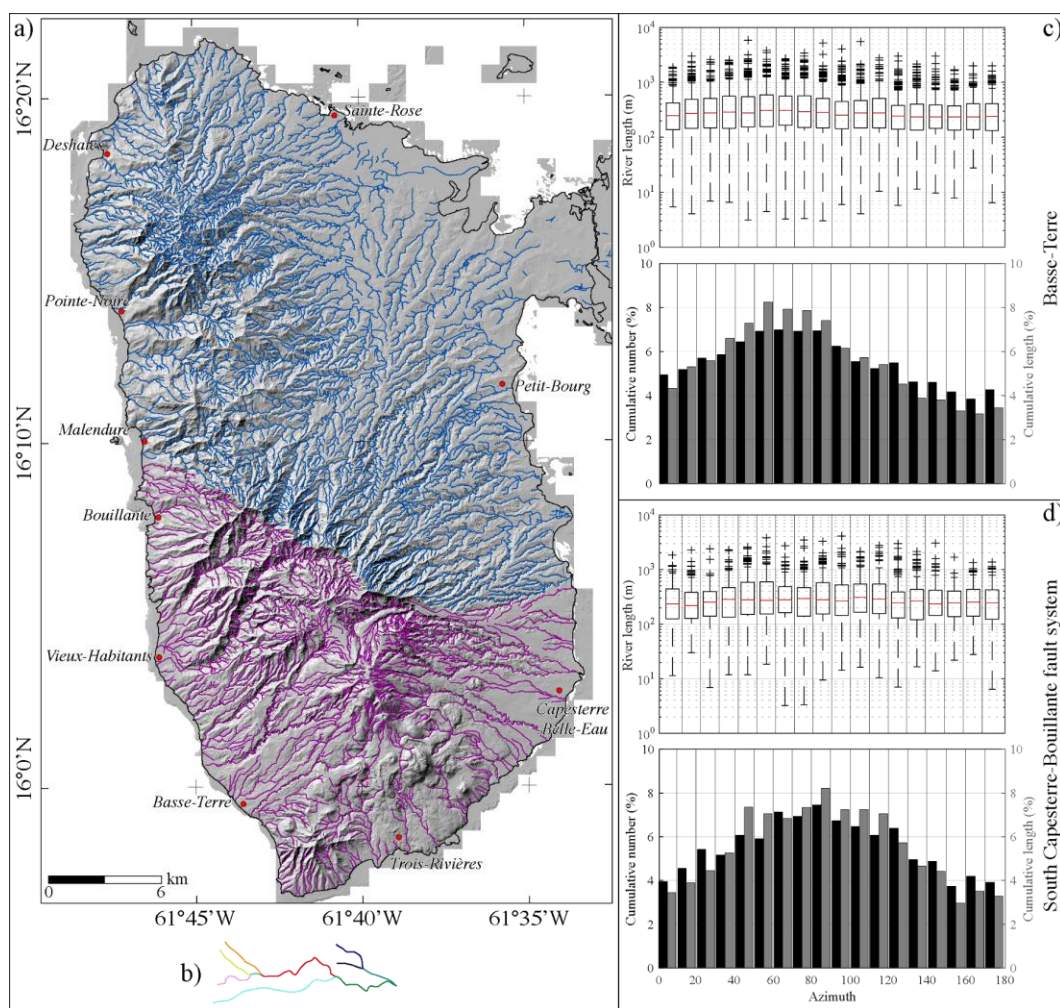


Figure 2-2 - Étude de l'orientation et des longueurs de tronçons de cours d'eau. a) Cours d'eau sur l'île de Basse-Terre. En bleu, les cours d'eau présents sur toute l'île. En violet, extraction des cours d'eau situés au sud du système de faille de Capesterre Bouillante. Réseau hydrographique et MNT 5 m fournis par l'IGN. b) Présentation des tronçons dont l'extension est limitée par les intersections avec d'autres cours d'eau. c) Boîtes à moustaches des longueurs de tronçon de cours d'eau par intervalle d'orientation de 10° pour toute l'île de Basse-Terre. Histogramme des fréquences d'orientation et de longueur de ces cours d'eau. d) Idem à c pour les cours d'eau situés au sud du système de failles de Capesterre-Bouillante.

La réalisation des cartes de pentes et de bassins versants mettent en évidence respectivement, les ruptures majeures de pentes et limitent les aires de drainage. Elles permettent de localiser des arêtes qui peuvent être d'origine structurale et d'identifier les bassins de recharge du réservoir en fluide météorique (figure 2-3). La carte des pentes, calculée avec le MNT 5 m, met en évidence de forts contrastes dans la partie sud de l'île. Les zones les plus escarpées sont essentiellement concentrées dans la partie centrale de l'île au niveau de la Chaîne Axiale. Cependant, de fortes pentes sont aussi observées sur les édifices récents des Monts Caraïbes et des dômes récents du Complexe Trois-Rivières-Madeleine et de la Grande Découverte-Soufrière. A l'inverse, la majeure partie du PER est composée de terrain à faibles pentes liées aux dépôts d'avalanches de débris. Localement de fortes pentes sont rencontrées sur la périphérie des vallées incisées de Vieux-Habitants, de Beaugendre et de Baillif (figure 2-3a). Les linéaments majeurs tracés sur la carte des pentes sont logiquement orientés dans les mêmes directions que celles des grands tronçons de cours d'eau observés précédemment.

A partir du MNT 5 m, une carte des bassins versants a été calculée (figure 2-3b). Le PER se compose d'une quinzaine de bassins versants étroits orientés N030-040. Cette densité importante peut être liée soit à l'hétérogénéité lithologique soit à la présence de structures qui localisent l'axe des bassins ou les limites entre les bassins. L'étude structurale proposée dans la suite permettra de lier la géométrie des bassins versants et la localisation des zones d'infiltration.

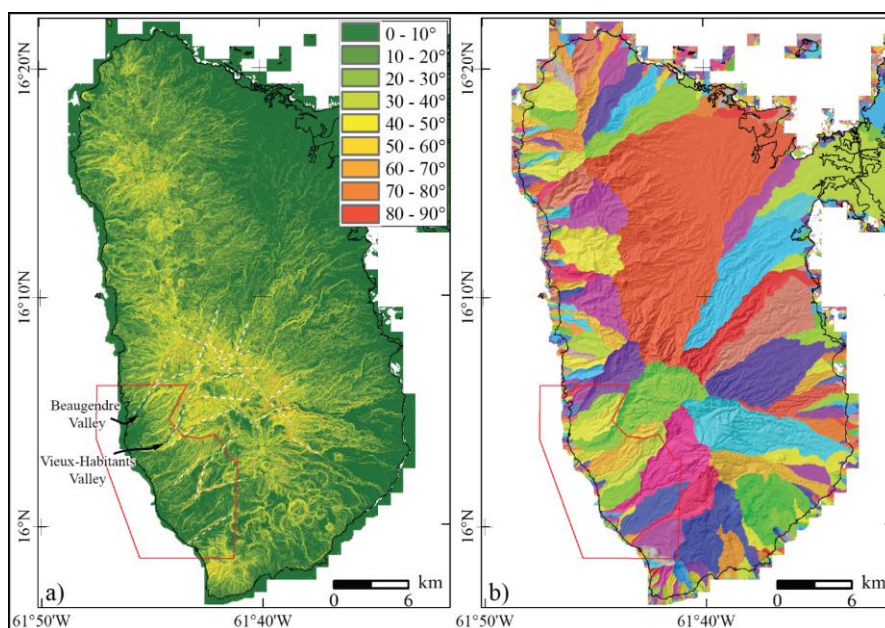


Figure 2-3 – a) Carte des pentes avec linéaments principaux dans la partie sud de l'île (tirets blancs). b) Carte des bassins versants. Chaque couleur correspond à un bassin versant.

1.2 Étude des linéaments

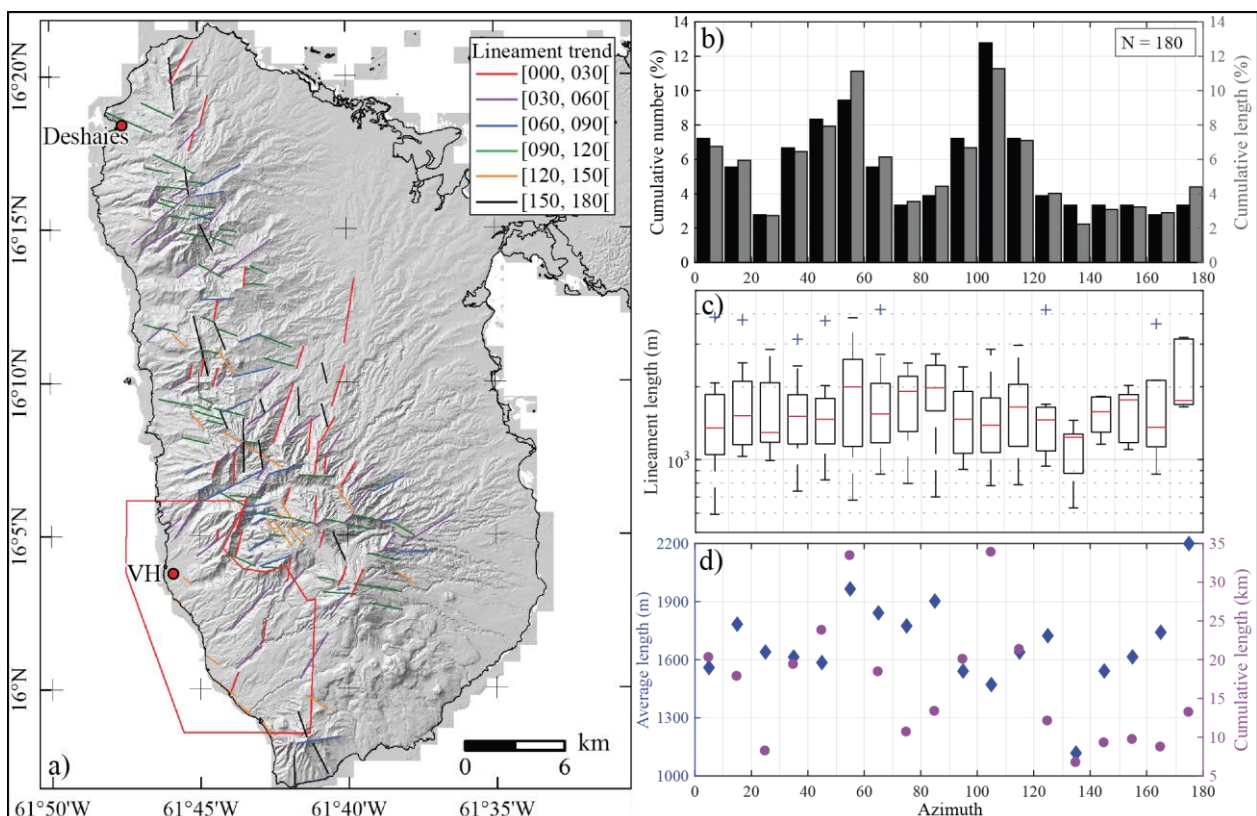
Le pointé des linéaments a été réalisé à différentes résolutions, par trois opérateurs et sur deux supports différents (MNT 5 m et orthophotographies) afin de limiter les biais d'interprétation et les problèmes d'ombrage (tableau 2-1). Les résultats sont présentés à l'échelle de l'île puis de la zone d'intérêt.

1.2.1 Linéaments à l'échelle de l'île

1.2.1.1 Échelle d'observation 1/100000

A l'échelle du 1/100000, sur toute l'île (figure 2-4a), les linéaments majeurs sont concentrés le long des édifices volcaniques où les incisions liées à l'érosion sont les plus fortes. Dans la partie de l'île située au sud de la Soufrière, aucune structure linéaire pouvant être liée à une activité tectonique n'est visible. Cela peut s'expliquer par l'activité volcanique récente dont les dépôts cachent les structures sous-jacentes. Par contre, des alignements de petits linéaments d'orientation identique (N000-020 et N090-110) pourraient être considérés comme l'expression de failles régionales. Ils s'arrêtent toujours sur les grandes cicatrices affectant la partie centrale de l'île. Cette organisation est différente de celle décrite en mer (e.g. Feuillet et al., 2010; De Min et al., 2015; Leclerc et al., 2016).

Le diagramme compilant la fréquence et la longueur des linéaments est polymodale (figure 2-4b) avec une direction majeure à N100-110, une direction intermédiaire à N040-060 et une direction mineure à N000-020. La distribution de longueur est plus dispersée que celles qui avaient été déterminées pour les tronçons hydrographiques. La longueur moyenne des linéaments varie de 1100 m pour la classe N130-140 à 2200 m pour les N170-180. La plupart des classes d'azimut ont des linéaments dont la longueur est comprise entre 1500 et 1900 m (figure 2-4c-d).



1.2.1.2 Échelle d'observation 1/25000

A l'échelle du 1/25000, sur les orthophotographies (figure 2-5) les différences de fréquences

de linéaments dans chaque classe d'orientation de 10° sont moins nettes. La direction N110-120 qui était majeure sur le MNT est devenue la moins représentée. Elle a surtout disparue dans la partie nord de l'île et reste bien représentée dans la partie sud. Le changement d'échelle d'observation diminue la taille des éléments pointés car les grandes structures sont décomposées en plusieurs segments. En moyenne les linéaments les plus longs, 750 à 800 m, sont orientés N020-030 et N060-100.

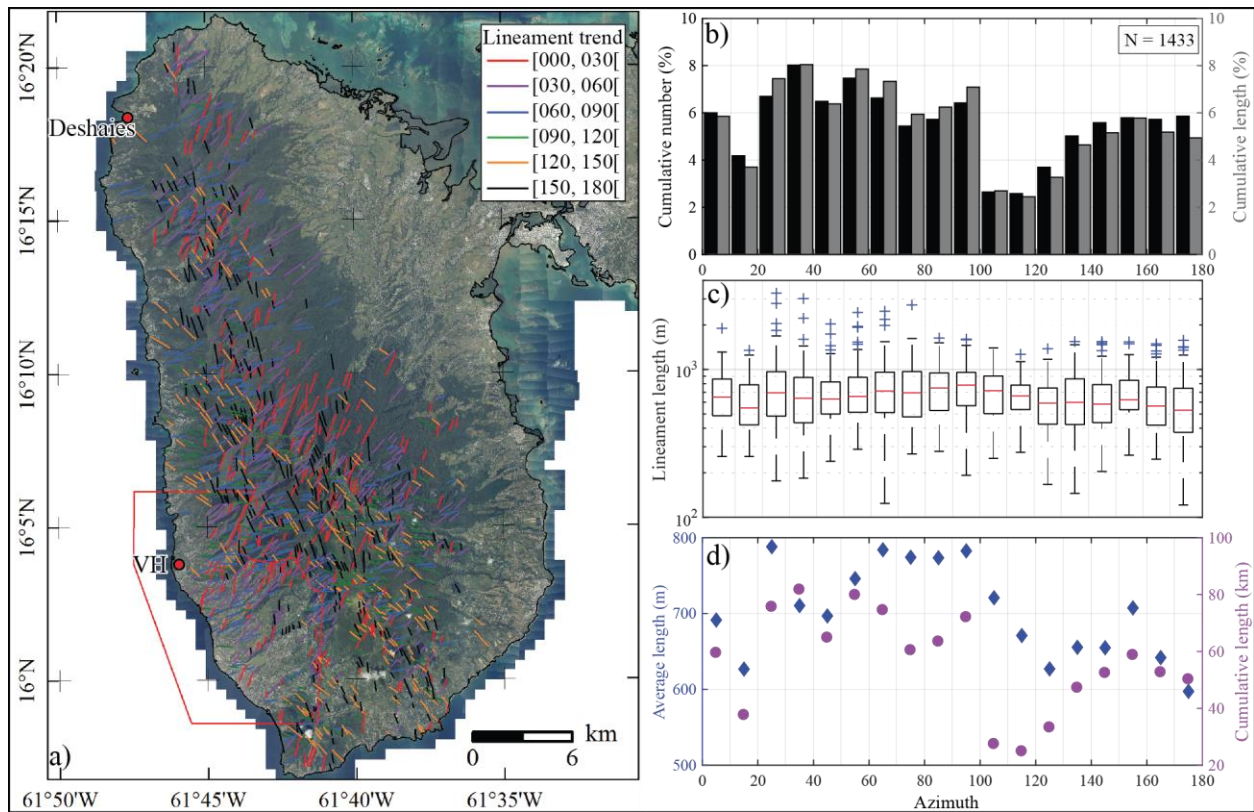


Figure 2-5 - a) Représentation des linéaments majeurs de l'île de Basse-Terre, pointés sur les orthophotographies (données BD ORTHO) à l'échelle d'observation 1/25000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament.

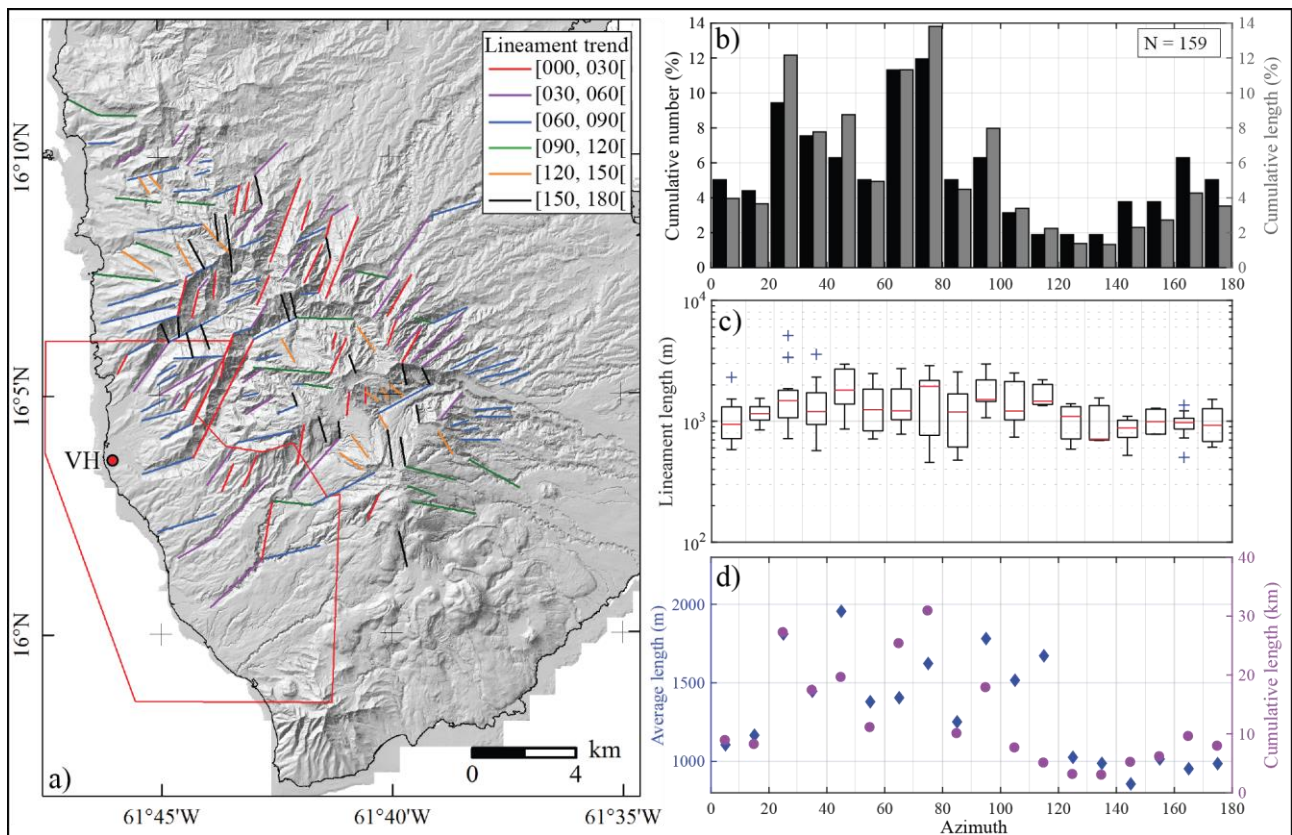
1.2.2 Dans la partie sud de la Basse-Terre

1.2.2.1 Échelle d'observation 1/100000

Le pointé à l'échelle d'observation 1/100000 grâce au MNT (figure 2-6) montre que les linéaments orientés N020-030 et N060-80 sont majoritaires alors qu'ils faisaient partie des classes les moins représentées pour l'ensemble de l'île. Les N020-030 sont surtout présents au NE du PER et constituent l'escarpement de la vallée de Vieux-Habitants et son prolongement vers le NE. Cette direction est peu décrite dans la littérature à l'exception de la carte géologique de De Reynal de Saint Michel (1966). Les directions N110-140 sont les moins exprimées.

La dispersion de longueur des segments est très variable selon les orientations. Elle est notamment très forte pour les orientations principales mais elle n'est pas proportionnelle aux fréquences de linéaments. Cela signifie que ce n'est pas l'augmentation du nombre de linéaments qui induit systématiquement un accroissement de la dispersion de longueur. Il n'y a pas de longueur spécifique à chaque classe d'orientation. Les linéaments ayant les médianes les plus fortes sont

orientés N070-080 (2000 m). Les linéaments ayant les longueurs moyennes les plus grandes appartiennent à la classe N040-050 (1950 m) et ceux développant la plus grande longueur cumulée sont orientés N070-080 (≈ 30 km) (figure 2-6d).



1.2.2.2 Échelle d'observation 1/50000

A cette échelle, le nombre de linéaments pointés est beaucoup plus important (figure 2-7a). La majorité des structures est orientée entre N000 et N100 avec une forte expression des linéaments N020-070 et N090-100 et c'est une constante dans la partie sud de la Basse-Terre. L'orientation principale est N060-070 avec la longueur médiane la plus forte (900 m). Ces orientations sont surtout portées par les crêtes et les vallées encaissées. Ces structures pourraient être dues à des effets d'érosion différentielles entre les laves et les formations pyroclastiques. Cependant, la morphologie des coulées de laves récentes de l'extrémité SE de l'île ne correspond pas à des structures linéaires. Comme dans la majorité des cas, les limites lithologiques ne peuvent pas créer ces segments linéaires, on peut donc supposer que les linéaments même courts, pointés à cette échelle d'observation, peuvent être des fractures et des failles.

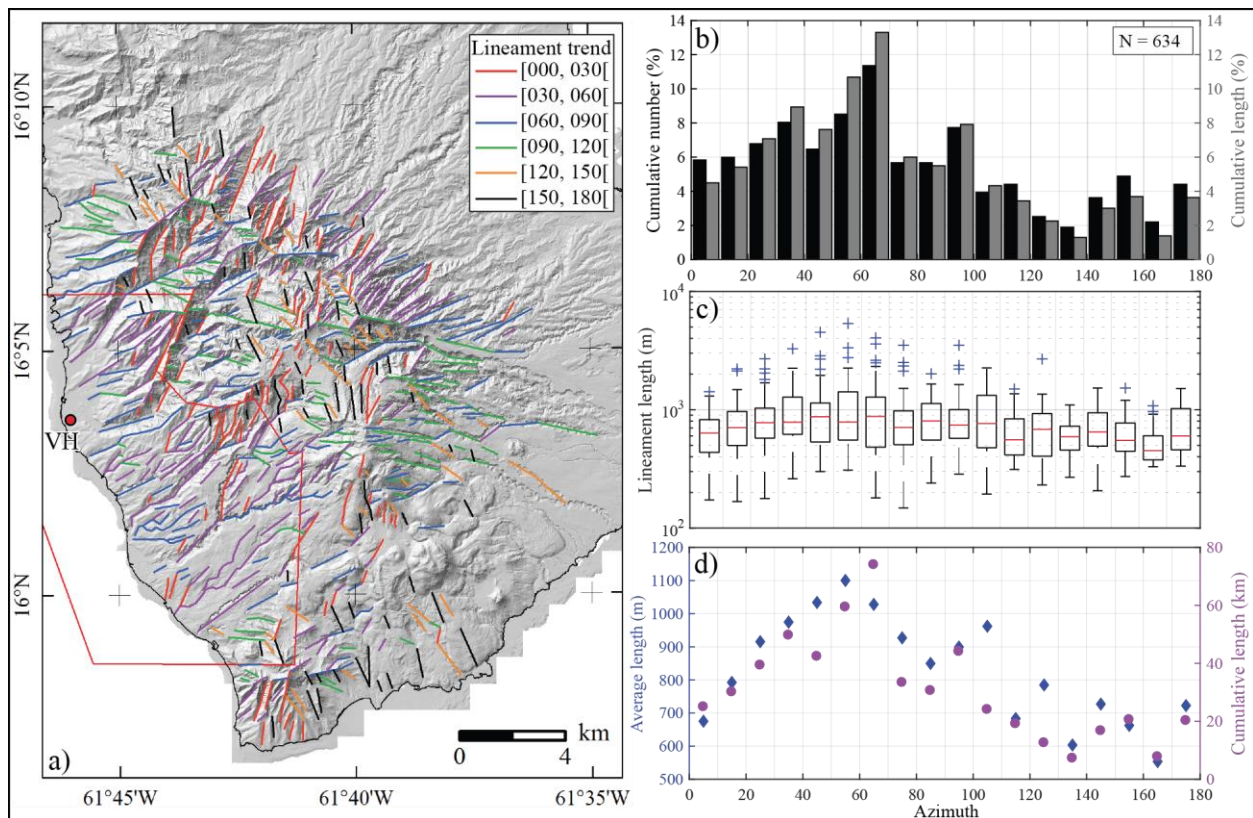


Figure 2-7 - a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 3 en comparant le MNT et les orthophotographies à l'échelle 1/50000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe ; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament.

1.2.2.3 Échelle d'observation 1/25000

Le pointé à cette échelle a été réalisé par trois opérateurs et sur les deux supports (figure 2-8, figure 2-9 et figure 2-10). Le nombre de linéaments pointés sur les trois figures est compris entre 508 et 892 segments. Ceci montre que la perception et l'analyse d'images n'est pas la même pour tous les opérateurs et justifie l'intérêt de compiler les études pour croiser aux maximum les résultats et limiter les biais d'interprétation. Sur le MNT, l'opérateur 1 a surtout mis en évidence les linéaments orientés N050-070 et N100-110, mais toutes les autres directions sont présentes, les N120-150 sont les moins fréquents. Le pointé réalisé par l'opérateur 2, combine le MNT et les orthophotographies (figure 2-9), et fait surtout ressortir les directions N040-080. Les distributions de longueurs sont proches pour les différentes orientations avec la médiane la plus élevée pour les directions N040-050. Bien que les orientations majeures ne soient pas identiques sur les deux pointés réalisés à partir du MNT, les distributions des longueurs moyennes sont comparables. Les deux études mettent en évidence des longueurs moyennes de linéaments faibles (500 à 600 m) pour les orientations N120-180 et des linéaments beaucoup plus longs dans l'intervalle N040-050. En revanche, de grandes différences sont observables entre les longueurs cumulées de linéaments.

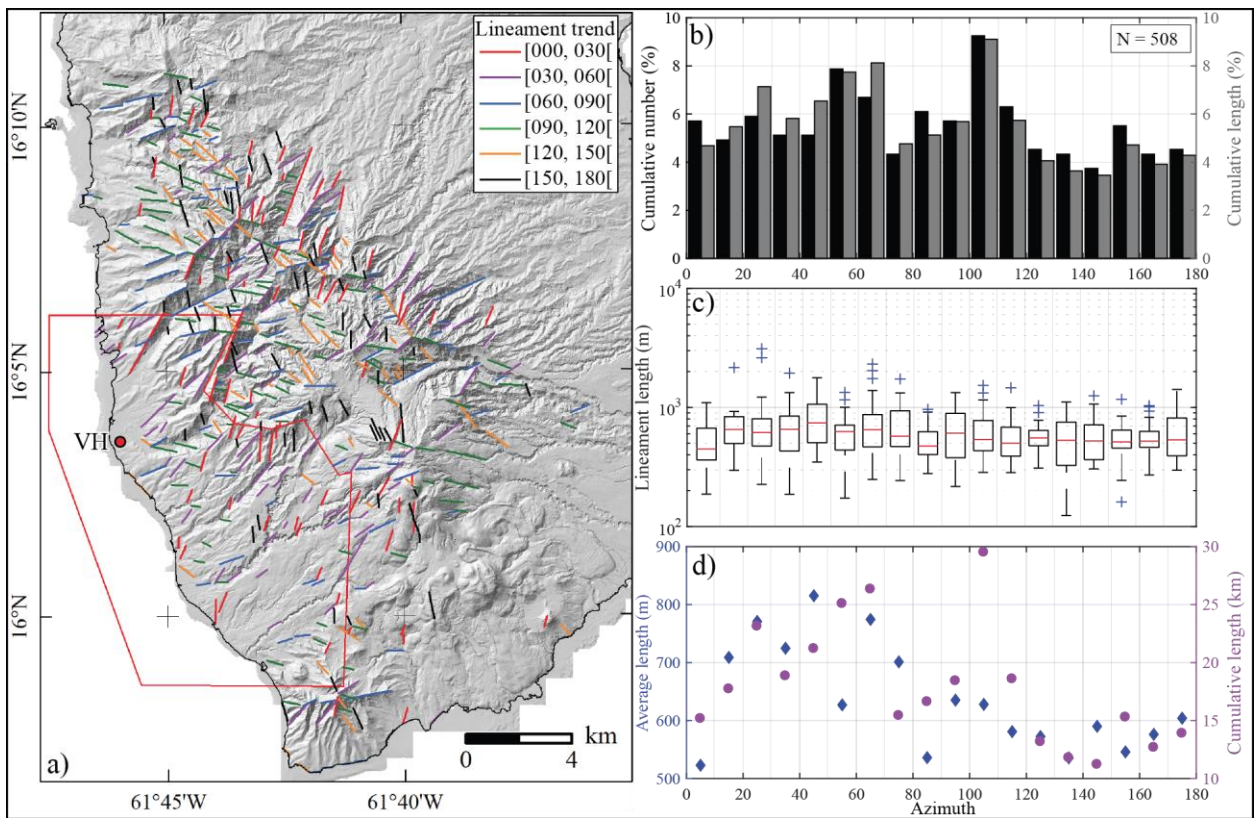


Figure 2-8 - a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 1 en utilisant le MNT à l'échelle 1/25000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéaments dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament.

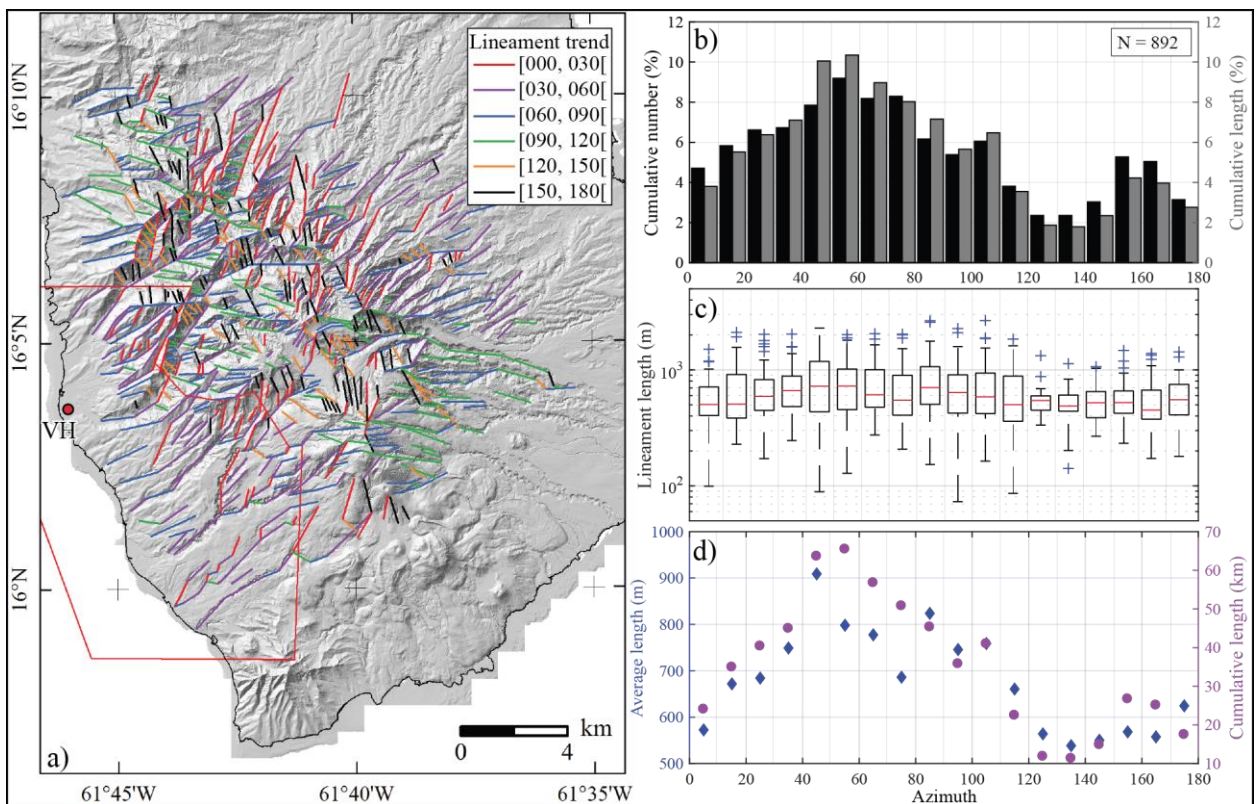


Figure 2-9 - a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 3 en utilisant le MNT et les orthophotographies à l'échelle 1/25000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament.

Le pointé sur les orthophotographies indique que les linéaments N090-100 sont dominants en nombre et surtout en longueur cumulée (figure 2-10b), les linéaments N020-040 et N060-070 sont également bien représentés. Toutes les autres orientations sont peu présentes. Les linéaments N090-100 sont mieux visibles sur les orthophotographies que sur le MNT. Ils sont surtout présents au niveau de la chaîne volcanique et pourraient résulter de l'activité récente du graben de Marie-Galante.

Les failles E-O jouent un rôle fondamental dans les transferts de fluides dans le champ géothermique de Bouillante (Lachassagne et al., 2009). Le fait de rencontrer de nombreux linéaments E-O dans la partie sud de l'île laisse supposer que des failles avec ces orientations pourraient être présentes sous le PER et participeraient aux circulations de fluides comme à Bouillante.

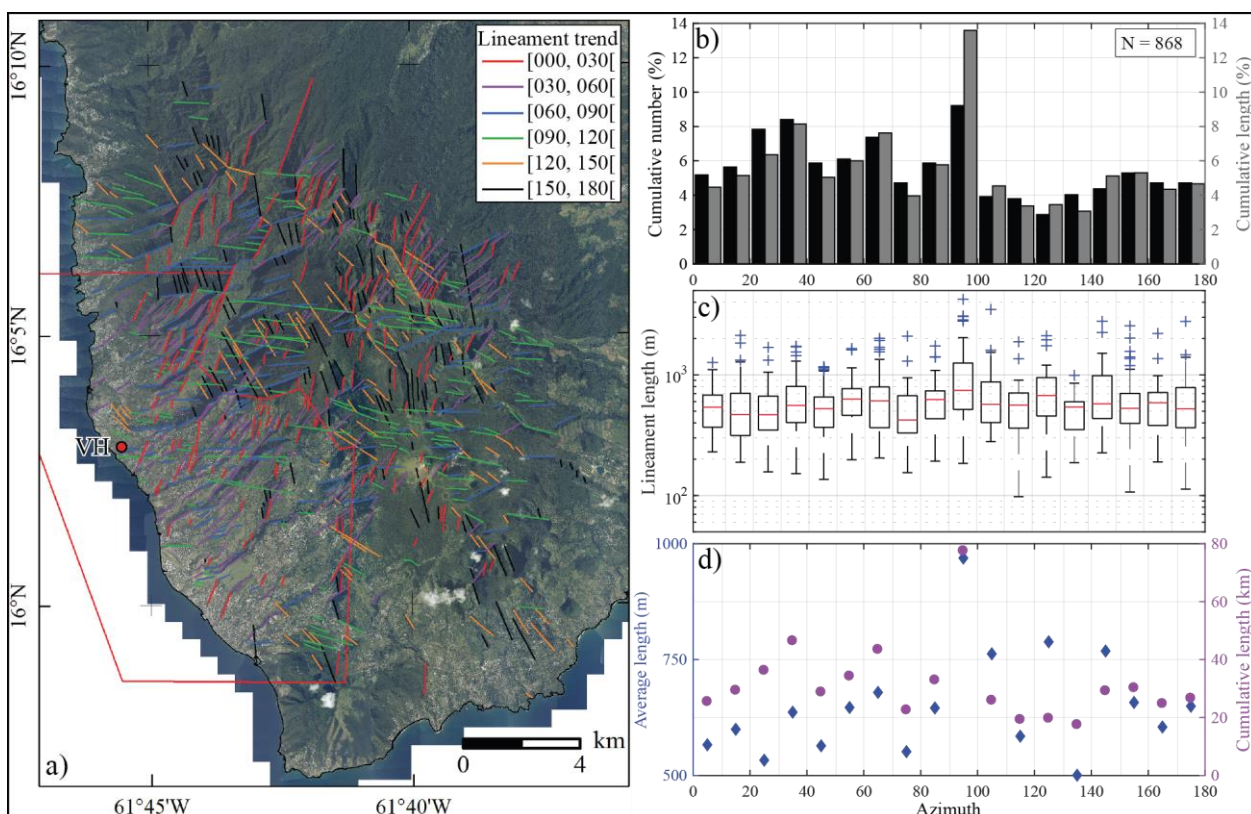


Figure 2-10 - a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 2 en utilisant les orthophotographies à l'échelle d'observation 1/25000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament.

1.2.2.4 Échelle d'observation 1/10000

Pour conclure l'analyse des linéaments, un pointé à l'échelle du 1/10000 est présenté figure 2-11. Les linéaments peuvent être classés par ordre d'importance décroissant des longueurs et des fréquences : les N080-100, N130-170 et les N020-050. Cette analyse montre une distribution différente. Les distributions de longueurs sont sensiblement identiques dans toutes les classes d'orientation. Cependant les linéaments N080-110 ont les longueurs moyennes les plus grandes (450 à 500 m). Même à cette échelle d'observation, il n'y a que peu de linéaments visibles dans la partie sud du PER, les linéaments sont limités aux petits cours d'eau et aux vallées incisées des grandes

rivières. Cette faible densité peut être due aux avalanches de débris récentes qui peuvent masquer une partie des structures et/ou à la forte anthropisation de la partie sud de la côte ouest de la Basse-Terre.

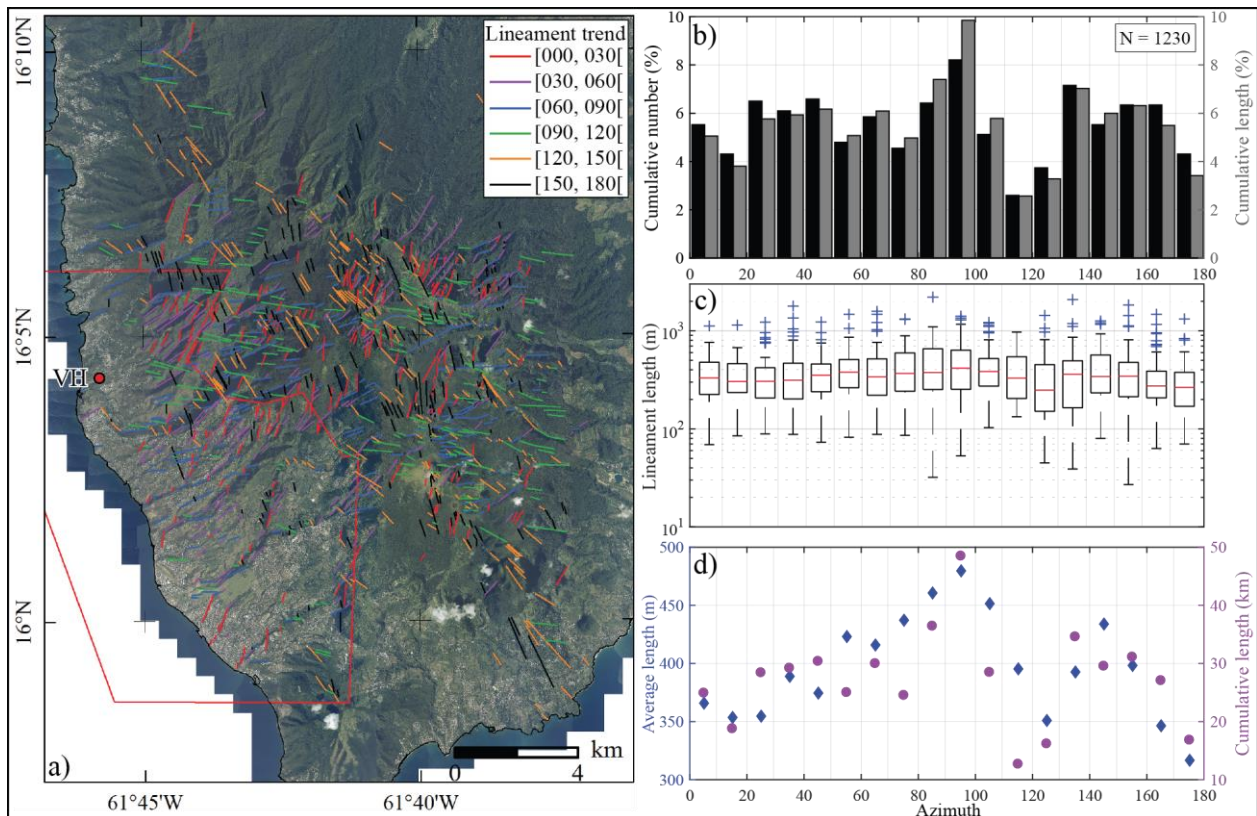


Figure 2-11 - a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 2 sur les orthophotographies à l'échelle d'observation 1/10000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament.

1.3 Synthèse de l'analyse des linéaments sur la Basse-Terre

L'analyse linéamentaire effectuée par les trois opérateurs, à différentes échelles et en utilisant deux supports aux caractéristiques complémentaires permet d'estimer la variabilité liée à l'opérateur. Cette variabilité peut également être induite par les fortes irrégularités de la topographie.

Les linéaments qui se retrouvent sur tous les pointés peuvent être considérés comme fiables ; les autres peuvent être classés en différentes catégories en fonction de leur fiabilité, dans tous les cas ils nécessitent d'être confirmés par des études de terrain.

Pour l'ensemble des analyses, c'est l'intervalle N000 à N100 qui regroupe l'essentiel des linéaments. La compilation des proportions de linéaments et de longueurs cumulées à toutes les échelles d'observation (tableau 2-1) indique que les segments N020-070 et N090-100 sont prépondérants. De manière similaire au réseau hydrographique, ces directions sont cohérentes avec les systèmes de failles reconnus en mer et à terre de l'éperon Bertrand-Falmouth et du graben de Marie-Galante. En revanche, les directions associées aux systèmes de failles de Montserrat-Bouillante et des Saintes sont beaucoup moins représentées même si elles sont observables à toutes les échelles d'observation.

Les structures orientées N130-160 sont peu exprimées, sauf dans l'étude à haute résolution de l'opérateur 2 alors qu'il s'agit d'une direction majeure comme le montre le séisme récent du 21 novembre 2004 sur la faille de Roseau (N140) au large des Saintes (Bazin et al., 2010; Feuillet et al., 2011a). Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ce déficit d'expression à terre. Les édifices volcaniques récents masquent les structures car ils sont disposés sur des alignements orientés comme les systèmes failles de Montserrat-Bouillante et des Saintes. Ces failles majeures pourraient servir de conduits préférentiels pour l'ascension du magma qui masque donc aujourd'hui les structures fragiles sous-jacentes. La seconde hypothèse est une activité plus faible des failles NO-SE par rapport à celle des failles E-O et NE-SO. La conséquence de cette différence d'activité serait une extension parallèle à l'arc plus importante que l'extension perpendiculaire.

Tableau 2-1 – Synthèse de l'analyse des linéaments sur la Basse-Terre. Les orientations de linéaments les plus représentées sont classées par ordre croissant par l'échelle de couleur : jaune clair, jaune sombre, orange et rouge. Abréviations : k – 1000 ; nb. – nombre ; long. – longueur ; ortho. – orthophotographies.

Échelle d'observation	Opérateur 1						Opérateur 2						Opérateur 3							
	1/100K		1/25K		1/25K		1/60K		1/25K		1/10K		1/5K		1/100K		1/50K		1/25K	
	Basse-Terre		Sud Basse-Terre		Sud Basse-Terre		Sud Basse-Terre		Sud Basse-Terre		Sud Basse-Terre		Sud Basse-Terre		Sud Basse-Terre		Sud Basse-Terre		Sud Basse-Terre	
Support	MNT		Ortho.		MNT		Ortho.		Ortho.		Ortho.		MNT + Ortho.		MNT + Ortho.		MNT + Ortho.		MNT + Ortho.	
Azimut	% nb.	% long.	% nb.	% long.	% nb.	% long.	% nb.	% long.	% nb.	% long.	% nb.	% long.	% nb.	% long.	% nb.	% long.	% nb.	% long.	% nb.	% long.
[000, 010[7,2	6,8	6,0	5,9	5,7	4,7	4,8	3,5	5,2	4,5	5,5	5,1	6,4	5,5	5,0	4,0	5,8	4,5	4,7	3,8
[010, 020[5,6	5,9	4,2	3,7	4,9	5,5	3,6	2,4	5,6	5,2	4,3	3,8	6,5	5,7	4,4	3,7	6,0	5,4	5,8	5,5
[020, 030[2,8	2,7	6,7	7,4	5,9	7,1	5,3	6,8	7,8	6,4	6,5	5,8	7,7	7,1	9,4	12,2	6,8	7,1	6,6	6,4
[030, 040[6,7	6,5	8,0	8,0	5,1	5,8	8,4	7,6	8,4	8,1	6,1	5,9	6,3	5,6	7,5	7,8	8,0	8,9	6,7	7,1
[040, 050[8,3	7,9	6,5	6,4	5,1	6,5	7,4	7,0	5,9	5,0	6,6	6,2	5,6	5,4	6,3	8,8	6,5	7,6	7,8	10,1
[050, 060[9,4	11,1	7,5	7,9	7,9	7,7	8,9	7,6	6,1	6,0	4,8	5,1	4,2	4,4	5,0	4,9	8,5	10,7	9,2	10,3
[060, 070[5,6	6,1	6,6	7,3	6,7	8,1	8,6	8,6	7,4	7,6	5,9	6,1	5,3	5,9	11,3	11,3	11,4	13,3	8,2	9,0
[070, 080[3,3	3,5	5,4	5,9	4,3	4,8	4,6	4,1	4,7	4,0	4,6	5,0	4,6	5,0	11,9	13,8	5,7	6,0	8,3	8,0
[080, 090[3,9	4,4	5,7	6,2	6,1	5,1	7,6	8,1	5,9	5,8	6,4	7,4	6,5	6,9	5,0	4,5	5,7	5,5	6,2	7,2
[090, 100[7,2	6,7	6,4	7,1	5,7	5,7	7,1	10,3	9,2	13,6	8,2	9,8	7,0	9,2	6,3	8,0	7,7	7,9	5,4	5,7
[100, 110[12,8	11,3	2,7	2,7	9,3	9,1	4,6	6,3	3,9	4,5	5,1	5,8	5,6	6,5	3,1	3,4	3,9	4,3	6,1	6,5
[110, 120[7,2	7,1	2,6	2,4	6,3	5,7	2,8	3,6	3,8	3,4	2,6	2,6	3,5	3,0	1,9	2,2	4,4	3,4	3,8	3,6
[120, 130[3,9	4,0	3,7	3,3	4,5	4,1	3,6	3,6	2,9	3,5	3,7	3,3	3,6	3,2	1,9	1,4	2,5	2,3	2,4	1,9
[130, 140[3,3	2,2	5,0	4,6	4,3	3,6	4,6	4,3	4,0	3,1	7,2	7,0	4,9	4,9	1,9	1,3	1,9	1,3	2,4	1,8
[140, 150[3,3	3,1	5,6	5,2	3,7	3,5	4,3	4,4	4,4	5,1	5,5	6,0	6,0	6,6	3,8	2,3	3,6	3,0	3,0	2,3
[150, 160[3,3	3,2	5,8	5,8	5,5	4,7	5,1	4,5	5,3	5,3	6,3	6,3	4,7	4,4	3,8	2,7	4,9	3,7	5,3	4,2
[160, 170[2,8	2,9	5,7	5,2	4,3	3,9	2,8	2,3	4,7	4,3	6,3	5,5	5,4	5,2	6,3	4,3	2,2	1,4	5,0	4,0
[170, 180[3,3	4,4	5,9	4,9	4,5	4,3	6,1	5,3	4,7	4,7	4,3	3,4	6,5	5,6	5,0	3,5	4,4	3,6	3,1	2,8

2 Analyse structurale de Terre-de-Haut

L'étude structurale de Terre-de-Haut est plus aisée que celle de la Basse-Terre. En effet, il n'y a pas de végétation luxuriante, les précipitations sont moins importantes, les conditions d'affleurement sont bonnes et l'anthropisation est plus limitée (densité de construction plus faible, moins d'agriculture). Une première partie permet de faire un bilan et une analyse statistique des données disponibles dans la littérature ; la deuxième partie est une étude des linéaments de l'échelle du plateau des Saintes jusqu'à celle de la falaise de Grande Anse où l'altération hydrothermale est la plus forte.

2.1 Résultats disponibles dans la littérature

Parmi les données publiées, nous distinguons celles reconnues en mer de celles reconnues à terre, mais elles sont cependant compilées sur la même figure (figure 2-12).

2.1.1 À l'échelle du plateau insulaire et son pourtour

Les failles relevées dans la zone située entre la Basse-Terre et la Dominique et son pourtour sont issues de trois études (Feuillet, 2000; De Min et al., 2015; Leclerc et al., 2016) (figure 2-12a). Les diagrammes de fréquence et de longueur cumulée des failles montrent une distribution monomodale très marquée avec un maximum pour les failles orientées N130-140 (figure 2-12b). Il n'y a presque pas de failles ayant une orientation comprise entre N000 et N110. La majorité des failles se situent entre les Saintes et la Dominique dans une bande orientée approximativement N030 d'environ 10 km de large et 20 km de long. La densité de faille est beaucoup moins importante sur le plateau des Saintes et jusqu'à la Basse-Terre. A l'est, on trouve les failles E-O du graben de Marie-Galante.

L'extension des principales failles est proche de 10 km (figure 2-12c). Il s'agit de failles majeures responsables, pour certaines, de séismes historiques (§ Partie 1 -Chapitre 3 -4.1.1). Dans la bande de déformation fragile située au sud du plateau insulaire, les failles majeures ont majoritairement des pendages vers l'est tandis que les failles mineures d'extension kilométrique ont à la fois des pendages vers l'est et l'ouest. Cette disposition des failles forme une géométrie de horst et graben. Très peu de failles se prolongent sur le plateau insulaire. Celles qui traversent le plateau longent les îles de Terre-de-Haut au nord-ouest et Terre-de-Bas à l'ouest sans affecter les îles. Il ne semble pas y avoir de continuité terre-mer des failles.

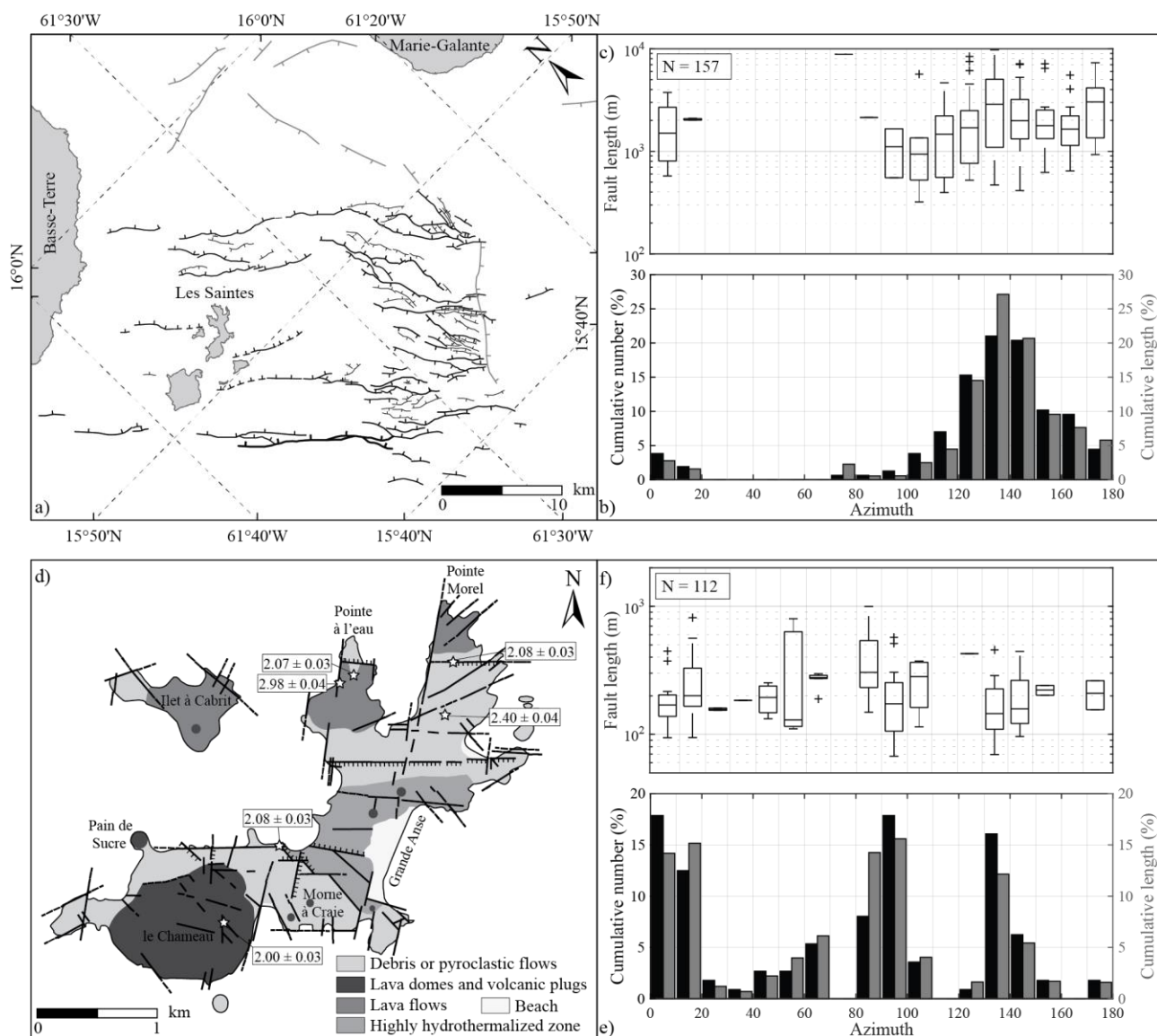


Figure 2-12 – a, b et c) Analyse structurale du plateau des Saintes et de ses environs. a) Carte structurale des Saintes modifiée d'après Leclerc et al. (2016) (failles noires) et De Min (2014) (failles grises). b) Nombres (barres noires) et longueurs (barres grises) cumulés des failles représentées sur la figure a) et regroupées en classes d'azimut de 10° montrant la dominance des failles orientées N120-150°E. c) Boîtes à moustaches des longueurs de failles regroupées par classe d'azimut de 10° . d) Schéma structural à terre de Terre-de-Haut d'après Verati et al. (2016). Les âges proviennent de l'étude de Zami et al. (2014). e) Nombres (noir) et longueurs (gris) cumulés des failles représentées sur la figure d) et regroupées en classes d'azimut de 10° montrant l'existence de trois familles majeures. f) Boîtes à moustaches des longueurs de failles.

2.1.2 À l'échelle de l'île de Terre-de-Haut

A terre, le schéma structural de Verati et al. (2016) indique que la densité de structure est plus importante qu'en mer et donc le système de failles est beaucoup plus complexe (figure 2-12d). Le diagramme de fréquence met en évidence trois directions majeures : N000-020, N080-100 et N130-140. La taille de l'île étant très réduite, l'extension des failles l'est aussi (< 1 km). Les plus grandes failles sont celles orientées E-O avec une médiane de 200 m. Ces failles sont conjuguées dans la partie centrale de l'île et dessinent un graben. C'est au niveau de ce graben que se trouve le paléo-système géothermique. Les deux familles de failles E-O et N-S semblent avoir une activité récente puisqu'elles dessinent les parties rectilignes de la côte.

Les études publiées (Feuillet, 2000; De Min et al., 2015; Leclerc et al., 2016) sur l'archipel des Saintes permettent de comprendre la géométrie globale du système de failles qui constitue le graben des Saintes, en définissant les orientations majeures et les pendages de ces structures en mer. Bien que le travail de Verati et al. (2016) ait fait avancer significativement la caractérisation structurale à terre et permis d'identifier le système géothermique, de nombreuses questions restent en suspens. Pour compléter ces études, nous allons :

- reprendre la caractérisation structurale de l'échelle du plateau insulaire jusqu'à celle de l'affleurement pour voir comment s'organise la fracturation et s'il existe une loi mathématique permettant de modéliser les distributions de longueur de failles et de fractures ;
- définir l'origine des différentes fractures ;
- essayer de mieux contraindre la formation de la zone hydrothermalisée, ses limites et les structures qui servent aux circulations fluides.

2.2 Étude des linéaments

L'étude structurale de Terre-de-Haut comprend une analyse des linéaments de l'échelle du plateau insulaire jusqu'à celle de la falaise de Grande Anse dans la zone hydrothermalisée.

2.2.1 Au niveau du plateau insulaire

Contrairement à la Basse-Terre, nous disposons pour l'archipel des Saintes d'un MNT à 5 m terre-mer permettant d'étudier la continuité des structures (figure 2-13).

Des escarpements dans la partie NE du plateau sont orientés N110-140, ils constituent les linéaments majeurs en proportion et en longueur cumulée de l'archipel ; et possèdent les longueurs les plus importantes avec certains segments ayant des extensions de 5 km. Le système de failles en mer est assez monotone comparé aux linéaments à terre dont les orientations sont plus diversifiées avec des linéaments orientés N110-140, N020-050 et N070-080. Bien que le MNT possède une résolution élevée, il n'est pas possible d'établir une continuité terre-mer des structures à l'exception des linéaments limitant les falaises sur les deux îles.

La distribution de longueur des linéaments (figure 2-13b) a une pente caractéristique qui suit une loi de puissance à coefficient a faible (1,55). D'après Bour et Davy (1997), si $1 < a < 3$, les failles qu'elles soient petites ou grandes, contrôlent la connectivité. Les linéaments respectant cette loi ont des longueurs comprises entre 400 m et 5 km soit environ 60 % du nombre total de données. La faible pente de la distribution de longueur indique que le nombre de linéaments est faible pour toutes les longueurs respectant la loi de puissance. Ce résultat est souligné par les faibles densité P20 (0,63 linéaments.km⁻²) et intensité de fracturation P21 (0,45 km⁻¹). Sur la courbe de distribution de longueur, aucun effet de censure n'est observable. En effet, il n'y a pas d'accroissement de la pente pour les linéaments les plus longs. C'est-à-dire que les grands linéaments ne sont pas affectés par la taille de

la zone d'étude limitée par le pourtour du plateau insulaire. En revanche, l'effet de troncature est bien présent pour les linéaments de longueur inférieure à 400 m. Ces linéaments seront échantillonnés à l'échelle de l'île.

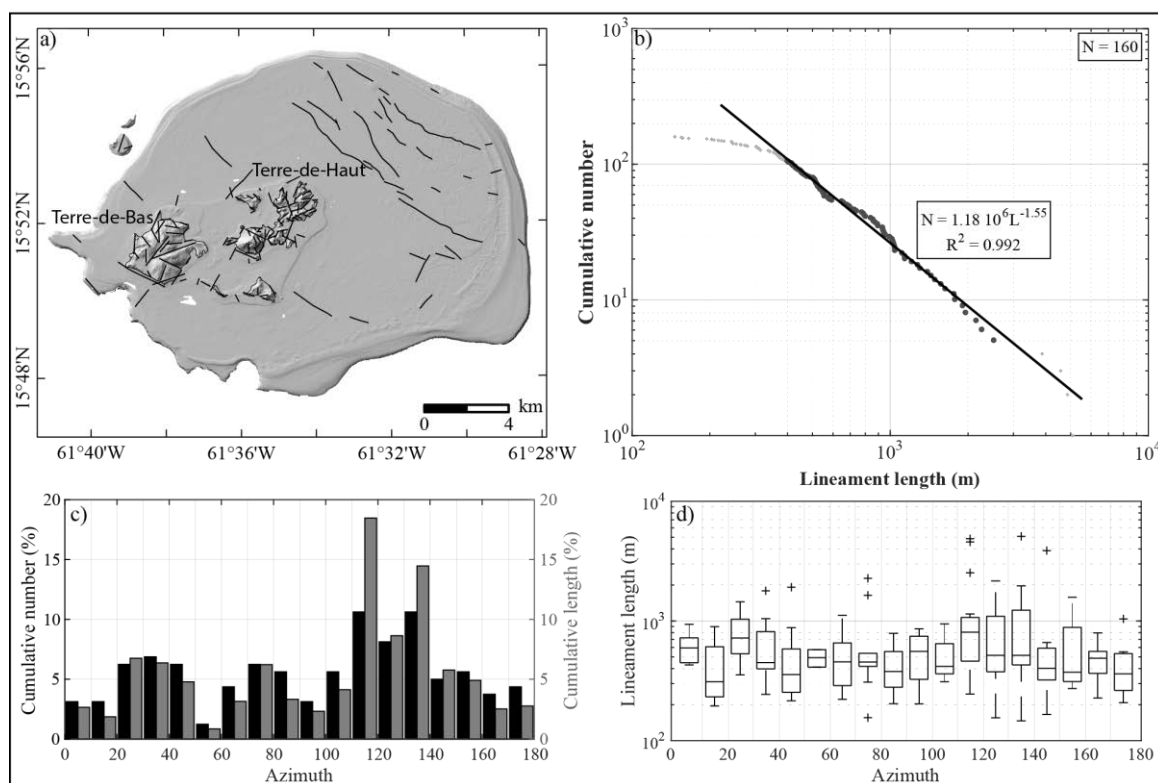


Figure 2-13 – Étude structurale régionale des Saintes. a) Linéaments majeurs pointés sur le MNT 5 m Litto3D (IGN) pour le plateau des Saintes, les îles de Terre-de-Bas et de Terre-de-Haut. Pointé à l'échelle d'observation 1/30000. b) Distribution de longueurs des linéaments dont la pente caractéristique suit une loi de puissance. c) Fréquence en nombre et en longueur des linéaments pointés rangés par classes d'azimut de 10°. d) Boîtes à moustaches des longueurs de linéaments.

2.2.2 Sur l'île

Le pointé des linéaments sur Terre-de-Haut a été effectué en combinant le MNT 5m et les orthophotographies à l'échelle du 1/10000 (figure 2-14). Contrairement à la Basse-Terre, l'expression structurale est plus explicite. La plupart des côtes de l'île ont des segments rectilignes que l'on peut attribuer à des failles ou des fractures qui ont joué ou rejoué récemment. A l'intérieur de l'île, le contraste est frappant entre le peu de relief de la partie centrale et la périphérie composée de nombreuses collines dont les pentes sont dues à l'érosion.

La densité de linéaments est beaucoup plus importante qu'à l'échelle du plateau (60 et 18 fois supérieures pour P20 et P21 respectivement). Ceci peut être expliqué par une sédimentation marine et des courants marins qui lissent la topographie sous-marine et cachent les structures sous-jacentes qui n'ont pas été activées récemment. Les linéaments à terre permettent d'identifier un motif structural lié à un espacement régulier pluri-hectométrique des grands segments N010-020 et des segments E-O. Ils forment un réseau à l'intérieur duquel de nombreuses autres directions sont présentes. Les segments N030-050 constituent l'orientation majoritaire en nombre et en longueur cumulée (figure 2-14c) mais ils sont en moyenne deux fois plus courts que les N010-020 (figure 2-14d). L'histogramme de fréquence de linéaments confirme que la complexité structurale est plus

grande à terre qu'en mer avec au moins quatre familles de linéaments bien exprimées : N010-020, N030-050, N070-080 et N140-160.

La distribution de longueur des linéaments montre :

- un effet de troncature pour les linéaments plus longs que 500 m lié au fait que leur prolongement en mer est invisible sur les supports utilisés pour le pointé ;
- un effet de troncature pour les segments dont l'extension est inférieure à 100 m avec une pente non nulle.

La distribution n'admet pas une seule pente caractéristique mais deux associées à deux lois de puissance. Les grands linéaments (300 – 600 m) ont une pente plus forte (-2,8) que les linéaments plus courts (100-300 m, $a = -1,2$). Cela signifie que les linéaments les plus longs sont plus denses que les linéaments les plus courts. La courbe du nombre cumulé de linéaments pourrait être aussi interprétée sous la forme d'une exponentielle négative. Cependant, la distribution exponentielle des longueurs est définie pour les réseaux de fractures où des changements de rhéologie limitent le développement des fractures (Bonnet et al., 2001; Bertrand, 2017). On voit clairement que les linéaments pointés à l'échelle de l'île ne traduisent pas des contrastes lithologiques et qu'il est donc plus probable de considérer deux lois de puissance plutôt qu'une loi exponentielle.

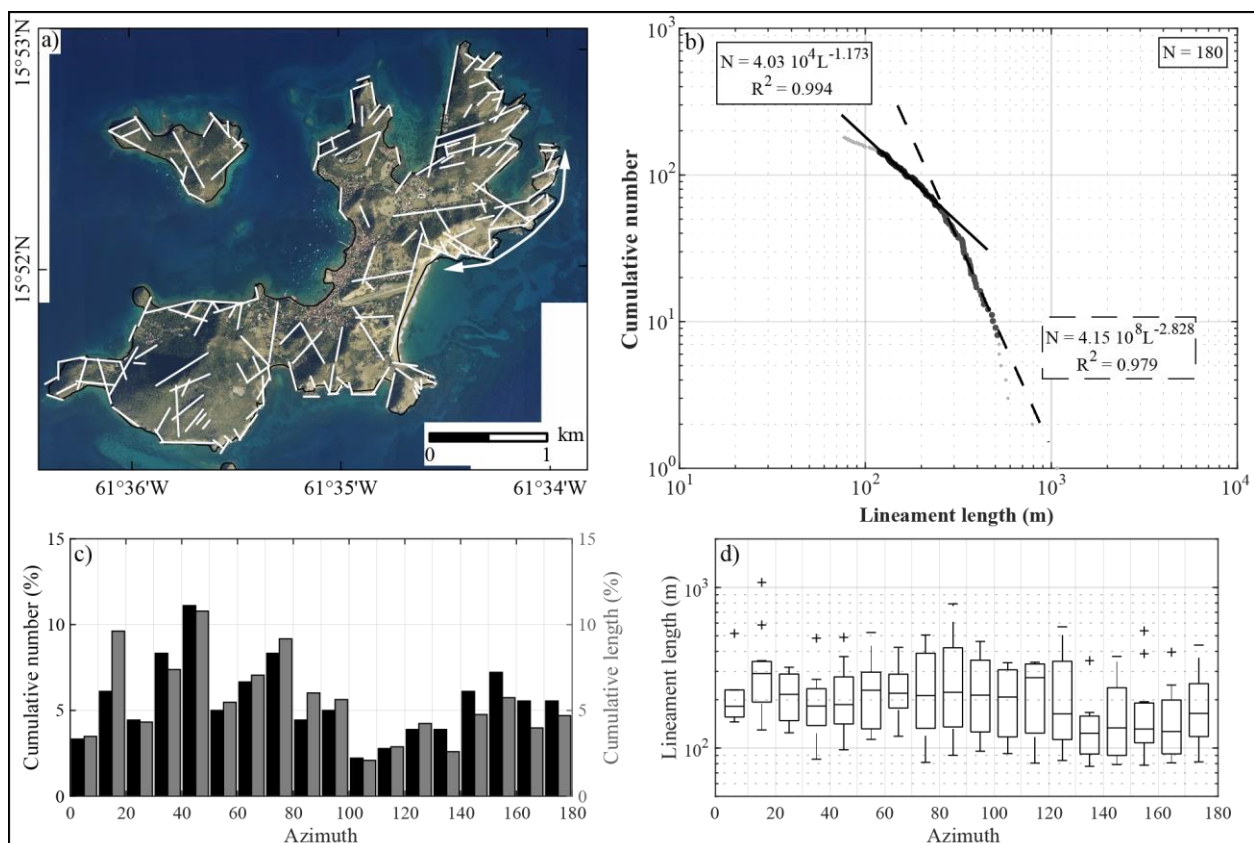


Figure 2-14 – Étude des linéaments à l'échelle de l'île de Terre-de-Haut. a) Linéaments majeurs pointés à l'échelle d'observation 1/10000 sur les orthophotographies de résolution 30 cm. La double flèche indique la zone sur laquelle un pointé de linéaments de détail a été effectué (figure 2-15). b) Distribution de longueurs des linéaments présentant deux pentes caractéristiques suivant des lois de puissance. c) Fréquence en nombre et en longueur des linéaments pointés rangés par classes d'azimut de 10°. d) Boîtes à moustaches des longueurs de linéament.

2.2.3 Dans une zone hydrothermalisée

Un pointé de détail à l'échelle 1/1000 a été effectué sur la falaise de Grande Anse où une altération hydrothermale avancée a été identifiée (Jacques and Maury, 1988b; Verati et al., 2016). A cette échelle d'observation, seules les orthophotographies sont exploitables car la résolution du MNT n'est pas suffisante. La zone de Grande Anse nord est particulièrement adaptée pour cette étude puisque l'affleurement est continu sur environ 1500 m selon une direction NE-SO (figure 2-15a). Les fractures les plus représentées sont les N040-100 et les N140-160 (figure 2-15c). Les fractures E-O sont aussi les plus longues avec une médiane proche de 30 m. Au niveau de la zone d'étude, les segments N010-020 sont très peu abondants alors qu'ils étaient majoritairement décrits à l'échelle de l'île. Ils pourraient donc structurer l'île sans avoir d'expression marquée à petite échelle.

La distribution de longueur des fractures a une loi puissance avec une pente forte de -2,6 pour les fractures ayant des extensions comprises entre 20 et 80 m (figure 2-15b). Logiquement, l'effet de censure est marqué pour les fractures ayant des extensions supérieures à 80 m puisqu'elles ne peuvent être prolongées ni à l'ouest à cause de la végétation, ni à l'est à la cause du rapide approfondissement de la côte. L'effet de troncature est également important pour toutes les fractures inférieures à 20 m. Ces fractures à faibles extensions apparentes seront mieux échantillonnées à l'échelle de l'affleurement.

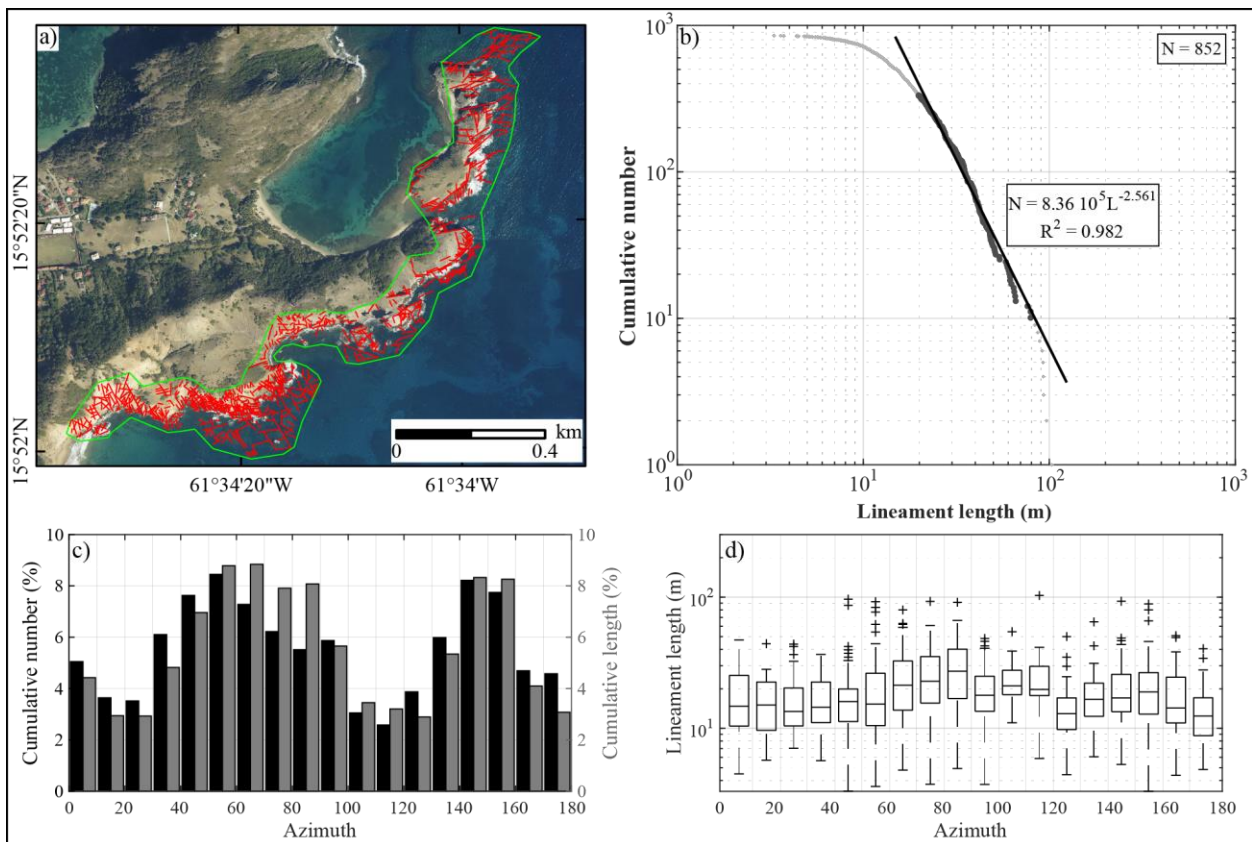


Figure 2-15 – Étude des linéaments entre la partie nord de Grande Anse et Roches Percées. a) Linéaments pointés à l'échelle d'observation 1/1000 sur les orthophotographies de résolution 30 cm. b) Distribution de longueurs des linéaments dont la pente caractéristique suit une loi de puissance. c) Fréquence en nombre et en longueur des linéaments pointés rangés par classes d'azimut de 10°. d) Boîtes à moustaches des longueurs de linéament.

2.3 Synthèse des linéaments sur Terre-de-Haut

Le tableau 2-2 synthétise les résultats obtenus grâce aux pointés de linéaments aux échelles de 1/30000, 1/10000 et 1/1000. Il permet de faire ressortir les orientations majeures et longueurs cumulées prépondérantes sur le plateau des Saintes, sur l'île de Terre-de-Haut et dans la zone hydrothermalisée de Grande Anse.

Les orientations de linéaments et surtout les proportions relatives sont différentes entre le plateau et l'île. En effet, les grandes failles d'extension pluri-kilométrique orientées N110-140 dans la prolongation du système de failles des Saintes, sont bien exprimées au niveau du plateau alors qu'elles sont peu présentes sur l'île. A l'inverse, l'île est surtout affectée par de grands linéaments N-S, NE-SO et E-O. L'organisation structurale de Terre-de-Haut semble plus complexe car composée par plusieurs familles de failles. Les linéaments E-O pourraient être des structures résultant du fonctionnement du graben de Marie-Galante, elles permettraient d'accommoder l'extension parallèle à l'arc (Feuillet et al., 2002). Cependant, Terre-de-Haut est située à plusieurs kilomètres au sud des failles majeures limitant le graben. Il pourrait donc s'agir d'un graben de plus petite dimension comme celui décrit dans le schéma structural de Verati et al. (2016). Il en est de même pour les linéaments NE-SO qui pourraient reproduire le graben de la Désirade à plus petite échelle. En ce qui concerne les linéaments N-S, leur présence pourrait être liée à la flexure à grande échelle de la plaque chevauchante et être des failles d'extrado comme celles décrites par De Min (2014).

Les augmentations des intensités et densités de fractures sont très importantes avec les changements d'échelles. La zone hydrothermalisée de Grande Anse expose plus de 60 km⁻¹ et presque 3000 fractures.km⁻². Cette forte densité est très favorable aux circulations de fluides hydrothermaux, et à la connectivité entre les différentes familles permettant d'exploiter pleinement le volume rocheux.

Tableau 2-2 - Synthèse de l'analyse des linéaments sur le plateau des Saintes et Terre-de-Haut. Les orientations de linéaments les plus représentées sont classées par ordre croissant par l'échelle de couleur : jaune sombre, orange et rouge. Abréviations : nb. – nombre ; long. – longueur ; ortho. – orthophotographies.

Emprise Échelle d'observation Support	Plateau des Saintes		Terre-de-Haut		Falaise Grande Anse	
	1/30000 MNT		1/10000 Ortho.		1/1000 Ortho.	
P20 (#/km ²)	0,63		36,2		2970,1	
P21 (km/km ²)	0,45		8,1		61,7	
Azimut	% nb.	% long.	% nb.	% long.	% nb.	% long.
[000, 010[3,1	2,7	3,3	3,5	5,0	4,4
[010, 020[3,1	1,9	6,1	9,6	3,6	2,9
[020, 030[6,3	6,8	4,4	4,3	3,5	2,9
[030, 040[6,9	6,4	8,3	7,4	6,1	4,8
[040, 050[6,3	4,8	11,1	10,8	7,6	7,0
[050, 060[1,3	0,9	5,0	5,5	8,5	8,8
[060, 070[4,4	3,2	6,7	7,1	7,3	8,8
[070, 080[6,3	6,2	8,3	9,2	6,2	7,9
[080, 090[5,6	3,3	4,4	6,0	5,5	8,1
[090, 100[3,1	2,3	5,0	5,6	5,9	5,7
[100, 110[5,6	4,1	2,2	2,1	3,1	3,5
[110, 120[10,6	18,5	2,8	2,9	2,6	3,2
[120, 130[8,1	8,6	3,9	4,2	3,9	2,9
[130, 140[10,6	14,5	3,9	2,6	6,0	5,3
[140, 150[5,0	5,8	6,1	4,8	8,2	8,3
[150, 160[5,6	4,9	7,2	5,7	7,7	8,3
[160, 170[3,8	2,5	5,6	4,0	4,7	4,1
[170, 180[4,4	2,8	5,6	4,7	4,6	3,1

Chapitre 2 - Étude de la fracturation à l'échelle de l'affleurement

Les analyses de linéaments à l'aide des SIG ont permis de construire l'organisation des grandes structures qui va permettre de définir des zones d'intérêt pour l'analyse de la fracturation à l'échelle de l'affleurement. L'étude de la fracturation à l'échelle de l'affleurement est un des apports majeurs de cette thèse. Elle permet notamment de définir l'organisation et la nature des drains dans le système géothermique et de définir l'organisation relative de la fracturation et de l'altération hydrothermale.

1 Expression de la déformation fragile dans les différents dépôts volcaniques

La déformation fragile prend différentes formes dans les lithologies volcaniques. Ce paragraphe expose de manière non exhaustive quelques expressions de la fracturation dans les laves, les dépôts de coulées de débris et les pyroclastites aux stades sains et hydrothermalisés.

1.1 Dans les laves

La fracturation dans ces formations a différentes origines. Elle peut être acquise lors du refroidissement de la lave, sous forme de joints. L'activité tectonique peut réutiliser ces joints ou créer de nouvelles fractures, elle peut également être induite par l'altération. La figure 2-16 présente quelques types de fractures rencontrés dans les laves. A la base du Chameau, côté sud, les coulées de lave sont affectées par une déformation fragile dense. Les laves sont tout d'abord recoupées par une série de joints parallèles et perpendiculaires à la foliation magmatique qui débitent la lave en blocs décimétriques (figure 2-16a). Ces joints sont d'origine primaire, par refroidissement, et ne résultent pas de l'application d'une contrainte extérieure. Leur extension est au maximum celle de la coulée. La forte densité de joints et les intersections créées augmentent considérablement la surface d'échange entre les fluides et la roche, la porosité et la perméabilité. Plus à l'est, ces coulées de lave de la base du Chameau sont recoupées par des couloirs de fracturation de largeur métrique et d'extension pluri-décamétrique dépassant celle de la coulée (figure 2-16b). Ces couloirs recoupent à la fois la matrice et les joints primaires. Ils concentrent les circulations de fluides qu'ils distribuent dans les joints primaires, puis les fissures de la matrice. La transformation de la roche est favorisée par la forte densité de joints primaires qui facilitent les transferts de fluides depuis les couloirs de fractures vers la matrice.

Des structures de plus petites dimensions sont également présentes. La figure 2-16c est un exemple de décrochement dextre dont le cœur est complètement bréchifié avec des structures de type cisaillement et de schistosité (au niveau de la géométrie) de taille centimétrique. Certaines laves affectées par des transformations hydrothermales présentent un débit schisteux très développé résultant d'un mécanisme de pression-dissolution (Verati et al., 2018). Ces laves sont surtout rencontrées dans le Complexe Basal (figure 2-16d). Des fractures recoupent ces plans de schistosité et permettent de mettre en connexion plusieurs plans successifs améliorant les transferts de fluides.

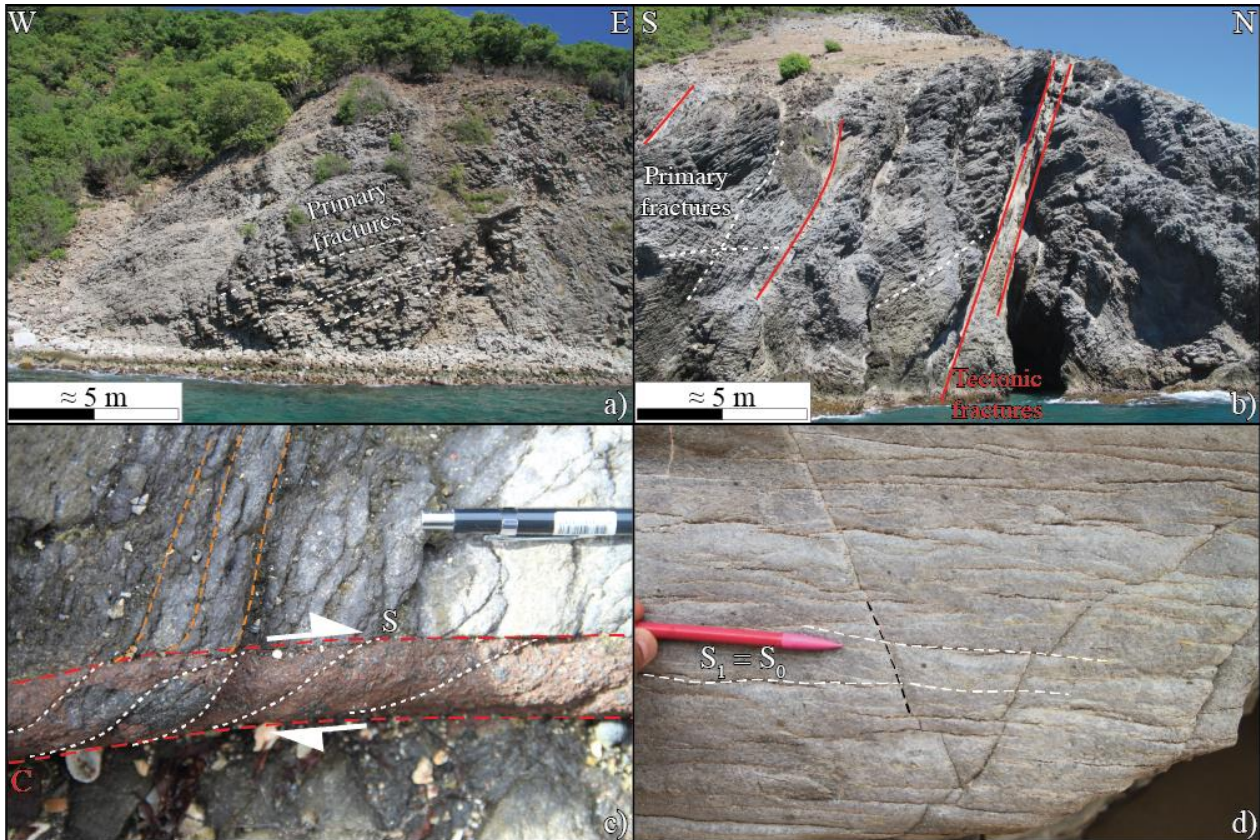


Figure 2-16 – Expressions de la fracturation dans les coulées de lave. a et b) Coulées de laves affectées par des fractures primaires et secondaires à la base du Chameau (TdH) : a) une série de joints parallèles à espacement décimétrique se connectent à des joints perpendiculaires débitant la lave en pavés décimétriques ; b) des fractures d'extension pluri-décamétriques à fort pendage affectent également les laves de la base du Chameau. Ces fractures majeures ont permis la circulation de fluides qui se sont propagés le long des joints de refroidissement permettant une altération avancée de la roche. c) Remplissage bréchique dans une fracture affectant la coulée de lave de l'Anse Thomas (Bouillante) et présentant des formes sigmoïdales analogues des structures C-S. d) Fractures connectant plusieurs plans de schistosité à l'Anse Tillet (CB).

1.2 Dans les unités pyroclastiques et coulées de débris

L'expression de la déformation fragile dans les coulées de débris et les pyroclastites ne se manifeste pas de la même manière que dans les laves. La première différence est l'absence de joints générés par le refroidissement même si certains de ces dépôts sont soudés à chaud. Ce sont les seules unités volcaniques sur lesquelles des failles ont pu être observées. En effet, à l'exception de Saint-Kitts, aucune faille n'a clairement été observée à l'affleurement dans les coulées de lave. La figure 2-17 illustre les principales failles rencontrées dans les coulées de débris et pyroclastites sur la côte ouest de Basse-Terre. Toutes ces failles se situent au nord de Bouillante, et ont été largement étudiées dans la littérature, que ce soit celles de Malendure (Mathieu, 2010) ou de l'Anse Machette (Calcagno

et al., 2012). Il s'agit de failles normales matérialisées par des plans bien nets sans zone endommagée. Ces failles ont des rejets métriques à décimétriques et ne présentent que très peu d'indices de circulation de fluides. Au niveau de l'Anse Machette, la faille majeure est orientée E-O. Elle est associée à de petites failles synthétiques et antithétiques normales à rejets décimétriques formant un système de horsts et de grabens. C'est l'expression à petite échelle de l'extension parallèle à l'arc que l'on retrouve également au niveau des failles de Malendure.

La densité de fractures dans les coulées de débris et les pyroclastites est beaucoup moins forte que celle rencontrée dans les coulées de lave. La première raison est l'absence de joints de refroidissement. La seconde est d'origine mécanique, elles sont composées d'un agglomérat de particules dont la disposition crée une porosité intergranulaire élevée. La présence d'une telle porosité peut accommoder une partie de la déformation fragile.

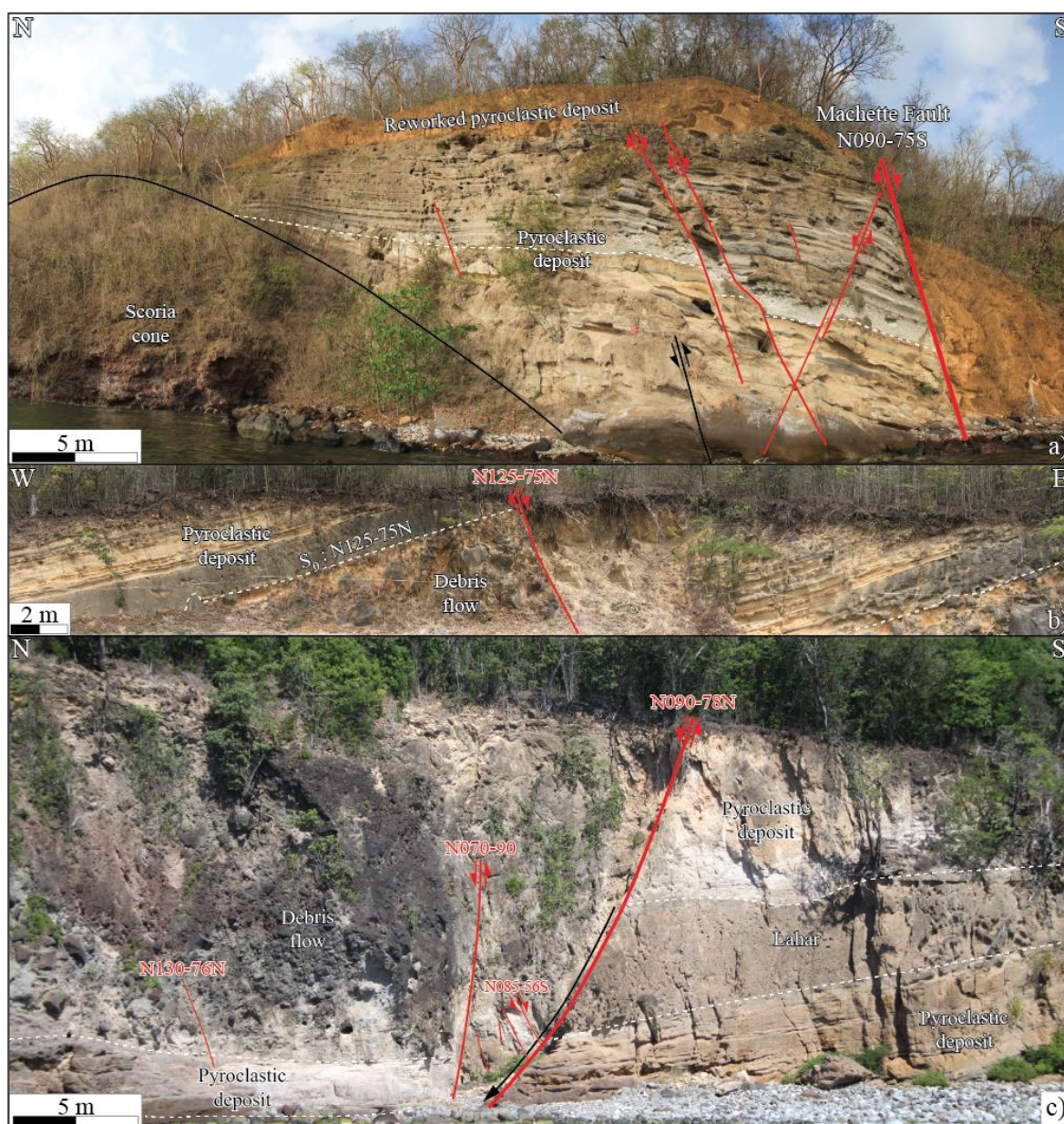


Figure 2-17 – a) Faille normale de Machette située à l'Anse Machette et affectant des dépôt pyroclastiques. b) Faille normale à rejet pluri-métrique au nord de Malendure recoupant une coulée de débris et des dépôts pyroclastiques. c) Faille normale avec un rejet de 7 à 8 m recoupant des coulées de débris et dépôts pyroclastiques à l'extrémité de la Pointe Malendure.

1.3 Dans les roches hydrothermalisées

Dans les roches hydrothermalisées, la déformation fragile possède des caractères très différents. La figure 2-18 présente quelques exemples d'expression de la fracturation dans les roches hydrothermalisées de la partie centrale de Terre-de-Haut. Au niveau de la Savane (localisation figure 1-59), la coulée de lave présente une altération qui a totalement modifiée sa couleur initiale. La roche est affectée par une fracturation très intense et répartie (figure 2-18a). Les joints primaires ne sont pas identifiables. Localement, la coulée est affectée par des couloirs de largeur inframétrique qui concentrent une très forte déformation avec la mise en place d'un débit planaire à espacement centimétrique. Ces plans très rapprochés sont localisés au niveau de fractures d'extensions décimétriques sans critère cinématique visible (figure 2-18a). Certains cœurs de structures peuvent présenter un découpage en lentilles indiquant l'activation de structures type C-S qui se superposent à la déformation fragile.

Dans la zone hydrothermalisée de la partie centrale de Terre-de-Haut, la majorité des fractures sont remplies par des minéralisations secondaires précipitées soit lors du fonctionnement du système géothermique, soit lors de son refroidissement et de son exhumation. Les minéralisations sont principalement composées de gypse et de pyrite qui soulignent le réseau de fractures. Au niveau de Grande Anse (localisation figure 1-59), ce réseau de fractures est parfois si dense qu'il a permis une transformation totale du protolithe, formant une roche bréchifiée (figure 2-18b). A l'extrémité ouest de l'aérodrome, la fracturation de la roche est moins dense. Deux familles de fractures N160 et N070 se recoupent perpendiculairement et forment un réseau souligné par les remplissages de pyrite oxydée (figure 2-18c). Sur cette dalle, la déformation fragile est moins développée que celle rencontrée au niveau de Grande Anse. En effet, la figure 2-18b montre que le nombre de famille de fractures qui bréchifient la roche sont au moins au nombre de trois (N000-030, N070 et N110-130) contrairement à l'aérodrome où seules deux familles de fractures sont présentes. Plus le nombre de familles de fractures est élevé, plus la déformation et la transformation de la roche est importante. Plus les orientations de fractures sont variées, plus le nombre d'intersections est grand ; ce qui facilite considérablement la progression des fluides hydrothermaux dans la roche et permet les transformations minéralogiques.

Dans les zones les plus transformées par l'altération hydrothermale, la nature du protolithe de la roche est impossible à définir précisément du fait de l'intensité des transformations hydrothermales. Toutefois, l'absence de relique que l'on retrouve dans les coulées de laves hydrothermalisées, laisse supposer que la zone de grande Anse est plutôt initialement composée de dépôts pyroclastiques ou de coulées de débris. Les fractures sont remplies par du gypse (figure 2-18d), elles sont plus résistantes à l'érosion que la matrice hydrothermalisée et exposent leur réseau en 3D. Parmi les structures présentes, les fentes à gypse subhorizontales pourraient être issues de circulations dans les plans de stratification des dépôts.

Les plans horizontaux se connectent à des plans verticaux résultant d'une déformation fragile et à des plans à pendage intermédiaire dessinant des sigmoïdes. Ces plans sigmoïdaux pourraient s'être formés par cisaillement. L'ensemble de toutes ces discontinuités forme un réseau très bien connecté à forte perméabilité permettant la précipitation d'un volume important de gypse.

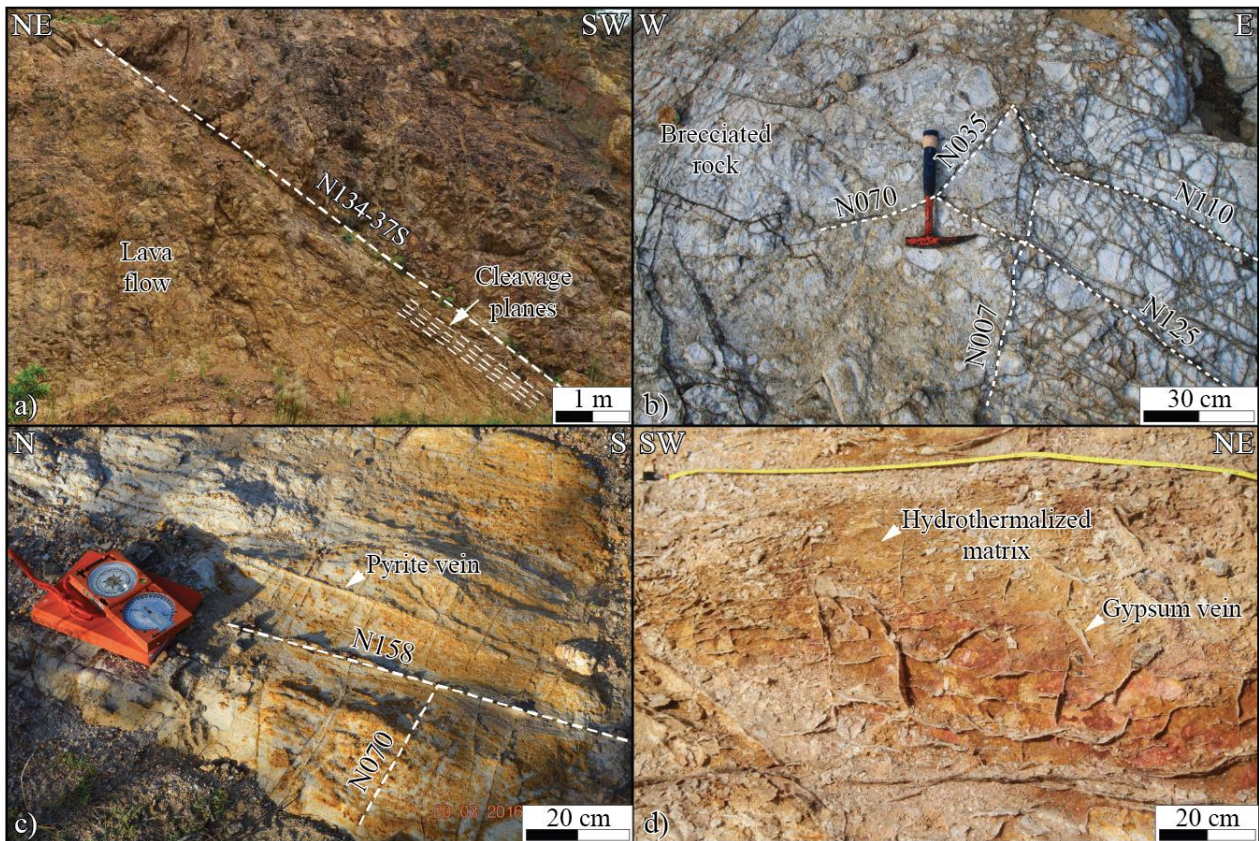


Figure 2-18 – Fractures dans les unités volcaniques hydrothermalisées de Terre-de-Haut. a) Coulée de lave densément fracturée au niveau de la Savane. Des zones très localisées exposent un débit schiteux à espacements centimétriques. b) Roche totalement fracturée avec précipitation de pyrite dans les fractures. La bréchiification de la roche par la fracturation rend son identification difficile. c) Connexion des fractures N070 sur les N160 dans un bloc de lave à l'extrémité ouest de la piste de l'aérodrome. Toutes les fractures sont remplies par de la pyrite. d) Fractures remplies par du gypse.

Il convient maintenant de caractériser leurs densité, orientation et extension pour évaluer leur rôle dans le système géothermique. Pour l'instant, les objets décrits sont ceux qui permettent d'augmenter la perméabilité de l'échelle de l'affleurement pour les joints de refroidissement et les fractures affectant les laves, à celle de plusieurs hectomètres pour les failles observées dans les dépôts volcano-sédimentaires au nord de Bouillante. Toutefois, ces structures ne constituent pas des drains majeurs permettant de transférer les fluides sur plusieurs kilomètres. Il est nécessaire d'étudier la morphologie de tels drains puisque ce sont les structures ciblées pour l'exploitation géothermique. Un de ces drains potentiels a été décrit en détail à Saint-Kitts.

2 Morphologie de la zone de faille

Les zones de failles n'ont pas pu être observées à l'affleurement pour les deux zones d'étude de la Basse-Terre et de Terre-de-Haut probablement du fait des conditions d'affleurement. Pour comprendre quelle est la morphologie des zones de failles dans un tel contexte volcanique, une zone de faille remarquable située à la base de Sir Thimoth's Hill sur l'île de Saint-Kitts a été décrite en détails (figure 2-19). La base de Sir Timothy's Hill expose un décrochement dextre selon la direction N020 affectée par une bréchification avancée. Ce décrochement n'est pas accommodé par un seul plan majeur. C'est toute la bande de déformation qui accomode le décrochement par l'intermédiaire des structures de Riedel (Davis et al., 2000; Katz et al., 2004) orientées N050-070, N090-100 et N120-140.

La largeur de cette zone de déformation maximale est supérieure à l'hectomètre pour la zone la plus déformée et fait plusieurs hectomètres en considérant l'ensemble de la zone endommagée. Sir Timothy's Hill est un dôme de lave dont le volume est à peu près le tiers de celui du Chateau (Terre-de-Haut). A sa base, dans la partie sud-est, se trouve une zone de faille majeure qui a totalement bréchifié les coulées de lave effaçant leur structure initiale.

La zone de faille de Sir Timothy's Hill est un objet complexe, asymétrique, dans lequel on peut distinguer différentes zones présentant des caractéristiques propres. A chaque fois, les limites de la zone de déformation fragile sont constituées par des grandes structures orientées N060-070 et N090-100 recoupant la totalité de l'affleurement. Les différents types de roche ont été nommées selon les classifications de Killick (2003) et Woodcock et Mort (2008) auxquelles ont été ajoutés des descripteurs granulométriques (figure 2-20).

Ces éléments sont résumés ci-dessous et repérés par des numéros sur la figure 2-19b. Cette organisation de la zone de faille permet également de construire un bloc diagramme synthétique comprenant plusieurs compartiments en fonction de l'intensité de la déformation (figure 2-20).

Cette zone de failles comprend un cœur de faille et des zones endommagées (DZ) affectées par différents degrés de déformation et d'importantes transformations liées à des circulations de fluides dans un protolithe. Les zones rencontrées du sud au nord sont :

1 – **Protolithe**. Au sud de la zone déformée, il s'agit d'une coulée de lave sombre contenant une proportion importante de brèche formée par l'auto-bréchification de la coulée lors de sa mise en place, elle est non affectée par des circulations de fluides. La fluidalité et les joints de refroidissement sont peu développés. Au nord de la zone déformée, il s'agit d'une coulée de lave présentant des caractéristiques différentes avec une forte densité de joints de refroidissement parallèles avec leurs espacements réguliers pluri-centimétriques et leurs courbures caractéristiques.

2 – **DZ3**. Le contact entre le protolithe et la zone de failles est très nette et se marque par une structure à fort pendage (60-70°) d'épaisseur pluri-décimétrique, composée par une protocataclasite,

et fortement affectée par les circulations de fluides comme l'indique sa couleur blanchâtre (figure 2-20a). Elle précède une brèche grossière composée de blocs monogéniques décimétriques supportés par une matrice argileuse claire. La structure initiale de la lave a totalement disparu. Dans la DZ3, très peu de fractures sont présentes. On constate une augmentation progressive de la taille des blocs sur environ 5 m d'épaisseur en se déplaçant vers le nord, avant de rencontrer une nouvelle fracture très circulée.

3 – **DZ4**. A partir de cette fracture, la déformation plus intense entraîne une diminution de la granulométrie de la brèche. Les couloirs fracturés forment des mésocataclasites. La fracture majeure de la DZ4 est bordée sur ses épontes par 1 m de brèche de faille à blocs infra-décimétriques et à matrice fine (figure 2-20b). Un couloir bréchique grossier forme le contact avec le cœur de faille, dans lequel se trouve quelques lentilles reliques de lave très fracturées. Ces blocs constituent le meilleur indice que la zone de faille affecte des coulées de laves.

Dans ces deux zones fracturées qui constituent une zone endommagée (DZ3 et DZ4), aucun tectoglyphe n'a pu être identifié.

4 – **Le cœur de faille**. Il débute par une ultracataclasite dont la majorité des éléments sont infra-centimétriques. Elle est surmontée par une gouge d'épaisseur centimétrique compacte, riche en oxydes de fer, avec des stries qui indiquent un mouvement normal (figure 2-20c). Le cœur de la zone de faille constitue la partie la plus sensible à l'érosion localisant l'Anse, son extension latérale est de plusieurs dizaines de mètres. Il est composé majoritairement par une brèche monogénique à blocs infra-décimétriques. Ces blocs sont supportés par une matrice argileuse fine de couleur claire et prépondérante en proportion. De nombreuses lentilles de laves pluri-métriques densément fracturées sont présentes (figure 2-20d). Le cœur de faille est affecté par de grandes fractures dont les orientations suivent les directions largement reconnues dans tout l'arc insulaire (figure 2-19d : N020-030, N050-70 et N120-140). Peu de critères de chronologie relative sont identifiables, les grandes fractures se recoupent sans montrer de mouvement notable. Les tectoglyphes qui ont permis de reconstituer la cinématique de cette zone de faille ont surtout été relevés dans la gouge et sur les blocs présents dans la brèche. La solution obtenue par la méthode des dièdres droits indique une direction d'allongement N100. Cependant la plupart des stries ont également une composante décrochante dextre ou sénestre. Elles correspondent plutôt à des réajustements de blocs présents dans le cœur de faille qu'au mouvement global des deux compartiments.

5 – **DZ2**. Le contact avec la seconde zone endommagée se marque par un changement net de couleur, du gris clair à un gris plus sombre s'approchant de la patine des laves (figure 2-20e). En effet, il existe un passage net, sans transition, d'une brèche fine à un couloir de plusieurs mètres d'épaisseur, plus résistant à l'érosion, composé d'une lave très densément fracturée présentant des joints de

refroidissement surtout orientés dans la direction E-O. La densité de fracture dans ce compartiment est bien plus importante que dans le cœur de faille. La bréchification quasi totale du cœur de faille a donc effacé une grande partie de la déformation fragile. La DZ2 est composée de trois parties : 2 couloirs densément fracturés avec, entre les deux, une zone de fracturation encore plus intense qui donne un aspect de brèche grossière. La fracturation n'est pas assez avancée pour développer des couloirs bréchiques comme ceux observés dans les DZ3 et DZ4. Cela indique que la déformation est asymétrique de part et d'autre du cœur de faille.

6 – **DZ1.** Elle débute par une zone bréchique grossière et se poursuit par une zone fracturée. La densité de fracture est forte mais la structure primaire de la lave devient de plus en plus visible même si de grandes fractures recoupent toute la hauteur de l'affleurement.

L'ensemble de la DZ1 et de la DZ2 forme la seconde zone endommagée.

7 – **Protolithe fracturé.** Après ces zones à fort endommagement, on retrouve une coulée de lave affectée par de nombreuses structures primaires (joints de refroidissement) et peu de fractures secondaires.

8 – **Couloirs fracturés et bréchifiés.** La zone 7 est recoupée par des couloirs fracturés et bréchifiés et fortement circulés plus sensibles à l'érosion formant de petites anses. L'espacement entre les couloirs de fracturation n'est pas régulier. Il se réduit progressivement à proximité de l'accident majeur suivant qui délimite la partie nord est de Sir Timothy's Hill selon une direction N030 (trait rouge épais, figure 2-19b).

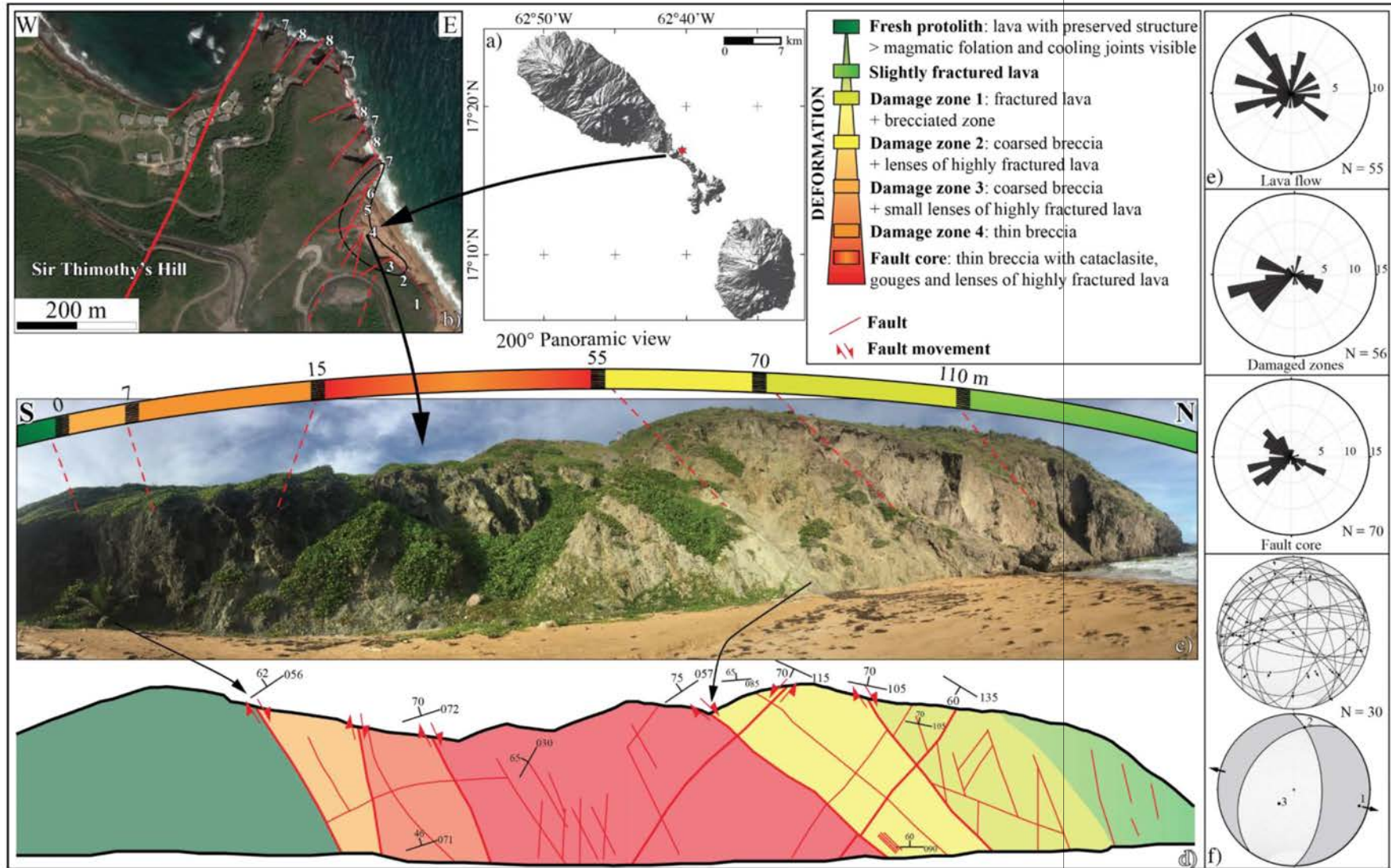


Figure 2-19 – Zone de faille majeure à Sir Timothy's Hill sur l' île de Saint-Kitts. a) Localisation de la zone d' étude sur le SRTM1 (données USGS). b) Tracé des linéaments majeurs et failles sur l' image Google Earth. c) Vue panoramique à 200° de la zone de failles. d) Schéma de l' affleurement distinguant les différentes parties de la zone de faille. e) Diagrammes en rose des fractures relevées dans la coulée de lave bordant la zone de faille, la zone endommagée au sens large et le cœur de faille et nombres de fractures correspondant. f) Résultat cinématique à partir des stries mesurées dans le cœur de faille. Solution obtenue avec le logiciel Faultkin (Marett et Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2011). 1, 2 et 3 directions principales de l' ellipse de déformation : λ_1 – allongement majeur ; λ_2 – allongement intermédiaire ; λ_3 – raccourcissement.

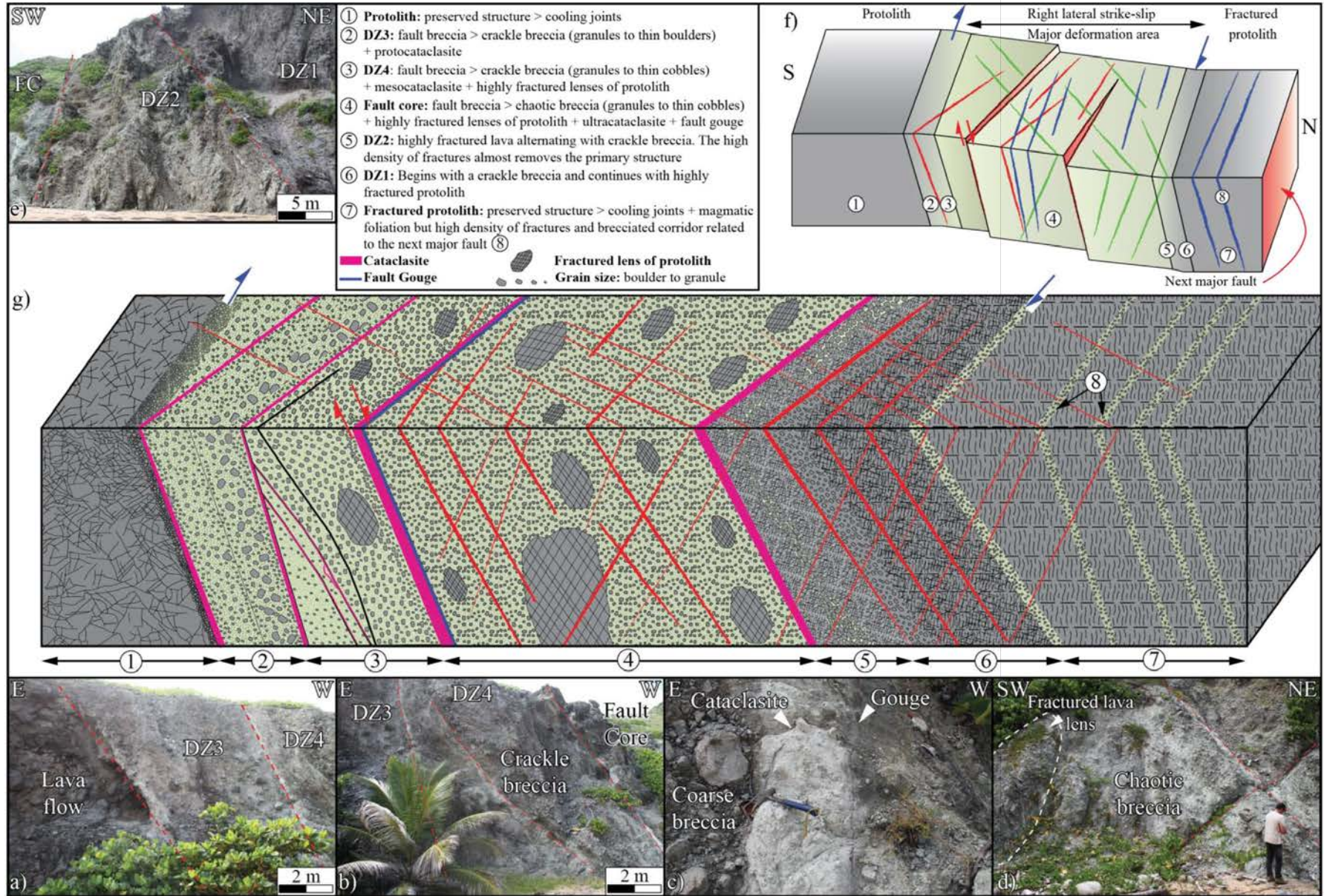


Figure 2-20 – a à e) Photographies caractéristiques des différents compartiments de la zone de failles (du sud (a) vers le nord (b)) et de leur transition. f) Bloc diagramme schématique de la zone de failles observée à la base de Sir Timothy's Hill. g) Schéma de détail des différents compartiments composant cette zone de failles.

3 Étude de la fracturation de la partie sud de la Basse-Terre

L'étude de la fracturation sur l'île de la Basse-Terre se limite à la partie sud de la côte ouest. Cette zone a été sélectionnée car elle présente des conditions d'affleurement favorables alors que les vents d'est et les fortes précipitations favorisent l'érosion de la côte est de la Basse-Terre où des sols latéritiques sont très développés.

Bien que la caractérisation pétrophysique des roches du Complexe Basal soit consignée dans ce manuscrit, la caractérisation structurale du Complexe Basal a été réalisée par Legendre (2018).

3.1 Synthèse des scanlines

Quatorze relevés de fractures ont été effectués entre le nord de Malendure et le sud de Vieux-Habitants permettant de relever les fractures dans les laves, les coulées de débris et les dépôts pyroclastiques. Dix relevés ont été acquis sur la côte et quatre à l'intérieur des terres (figure 2-21). Pour certaines scanlines (celles qui ont un demi-stéréogramme), l'extension verticale des fractures à l'affleurement a été évaluée visuellement permettant de faire des stéréogrammes de longueur cumulée.

Au nord du PER, les deux directions NO-SE et E-O sont les plus représentées sur les scanlines 1 à 6. Ces directions sont cohérentes avec le réseau de failles défini dans la zone de Bouillante par Calcagno et al. (2012). Les deux stéréogrammes établis à l'Anse Marsolle où des résurgences chaudes sont présentes et où la brèche hydrothermale de Bouillante a été datée montre que les failles majeures sont selon ces deux directions. Sur la scanline 1 réalisée dans une coulée de lave andésitique au sud de la Chaîne Septentrionale, les fractures N060-070 ne sont pas les plus représentées en nombre mais elle dominent largement en longueur cumulée. Il s'agit de l'orientation de la famille majeure de joints débitant la lave sous forme de colonne et affectant toute la coulée (figure 2-22).

Plus au sud, à l'approche de la vallée de Beaugendre, ce ne sont plus les directions NO-SE et E-O qui s'expriment le plus mais l'orientation NE-SO (stéréogrammes 8 et 9). Sur le profil de fracturation acquis à l'entrée de Monchy dans un dépôt de blast (8), toutes les petites failles normales affectant le dépôt et ayant des rejets centimétriques à décimétriques sont orientées NE-SO. Au niveau d'Anse à la Barque (9), la coulée de lave est affectée par une forte densité de joints de refroidissement à pendage faible ($< 20^\circ$). Contrairement au blast ou toutes les discontinuités fragiles traversant la formation résultent d'une déformation tectonique ; dans les coulées de lave, la majorité de la fracturation est composée par des joints primaires sur lesquels il n'est pas possible de définir s'ils ont été réutilisés par des mouvements tectoniques. Les joints s'expriment selon deux ou trois familles.

A la base des Pitons de Bouillante, une coulée de lave massive (7) montre deux directions majeures de fracturation orthogonales, qui suivent les orientations de deux grands linéaments (verts) qui n'ont jamais été identifiés comme des failles sur le terrain. L'un de ces linéaments orienté NNE-SSO est une structure parfaitement linéaire recoupant la Chaîne Septentrionale dans le prolongement de la vallée de la Grande Rivière de Vieux-Habitants. L'autre linéament représente la partie NE de la cicatrice à l'amont de cette vallée dont l'origine est toujours sujet à débat. Les hypothèses de la

formation de ce linéaments E-O seront discutées lors de la synthèse des données structurales de la Basse-Terre.

Les stéréogrammes réalisés au sud de la vallée de la Grande Rivière de Vieux-Habitants montrent que les directions s'exprimant à Bouillante ne sont plus dominantes dans la zone de Vieux-Habitants. Les fractures NE-SO sont les mieux exprimées, ce qui est cohérent avec les résultats de pointés de linéaments réalisés par l'opérateur 3 aux différentes échelles d'observation. Cette direction est presque la seule présente dans les coulées de débris volumineuses formant la côte entre Vieux-Habitants et Baillif. Les couloirs de fractures orientés NE-SO dans les coulées de débris de Rocroy et du Val de l'Orge (stéréogrammes 12 à 14) localisent les circulations hydrothermales qui se propagent par endroits dans la matrice, à Bains Chauds (6), c'est au niveau d'une fracture N070 que la source thermique est localisée. La seconde direction de fracturation, NO-SE, affectant les coulées de débris est très minoritaire. Elle est certainement sous-représentée car c'est cette direction qui forme la partie rectiligne de la côte entre Vieux-Habitants et Baillif.

Des levés de fractures ont également été effectués en limite du PER dans le prolongement du grand linéament NNE-SSO (10 et 11). Cette zone a été choisie car un cœur de faille d'épaisseur plurimétrique a été observée. Ce cœur de faille orientée N020 est totalement argilisé et contient de nombreuses veines de gypse ayant des formes sigmoïdes. Le cœur de faille étant trop déformé pour effectuer des mesures, les scanlines ont été réalisées plus haut dans la vallée dans deux coulées de lave. La fracturation dans ces laves a pour orientation celle des failles majeures les plus proches (NO-SE et NNE-SSO) mais également la direction NE-SO observée sur la côte. Sur le stéréogramme 10, les fractures NNE-SSO sont de loin les plus représentées. Elles s'expriment en couloirs qui peuvent être interprétés comme des zones endommagées du cœur de faille où ont été identifiées les veines de gypse.

Ces levés de fractures ont permis de mettre en évidence que les orientations de fractures sont différentes à Bouillante et à Vieux-Habitants. Les directions majeures dans la zone de Vieux-Habitants sont NNE-SSO, NE-SO et NO-SE. Nos mesures nous permettent de supposer très fortement que la vallée de Vieux-Habitants s'est mise en place grâce à l'interaction de deux failles majeures NNE-SSO et E-O. La faille N020 a une extension supérieure à 10 km. Le cœur de faille rencontré dans la vallée montre qu'elle a participé activement aux circulations hydrothermales puisqu'on retrouve les mêmes indices que dans le paléosystème géothermique de Terre-de-Haut avec d'importantes précipitations de gypse. De plus cette faille se connecte aux couloirs de fracturation circulés observés sur la côte dans les coulées de débris. La faille N020 pourrait jouer le rôle de drain majeur distribuant les fluides hydrothermaux dans des failles et fractures d'extension plus réduite. Dans la zone de Vieux-Habitants, les fractures E-O ne présentent pas d'indice de circulations hydrothermales.

Ces observations permettent de cibler les directions de failles intéressantes pour la réalisation des forages exploratoires. L'absence de circulations actuelles sur ces failles NNE-SSO et NE-SO ne signifie pas forcément que le système hydrothermal qui a permis la mise en place des transformations hydrothermales en surface s'est arrêté de fonctionner. Deux hypothèses peuvent expliquer l'absence de résurgences thermales : un colmatage des failles en proche surface a pu se produire ; ou le système géothermique a été isolé de la surface par le glissement de la zone de Vieux-Habitants suite au fonctionnement des failles majeures et la formation d'une loupe de détachement à perméabilité verticale nulle.

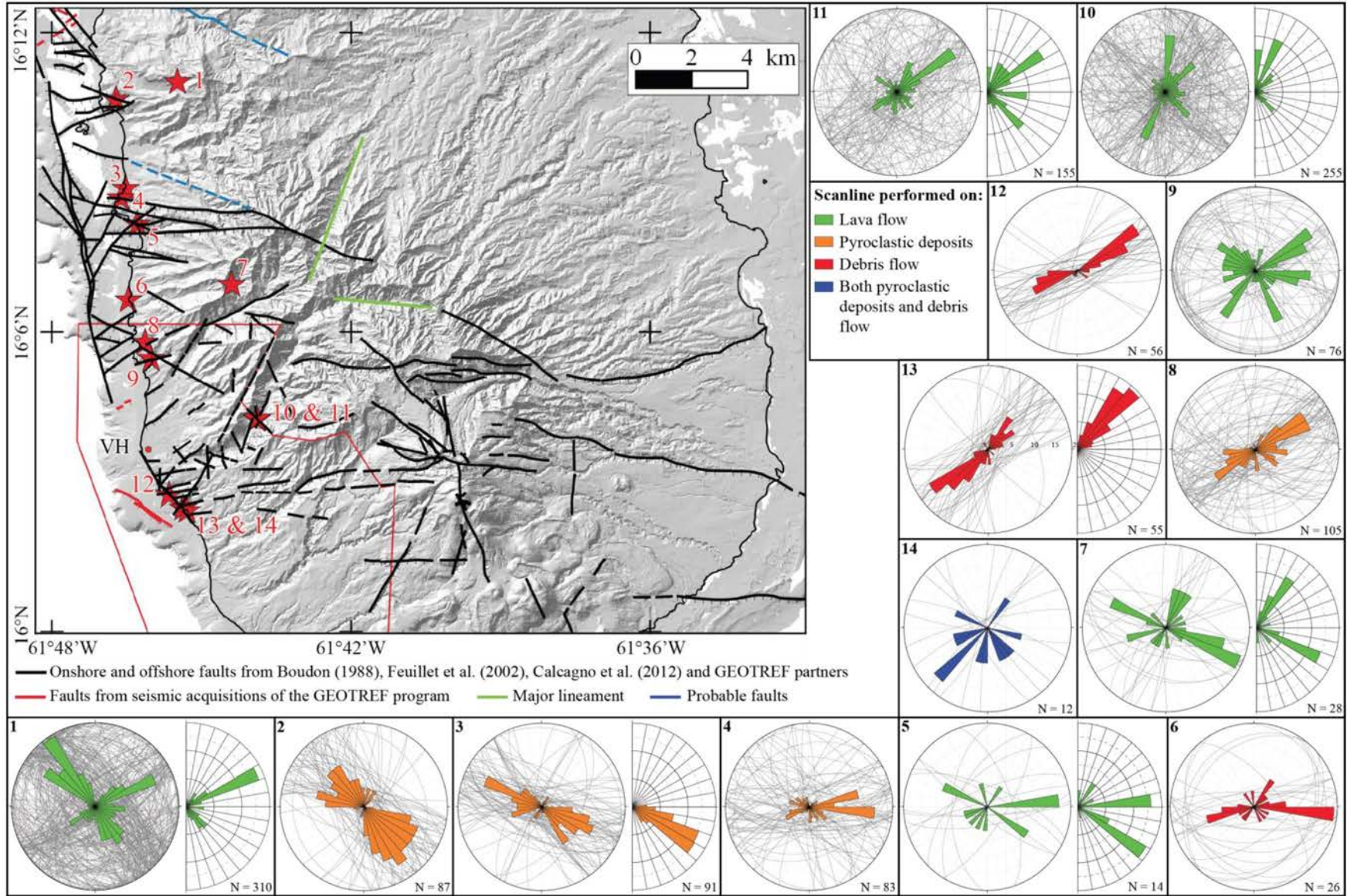


Figure 2-21 – Schéma structural de la partie sud de la Basse-Terre compilant les éléments structuraux relevés sur le terrain et les résultats de travaux antérieurs (Boudon et al., 1988; Feuillet et al., 2002; Calcagno et al., 2012) ; et compilation des mesures de fractures (localisations : étoiles rouges). Les failles rouges sont issues des interprétations de l' Université des Antilles. Les stéréogrammes complets (0 - 360°) présentent les azimuts de fractures en convention main gauche pour le pendage. Les demi-stéréogrammes incluent la pondération de l' azimut entre 0 et 180° par la longueur des fractures.

3.2 Répartition de la fracturation dans les coulées de lave

Nous avons vu quelles étaient les grandes failles et les couloirs de fracturation pouvant drainer les fluides ainsi que les orientations préférentielles que prennent les fractures à l’affleurement. Il faut maintenant savoir comment cette fracturation est répartie pour savoir si elle peut augmenter la perméabilité et la capacité de stockage du volume rocheux pour participer activement au fonctionnement du réservoir. Ce paragraphe présente trois scanlines sur lesquelles il est possible d’étudier l’organisation spatiale de la fracturation à l’affleurement dans deux coulées de laves et un dépôt pyroclastique. Pour ce faire, les intensités de fracturation et les coefficients de variation ont été calculés.

Le premier exemple est celui de la coulée de lave massive du sud de la Chaîne Septentrionale (figure 2-21, profil 1). Comme mentionné précédemment, il s’agit d’une lave avec des joints de refroidissement d’extension plurimétrique formant des colonnes (figure 2-22a). La majorité des fractures recoupant cette coulée est d’origine primaire.

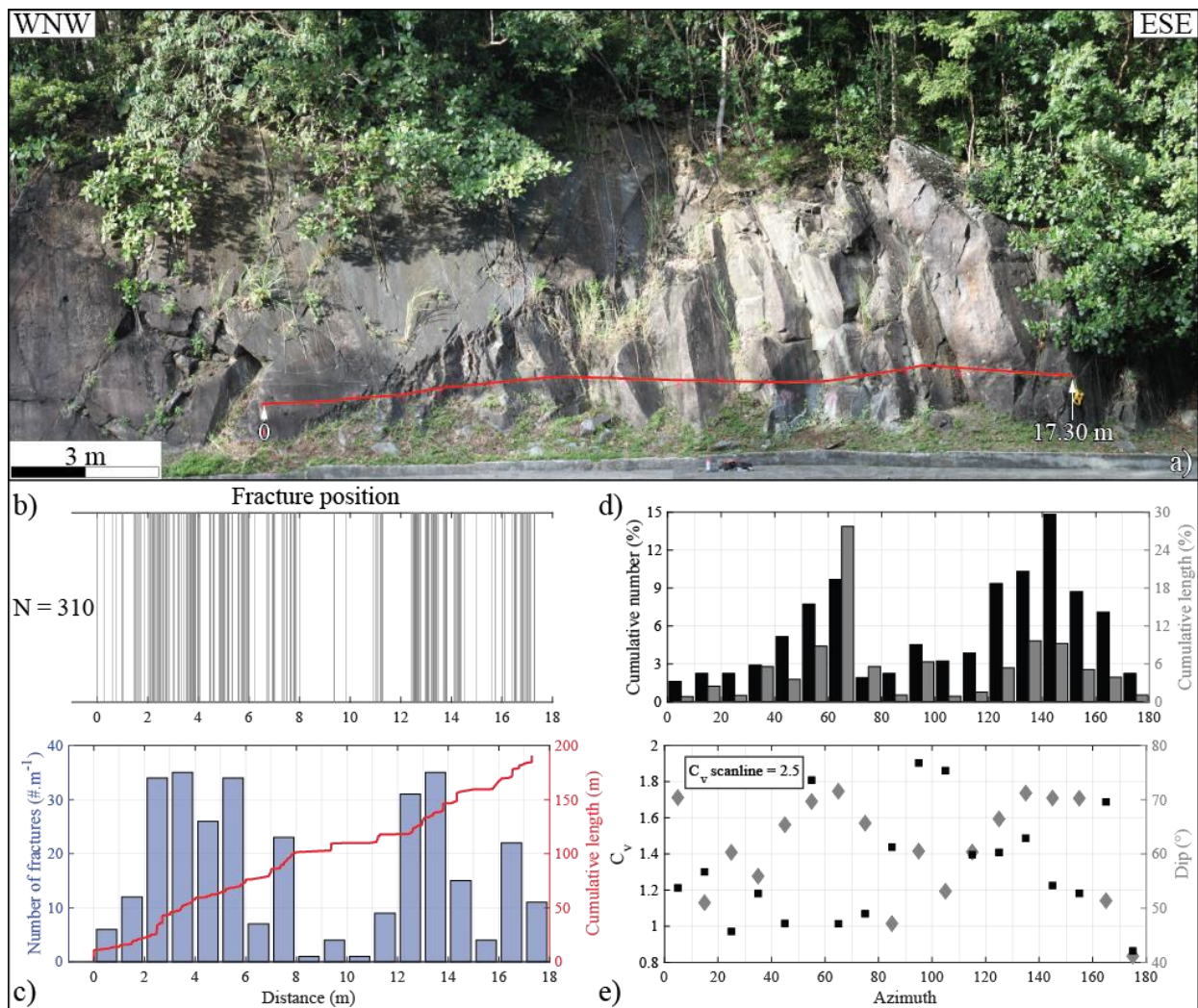


Figure 2-22 – a) Scanline réalisée dans une coulée de lave saine sur la route de la traversée de la Basse-Terre dans la Chaîne Septentrionale. b) Position des fractures relevées sur le profil. c) Densité de fracture par mètre de profil et extensions cumulées. d) Calculs des proportions de fractures et de longueurs cumulées dans chaque classe d’orientation de 10°. e) Evolution des pendages et des coefficients de variation pour chaque classe de 10°. C_v est également donné pour toutes les fractures quelque soit l’azimut.

Le profil de fracturation (figure 2-22b) indique que les fractures ne sont pas disposées de manière aléatoire. Certaines sections concentrent la majorité des fractures avec des densités supérieures à 30 fractures.m⁻¹ (figure 2-22c). Cette observation est appuyée par le coefficient de variation calculé sur tout le profil égal à 2,5. Ces fortes densités de fracturation vont avoir un rôle majeur dans l'amélioration de la perméabilité de la coulée de lave dont la matrice présente des caractéristiques peu propices au stockage et à la circulation de fluides. La courbe cumulée de longueur de fractures le long du profil (figure 2-22c) indique que les grands joints sont les structures formant les plus grands drains dans les coulées de lave. Les fractures secondaires ont un rôle mineur car leur extension est plus limitée. En revanche, elles permettent d'améliorer les connexions entre les joints primaires puisqu'elles apportent une diversité de pendage et d'orientation (figure 2-22e). Les joints orientés N060-070 ont un coefficient de variation égal à 1 signifiant que leur espacement suit une distribution spatiale aléatoire. Ce résultat est assez logique car les colonnes n'ont pas d'épaisseur régulière. L'autre famille de joints permettant de former les colonnes, orientée N130-150, a des extensions plus faibles, les plans sont discontinus sur le profil vertical de la coulée. Leurs coefficients de variation sont de 1,2 signifiant que leurs espacement ne sont plus tout à fait aléatoires. Cela peut s'expliquer par le fait que dans ces fractures, il n'ya pas seulement des joints primaires à espacements aléatoires mais également des fractures secondaires distribuées en amas (clusterisées). Les fractures N130-150 se forment soit par superposition à des joints existants, soit par création de nouvelles fractures. Des coefficients de variation compris entre 1,8 et 2 sont observés sur les fractures E-O et NE-SO indiquant que les fractures d'origine tectonique constituent des couloirs bien définis.

Le second exemple de profil de fracturation recoupe une coulée de lave, un filon et une coulée de débris à matrice très cohésive car recuite lors de la mise en place du filon d'andésite (figure 2-23). Les structures primaires de refroidissement sont peu visibles dans cette coulée et la fracturation est essentiellement d'origine secondaire (figure 2-23a). la densité de fracturation n'est pas identique le long du profil avec seulement 2 fractures.m⁻¹ dans la coulée de débris et plus de 30 dans certaines portions de la coulée de lave. Les deux couloirs à plus fortes densités (7-8 m et 13-14 m) concentrent les fractures N-S et N020-040 dont les coefficients de variation sont supérieurs à 1,5 signifiant que ces fractures s'expriment bien en cluster (figure 2-23e). La mise en place du filon dans la direction N020-030 a augmenté, localement, l'intensité de fractures mais n'a pas permis de fracturer la coulée de débris. Dans toutes les classes d'azimut de 10°, les fractures ont des pendages supérieurs à 55° et certaines familles d'orientation sont mêmes sub-verticales. Sur cet exemple, on voit que la fracturation augmente surtout la perméabilité verticale de la lave mais n'affecte pas la coulée de débris. Les fractures recoupent pour certaines tout le profil vertical de la coulée. De telles fractures verticales pourraient réduire l'anisotropie stratigraphique créée par la mise en place des dépôts. Aucune minéralisation, indice de circulation ou tectoglyphe n'ont été reconnus sur les fractures. Il n'est donc pas possible d'affirmer avec certitude que ces fractures peuvent participer activement aux écoulements. Cependant, comme les fractures ont des pendages élevés, l'enfouissement sous d'autres

dépôts volcaniques ne devraient pas les fermer puisqu'elles sont orientées perpendiculairement à la charge appliquée. De plus, les observations faites et les résultats disponibles dans la littérature (Feuillet et al., 2002, 2011a, 2011b) indiquent que la contrainte majeure n'est pas orientée dans une direction permettant de fermer les fractures verticales. Les cartes de localisation et d'orientation des filons dans les rivières de Beaugendre et Vieux-Habitants établies par Mathieu (2010) et Mathieu et al. (2011) indiquent l'existence de filons dans presque toutes les directions avec des pendages supérieurs à 60° signifiant que les fractures à pendages élevés restent ouvertes.

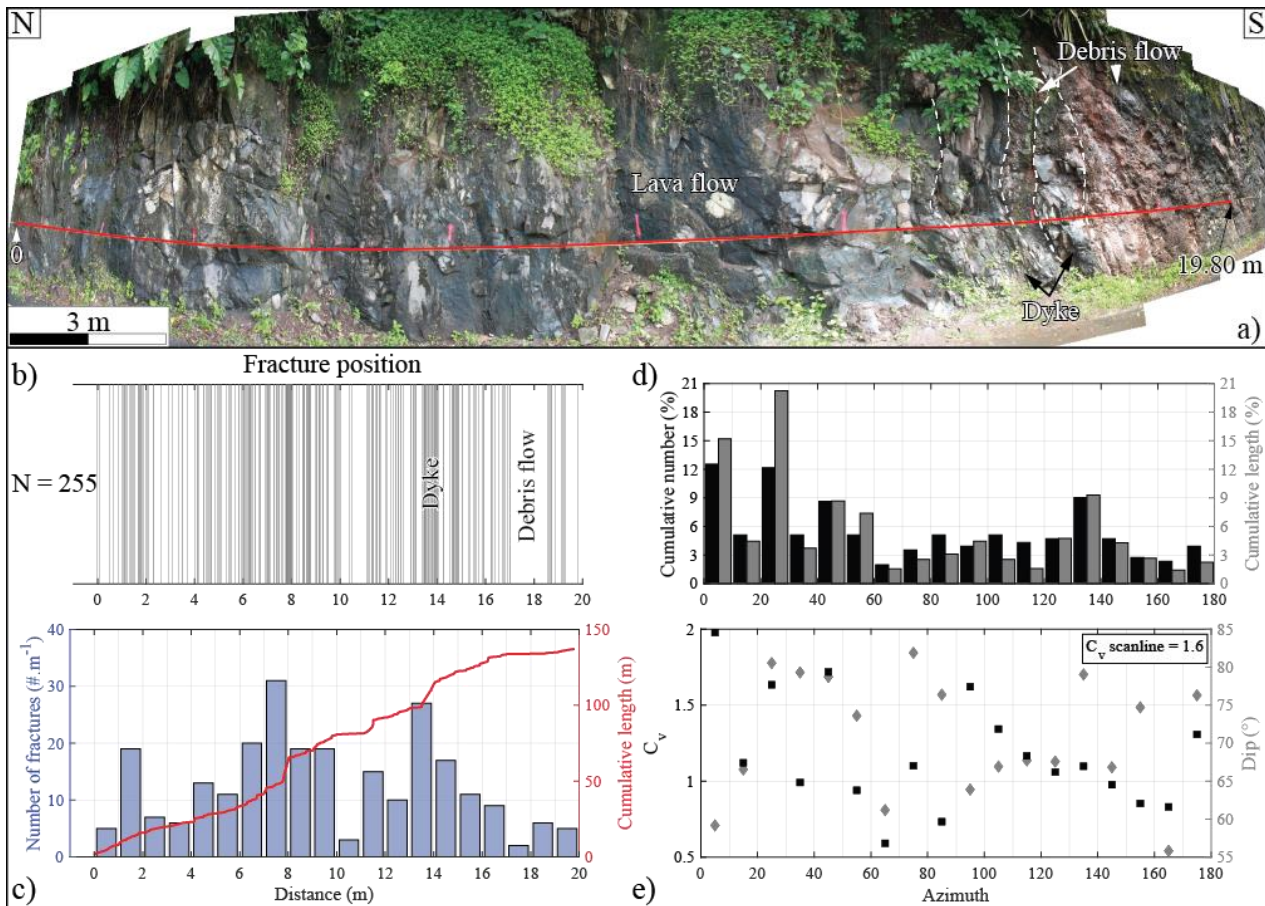


Figure 2-23 – a) Scanline réalisée dans une coulée de lave saine dans la vallée de la Grande Rivière de Vieux-Habitants. b) Position des fractures relevées sur le profil. c) Densité de fracture par mètre de profil et extensions cumulées. d) Calculs des proportions de fractures et de longueurs cumulées dans chaque classe d'orientation de 10°. e) Evolution des pendages et des coefficients de variation pour chaque classe de 10°. C_v est également donné pour toutes les fractures quel que soit l'azimut.

Le dernier exemple de profil de fracturation recoupe des dépôts pyroclastiques au nord de la faille majeure de l'Anse Machette décrite § Partie 2 -Chapitre 2 -1.2. Le profil de fracturation (figure 2-24) montre un comportement totalement différent de celui rencontré dans les laves précédemment. La déformation fragile est essentiellement concentrée au début du profil où les fractures recoupent à la fois les niveaux de cendres litées et indurées, le banc de ponces et la coulée de débris sous-jacente. Les failles sont normales à rejets pluri-décimétriques formant de petits grabens. La déformation est très faible en dehors des plans de fractures. La direction E-O à ESE-ONO est majoritaire et traduit une extension N-S parallèle à l'arc. Les intensités de fractures (figure 2-24c) sont beaucoup plus faibles (maximum de 16 fractures.m⁻¹) que dans les laves. Les espacements entre les fractures

n'affichent pas de distribution spatiale claire (c_v entre 1,9 et 1,5).

La fracturation dans les dépôts pyroclastiques et les coulées de débris présente des densités beaucoup plus faibles que dans les laves. Elle permet cependant d'identifier avec certitude les directions tectoniques puisqu'aucune autre origine ne peut expliquer l'existence de ces fractures. En effet, ces fractures qui recoupent toutes les formations ne peuvent pas s'être développées lors de la mise en place des dépôts. La densité de fracturation dans les coulées de débris et les dépôts pyroclastiques est trop faible pour annuler l'anisotropie liée au dépôt et rendre le milieu isotrope en termes d'écoulements. La circulation des fluides, à cette échelle dans ces faciès, se ferait parallèlement à la stratification. Cette hypothèse sera développée dans la partie pétrophysique (§ 0).

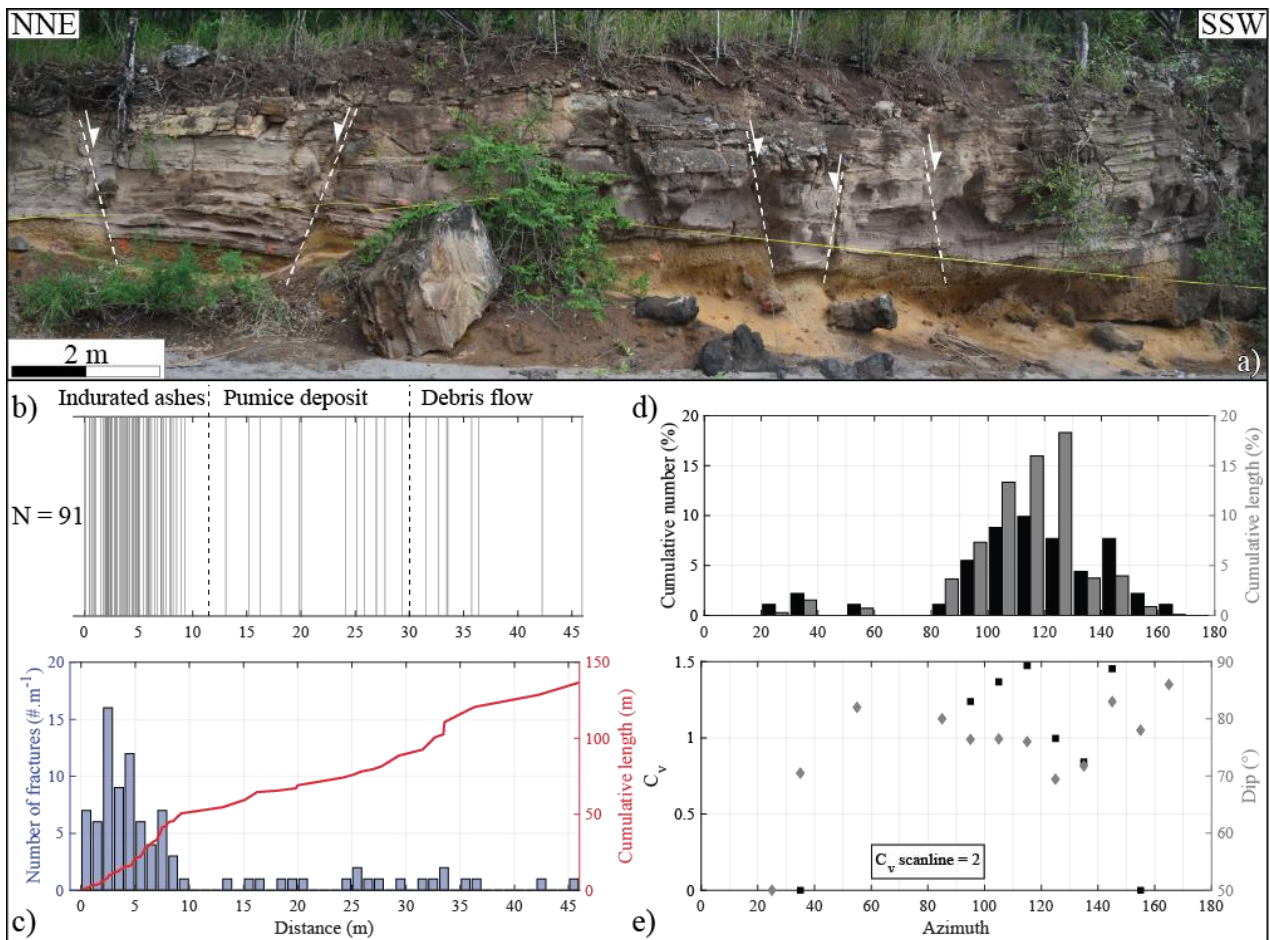


Figure 2-24 - a) Scanline réalisée dans des dépôts pyroclastiques à l'Anse à Sable, au nord de la faille de Machette. b) Position des fractures relevées sur le profil. c) Densité de fractures par mètre de profil et extensions cumulées. d) Calculs des proportions de fractures et de longueurs cumulées dans chaque classe d'orientation de 10°. e) Evolution des pendages et des coefficients de variation pour chaque classe de 10°. C_v est également donné pour toutes les fractures quel que soit l'azimut.

Enfin, pour terminer l'interprétation structurale du PER, la connectivité du réseau de fractures a été étudiée brièvement dans une coulée de débris affleurant dans la partie nord de Rocroy (figure 2-25). Un réseau de fractures ayant des extensions inframétriques affecte la coulée de débris. Il dessine un réseau formé par les deux directions NNE-SSO et ESE-ONO. La direction NE-SO à ENE-OSE identifiée comme couloirs de circulations majeurs est beaucoup moins présente à cette échelle. Toutes les familles d'orientations de fractures ne s'expriment donc pas dans les mêmes proportions

à toutes les échelles. Néanmoins, il est très intéressant d'observer une continuité d'expression de la fracturation de l'échelle plurikilométrique à l'échelle centimétrique ; avec la présence d'indices de circulation, rares mais présents, à toutes les échelles ; comme les remplissages d'épaisseur millimétrique dans les petites fractures de Rocroy.

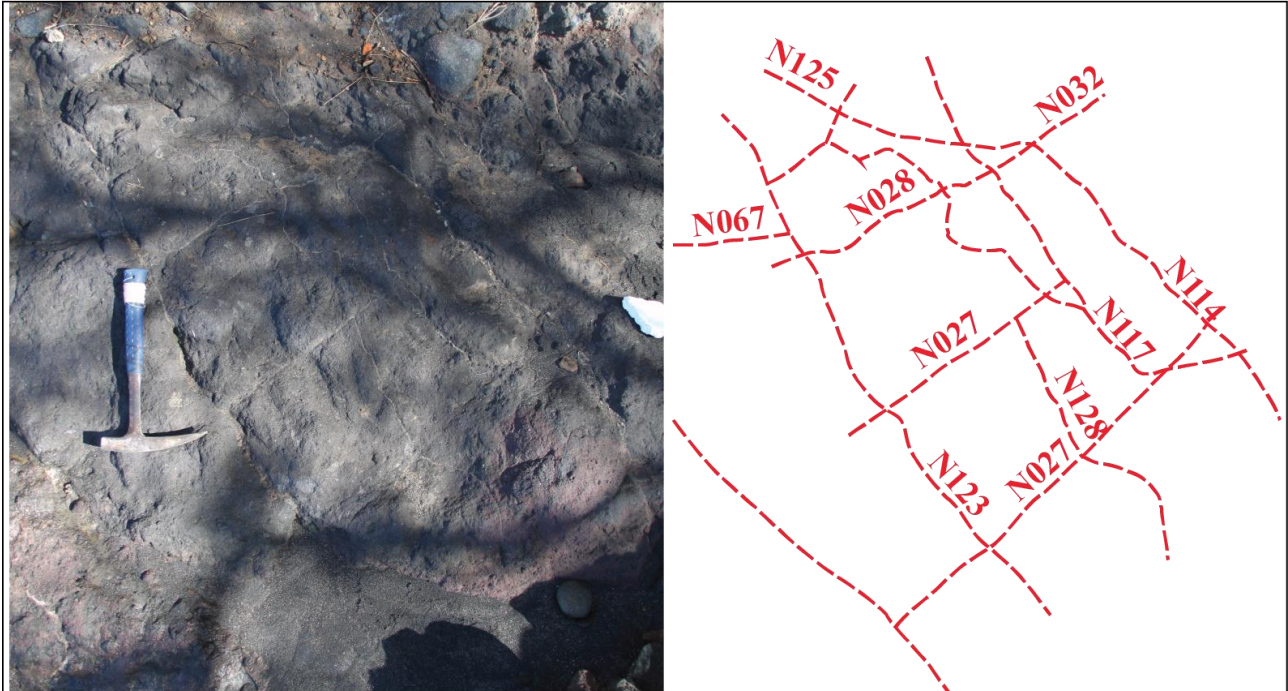


Figure 2-25 – Dalle de coulée de débris à Rocroy (VH) montrant la bonne connectivité des deux familles de fractures N020-030 et N110-130.

4 Étude de la fracturation sur Terre-de-Haut

L'île de Terre-de-Haut est un terrain particulièrement favorable pour effectuer une étude de la fracturation à l'affleurement ; notamment grâce à ses bonnes conditions d'affleurement, la forte densité de fracture qui affecte les roches qu'elles soient saines ou hydrothermalisées et la diversité des minéralisations remplissant les fractures.

4.1 Bilan des scanlines et levés ponctuels de fractures

Contrairement au travail réalisé sur la Basse-Terre, peu de scanlines ont été acquises sur Terre-de-Haut. La mesure de la fracturation à l'affleurement a consisté en des levés ponctuels permettant de faire un échantillonnage exhaustif de la fracturation en de nombreux endroits sur l'île. La figure 2-26 et la figure 2-27 synthétisent les principaux levés de fracturation réalisés sur l'île. La première fait un bilan global de toutes les discontinuités relevées tandis que la seconde sépare les fractures, les failles et les plans de schistosité.

Globalement, les directions identifiées par Verati et al. (2016) sont présentes sur les stéréogrammes et l'expression locale de la fracturation est contrôlée par les grandes failles les plus proches. Le stéréogramme réalisé sur le Chameau (figure 2-26, 2), considéré aujourd'hui par Zami et al. (2014) comme l'édifice le plus récent de l'île montre toutes les directions structurales reconnues sur l'île à la fois pour les fractures et les failles : NNE-SSO, E-O et NO-SE. Ces trois directions ont été actives au cours des deux derniers millions d'années. La seule direction qui ne s'exprime pas sur le dôme du Chameau est la NE-SO. En revanche, cette direction est bien présente à la base de l'édifice dans la partie ouest de la plage du Figuier (3).

La zone de Tête Rouge La Batterie jusqu'à l'Anse Galet (14 à 16) est affectée par toutes les directions majeures mais dans des proportions et des expressions différentes. A Tête Rouge la Batterie (14), les fractures N-S sont prépondérantes en nombre mais ce sont les grands couloirs N110 dans les prolongements des accidents pointés par Verati et al. (2016) qui dominent en terme d'extension et de transformations hydrothermales le long des fractures. A l'Anse Galet (15), les couloirs de fractures et les débits schisteux ont des orientations conformes aux failles E-O à ONO-ESE et NNE-SSO les plus proches. A ces directions, s'ajoutent celles des structures primaires de refroidissement. Entre les levés de fractures 14 et 15, une zone très fortement altérée contient des roches ayant perdu toutes leurs caractéristiques initiales. Cette partie est de l'Anse Galet ressemble fortement à la partie centrale de l'île. La présence de cette zone riche en gypse, est certainement liée à une intersection majeure des failles ONO-ESE et NNE-SSO.

De l'autre côté de l'île, les fractures affectant une coulée de lave constituant une des nombreuses avancées rocheuses de la Pointe Morel (12) sont orientées NE-SO, dans la même direction que les grandes fractures recoupant toute la pointe. A Pompierre (11), les coulées de débris présentent de nombreux indices de paléo-circulations hydrothermales localisés à proximité des couloirs de fracturation E-O et NO-SE.

Dans toute la partie centrale de Terre-de-Haut, l'expression de la fracturation est plus complexe. Sur la zone externe, les coulées de Maison Blanche (13) sont affectées par un débit schisteux très marqué débitant la roche en plaquettes d'épaisseur centimétrique avec une orientation NNO-SSE. Il n'est pas possible de dire si ce débit schisteux à fort pendage est initié par une forte densité de joints primaires. Néanmoins, les fractures mesurées suivent aussi majoritairement cette direction qui est également celle des portions rectilignes de la côte entre Maison Blanche et la base ouest du Morne Napoléon. S'il s'agit d'une schistosité, elle se superpose à une déformation fragile. Dans la zone hydrothermalisée, la partie ouest de l'aérodrome (9 et 10) est affectée par de nombreuses failles E-O et NNO-SSE et dans une moindre mesure NO-SE ; un débit schisteux N-E-SO ; et des fractures suivant les principales directions rencontrées sur l'île. Des fentes à gypse sont présentes de part et d'autre de l'aérodrome dans un couloir étroit orienté NNE-SSO. Cette direction joue un rôle majeur dans les transferts de fluides hydrothermaux. Au niveau du Morne Rodrigue (5 et 6), les directions majeures de fractures sont NE-SO, ONO-ESE et NNO-SSE à N-S. Un filon non daté, de largeur pluri-métrique moins altéré que la roche encaissante s'est d'ailleurs mis en place selon une direction N005 suivant le grand trait structural entre l'Anse Rodrigue et l'extrémité de la Pointe Morel. La direction N-S à NNE-SSO est donc une direction de drain majeur pour les fluides et le magma. On retrouve cette direction à l'extrémité ouest de La Savane (7) en association avec les failles et fractures E-O à ONO-ESE. La partie sud de la zone hydrothermalisée est contrôlée par les failles N010 et N110. Enfin, à Grande Anse, toutes les directions majeures s'expriment. La falaise est recoupée par de nombreuses fractures d'extension pluri-décimétrique majoritairement NNO-SSE ne localisant pas une altération hydrothermale plus avancée que la roche encaissante. Ces fractures qui ne semblent pas avoir participé aux circulations de fluides étaient soit fermées lors du fonctionnement du système géothermique, soit elles sont apparues tardivement lors de l'exhumation. En plus de toutes ces fractures, un débit schisteux N-S, parfois souligné par des veines de calcite s'est mis en place dans une lave moins altérée de la partie est de Grande Anse. L'impact de l'altération hydrothermale sur les transformations macroscopiques des roches diminue vers l'est de la partie nord de Grande Anse.

Dans la zone hydrothermalisée, l'intensité de l'altération dépend de la proximité des intersections de failles N000-020 et N090-120. Les autres directions de fractures ne semblent pas participer activement au drainage des fluides à grande échelle.

Les stéréogrammes montrent de nombreuses similitudes avec le schéma structural de Verati et al. (2016), mais un autre modèle de fonctionnement pourrait être proposé, il sera présenté dans la synthèse des données structurales de Terre-de-Haut.

Partie 2 - Études structurales multi-échelles de la Basse-Terre et de Terre-de-Haut
 Chapitre 2 - Étude de la fracturation à l'échelle de l'affleurement

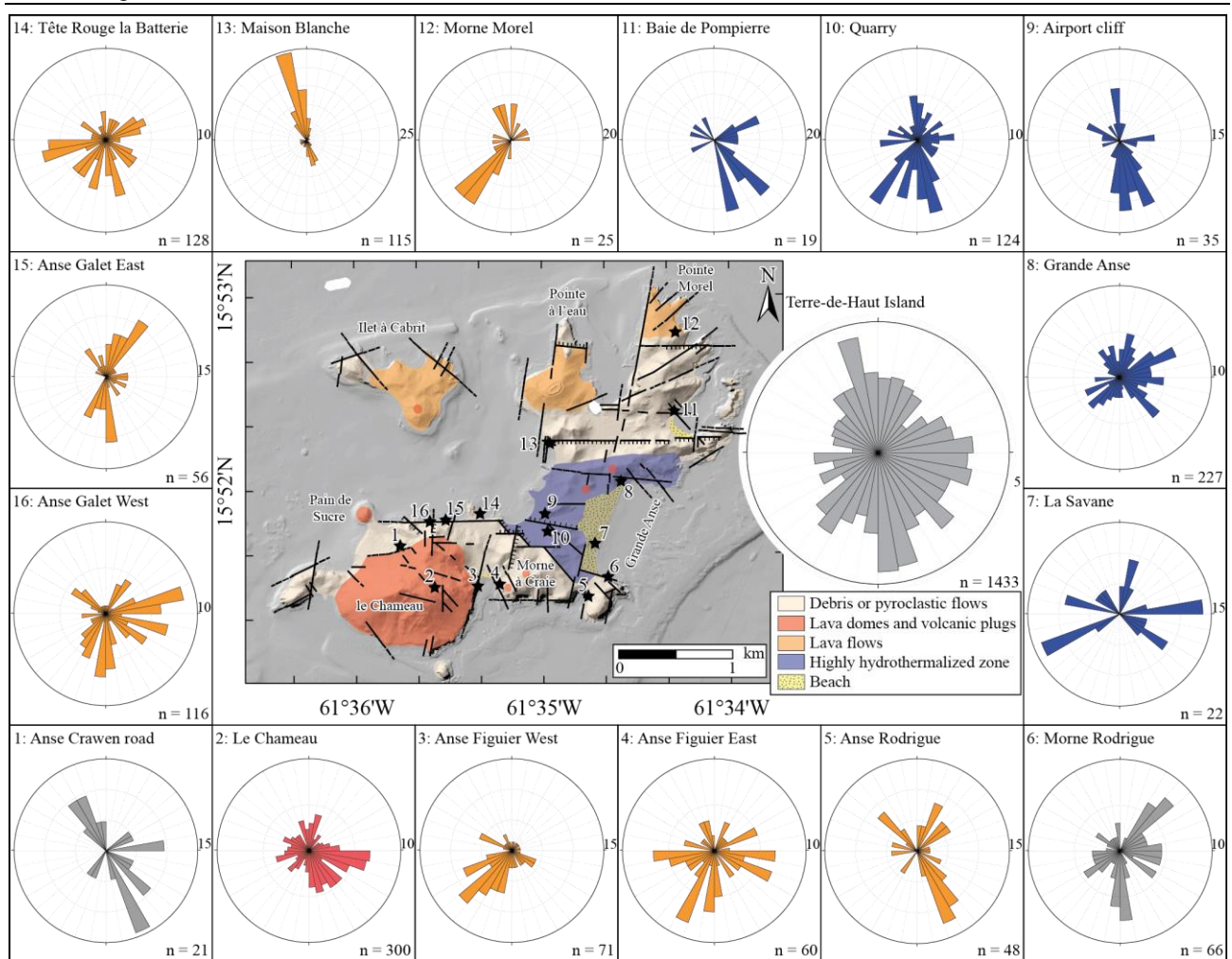


Figure 2-26 – Bilan des mesures de discontinuités fragiles sur Terre-de-Haut (convention azimut main gauche). Schéma structural et fond géologique d'après Verati et al. (2016) avec position des levés de fractures. Les stéréogrammes consignent à la fois les failles, les fractures majeures, les fractures et les débits schisteux.

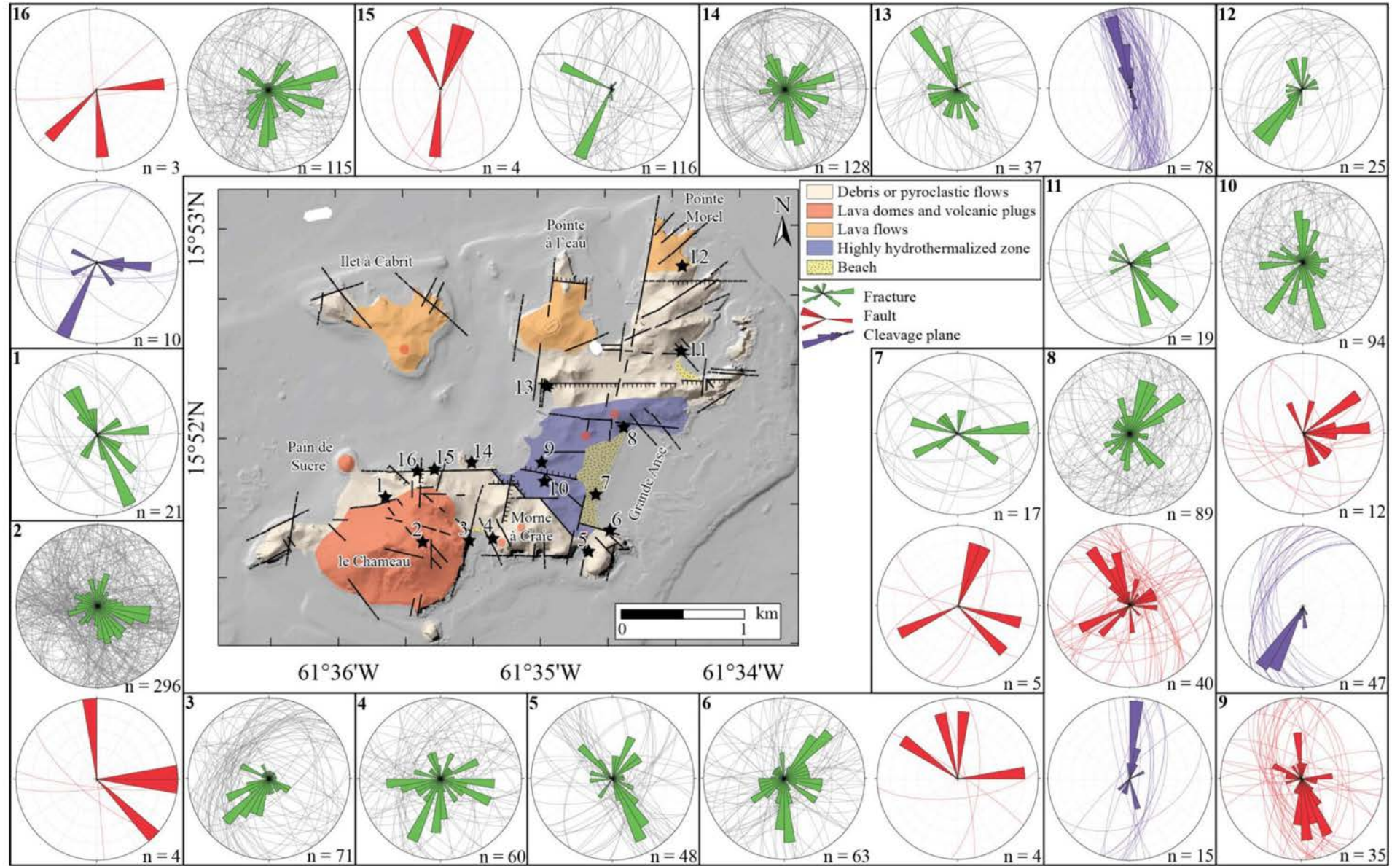


Figure 2-27 – Bilan des mesures de fractures sur Terre-de-Haut (convention azimuth main gauche). Il s'agit des mêmes mesures que sur la figure 2-26 mais les stéréogrammes sont décomposés avec les fractures (vert pour les fréquences et gris pour les plans), le débit schisteux (violet) et les failles (rouge).

4.2 Étude 2D de la déformation fragile

Les roches de la partie centrale de Terre-de-Haut ont subi de profondes transformations résultant de circulations hydrothermales majeures. Dans cette zone, même les coulées de lave, à matrice initialement peu poreuse et perméable, sont affectées par ces transformations. Pour comprendre la géométrie du réseau qui a permis ces altérations hydrothermales, des pointés de fractures référencés dans un SIG ont été effectués sur des photos d'affleurements verticaux et horizontaux afin de comprendre l'organisation et la connectivité du réseau (figure 2-28 et figure 2-29).

Les roches affleurant dans la zone la plus hydrothermalisée sont affectées par des densités de fractures importantes. Ainsi, pour la coulée de lave affleurant à la Savane (figure 2-28), plus de 15000 fractures ayant une extension cumulée de 1727 m ont été répertoriées sur une surface d'affleurement vertical de 45,6 m². Cela correspond à des P20 et P21 de respectivement 332 fractures.m⁻² et 38 m⁻¹. C'est bien plus que ce qui a été observé dans les laves saines de la zone de Vieux-Habitants. La fracturation est répartie de façon homogène sur tout l'affleurement (figure 2-28b). Les zones sans tracé correspondent en réalité à des portions où la déformation est trop importante pour pouvoir localiser des fractures. Pour appuyer ces observations, deux scanlines tracées virtuellement à la base et au sommet de l'affleurement permettent d'analyser la densité de la fracturation le long de ces deux profils (figure 2-28e). Les courbes de nombres cumulés de fractures présentent des pentes quasi régulières et identiques sur les deux profils. La localisation des fractures majeures sur les profils ne modifie que très peu la pente de ces courbes. La raison du faible impact des grands couloirs sur la répartition de la fracturation provient du fait qu'ils localisent majoritairement les circulations de fluides altérant préférentiellement la roche dans leur environnement proche. La roche est donc plus sensible à l'érosion au contact des couloirs majeurs. C'est la raison pour laquelle chaque grande fracture possède un relief négatif.

Environ 90 % des fractures ont une extension verticale inférieure à 20 cm et plus de 99 % ont une extension inférieure à un mètre (figure 2-28d). Les fractures ayant des traces visibles comprises entre 10 cm et 1,5 m ont une distribution de longueur qui suit une loi de puissance de pente forte (-2,4) (figure 2-28c). Les fractures suivant cette loi sont majoritairement des fractures d'origine tectonique pouvant se superposer à des fractures primaires, la distinction entre les deux populations est impossible à faire à ce stade d'altération. L'effet de troncature est très fort pour les fractures de longueur inférieure à 10 cm. La censure des grandes fractures est peu développée car le pointé est réalisé à un zoom important qui permet de décomposer les grandes structures en plus petites limitant l'impact du périmètre d'étude.

En moyenne, chaque petite fracture (< 20 cm) est connectée à trois autres fractures (figure 2-28d). Le nombre de connexion augmente avec l'augmentation de la longueur des fractures. Les plus grandes fractures ont plus de 60 points de connexion. Une bonne connexion entre les fractures est indispensable pour permettre aux fluides hydrothermaux de drainer la formation. La densité et la bonne connectivité du réseau permet non seulement d'améliorer la perméabilité de la coulée, elles

accroissent également sa capacité de stockage en augmentant sa porosité. Grâce à ces fortes densités de fractures, la coulée de lave peut être considérée comme un volume semi-poreux où les fractures servent au stockage et à la circulation tandis que la matrice possède des caractéristiques moins favorables tant qu'elle n'est pas altérée.

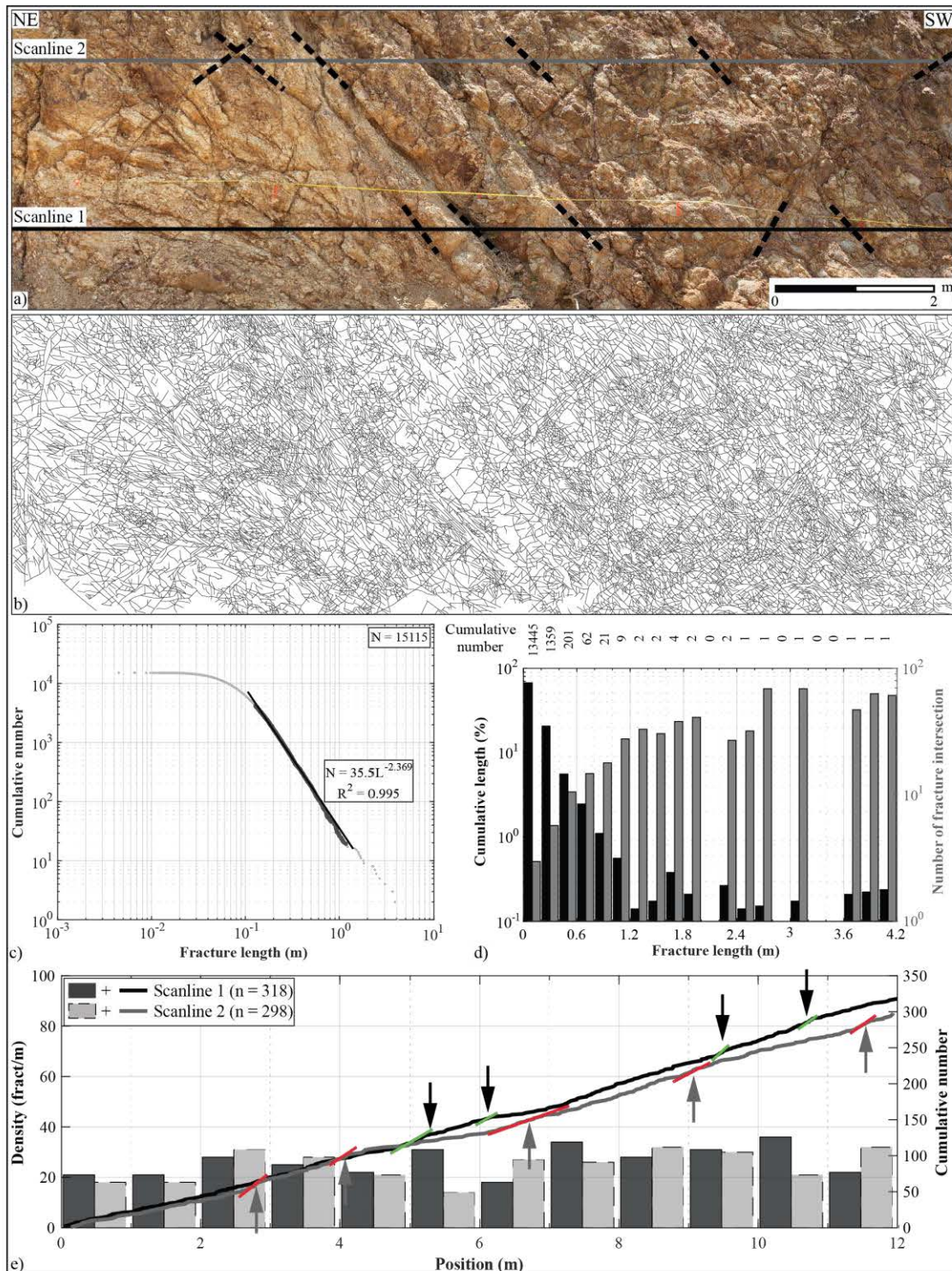


Figure 2-28 – a) Affleurement de lave hydrothermalisée de La Savane à Terre-de-Haut avec emplacement de deux scanlines (lignes continues) et des structures majeures (en pointillés). Résolution de l'image support du pointé : 3,1 mm. b) Pointé des fractures réalisé sur ArcGIS. c) Distribution des longueurs de fracture suivant une loi de puissance. d) Les fractures sont rangées par ordre croissant de longueur et séparées par intervalles de 20 cm. Les barres représentent les fréquences de fractures et nombres moyens d'intersections de fractures sur ces classes de 20 cm. e) Densités de fractures par mètre linéaire de scanline (barres) et nombres cumulés de fractures (lignes continues) le long de ces profils de mesure. Les lignes rouges et vertes indiquent les parties à pentes légèrement plus fortes indiquant les zones de plus fortes densités de fractures (flèches).

Le même protocole a été utilisé pour cinq dalles de 2 m² d'une roche altérée et bréchifiée située à l'extrémité ouest de l'aérodrome. Les résultats des pointés sont assez différents (figure 2-29, figure 2-30 et tableau 2-3). En 2D, le réseau de fractures est beaucoup moins bien organisé que celui observé dans la coulée de lave de la Savane (figure 2-28). La première explication de ce manque d'organisation est la structure de la roche étudiée. En effet, la texture bréchique ne semble pas être d'origine primaire comme pour une coulée de débris, mais plutôt lié à une bréchification intense provoquée par une déformation fragile avancée. La matrice entre les blocs pourrait donc résulter d'un broyage partiel de la roche et avoir accommodé une grande partie de la déformation. Le réseau résiduel est donc composé de fractures limitant ou traversant les blocs. Bien qu'ils aient subi une forte altération hydrothermale, les blocs semblent être monogéniques indiquant qu'il s'agit certainement d'une coulée de lave bréchifiée. Cet affleurement présente donc des points communs avec les zones endommagées à brèches grossières décrites à la base de Sir Timothy's Hill sur l'île de Saint-Kitts.

La distribution de longueur pour les fractures comprises entre 2 et 15 cm suit une loi de puissance à pente très forte (-2,8) traduisant la forte densité de ces fractures. La pente caractéristique est moins bien définie que dans la coulée de lave et les effets de censure et troncature sont tellement marqués qu'on pourrait avoir une loi exponentielle.

Le pointé sur des dalles horizontales permet également d'obtenir les orientations des fractures. La direction ESE-ONO est légèrement plus représentée que les autres directions. Ce résultat diffère des stéréogrammes obtenus avec les levés ponctuels dans la zone mais est parfaitement cohérent avec l'orientation des grandes fractures de la Pointe Tête Rouge la Batterie. L'existence de la zone bréchifiée, la morphologie de la partie centrale de l'île et la présence de nombreuses failles et fractures ESE-ONO permettront de fournir une autre interprétation structurale dans la synthèse.

Les points d'intersection de fractures sur la dalle 4 (points verts sur la figure 2-30) illustrent la forte connectivité du réseau en 2D. Toutes les fractures ayant participé aux écoulements sont soulignées par des oxydes de fer. Elles ont un rôle significatif au sein du réservoir géothermique. Quelle que soit l'échelle d'observation à Terre-de-Haut, c'est toujours au niveau des intersections de fractures ou de failles que les transformations des roches sont les plus fortes. Cette forte connectivité est donc une caractéristique importante du réseau affecté par des transformations hydrothermales.

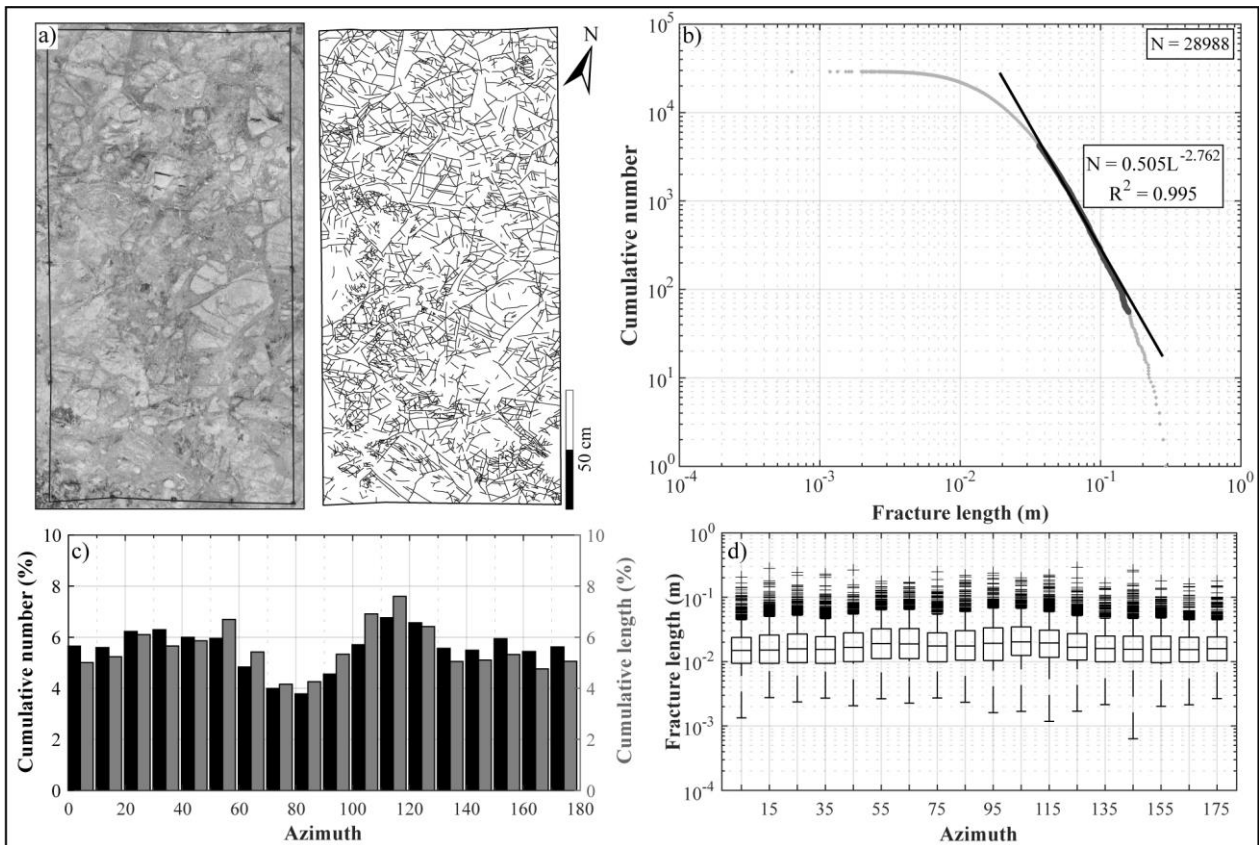


Figure 2-29 – Analyse des fractures sur une dalle d’affleurement bréchifiée de l’extrémité ouest de l’aérodrome de Terre-de-Haut entre les stations de mesure de scanline 9 et 10 (figure 2-27). a) Une des cinq dalles de 2 m² sur lesquelles ont été réalisées les pointés des fractures dans cette zone. Les images ont une résolution de 0,3 mm. b) Distribution des longueurs de fracture dont la pente caractéristique suit une loi de puissance. c) Fréquence en nombre et en longueur des fractures pointées et rangées par classes d’azimut de 10°. d) Boîtes moustaches des longueurs de fractures.

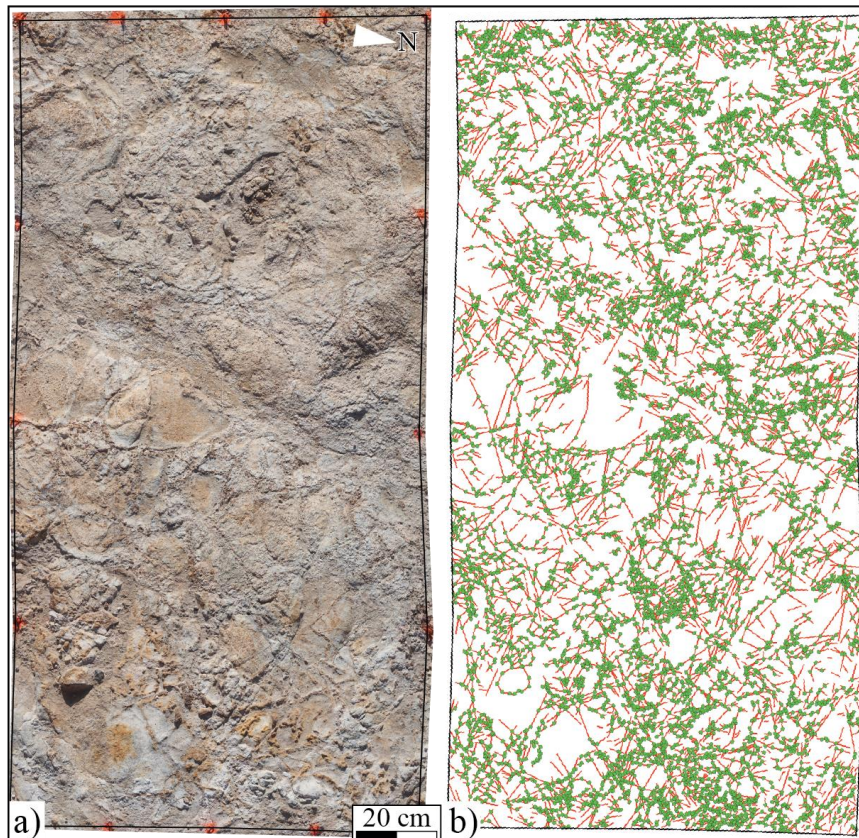


Figure 2-30 –a) Dalle n°4 de l’aérodrome de Terre-de-Haut sur laquelle le pointé de fracture a été réalisé. b) Pointé de fracture (en rouge) et intersections de fractures symbolisées par des points verts.

Le tableau 2-3 synthétise les résultats acquis grâce aux tracés sur les dalles. Il permet de mettre en évidence des réseaux de fractures très différents sur chaque dalle. Ces hétérogénéités sont majoritairement liées à des différences de structure de la roche. Comme on peut le voir sur la figure 2-29 et la figure 2-30, la bréchification n'est pas aussi avancée sur la dalle 4 qu'elle ne l'est sur la dalle n°2.

La longueur de fracture par dalle varie de 79 à 176 m. La dalle n°3 possède la longueur cumulée la plus faible donnant une densité de fracturation très proche de celle calculée sur la coulée de lave (figure 2-28). Les densités sont beaucoup plus fortes sur les autres dalles. Cependant, il faut nuancer ces fortes densités car le réseau de fractures est très discret et le pointé est souvent guidé par des différences de teintes dans la roche. Le nombre de fractures a pu être légèrement surestimé. Quoiqu'il en soit, même s'il on prend la densité la plus faible, le réseau est bien développé et propice aux circulations de fluides hydrothermaux.

Le nombre de points d'intersections de fractures est de plusieurs milliers par mètre carré. Le réseau est donc très bien connecté facilitant toutes circulations de fluides et expliquant l'intensité des transformations hydrothermales.

Quelle que soit l'échelle d'observation, des intersections de fractures ont été observées. Il existe donc une continuité de la connectivité des fractures infra kilométriques jusqu'aux fractures centimétriques assurant une parfaite migration des fluides hydrothermaux de l'échelle de l'île à celle de la roche.

Tableau 2-3 - Synthèse des pointés de fractures sur les 5 dalles de l'aérodrome de Terre-de-Haut et calculs des intensités et densités de fracturation P20 et P21.

	Surface (m²)	Nombre de fractures	Longueur cumulée de fractures (m)	Nombres d'intersections	P20 (#/m²)	P21 (m/m²)
Dalle 1	2,05	6236	99,2	10191	3035	48,3
Dalle 2	1,99	3658	119,8	6337	1834	60,1
Dalle 3	2,00	3212	78,7	4912	1603	39,3
Dalle 4	1,99	7229	176,0	37546	3631	88,4
Dalle 5	2,00	8653	171,1	45055	4327	85,5
<i>Total</i>	<i>10,04</i>	<i>28988</i>	<i>644,78</i>	<i>104041</i>		

4.3 Spécificité des fentes à gypse

Dans les zones où d'un point de vue macroscopique l'altération hydrothermale est la plus avancée, une grande quantité de gypse a précipité. Le volume de gypse présent à Grande Anse, à l'Anse Galet et à l'ouest de l'aérodrome est bien plus important que celui des autres minéralisations rencontrées dans les fractures (pyrite, calcite et quartz). Les veines de gypse ont des extensions centimétriques à métriques et leurs épaisseurs peuvent atteindre plusieurs centimètres (figure 2-31a-b). A l'échelle de l'affleurement, elles constituent un réseau bien organisé avec majoritairement des pendages faibles (figure 2-31e) suivant probablement la stratification initiale des dépôts volcaniques. Les veines subhorizontales sont connectées entre elles par des veines soit verticales, soit à pendage intermédiaire. Les veines d'extension pluri-décimétrique dessinent un réseau dont chaque maille comprend un sous-réseau de veines de plus petites dimensions (figure 2-31b). La continuité d'échelle des minéralisations (du dam au mm) montre que tout le volume rocheux a une forte perméabilité et qu'il est exploité pour les circulations de fluides. En revanche, les veines de gypse semblent localisées dans certaines lithologies ou certaines zones du réservoir puisque les laves hydrothermalisées dans la falaise de la partie nord de Grande Anse n'en contiennent pas. La présence de gypse pourrait être conditionnée par la proximité d'intersections de failles majeures drainant la majeure partie des fluides hydrothermaux.

Une acquisition de tomographie à rayons X sur un petit bloc prélevé dans la falaise de Grande Anse met en évidence l'excellente connectivité 3D du réseau de veines (figure 2-31c-d). Il est difficile d'individualiser avec précision ces veines car le contraste d'atténuation entre le gypse et la matrice hydrothermalisée est faible. Néanmoins, le volume de gypse peut être estimé à au moins 30 % du volume totale dans les zones les plus riches.

En 2D, une cartographie des veines a été réalisée dans une zone à teneur moyenne de gypse (figure 2-31f). En tenant compte seulement des veines à gypse dont le relief positif permet un pointé aisé sur cet affleurement, la densité est de 218 veines.m⁻². Ces veines cumulent une densité linéaire d'environ 25 m⁻¹ et une densité surfacique de 0,07 pour une ouverture moyenne de 3 mm correspondant aux veines les plus étroites. Ces densités sont fortes mais donnent des valeurs minimales puisque le pointé ne tient pas compte de toutes les veines d'ouverture millimétrique. Il n'existe pas d'information dans la littérature sur l'âge de ces minéralisations de gypse. A Bouillante, Patrier et al. (2013) incluent le gypse dans la paragenèse formée à une température supérieure à 150°C. Salaün et al. (2011) indiquent qu'à la Soufrière le gypse provient d'une activité fumérolle de surface. En général, les auteurs ayant réalisé des synthèses sur l'occurrence des paragenèses hydrothermales en fonction de la température des fluides n'utilisent pas le gypse car son intervalle de température n'est pas bien contraint (Reyes, 1990 ; Stimac et al., 2015). Quoi qu'il en soit, le système géothermique de Terre-de-Haut comprenait à moyenne échelle (mm à dam) un réseau de fractures connectées et ouvertes permettant une percolation active des fluides.

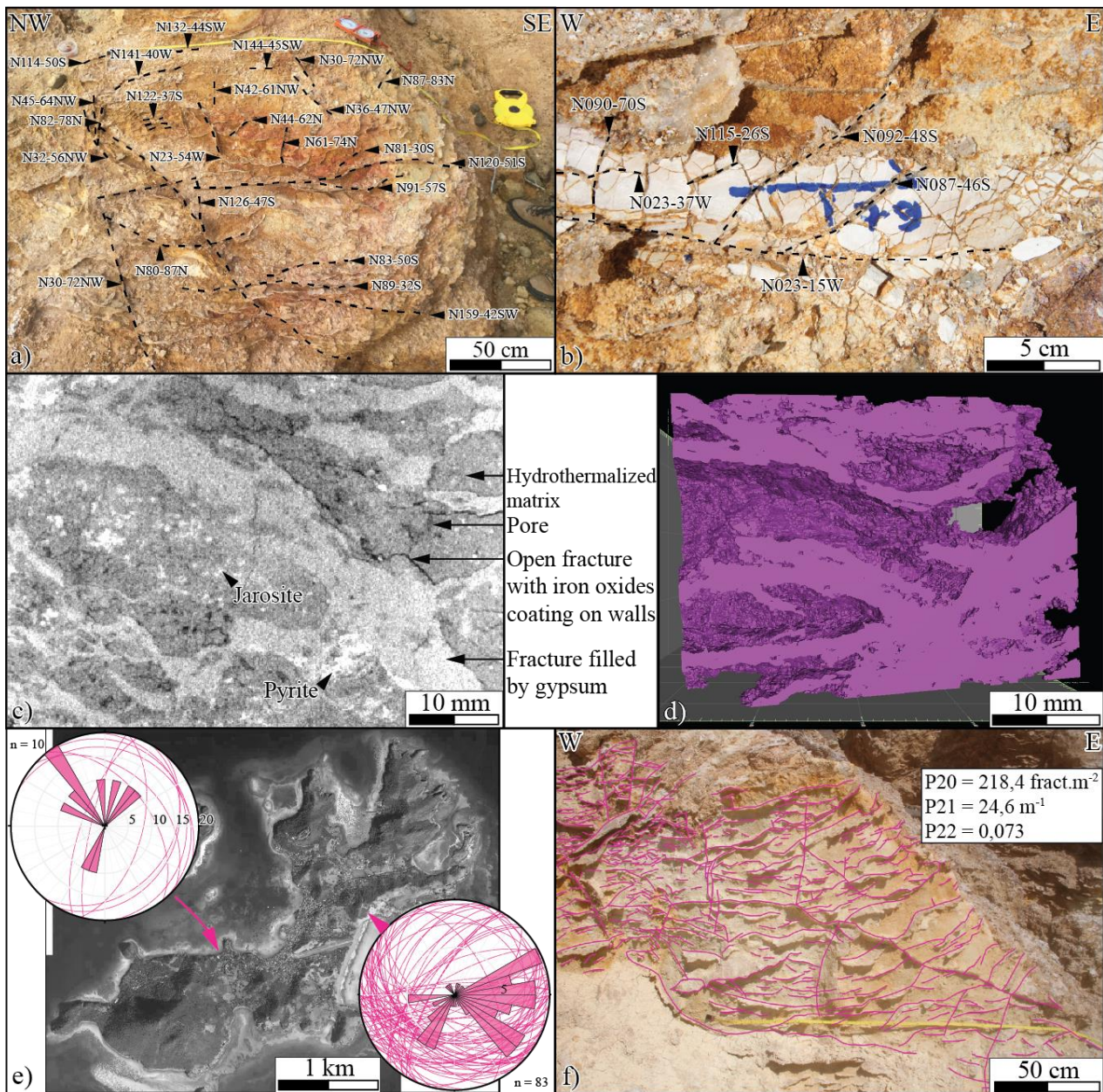


Figure 2-31 – a et b) Fractures d’extensions centimétriques à pluridécimétriques remplies de gypse dans la partie nord de Grande Anse. c et d) Résultats de l’acquisition de tomographie à rayons X sur un bloc hydrothermalisé et isolement du volume de gypse dans les fractures. e) Mesure des veines de gypse au niveau de Grande Anse et d’Anse Galet. f) Calcul des intensités et densités de fracture. Pour le P22, les épaisseurs sont fixées à 3 mm.

4.4 Données cinématiques sur Terre-de-Haut

Verati et al. (2016) ont établi une chronologie d’initiation et de réactivation des différentes structures tectoniques au niveau des Saintes à partir, notamment, de critères de recoupement des fractures et failles. Nous avons observé de tels critères de recoupement mais ils ne permettent pas d’identifier précisément qu’elle est la chronologie de la déformation fragile puisque dans ce contexte géodynamique actif, les réactivations sont nombreuses.

4.4.1 Critères chronologiques de la fracturation et des minéralisations

A la base du Morne Rodrigue, une grande faille NO-SE limite la partie nord du morne (figure 2-32). La faille majeure est interprétée comme décrochante sénestre avec une composante normale. Dans le cœur de faille, des lentilles avec structures sigmoïdales analogues des C-S se sont formées à

deux échelles : métrique et décimétrique. Entre les lentilles, la roche est affectée par un débit schisteux pouvant traduire l'expression d'un comportement ductile. Ce comportement a été observé à de nombreux endroits dans la partie centrale de Terre-de-Haut. Les comportements fragile et ductile peuvent donc se retrouver dans les mêmes structures.

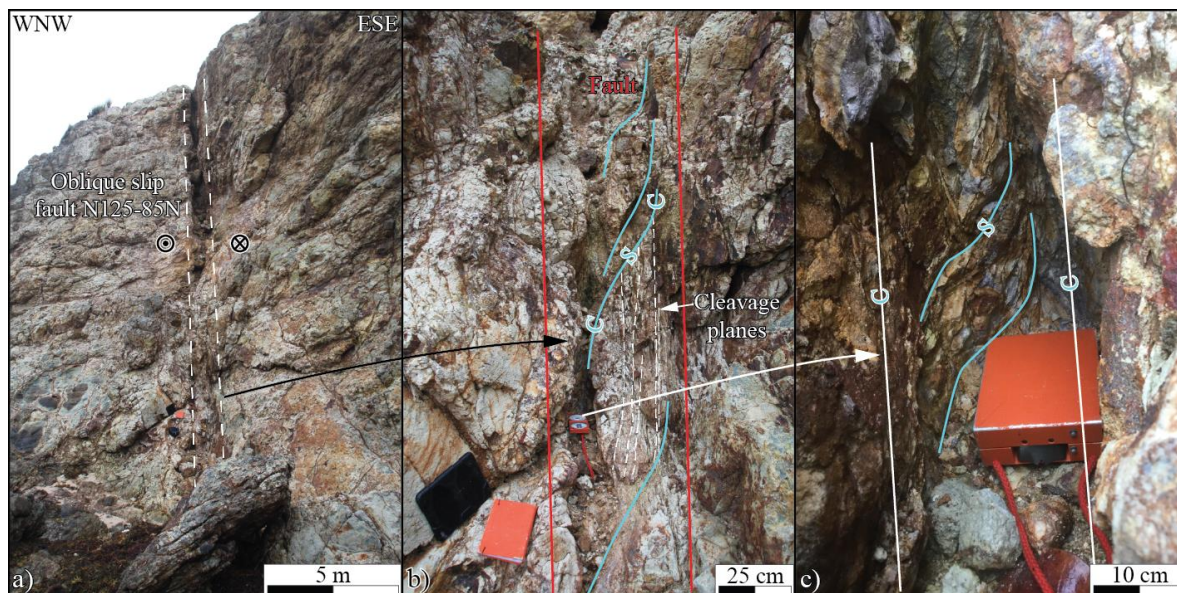


Figure 2-32 – Faille normale à composante décrochante sénestre à l'extrémité sud de Grande Anse recoupant la partie nord du Morne Rodrigue. a) Vue d'ensemble du couloir de déformation. b) Vue de détail de la zone déformée avec formation de lentilles de largesurs pluri-décimétriques exposant des structures C-S. c) Lentilles décimétriques exposant également des structures C-S.

A plus petite échelle, dans la partie nord de Grande Anse, la déformation fragile se manifeste sous des formes variées dont certaines permettent de reconstituer la chronologie du mouvement (figure 2-33). Des fractures en échelon NO-SE ouvrent de petits pull-aparts associés à un décrochement dextre. Les pull-aparts sont orientés N-S et ils sont remplis dans un premier temps par de la pyrite puis par de la calcite impliquant deux phases d'ouverture et de circulation (figure 2-33a, b et d). Contrairement au gypse dont les veines exploitent à la fois la stratification et les fractures, la pyrite est surtout présente dans les fractures et la matrice. En microscopie, la pyrite est parfois dissoute et remplacée en pseudomorphose par du rutile dont la précipitation débute à partir de 180 °C d'après Reyes (1990). La pyrite se serait donc formée lors du fonctionnement du système géothermique à haute température. Selon Jacques et Maury (1988a, 1988b) cette pyrite aurait donné le gypse par oxydation ultérieure. La calcite semble être tardive puisqu'elle vient remplir les derniers espaces disponibles dans les fractures. A proximité des pull-aparts, un décrochement sénestre orienté NNE-SSO entraîne la formation d'une brèche et de structures sigmoïdales (figure 2-33c). Ces structures sont conformes aux failles majeures structurant l'île.

Au niveau des recouvrements, les fractures NNE-SSO décalent les structures E-O tandis que les structures N060 recoupent celles orientées N160 (figure 2-33f). Ces critères sont propres à cette zone de l'île et ne sont pas forcément observés dans les autres parties de l'île. Cependant, il est important de noter que les différentes familles d'orientation se recoupent et sont remplies par des minéralisations secondaires hydrothermales. En effet cela implique que toutes ces fractures

participaient aux circulations de fluides.

Le dernier exemple de chronologie entre structures concerne une brèche hydrothermale associée à des plans de schistosité localisée dans la foliation magmatique d'une coulée de lave à Grande Anse (figure 2-33e). En effet, la mise en place de la brèche hydrothermale traduit une mise sous pression hydraulique du système qui traduit un comportement fragile. A l'inverse, la formation des plans de schistosité indique un processus de dissolution-cristallisation assisté par les fluides mais associé à un comportement ductile. Ainsi, lors du fonctionnement du système géothermique, les comportements ductile et fragile se succèdent traduisant des variations de la pression de fluide.

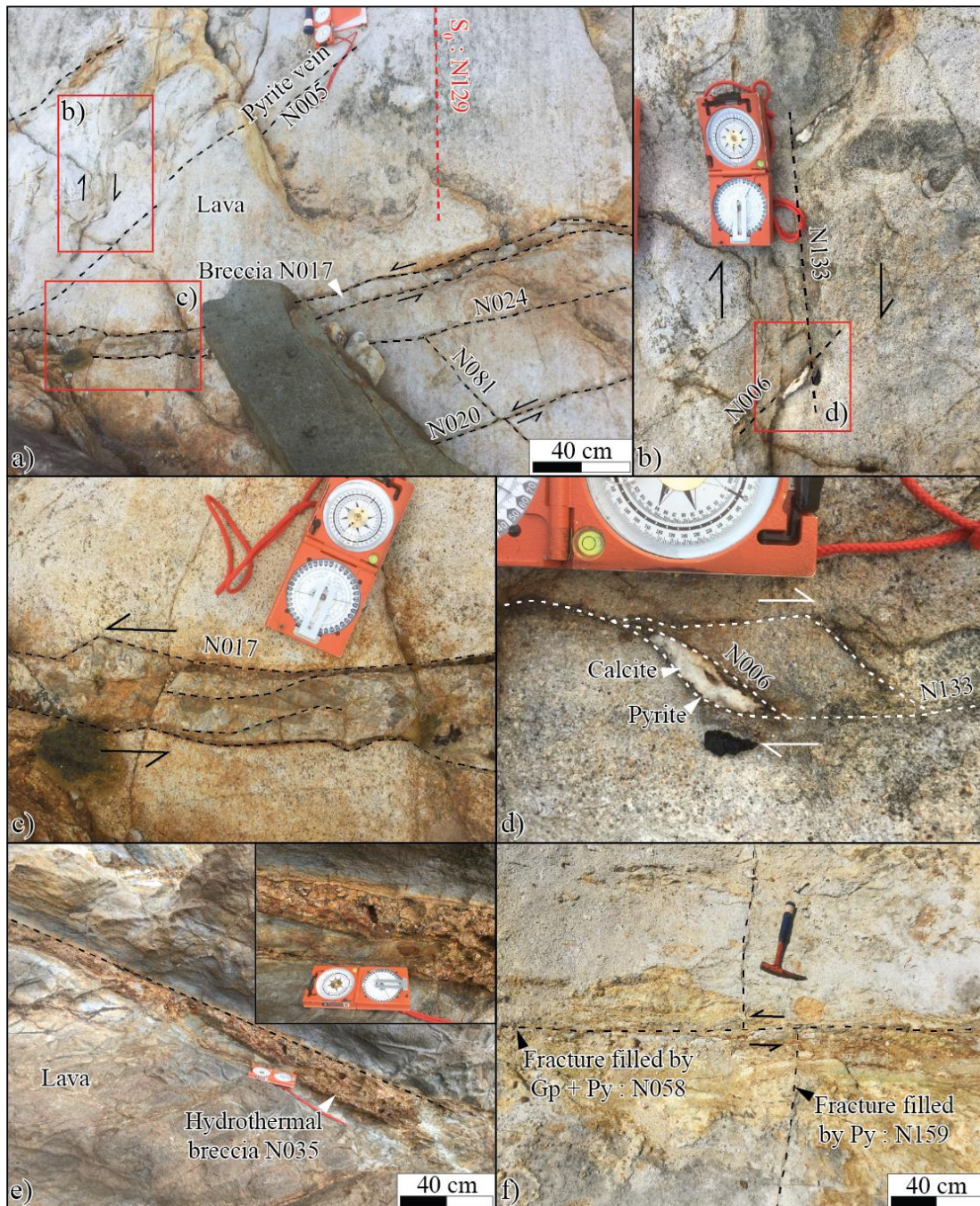


Figure 2-33 – Déformation fragile à petite échelle dans la partie nord de Grande Anse. a à d) Détail des structures décrochantes avec minéralisation et bréchification associées dans un bloc de lave plurimétrique. e) Brèche hydrothermale formée dans la fluidité d'un filon orienté N035. f) Chronologie relative de deux familles de fractures aux remplissages différents, à l'intersection desquelles une petite source s'est mise en place.

4.4.2 Cinématique obtenue à partir des stries dans la zone hydrothermalisée

Même si peu de tectoglyphes sont identifiables à Terre-de-Haut, des stries ont pu être relevées sur des failles affectant les roches hydrothermalisées au niveau de l'aérodrome (b), de la Savane (c) et du Morne Rodrigue (d) (figure 2-34).

Pour les deux premières localités, la méthode des dièdres droits fournit une solution similaire avec un axe d'allongement majeur NNE-SSO, cohérent avec l'extension parallèle à l'arc. Peu de stries indiquent des mouvements purement normaux, la majorité des stries présentent également une composante décrochante. Les stries relevées à l'extrémité est de la Savane et à la base du Morne Rodrigue donnent une solution différente avec un allongement E-O, cohérent avec l'extension perpendiculaire à l'arc. Certaines stries sont décrochantes selon la direction ESE-ONO.

Ces résultats apportent des informations sur les mouvements récents sur les plans de failles. Cependant, cet échantillonnage demande à être complété car ces stries peuvent résulter de réajustements locaux et tardifs de petits blocs ne reflétant pas les mouvements sur les grandes failles de la partie centrale de Terre-de-Haut.

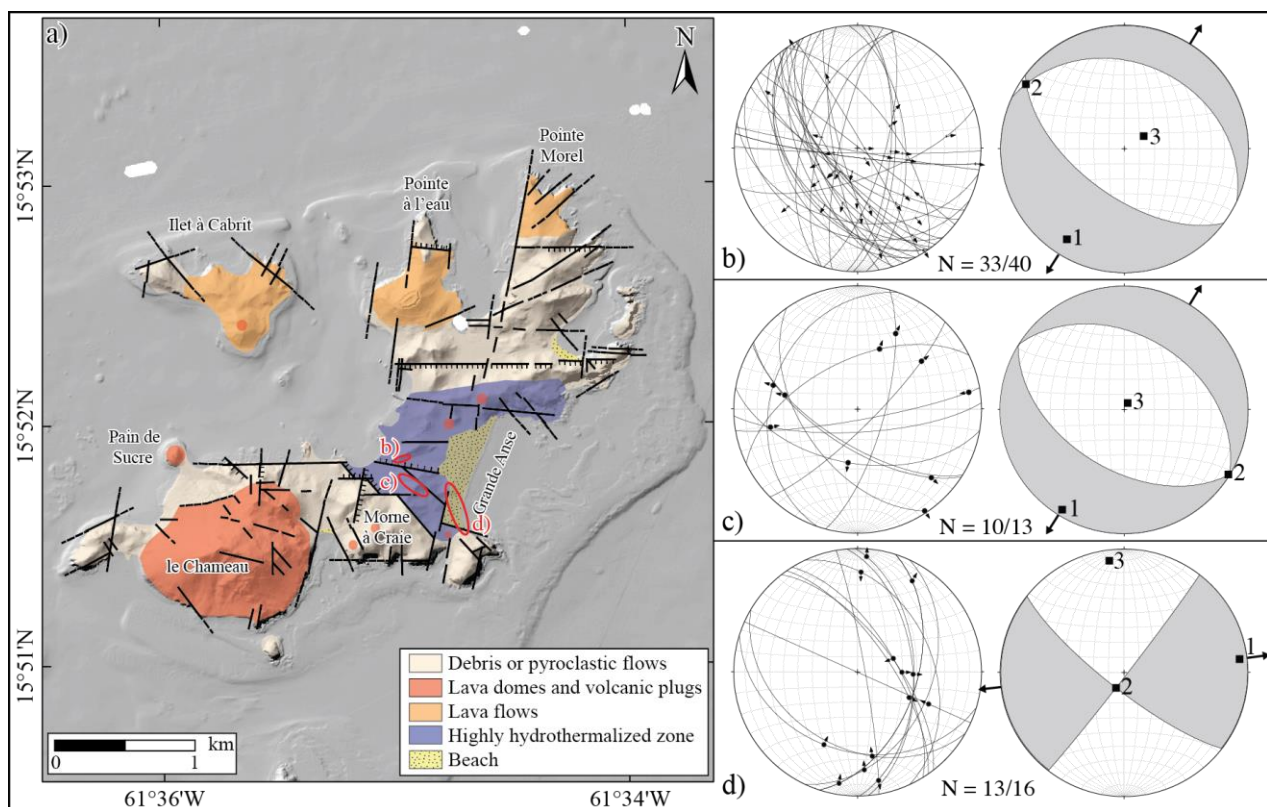


Figure 2-34 – Données cinématiques obtenues sur Terre-de-Haut. a) Schéma structural et fond géologique d'après Verati et al. (2016). b à d) Résultats cinématiques à partir des stries mesurées dans les failles recoupant les roches hydrothermalisées. 1, 2 et 3 correspondent aux directions d'allongement majeure, intermédiaire et de raccourcissement.

Chapitre 3 - Synthèse structurale et comparaison des résultats structuraux sur les îles de Basse-Terre et de Terre-de-Haut

1 Synthèse des résultats structuraux sur les deux îles

1.1 Sur la Basse-Terre

1.1.1 Bilan des données structurales à toutes les échelles

L'étude multiscalaire menée sur l'île de la Basse-Terre a montré à quel point l'analyse structurale sur des îles volcaniques récentes est complexe. Les failles en surface sont peu visibles à cause de la végétation, de la morphologie et de l'anthropisation. Cependant, l'étude des linéaments et les levés ponctuels de fractures ont permis de mettre en évidence une importante structuration de la côte ouest de la Basse-Terre entre les villes de Malendure et de Basse-Terre. L'expression de la déformation fragile se fait à la fois par de grands linéaments dont l'extension peut atteindre plusieurs kilomètres mais aussi par de nombreuses fractures d'origines primaire et secondaire d'extension infra-hectométrique.

A toutes les échelles, on note une grande variabilité directionnelle, cependant, quelques familles sont plus représentées que d'autres :

- les structures orientées E-O sont très présentes dans la zone de Bouillante et beaucoup moins dans celle de Vieux-Habitants. En allant vers le sud, cette famille prend une orientation ENE-OSO dont certaines fractures présentent des indices de paléo-circulations hydrothermales. Ces indices témoignent de l'activité d'un système hydrothermal sous la côte ouest de Vieux-Habitants ;
- les structures orientées ESE-ONO à NO-SE sont présentes dans tous les secteurs. En revanche, seules les ESE-ONO sont visibles à toutes les échelles, et les fractures NO-SE n'existent qu'à l'échelle de l'affleurement ;
- les fractures N-S à NNE-SSO affectent surtout la zone de Vieux-Habitants. Certaines de ces fractures présentent également des indices de paléo-circulations hydrothermales avec notamment un cœur de faille très argilisé contenant une forte quantité de gypse.

A l'échelle de l'affleurement, la déformation fragile a une expression différente en fonction du

type de dépôts volcaniques. Les coulées de débris et dépôts pyroclastiques sont très peu fracturés et lorsque des fractures sont présentes, elles sont regroupées en couloirs. Ce mode de fracturation contraste nettement de celui des laves. Les laves sont toujours fracturées car elles sont affectées par des joints de refroidissement. A ces joints s'ajoute une déformation tectonique secondaire s'exprimant sous la forme de couloirs à forte densité de fractures.

Les observations réalisées dans la zone de Vieux-Habitants ne permettent pas de mettre en évidence une structuration en mini-graben comme celle décrite au niveau de Bouillante (Bouchot et al., 2010; Calcagno et al., 2012). Cependant, les analyses structurales font ressortir de nombreuses intersections pouvant constituer des drains majeurs pour les fluides géothermaux. La synthèse des données permet de proposer, à partir de la cartographie de ces intersections, des zones d'intérêt pour la réalisation d'acquisitions géophysiques futures (ERT) et éventuellement de forages exploratoires (figure 2-35). Seulement deux zones présentant des indices très nets d'altérations hydrothermales ont été relevés dans le PER. Les minéralisations secondaires, signes d'une paléo-circulation, ont pu imperméabiliser les failles masquant toute activité hydrothermale actuelle et bloquant la mise en place de manifestation de surface, comme des résurgences ou des fumerolles. Deux autres zones d'intérêt peuvent être ciblées. Elles correspondent aux intersections entre les failles E-O à ESE-ONO qui drainent les fluides géothermaux à Bouillante et la faille majeure NNE-SSO traversant la partie nord-ouest du PER.

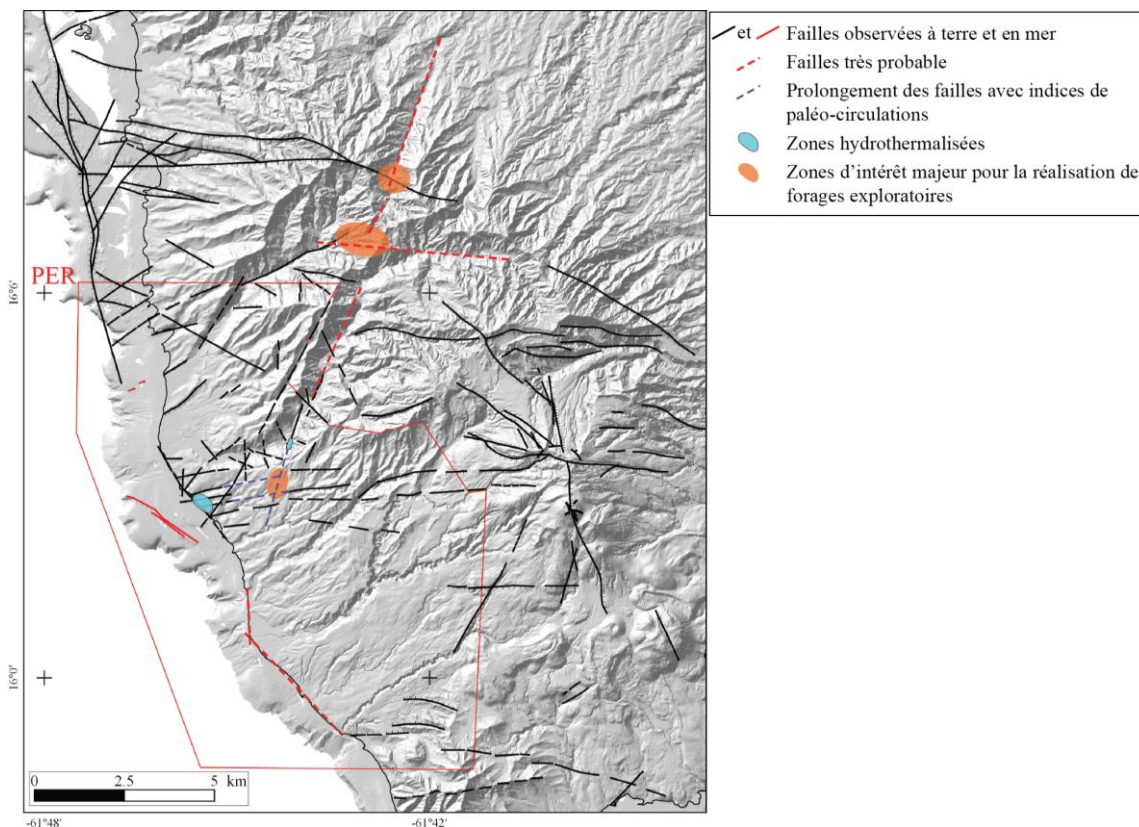


Figure 2-35 – Schéma structural de la partie sud de l'île de Basse-Terre réalisé par les collaborateurs de GEOTREF à partir des observations de terrain et des données disponibles dans la littérature (Boudon et al., 1988; Feuillet et al., 2002; Calcagno et al., 2012). Les zones présentant des indices de paléo-circulations hydrothermales sont localisées tout comme les zones d'intérêt pour la réalisation de forages exploratoires.

La prospection de la partie sud du PER n'a pas permis de relever d'indices intéressants de déformation fragile ou d'hydrothermalisme. Le nappage de la topographie par les avalanches de débris récentes (Boudon et al., 2007) masque les structures sous-jacentes laissant cette partie de l'île encore très mal comprise d'un point de vue structural. La zone de la Soufrière met en évidence de nombreuses sources thermales actives ainsi qu'une altération hydrothermale très active notamment dans le champ proche du dôme. Le dôme est affecté par une série de fractures NNO-SSE à N-S ouvertes par les dernières explosions phréatiques (Komorowski et al., 2008). L'occurrence de ces nombreuses fractures témoigne de l'activité récente de cette famille directionnelle. Le volcan de la Soufrière présente tous les indices de la présence d'un système hydrothermal superficiel très actif (Villemant et al., 2014). Cette zone pourrait constituer une cible pour une exploration géothermique car il est évident que la source de chaleur est très active en profondeur. Néanmoins, les fluides géothermaux sont généralement acides à l'aplomb des volcans actifs (Moeck, 2014). Leur utilisation industrielle est donc peu courante car ils corrodent rapidement les installations. De plus, l'activité du volcan et la proximité de nombreuses infrastructures rend peu probable l'exploitation future.

1.1.2 Discussion sur la mise en place de la vallée de Vieux-Habitants

A grande échelle, de grands linéaments affectent la partie centrale de la Basse-Terre. Deux de ces linéaments orientés NNE-SSO et ONO-ESE (figure 2-21) forment la vallée très encaissée de la Grande Rivière de Vieux-Habitants, ils ont une importance majeure dans le schéma structural du PER et dans la mise en place d'un potentiel système géothermique dans la zone de Vieux-Habitants.

Des études antérieures ont avancé plusieurs hypothèses pour la formation de cette grande cicatrice :

- la formation d'une caldeira résultant d'un épisode explosif instantané qui aurait pu former une large dépression dans laquelle le volcan du Sans Toucher s'est formé (Ricci et al., 2017). Une activité explosive de large amplitude a déjà été reportée par Boudon et al. (1988) avec l'épisode Pintade qui a conduit à la formation d'une caldeira de 3 km de large il y a environ 42000 ans ;
- la seconde hypothèse met en cause une érosion sur une longue période. Le volcan du Sans Toucher est situé à la jonction des monts Matélie, Capesterre et des Icaques. La convergence des bassins versants à cet endroit et l'augmentation des débits de cours d'eau a pu faciliter l'érosion. Salvany et al. (2012) ont démontré, à La Réunion, l'impact de l'érosion sur la formation de vallées avec des flancs escarpés comme celle de la Grande Rivière de Vieux-Habitants. Cependant, cette hypothèse est peu probable car les taux d'érosion calculés par Ricci et al. (2015b) sont très supérieurs à ceux précédemment estimés dans la Chaîne Axiale (Ricci et al., 2015a) ;
- enfin, la dernière hypothèse avancée par Ricci et al. (2015b) est la mise en place d'un glissement lent affectant une proportion significative du volcan Matélie. Les

glissements lents peuvent intervenir le long de décrochements. L'érosion et le développement de systèmes hydrothermaux affectant le volcan favorisent également ces glissements (van Wyk de Vries et al., 2000; Cecchi et al., 2004).

Si cette troisième hypothèse est la plus probable, car les datations de Ricci et al. (2015b) indiquent des âges similaires pour les volcans de Matéliane et des Icaques ; elle modifie significativement l'histoire structurale de la partie centrale de la Basse-Terre et va dans le sens des travaux de Mathieu et al. (2011). En effet, ces auteurs ont mis en évidence l'existence d'un système transtensif sénestre sur lequel se sont développés les volcans et dont la mise en place aurait pu déclencher ce glissement lent. Un tel système sénestre pourrait être l'expression à plus petite échelle du grand décrochement sénestre affectant la partie nord des Antilles et résultant de la subduction oblique (Feuillet et al., 2002). Cependant, la géométrie des sigmoïdes proposées par Mathieu et al. (2011) (figure 1-51) ne permet pas d'expliquer pleinement la mise en place de l'incision orientée NNE-SSO. L'activité conjointe du décrochement sénestre et de la faille majeure orientée NNE-SSO sur laquelle des indices de paléo-circulations hydrothermales ont été observées semble être indispensable à la formation de la vallée de Vieux-Habitants.

La présence d'un tel glissement lent pourrait avoir créé une semelle à perméabilité verticale très faible expliquant l'absence de résurgences chaudes dans le PER et les indices de paléo-circulations sur les failles N020 dans la vallée de Vieux-Habitants et fractures N070 sur la côte ouest. Les acquisitions magnétotelluriques (MT, Teranov) et aéromagnétiques (IPGS) ne permettent pas d'identifier une telle surface de glissement.

Le développement d'une telle surface dans des matériaux à forts contrastes de cohésion comme ceux rencontrés dans la partie sud de la Basse-Terre peut entraîner une géométrie complexe ne présentant pas une forme régulière comme celle attendue pour une loupe de glissement. De plus, l'épaisseur de la surface de glissement est très certainement en-dessous de la résolution de la MT. En revanche, cette surface joue probablement le rôle d'un conduit préférentiel sub-parallèle à la surface topographique, des édifices de la partie centrale vers la côte. Nous supposons qu'il s'agit d'une surface fortement altérée et donc à susceptibilité magnétique très faible. Comme elle est surmontée par un volume important de matériaux récents à susceptibilité magnétique normale, cette surface de glissement ne peut être observée par un levé aéromagnétique.

Dans leur hypothèse, Ricci et al. (2015b) placent la surface de glissement à environ 400 m de profondeur. Sa profondeur diminue progressivement pour affleurer à proximité de Vieux-Habitants. Aucun indice d'une telle surface, dont le développement implique une bréchification des matériaux, n'a été observé à proximité de la côte. Les matériaux déplacés glissent très probablement vers l'ouest, dans les canyons profonds au-delà du plateau insulaire limité par les failles NO-SE qui limitent la côte dans cette partie de l'île (figure 2-36). Cette hypothèse est appuyée par l'absence de grand cône sédimentaire créé par les apports de la rivière de Vieux-Habitants.

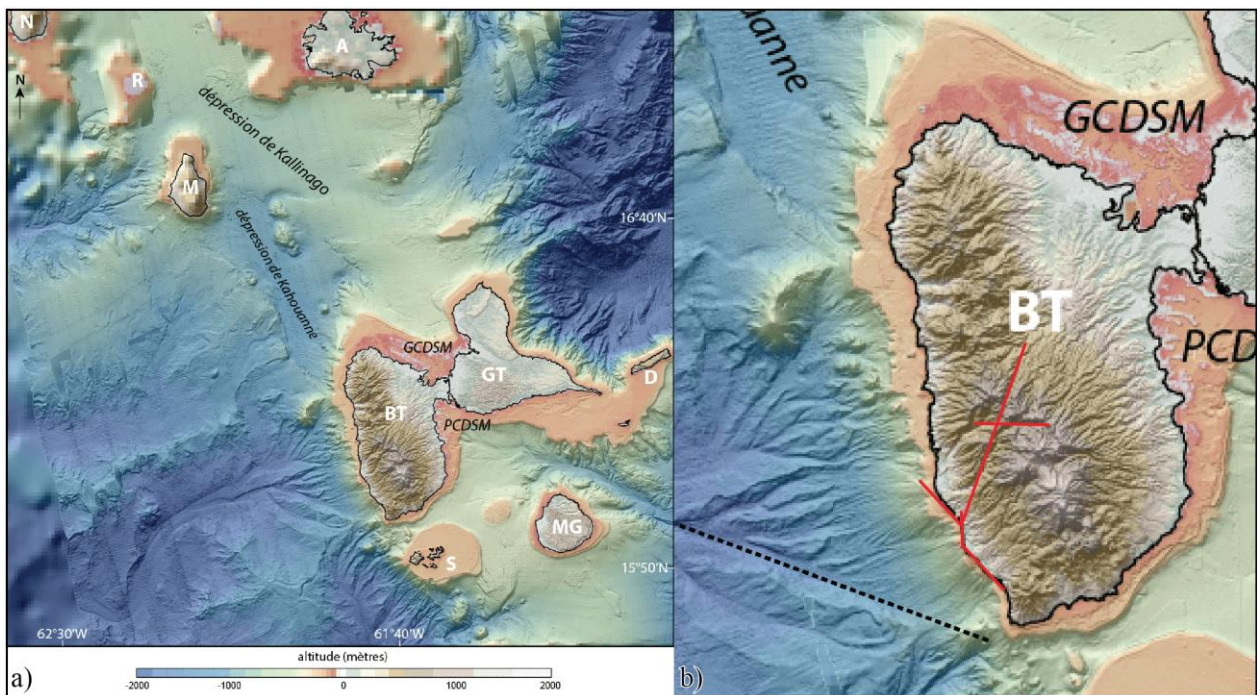


Figure 2-36 – a) MNT à 25 m de l'archipel Guadeloupéen d'après Legendre (2018). b) Interprétation de la limite de la zone de glissement de la vallée de la Grande Rivière de Vieux-Habitants avec position des failles majeures (rouge).

1.2 Sur Terre-de-Haut

1.2.1 Bilan des familles de failles

Le premier constat réalisé lors de cette étude structurale sur Terre-de-Haut est l'importance du contrôle structural sur la morphologie de l'île, sur la localisation des zones affectées par des transformations hydrothermales ou encore sur la mise en place de volumes remarquables de minéralisations secondaires. L'expression de la déformation fragile à Terre-de-Haut est importante au regard de la relative jeunesse de cette île, dont les roches saines les plus anciennes ont été datées à environ 3 Ma par Zami et al. (2014). Certes, la géodynamique régionale est favorable à une activité tectonique responsable d'une déformation fragile marquée malgré une faible vitesse de subduction (DeMets et al., 2000; Symithe et al., 2015).

La figure 2-37 synthétise les directions majeures de déformation fragile. Nos résultats montrent l'existence d'un système de failles à terre beaucoup plus complexe que celui décrit précédemment à terre (Jacques and Maury, 1988a) et en mer (Bazin et al., 2010; Feuillet et al., 2011a; Leclerc et al., 2016). La déformation fragile s'organise en quatre familles majeures qui s'expriment à quasiment toutes les échelles : N000-010 ; N030-050 ; N070-90 et N130-160. La direction N170-020 est quasi absente au niveau du plateau des Saintes et de ses environs et pourtant c'est une direction majeure à terre. Elle localise notamment des zones d'altération hydrothermale de fort degré et concentre une partie de la déformation ductile avec la mise en place de débit schisteux. Bien que la direction N100-120 ne ressorte pas sur la synthèse globale, c'est une direction majeure de l'île. La morphologie de l'île montre qu'elle structure la partie centrale avec les failles N-S. Il semble que cette direction soit partiellement effacée par l'activité des autres failles ayant joué plus récemment.

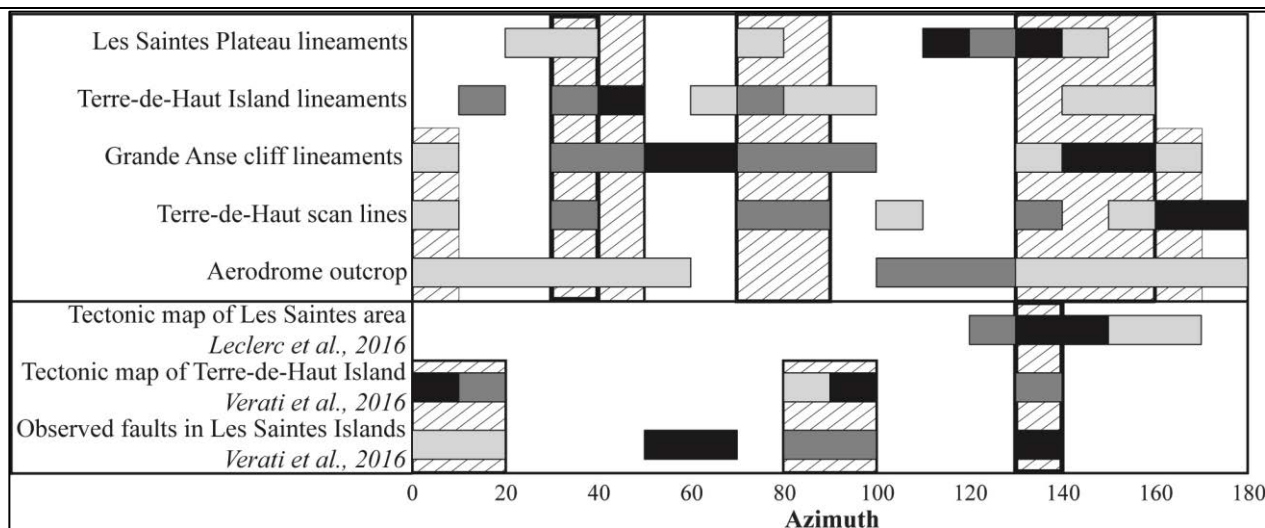


Figure 2-37 – Résumé des directions majeures relevées à chaque échelle d'observation (figure 2-13, figure 2-14, figure 2-15, figure 2-26 et figure 2-29) et comparaison avec les données de la littérature (figure 2-12). La couleur des rectangles indique l'importance des directions dans les histogrammes de fréquence et de longueur cumulée par classe de 10° d'azimut : noir – famille majeure ; gris sombre – famille intermédiaire et gris clair – famille mineure. Les rectangles hachurés indiquent les familles présentes à plusieurs échelles d'observation.

Les travaux de Verati et al. (2016) ont fait avancer de manière significative la compréhension structurale de Terre-de-Haut et de la mise en place du système géothermique qui affleure dans sa partie centrale. Nous n'avons pas observé à l'affleurement toutes les grandes structures mentionnées sur le schéma structural de ces auteurs ni les failles majeures qui structurent le graben de la partie centrale de l'île. En revanche, la combinaison des observations de terrain avec l'identification de nombreuses structures de plus faibles extensions ; l'utilisation des orthophotographies et du MNT 5 m ; la localisation des zones hydrothermalisées et des minéralisations associées, nous permet de proposer un modèle alternatif à celui proposé par Verati et al. (2016) (figure 2-38).

1.2.2 Histoire structurale simplifiée de Terre-de-Haut

Pour comprendre la mise en place des zones hydrothermalisées, il est nécessaire d'établir une histoire structurale de Terre-de-Haut. La carte présentée figure 2-38 ne s'intéresse qu'aux localisations des structures fragiles et des zones affectées par une altération hydrothermale.

Les transformations hydrothermales les plus importantes sont localisées dans la partie centrale de l'île. Trois zones d'extension décamétrique à hectométrique disposées sur un alignement général E-O exposent des roches ayant perdu toute structuration primaire. Ces roches sont affectées par un réseau très dense de fractures remplies de gypse. La partie nord de Grande Anse constitue la zone la plus remarquable en termes de précipitations secondaires dans les fractures puisqu'elles contiennent également de la pyrite et de la calcite.

L'altération hydrothermale affecte également les parties périphériques de l'île avec des indices de paléo-circulations dans les fractures et dans la matrice des coulées de débris de l'Anse Crawen, de l'Anse Rodrigue et de la Baie de Pompierre). L'altération y a modifié la couleur de la matrice mais n'a pas supprimé la structure initiale des roches.

Dans notre modèle la localisation des zones hydrothermalisées est contrôlée par le fonctionnement d'une zone de cisaillement sénestre orientée ESE-ONO dans la partie centrale de Terre-de-Haut où la déformation est la plus intense. La présence d'un tel cisaillement ESE-ONO pourrait constituer une zone de transition entre les systèmes de failles orientées E-O de Marie-Galante et celles orientées NO-SE des Saintes. Cette orientation est celle du décrochement sénestre observé dans la partie nord du Morne Rodrigue où les transformations hydrothermales sont également très fortes ; des fractures dans la zone de cisaillement orientées comme les structures R et R' de Riedel et localement des zones bréchifiées à blocs monogéniques traduisant plutôt un mouvement décrochant qu'un mouvement normal sont des arguments en faveur de cette structure. Au niveau de l'aérodrome, les structures P de Riedel, orientées NO-SE présentent des stries avec un mouvement oblique sénestre en accord avec cette hypothèse. Des plans de schistosité orientés ESE-ONO au niveau de la Savane (thèse Alexiane Favier, en cours) témoignent d'une déformation ductile associée à ces plans de fractures.

La zone de cisaillement est recoupée par au moins une grande faille orientée NNE-SSO qui permet la mise en place des filons sub-verticaux aux extrémités sud et nord de la plage de Grande Anse, c'est-à-dire à proximité des intersections avec les failles ESE-ONO. Cette faille peut être interprétée comme appartenant aux structures d'extrados liées à la flexure de la plaque chevauchante. Elle s'étend de l'Anse Rodrigue jusqu'à l'extrémité de la Pointe Morel. Son activité récente est marquée par l'aspect rectiligne des falaises. Les nombreuses fractures NNO-SSE se développent probablement de manière contemporaine lorsque le système hydrothermal est en pleine activité. De nombreux plans de schistosité sont orientés NNO-SSE dans la partie centrale de Terre-de-Haut.

La circulation des fluides à grande échelle (kilométrique) est très importante sur les deux familles de failles ESE-ONO et NNE-SSO. C'est la combinaison et plus particulièrement les intersections de ces deux familles qui localisent les zones de forte intensité d'altération hydrothermale. Ces deux directions de failles s'expriment presque partout sur l'île, et pourtant les affleurements situés en dehors de la partie centrale ne montrent que très peu d'indices de paléo-circulations. Les circulations majeures de fluides sont donc confinées aux endroits où la zone de cisaillement et les failles ESE-ONO se recoupent. En s'éloignant de ces failles, l'altération hydrothermale s'atténue très rapidement. L'intensité de cette atténuation semble dépendre de la nature des faciès volcaniques encaissants. L'altération se propage moins dans les laves que dans les faciès volcano-sédimentaires. Les fractures NNO-SSE contrôlent surtout les circulations à plus petite échelle.

Les zones périphériques montrant des transformations hydrothermales mineures sont localisées sur les extrémités des grandes structures NNE-SSO et ESE-ONO connectées au système hydrothermal principal localisé dans la partie centrale. La zone hydrothermalisée de la partie centrale de Terre-de-Haut pourrait représenter uniquement la partie superficielle d'un système hydrothermal de grande ampleur.

Les failles E-O affectent certainement l'île de manière plus tardive. En revanche, elles fonctionnent lorsque le système hydrothermal de la partie centrale de l'île est toujours actif. La mise en place ou le rejeu de ces failles intervient certainement lorsque le système est en phase rétrograde et non prograde. En effet, les zones à gypse, dont la précipitation est estimée tardive, se trouvent uniquement à l'intersection des trois familles de failles ESE-ONO, NNE-SSO et E-O. La famille E-O seule ne semble pas avoir d'impact sur les circulations de fluides géothermaux. En revanche, lorsque qu'elle se trouve à proximité des deux autres familles majeures, elle participe également aux écoulements.

Contrairement à ce qui a été proposé par Zami et al. (2014), il semble que la partie centrale constitue le substratum de l'île et soit aussi ancienne que les édifices les plus anciens, datés à environ 3 Ma pour le Morne Napoléon. En effet, Le Morne Napoléon ne présente pas d'indice de circulation hydrothermale et il est très peu affecté par la déformation fragile. Il est certainement situé en dehors de la zone de circulation et de déformation majeure. Les travaux d'Alexiane Favier sur la datation de minéraux secondaires hydrothermaux de haute température (micas blancs) situés dans la partie nord de Grande Anse permettront de placer un jalon dans l'histoire prograde du système hydrothermal et de donner un âge minimal au substratum de l'île.

Dans la partie nord de Grande Anse, des précipitations de soufre ont été identifiées. Ces précipitations pourraient résulter d'une activité fumérolienne tardive liée à la mise en place des édifices les plus récents de l'île (le Chameau, neck d'andésite à quartz du cimetière). Ces précipitations interviennent dans des zones très fracturées et témoignent de la conservation de la perméabilité dans les fractures en fin de fonctionnement du système hydrothermal. Elles peuvent se mettre en place en même temps que les fentes à gypse ou de manière postérieure.

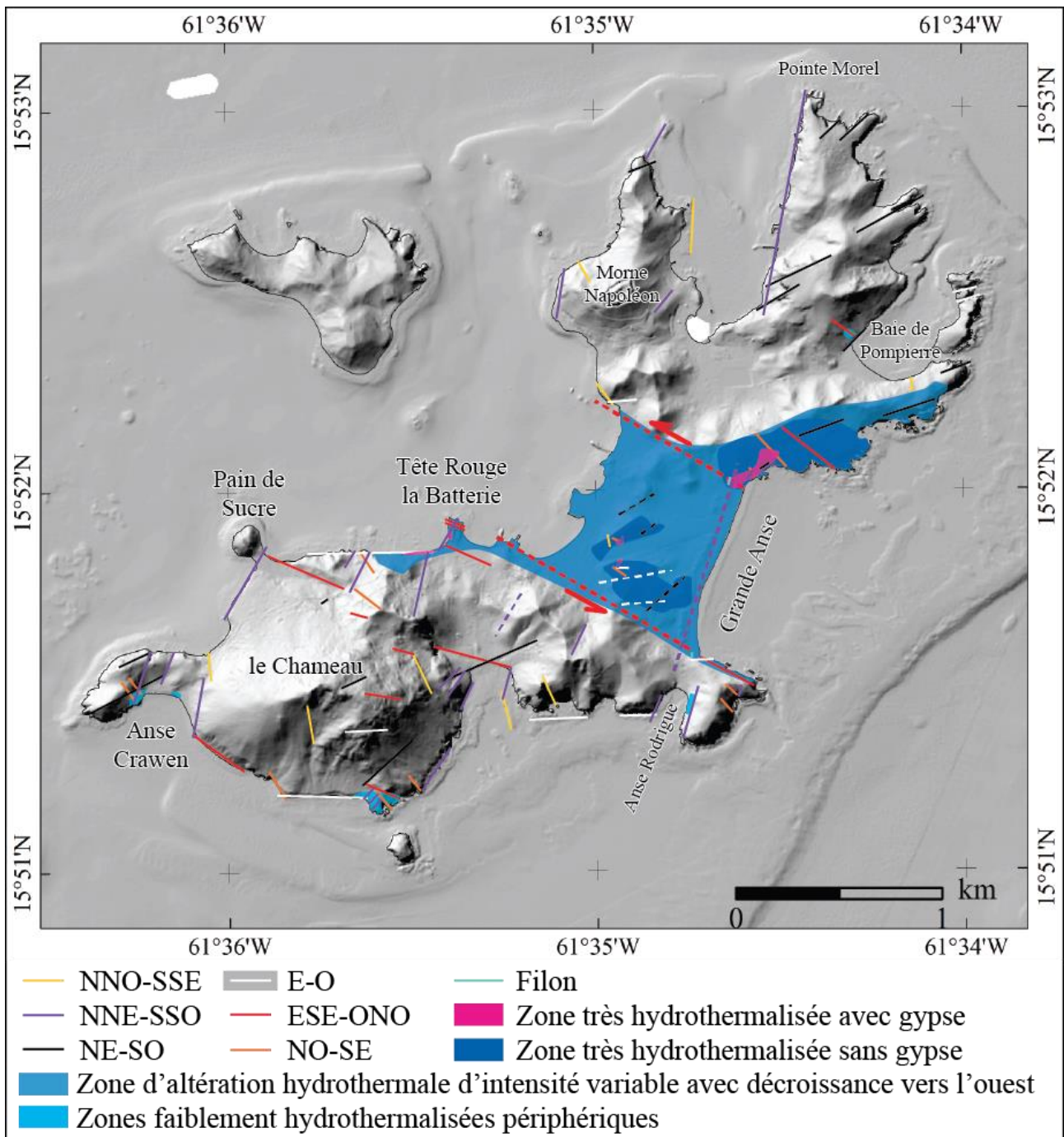


Figure 2-38 – Carte structurale schématique de synthèse des observations réalisées sur l'île de Terre-de-Haut. Cette carte est construite à partir des mesures structurales sur le terrain, de l'analyse du MNT 5 m et des orthophotographies (résolution de 30 cm) et de l'interprétation de la localisation des zones hydrothermalisées. En tirets, failles fortement supposées mais non observées sur le terrain.

1.2.3 Loi multi-échelle des longueurs de fractures

Des lois de distribution de longueurs des linéaments et fractures ont été calculées à toutes les échelles d'observation. Une normalisation de chaque nombre cumulé par la surface de la zone d'étude correspondante permet de rendre chaque distribution indépendante de la taille de la zone d'étude sur laquelle elle a été pointée. S'il existe une continuité d'échelle dans les distributions de longueur, toutes les pentes caractéristiques doivent s'aligner selon une même loi de puissance.

Pour vérifier l'existence d'une telle loi multiscalaire, le nombre (n) de linéaments suivant la loi de puissance à l'échelle du plateau a été déterminé car c'est la pente caractéristique contenant le moins d'éléments. On procède ensuite à un échantillonnage régulier de n linéaments ou fractures dans chaque échelle inférieure pour donner autant de poids à tous les tracés. La dernière étape consiste à ajuster une loi mathématique sur toutes les échelles échantillonnées. La figure 2-39 compile les différentes distributions de longueurs. Les pentes caractéristiques ne s'alignent pas car les pentes sont différentes à chaque échelle même en appliquant la normalisation de surface. Il n'est donc pas possible de modéliser le réseau de fractures par une simple loi de puissance. Chaque distribution de longueurs présente une échelle caractéristique associée à une loi de puissance qui lui est propre et qu'il est impossible de propager aux échelles supérieures et inférieures.

Les raisons de l'absence d'une loi générale peuvent être multiples. En effet, les différentes directions de linéaments, de failles et de fractures ne s'expriment pas à toutes les échelles et pas dans les mêmes proportions. Il est possible que chaque famille directionnelle puisse s'exprimer sous la forme de lois de puissance différentes. Le volume de données disponibles ne permet pas de vérifier cette hypothèse pour les échelles supérieures car il n'y a pas assez de linéaments dans chaque classe pour fiabiliser le calcul des lois de puissance. Les linéaments pointés sur la falaise de Grande Anse et les fractures de la carrière de la Savane ont des pentes identiques. Cette pente est certainement représentative des zones hydrothermalisées. En revanche, la zone bréchifiée de l'aérodrome ne suit pas cette tendance. Elle expose une pente plus forte donc une densité de fractures plus importante mais avec des segments plus courts. Plusieurs éléments peuvent expliquer ce décalage des données :

- un zoom choisi pour le pointé trop important qui accroît la décomposition des fractures en segments plus petits ;
- une bréchification de la roche qui altère le signal structural.

Enfin, la dernière raison pouvant expliquer ces différences dans les distributions de longueur est l'origine des structures pointées. Au niveau du plateau, les grands traits structuraux retenus sont avec quasi-certitude d'origine tectonique. Le degré de certitude diminue à l'échelle de l'île avec des linéaments dont l'origine peut être liée à des contacts lithologiques ; ce qui expliquerait l'écart à la tendance générale. Sur la falaise de Grande Anse, les linéaments pointés sont nets et la résolution du support utilisé permet de valider chaque fracture. A l'échelle de l'affleurement, l'origine tectonique des fractures est plus complexe à déterminer, qui plus est dans des roches affectées par une altération hydrothermale de haut degré.

Ainsi, les fractures peuvent avoir plusieurs origines :

- primaire (joints de refroidissement) ;
- tectonique ;
- formées lors de l'altération hydrothermale par l'augmentation de la température

(« thermal cracking », Mielke et al., 2017) ;

- liées à des remplacement minéralogiques quel que soit le type d'altération supergène ou hydrothermal (Røyne et al., 2008; Jamtveit et al., 2009, 2011) ;
- par développement de schistosité de pression dissolution (Verati et al., 2018) formant des plans assimilables à des fractures tectoniques.

Enfin, il est remarquable que la pente calculée sur les fractures pointées sur l'affleurement vertical de la carrière suive la tendance générale des fractures et linéaments pointés sur des surfaces horizontales, exception faite des dalles de l'aérodrome. Cette similitude pourrait indiquer l'existence d'une longueur commune pour les extensions horizontales et verticales des fractures.

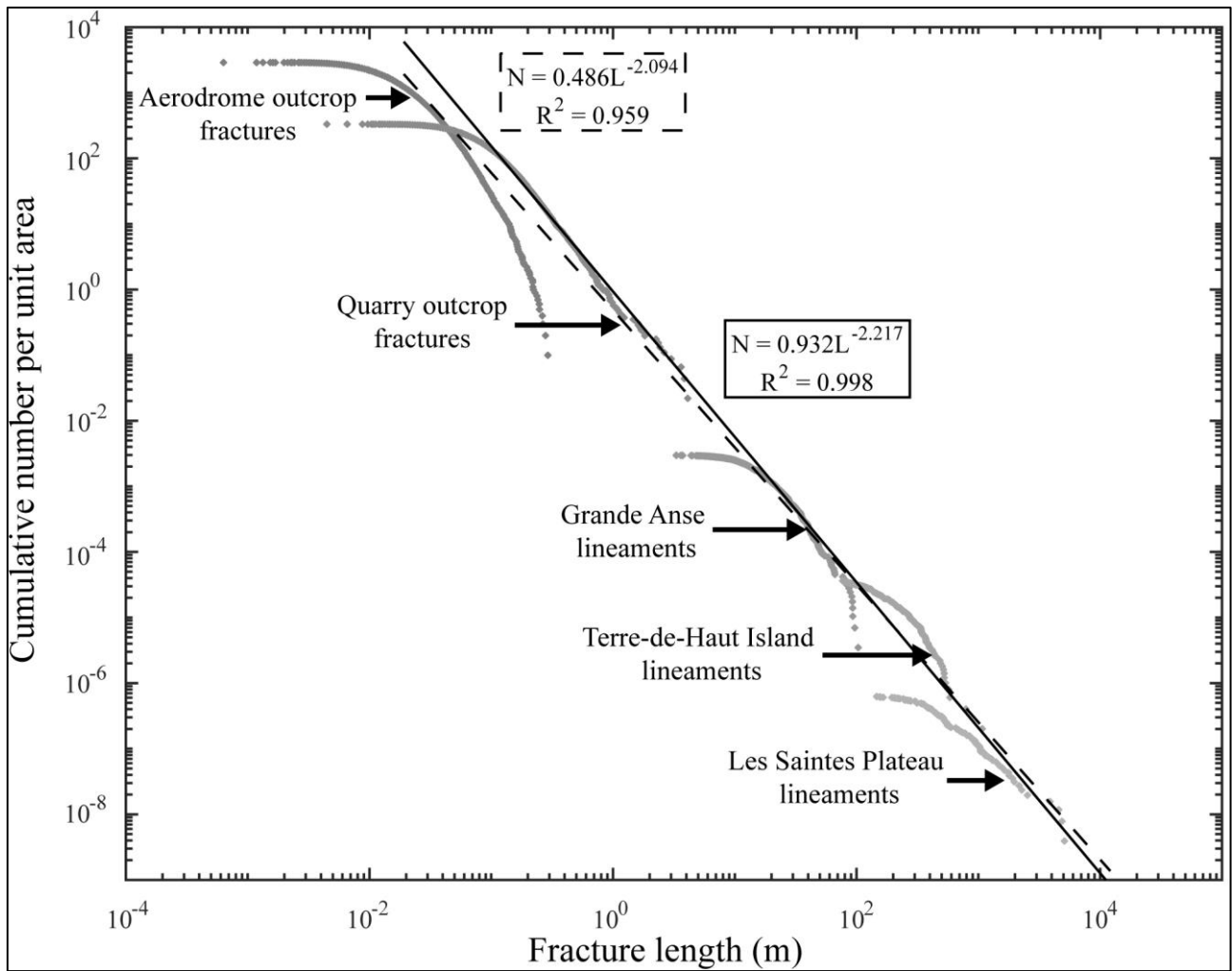


Figure 2-39 – Compilation des distributions de longueurs de fractures et de linéaments acquis sur Terre-de-Haut et normalisation des nombres cumulés par rapport aux surfaces utilisées pour la caractérisation à chaque échelle. Les résultats compilés comprennent les pointés de linéaments sur le plateau des Saintes (figure 2-13), de Terre-de-Haut (figure 2-14) et de la falaise hydrothermalisée de Grande Anse (figure 2-15) ; et les pointés de fractures à la Savane (figure 2-28) et à l'extrémité ouest de l'aérodrome (figure 2-29). La ligne en tirets correspond à la loi calculée sur toutes les données tandis que la ligne continue ne prend pas en compte les fractures pointées sur les dalles horizontales de l'aérodrome.

2 Comparaison des résultats structuraux acquis sur la Basse-Terre et Terre-de-Haut

Bien que d'apparences morphologiques très différentes, les résultats structuraux acquis sur les îles de Basse-Terre et de Terre-de-Haut montrent de nombreuses similitudes. La plus grande similitude concerne la structuration majeure par des zones en cisaillement sénestre. L'impact des cisaillements sénestres semble être majeur sur le transport de magma et de fluides hydrothermaux dans l'archipel de Guadeloupe. Leur expression en mer est moins reconnue par rapport aux grands systèmes extensifs (Feuillet, 2000; De Min, 2014). Leur faible représentativité tient peut-être au fait qu'ils ne créent pas d'escarpement majeur. Cependant, dans le cas du cisaillement sénestre ESE-ONO de Terre-de-Haut, un prolongement possible en mer a été identifiée dans une grande vallée sous-marine située au sud-ouest de la Basse-Terre (tirets noirs, figure 2-36b). Les zones de cisaillements déstabilisent le substratum et augmentent l'érodabilité permettant le creusement de vallées.

Terre-de-Haut est probablement plus ancienne que la zone d'intérêt du PER mais les familles directionnelles de failles et de fractures présentes dans les deux zones d'étude sont similaires. Cela confirme la pérennité des directions majeures de fracturation sur les trois derniers millions d'années. Un fort héritage structural de la plaque Caraïbe peut également exister, expliquant la cohérence de déformation fragile dans l'archipel de Guadeloupe. La direction NNE-SSO joue un rôle primordial sur le transfert de fluide à grande échelle dans les deux zones d'étude. La partie en cisaillement sénestre de Terre-de-Haut est orientée ESE-ONO tandis qu'elle est plutôt NO-SE dans la partie centrale sud de Basse-Terre. Cela peut s'expliquer par une légère rotation de la zone de subduction entre la Basse-Terre et l'archipel des Saintes. L'impact des fractures N050-070 sur le drainage des fluides à l'échelle pluri-hectométrique semble moins important à Terre-de-Haut. Leur importance dans la partie sud de Vieux-Habitants tient aussi à leur connexion avec les failles côtières N150-160. Cette direction NNO-SSE participe d'ailleurs aux écoulements à moyenne échelle à Terre-de-Haut.

Il n'a pas été observé de déformation fragile aussi intense sur la côte ouest de la Basse-Terre que celle décrite dans la partie centrale de Terre-de-Haut. Cela peut être dû au fait que les affleurements disponibles sur la côte ouest de la Basse-Terre sont situés en dehors de la zone de cisaillement sénestre décrite par Mathieu et al. (2011). Les indices de paléo-circulations identifiés au niveau de Rocroy et dans la vallée de la Grande Rivière de Vieux-Habitants peuvent être des analogues des zones d'altération hydrothermale périphériques décrites par exemple dans la baie de Pompierre à Terre-de-Haut. Si l'analogie entre les deux îles est vérifiée, cela signifierait que le système hydrothermal du PER se situe plus à l'intérieur des terres que sur la partie côtière.

Partie 3 - Étude pétrophysique des matériaux affleurant sur les îles de Basse-Terre et Terre-de-Haut

Table des matières de la Partie 3

CHAPITRE 1 - ÉTUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES VOLCANIQUES AFFLEURANTES DE LA COTE OUEST DE BASSE-TERRE ET DE TERRE-DE-HAUT	213
1 DESCRIPTIONS MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE DES ECHANTILLONS.....	216
2 CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES COULEES DE LAVES.....	249
3 APPORTS DE L'ETUDE DES MINERALOGIES MAGNETIQUES ET DE L'AMS.....	251
4 CARACTERISATION DU RESEAU POREUX	260
CHAPITRE 2 - APPORTS DES MESURES PETROPHYSIQUES A L'ETUDE D'UN SYSTEME GEOTHERMIQUE	285
1 LES DENSITES	285
2 LES PROPRIETES DE STOCKAGE ET DE TRANSFERT	290
3 LES PROPRIETES THERMIQUES ET ACOUSTIQUES	308
4 EFFETS DE LA SATURATION SUR LES PROPRIETES PHYSIQUES.....	320
5 RESUME DES PROPRIETES THERMIQUES ET PHYSIQUES.....	322
6 COMPARAISON AVEC DES DONNEES PETROPHYSIQUES PUBLIEES	328
CHAPITRE 3 - ORGANISATION SPATIALE DES FACIES ET DEVELOPPEMENT DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE	
333	
1 AGENCEMENT DES DEPOTS	333
2 DEVELOPPEMENT DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE	336
3 APPORT DES DONNEES PETROPHYSIQUES DANS LA COMPREHENSION DE LA PROGRESSION DES ALTERATIONS HYDROTHERMALES	339

Chapitre 1 - Étude pétrographique des roches volcaniques affleurantes de la côte ouest de Basse-Terre et de Terre-de-Haut

Les caractérisations structurales de la côte ouest de Basse-Terre, de l'île de Terre-de-Haut et l'apport des objets majeurs observés à Saint-Kitts ont permis de reconnaître l'organisation structurale des zones d'étude avec le rôle des structures fragiles à plusieurs échelles et la différence de comportement fragile des lithologies rencontrées. Ces études ont apporté de nombreuses informations concernant : 1 - l'origine des structures fragiles ; 2 - la localisation des zones affectées par des altérations hydrothermales et/ou supergène et sur l'évolution des faciès en contact avec des accidents majeurs ; et 3 - l'impact des structures fragiles et ductiles sur le transport et le stockage de fluides de l'échelle de l'affleurement jusqu'à l'échelle plurikilométrique.

Pour définir les caractéristiques d'un potentiel système géothermique, cette analyse structurale doit être complétée par :

- une reconnaissance de l'organisation des faciès les uns par rapport aux autres pour améliorer la compréhension des chemins préférentiels de transferts de fluides et de chaleur ;
- une définition des lithologies présentes au voisinage de ces accidents en les décrivant précisément de l'échelle de l'affleurement à celle de la lame mince ;
- des mesures des propriétés physiques majeures de la matrice (densité, porosité, perméabilité, conductivité thermique,...) sur les faciès présents à l'affleurement et affectés par divers degrés d'altération. Les mesures réalisées sont d'une utilité primordiale pour la construction de modèles de réservoir réalistes, le design des forages exploratoires qui devra tenir compte des caractéristiques mécaniques des matériaux rencontrés et l'interprétation des cuttings et des diagraphies acquis lors de ces forages. Ces mesures seront également intégrées à une base de données disponible en ligne ;
- des mesures des susceptibilités et fabriques magnétiques des roches pour faciliter l'interprétation des levés magnétiques aéroportés terrestres et côtiers obtenus en mer (travaux de thèse de Jeanne Mercier de Lépinay, en cours).

Pour mener cette étude pétrophysique, les faciès affleurant sur la côte ouest de l'île de Basse-

Terre et sur Terre-de-Haut ont été inventoriés puis prélevés. Le prélèvement suit une logique de représentativité des lithologies en surface. Les échantillons ont été distribués en quatre grandes catégories de faciès représentatifs de l'essentiel des dépôts affleurant sur les zones d'étude : les coulées de laves, les coulées de débris, les roches pyroclastiques et les remplissages de fractures. Les faciès de paléosols n'ont pas été prélevés bien que reconnus sur certains affleurements car les observations montrent qu'ils ne représentent que de faibles volumes par rapport aux coulées de laves et de débris. Pour les laves et les coulées de débris, un classement reposant sur le degré d'altération a été effectué. Il se base majoritairement sur des critères macroscopiques et notamment de couleur et de compétence des échantillons ; confirmés par la suite par des observations microscopiques. Trois stades d'altérations ont été définis :

- le stade sain correspond à des échantillons dont la structure et la texture primaires sont presque totalement préservées ; joints de refroidissement et texture microlithique porphyrique dans les laves, limite matrice-blocs et couleur inchangée depuis la mise en place dans les coulées de débris et les pyroclastites. Certains échantillons sains peuvent présenter des fissures comblées partiellement par des oxydes de fer. Ces oxydes peuvent être liés à un début d'altération supergène ou hydrothermale ;
- le stade légèrement à modérément altéré correspond à des échantillons pour lesquels la couleur initiale change (auréoles d'oxydes de fer), de nouvelles structures apparaissent dans les laves (débit schisteux) ; la matrice est compactée et la périphérie des blocs change de couleur dans les coulées de débris. Toutes ces transformations sont liées à des altérations supergène et/ou hydrothermale dont l'avancée est faible à modérée puisque le protolithe est encore aisément reconnaissable ;
- le stade très altéré, appelé hydrothermalisé car le plus souvent lié à des circulations hydrothermales. Il correspond à un important changement et une homogénéisation de couleur des dépôts volcaniques qui deviennent blanchâtres, jaunâtres ou rougeâtres. Les structures primaires disparaissent presque totalement tout comme la texture initiale. Pour certaines roches très altérées, il est difficile d'identifier avec certitude le protolithe.

Le tableau 3-1 présente la répartition des blocs dans chaque catégorie de dépôts volcaniques. Tous les blocs prélevés n'ont pas permis la réalisation de toutes les mesures pétrophysiques. En effet, les remplissages de fractures n'ont pas forcément des épaisseurs suffisantes pour tailler des blocs pour les mesures de conductivité thermique et de vitesse de propagation des ondes P et S. Néanmoins, il suffit de quelques cm³ pour effectuer une mesure de porosité par injection de mercure apportant des informations précieuses pour ces petits échantillons.

Rock type	Hydrothermal alteration	Number of samples
Lava flows and dykes	Fresh	25
	Weak to moderate	16
	High	7
Debris flows	Fresh	23
	Weak to moderate	7
	High	8
Pyroclastics	Fresh	15
Fracture fillings	Weak to high	15

Dans la suite de ce chapitre, les caractéristiques microscopiques et macroscopiques des échantillons sont présentées. Les descriptions pétrographiques réalisées après observation en microscopie sont succinctes mais suffisantes pour définir les différents faciès, les différences et les similitudes entre les différents échantillons d'un même groupe et pour l'interprétation des mesures pétrophysiques.

La description détaillée des paragenèses, la datation des épisodes hydrothermaux et la quantification des températures des fluides hydrothermaux ayant provoqué les transformations minérales ne sont pas discutées ici, car font l'objet des thèses GEOTREF en cours d'Alexiane Favier et Gildas Beauchamps. Cependant, certains points importants de leurs travaux ont été incorporés pour faciliter l'interprétation des mesures physiques.

1 Descriptions macroscopique et microscopique des échantillons

1.1 Les laves

Les coulées de laves affleurent bien sur les îles de Basse-Terre et Terre-de-Haut. L'analyse des affleurements de la basse vallée de la Grande Rivière de Vieux-Habitants montre que la proportion de lave diminue progressivement en s'éloignant des édifices volcaniques. Les échantillons ont surtout été prélevés le long de la côte, en bordure des routes et dans les zones incisées (figure 3-1) ; les autres parties de la Basse-Terre étant peu accessibles.

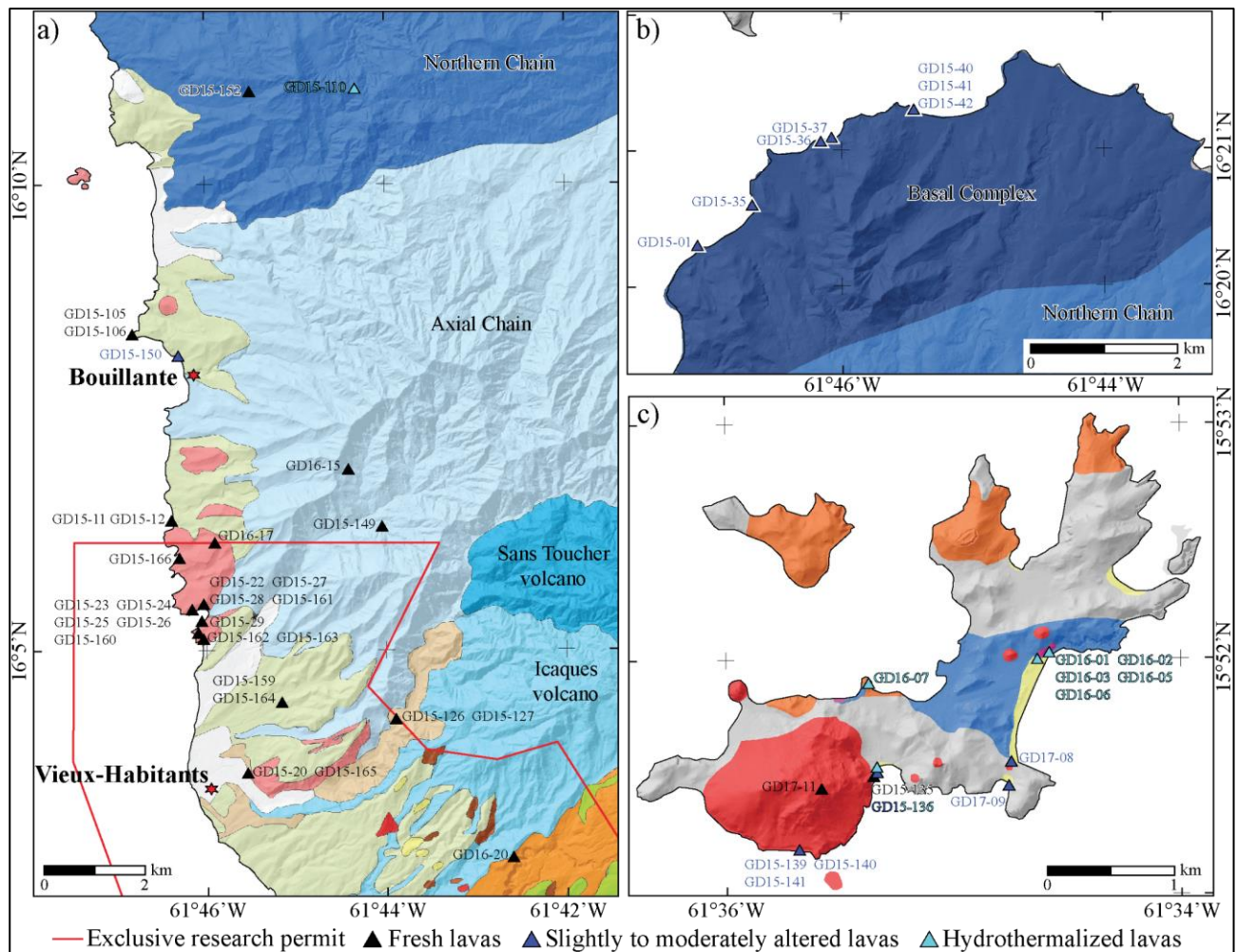


Figure 3-1 – Localisation des échantillons de coulées de laves. a) Au niveau de la côte ouest de la Basse-Terre. b) Dans le Complexe Basal. c) A Terre-de-Haut. Pour le code couleur du fond géologique, voir figure 1-46. Fond RGE ALTI 5 m (IGN).

Les laves saines ont majoritairement été prélevées dans la zone de Bouillante-Vieux-Habitants et dans une moindre mesure à Terre-de-Haut. Les laves faiblement à modérément altérées proviennent surtout du Complexe Basal et de Terre-de-Haut. Enfin les laves hydrothermalisées sont essentiellement localisées à Terre-de-Haut. Il s'agit pour les différents échantillons de déterminer les proportions de phénocristaux et de mésostase, ainsi que de quantifier une éventuelle orientation des phases minérales et des structures à partir de l'observation de lames minces notamment.

1.1.1 Les laves saines

L'étude des coulées de lave saines permet de définir l'état initial des formations altérées pour pouvoir proposer un modèle d'évolution de la minéralogie et de propriétés physiques.

Malgré des compositions chimiques, des extensions et des volumes variables (figure 3-2), plusieurs caractéristiques communes entre les coulées peuvent être reconnues. Sur un profil vertical type, une coulée est composée de deux parties:

- une zone bréchifiée (figure 3-2a) due à l'auto-bréchification de la coulée visqueuse lors de sa progression et dont l'épaisseur est très variable (décimétrique à métrique). Cette zone bréchifiée forme une croûte entourant le corps de la coulée de lave ;
- un corps avec des niveaux vésiculés (figure 3-2b) alternant avec des niveaux sans aucune vésicule marquant une orientation magmatique renseignant sur la direction de mise en place de la coulée. Le corps de la coulée est affecté par de nombreuses fractures primaires liées au refroidissement de la lave. Ces joints ont des formes, des extensions et des orientations très différentes en fonction de la localisation sur le profil. Certaines coulées présentent des corps dont la base se débite en plaquettes limitées par des joints planaires à espacements centimétriques à décimétriques (figure 3-2c-d). Ces zones à forte densité de joints planaires sont pauvres en vésicules. Elles sont directement en contact avec des niveaux où les vésicules sont présentes et où la fracturation a une expression totalement différente avec des joints courbes ou des zones prismées.

La plupart des coulées de laves ont des épaisseurs inférieures à 10 m mais un épisode effusif peut empiler plusieurs coulées de laves successives dont la dureté plus élevée que les dépôts pyroclastiques et bréchiques les rendent moins sensibles à l'érosion et permettent de former des falaises comme à l'Anse à Colas ou aux Pointes de l'Anse et Dibouque.

Les laves étudiées sont de couleur gris clair à sombre. Elles ont toutes des textures porphyriques avec des phénocristaux de plagioclase et de pyroxène dans une mésostase prépondérante constituée des mêmes minéraux. La particularité de ces laves est qu'elles ne présentent qu'une très faible quantité de phase vitreuse. Les proportions de minéraux de la mésostase n'ont pu être déterminées avec précision à cause de la faible taille des cristaux (quelques microns). Cependant, des comptages utilisant des grilles régulières ont été réalisés sur une sélection de lames minces avec le logiciel JMicroVision pour déterminer la proportion de mésostase par rapport à celle des phénocristaux (figure 3-3). Pour la plupart des échantillons, la mésostase est nettement dominante par rapport aux phénocristaux. La proportion de phénocristaux dans les laves est très variable, de 10 % à 54 %.

Selon le protocole d'analyse qui utilise 4 photographies réalisées sur la même lame, certains échantillons peuvent être considérés comme homogène et d'autres non. Ainsi, pour l'échantillon GD15-11, la teneur en phénocristaux est constante sur les quatre images étudiées. Ce n'est pas le cas de GD15-159 dont la fraction de phénocristaux varie entre 10 et 30 %. Cette variabilité peut être liée

à la taille de la zone d'étude et sa représentativité. En effet pour les laves dans lesquelles les phénocristaux ont des tailles supérieures à 1 mm, le champ du microscope peut être trop étroit pour constituer une surface représentative des échantillons. Les laves dont les phénocristaux dépassent quelques millimètres sont rares parmi les échantillons prélevés ; les tailles de phénocristaux sont généralement comprises entre 100 μm et 1 mm. Pour des échantillons prélevés dans la même coulée de lave (GD15-22 et GD15-23), les proportions de phénocristaux varient d'à peine 10 %, alors que la porosité varie de 0 à 35 %.

Un problème similaire de représentativité se pose pour les grandes vésicules, expliquant les variations importantes de porosité de l'échantillon GD15-23. L'échantillon GD15-162 est un filon vésiculé très proche de la coulée GD15-163. Ils sont certainement associés au même épisode effusif, car de composition chimique très proche (§ Partie 3 -Chapitre 1 -2), mais ont des teneurs en phénocristaux variables qui semblent suivre l'évolution de la porosité liée aux grandes vésicules de GD15-162. En tenant compte des effets liés au manque de représentativité de la taille du champ du microscope, la teneur en phénocristaux est de 30-35 % tandis que celle de la matrice est de 60-65%.

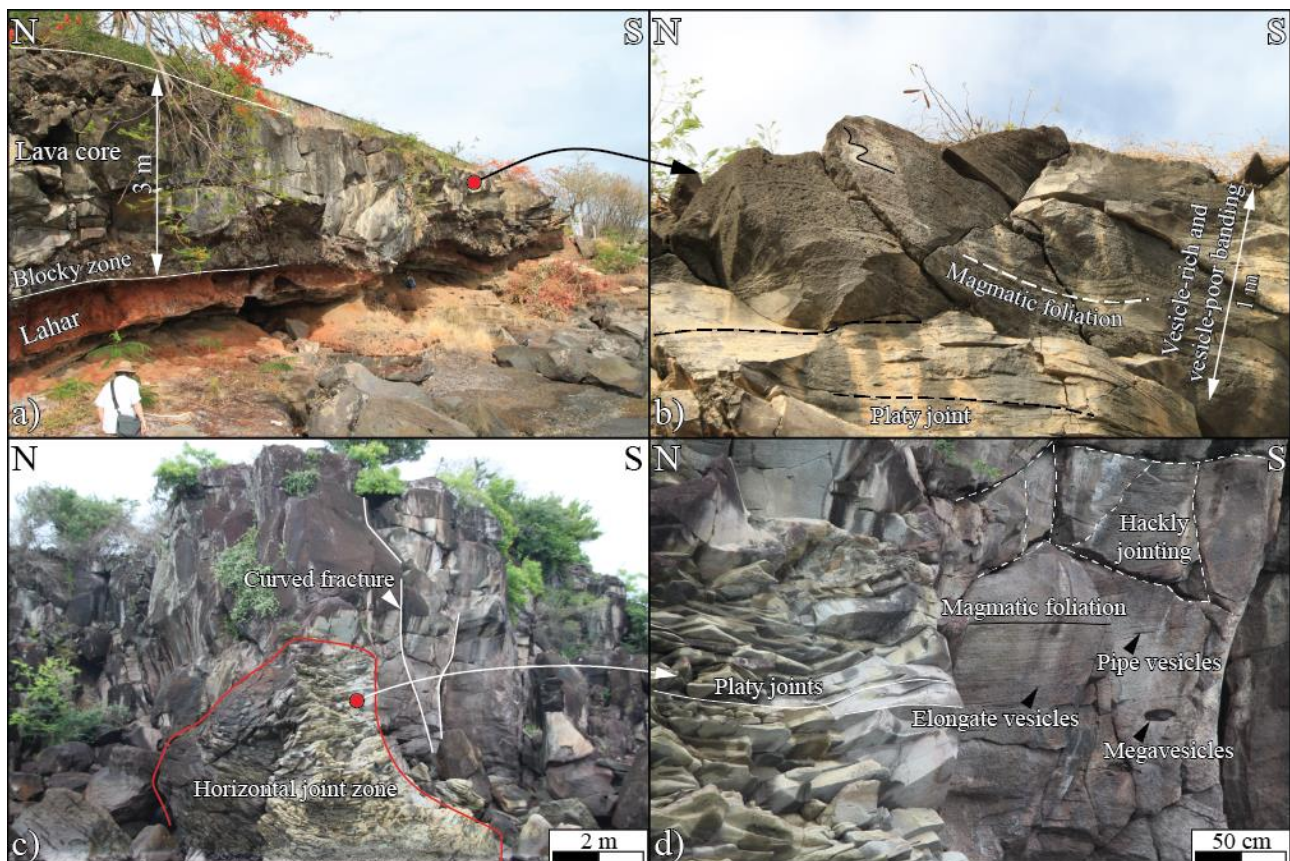


Figure 3-2 – Coulée de lave saine à l’affleurement. a) Coulée de lave sur lahar fin à l’Anse Thomas (Thomas) avec sa brèche basale et le corps de la coulée affecté par de multiples joints. b) Zoom sur une zone riche en vésicules disposées dans le plan d’écoulement de la lave (foliation magmatique). c) Coulée de lave de la Pointe à Léopard (nord Bouillante) montrant deux parties bien distinctes avec une base à joints horizontaux parallèles et une partie supérieure avec des joints plus irréguliers. d) Zoom sur les deux parties montrant les différences de comportement mécanique entre les zones avec ou sans vésicules (GD15-105 ; 106).

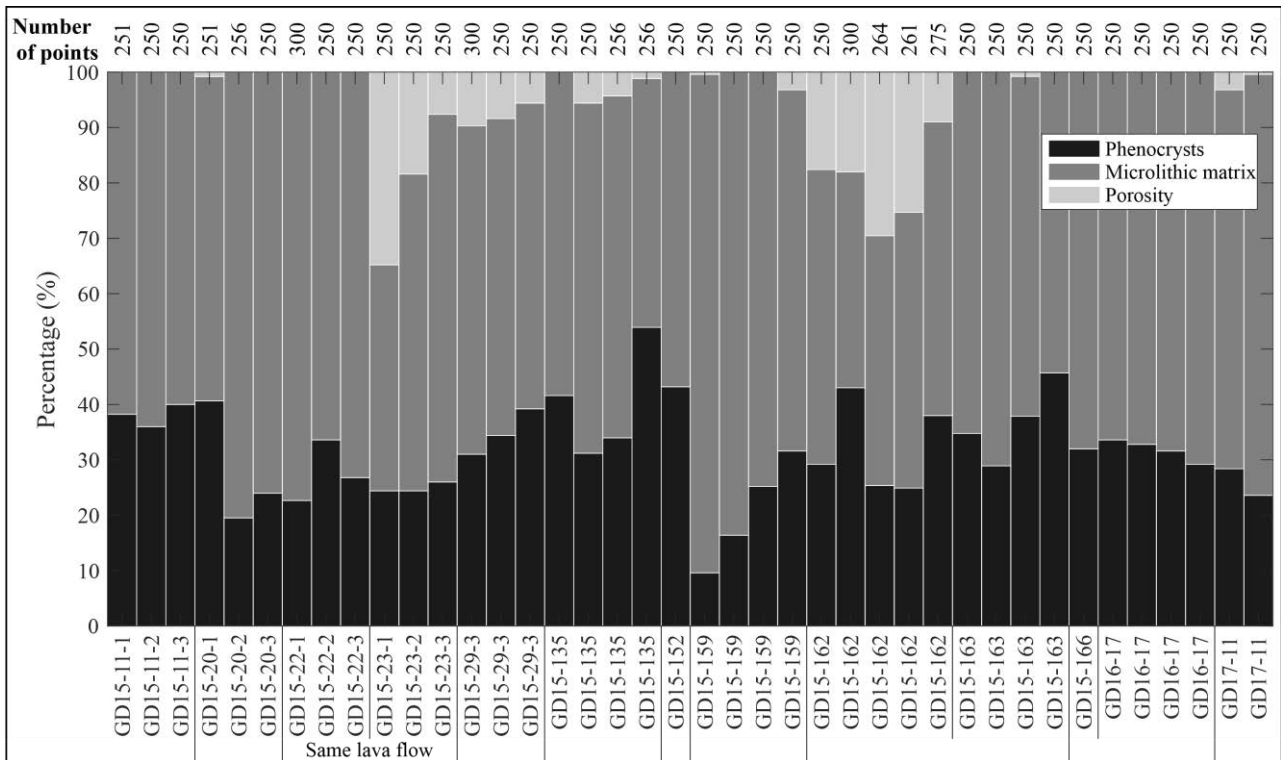


Figure 3-3 – Résultats des comptages réalisés sur des lames minces de laves saines et nombre de points associés à chaque comptage. Sections utilisées pour les comptages : 3 mm x 2,25 mm.

Une orientation préférentielle des minéraux est visible dans certaines laves saines (figure 3-4a-b) mais cette foliation magmatique n'est pas visible sur tout le profil des coulées de lave. Certains niveaux du profil montrent que la surface d'écoulement de la lave est très irrégulière, certainement lié à des variations de la viscosité. La planéité de l'écoulement magmatique est surtout visible dans les zones affectées par les joints planaires parallèles à la topographie.

La structure type des faciès de lave saine peut être représentée par celle de l'échantillon GD15-20 (figure 3-4a-b). Il s'agit d'une lave dont la composition des phénocristaux est dominée à environ 90 % par des plagioclases. Le reste est constitué de 5 à 10 % d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de magnétite souvent sous la forme d'agrégats avec les pyroxènes. De l'ilménite a également été observé à l'Anse du Figuier (TdH, GD15-135). La matrice microlithique est composée des mêmes minéraux.

Des variations par rapport à cette composition moyenne peuvent être décrites. L'échantillon GD15-152, prélevé au sud de la Chaîne Septentrionale (figure 3-1a), présente de nombreuses enclaves basiques de taille décimétrique et une teneur en pyroxène plus élevée, quasiment équivalente à celle des plagioclases (figure 3-4c-d). De nombreux agrégats pluri-millimétriques contiennent à la fois des pyroxènes, des plagioclases et des magnétites. L'échantillon GD15-164 (figure 3-4e-f) est une lave particulière de couleur gris bleuté, avec des cassures saccharoïdes, présentant des plagioclases de plusieurs millimètres dans une matrice microlithique très homogène. Cette lave est affectée par des structures planaires marquées débitant la roche en dalles d'épaisseur infra-décimétrique. Ce débit constitué de nombreuses fissures qui traversent à la fois les phénocristaux et la matrice peut faciliter

l'altération de cette roche. Ces fissures sont pour la plupart remplies par de l'hématite. L'échantillon GD16-15 (figure 3-4g-h) est le plus altéré des faciès considérés comme sains. Il est affecté par de nombreuses fissures remplies d'hématite mais les plagioclases, pyroxènes et magnétites sont peu ou pas transformés par cette altération. C'est pourquoi cet échantillon est classé parmi les laves saines. De plus, les observations macroscopiques à l'affleurement ne montrent pas de signe d'altération. Le bloc utilisé pour les mesures pétrophysiques montre des auréoles concentriques avec des concentrations plus fortes en oxydes de fer sur la périphérie, ce qui traduit le début d'une altération en boule bien qu'aucune fracture en pelure d'oignon ne soit visible. Cet échantillon a été prélevé à plus de 600 m d'altitude (figure 3-1a) où les précipitations sont beaucoup plus importantes que sur la côte et où l'altération supergène peut se développer plus rapidement.

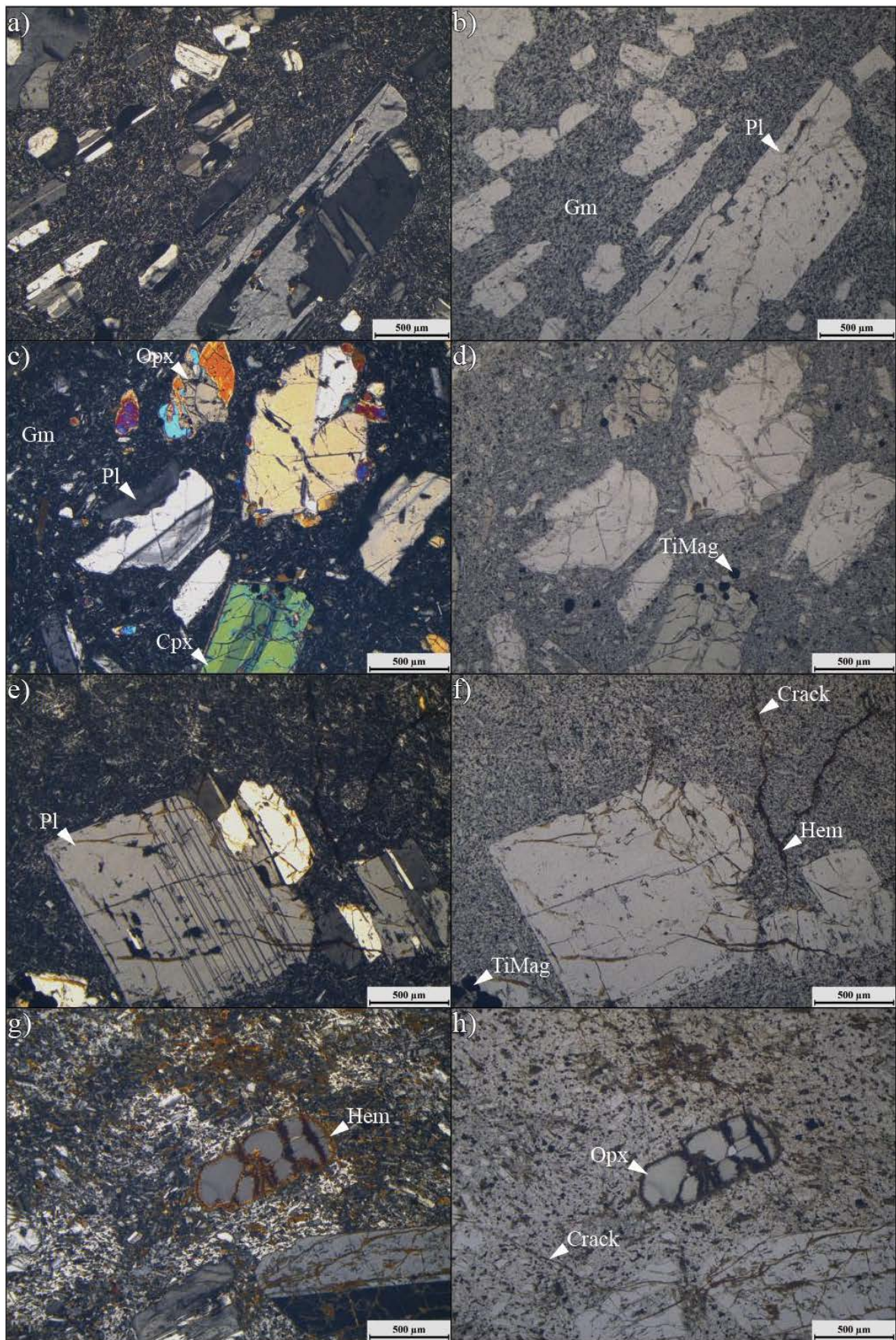


Figure 3-4 - Clichés de microscopie optique en LPA et LPNA des coulées de laves saines. a – b) Échantillon GD15-20 – Musée du Café, VH. c – d) Échantillon GD15-152 – Base des Mamelles, Route de la traversée de Basse-Terre. e -f) Échantillon GD15-164 – Géry. g – h) Échantillon GD16-15 – Base Piton de Bouillante. La liste des abréviations minéralogiques est donnée en début de manuscrit.

1.1.2 Les laves faiblement à modérément altérées

Les coulées de lave faiblement à modérément altérées ont des caractéristiques macroscopiques différentes des coulées de lave saines (figure 3-5).



Figure 3-5 – Laves modérément altérées de l’Anse Tillet. a, b et c) Côté nord de la plage. a) Profil de la coulée avec une zone à débit schisteux à la base (échantillon GD15-37), surmontée d’une zone à joint irréguliers puis de joints parallèles et régulièrement espacés. b) Zoom sur une zone schisteuse avec 2 schistosités de pression dissolution (S_1 et S_2) ayant des pendages différents (travaux Géoazur, en cours). c) Détail de la schistosité de pression dissolution avec contournement des xénolithes. d et e) Coulée de lave verdâtre située côté sud de la plage. d) Préservation de la structure primaire de la lave avec tous les joints de refroidissement (fractures arquées, colonnes, joints planaires) et apparition d’une altération en boules marquées dans le sommet de la coulée. e) Détail d’une zone présentant de vastes auréoles d’oxydes de fer composées majoritairement par de l’hématite (GD15-36).

Dans le Complexe Basal, les coulées de lave formant les extrémités est et ouest de l’Anse Tillet ont des morphologies différentes. A l’est, une coulée épaisse d’une dizaine de mètres a une couleur jaunâtre avec une base schisteuse (figure 3-5a-c). Le débit schisteux (S_1) est souligné par des oxydes de manganèse. Il est dense et pénétratif avec des espacements centimétriques. Cette schistosité décrite dans les travaux de thèse d’Alexiane Favier (en cours) et par Verati et al. (2018) contourne les xénolithes et se développe en suivant la fluidalité de la lave. Une seconde famille de schistosité (S_2) intercepte la première avec un angle de 15 à 20° (figure 3-5b). Le débit schisteux n’est pas présent sur tout le profil vertical de l’affleurement et certaines zones forment des enclaves pluri-métriques où les joints planaires sont conservés sans transformation en schistosité. Cette schistosité, décrite comme induite par des phénomènes de pression-dissolution (Legendre, 2018), surtout située en base de coulée, montre que cette zone localise préférentiellement des circulations de fluides. L’origine de tels plans de schistosité pourrait avoir comme précurseurs des joints parallèles très resserrés,

d'espacement centimétriques, comme observés dans certaines coulées saines du Chameau (figure 3-6). La distribution hétérogène des niveaux à densité de joints élevée qui ne sont pas présents sur tout le profil vertical de la coulée peut expliquer la distribution de la schistosité dans les coulées du Complexe Basal.

A l'ouest de l'Anse Tillet, la coulée de lave a une couleur verdâtre avec de grandes auréoles d'oxydes de fer (figure 3-5d-e). Cette coulée de lave est affectée par plusieurs types de joints communs dans les laves saines (colonnes, courbes, irréguliers et planaires). La partie supérieure est affectée par une altération en boules. A la base, un débit planaire d'espacement pluri-centimétrique est observable, il est différent du débit schisteux observé de l'autre côté de l'anse.

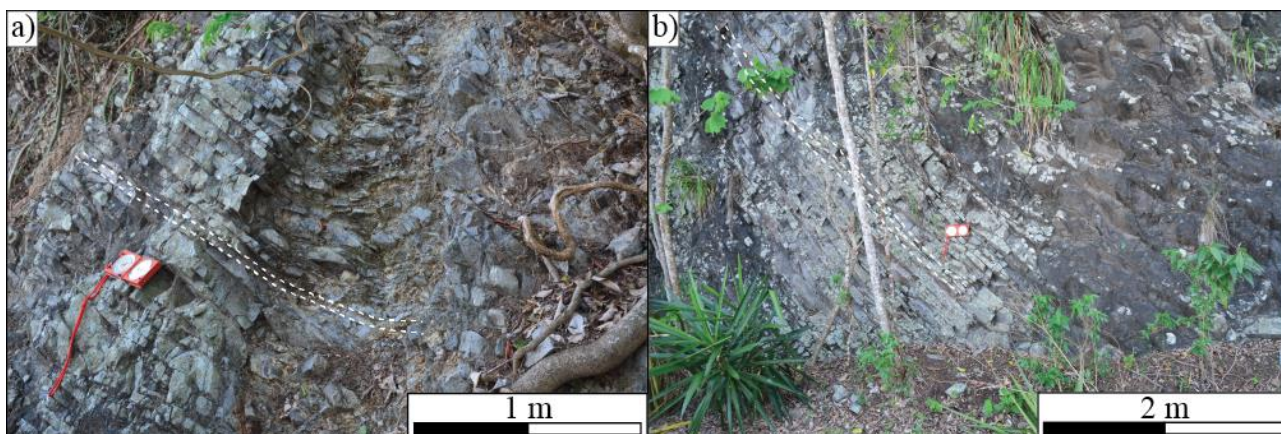


Figure 3-6 – Coulées de laves saines affleurant le long de la route menant au sommet du Chameau. La localisation spécifique des joints à espacements centimétriques pourrait expliquer la formation des plans de schistosité dans les roches affectée par des circulations hydrothermales. a) Les joints ont des espacements inférieurs à 5 cm sur plusieurs mètres d'épaisseur dans la coulée. b) Les joints sont espacés de quelques centimètres dans un niveau de 2 m d'épaisseur dans la coulée. En montant dans la coulée, à droite de l'image, les espacements entre joints augmentent notablement.

Les comptages réalisés sur les phénocristaux montrent des différences notables avec ceux des laves saines (figure 3-7). Les échantillons prélevés dans le Complexe Basal (GD15-01, 36, 37, 41 et 42) ont des teneurs très variables en phénocristaux comprises entre 2 et 33 % : certains sont constitués presque totalement par une matrice microlithique. Ces échantillons ne sont pas vésiculés et les phénocristaux ont des tailles inférieures à 2 mm. La taille de la surface représentative pour les comptages est donc faible et le champ du microscope suffit presque pour déterminer la composition de ces échantillons. La variabilité macroscopique observée à l'affleurement (figure 3-5) se traduit également par une différence significative de la teneur en phénocristaux observée en lame mince pour les échantillons GD15-36 et GD15-37. Les laves présentant une schistosité de pression-dissolution ont des proportions de phénocristaux inférieures à 20 % et elle est d'environ 30 % dans le seul échantillon sans schistosité (GD15-36).

Les échantillons de Terre-de-Haut (GD15-141, GD17-08, 09) ont globalement des teneurs plus élevées en phénocristaux que ceux du Complexe Basal. A l'affleurement, aucune schistosité n'affecte ces coulées mais elles sont très fracturées et de teintes très variables : brune, noire, blanche.

L'échantillon GD15-150 prélevé à l'Anse Marsolle à Bouillante est une lave rubéfiée avec de grandes vésicules dont certaines sont totalement colmatées par des produits d'altération. Les grandes vésicules rendent les comptages peu fiables, les teneurs en phénocristaux varient de 10 à 50 %

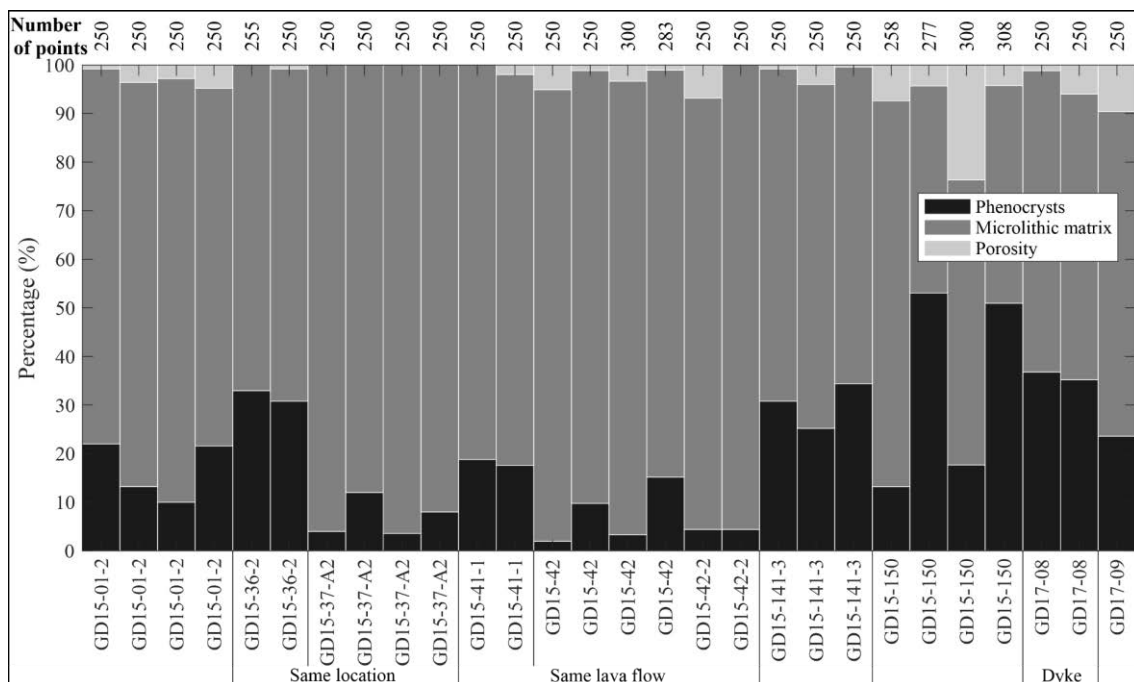


Figure 3-7 - Résultats des comptages réalisés sur des lames minces de laves légèrement à modérément altérées et nombre de points associé à chaque comptage. Sections utilisées pour les comptages : 3 mm x 2,25 mm.

Contrairement aux échantillons appartenant aux laves saines, les échantillons faiblement à modérément altérés ne sont pas seulement composés de minéraux primaires : plagioclases, pyroxènes et magnétite (figure 3-8), ils contiennent des phases néoformées telles que la chlorite, des micas blancs, de la prehnite venant en remplacement des minéraux primaires (cf. travaux de thèse d'Alexiane Favier).

L'échantillon GD15-36 (figure 3-8a-b) présente de nombreuses caractéristiques communes avec les échantillons sains. Les plagioclases, dominant en proportion, et les pyroxènes sont sains qu'ils soient en phénocristaux ou en microlithes. En revanche, l'échantillon présente de grandes auréoles très concentrées en oxydes de fer dont les contours sont franc même en lame mince. Il est également traversé par un ensemble de fissures parallèles ayant des ouvertures de plusieurs dizaines de micromètres totalement remplies par des oxydes de fer qui pourraient s'apparenter à un début de schistosité. La roche contient également des zones très riches en oxydes de manganèse et quelques fissures sont remplies par de la barytine décrite uniquement dans cet échantillon. Elle résulte de circulations hydrothermales qui justifie l'appartenance de GD15-36 à ce groupe d'altération.

Dans l'échantillon GD15-42 (figure 3-8c-d), l'altération se développe surtout le long des plans de schistosité bien visibles aux échelles de l'affleurement et de la lame mince. Ces plans sont principalement comblés par des oxydes de fer et de manganèse (pyrolusite). Les plagioclases sont peu affectés par l'altération alors que les clinopyroxènes sont partiellement dissous ou remplacés par

des phases secondaires. Dans certaines laves du Complexe Basal (GD15-37), les clinopyroxènes sont remplacés par un mélange de chlorite et de muscovite. Les contours des minéraux primaires sont préservés, le remplacement se fait donc par pseudomorphose. Les échantillons de la base du Chateau (GD15-139 à GD15-141), côté sud, contiennent de la fluorapatite en plus des minéraux primaires. La fracturation est très développée à l’affleurement et se traduit par de nombreuses fissures en lame mince affectant à la fois la mésostase et les phénocristaux (figure 3-8e-f). Certaines fissures sont remplies par du quartz, de la pyrolusite et de la montmorillonite. Bien que très fissurés, les plagioclases sont peu remplacés par des phases secondaires, contrairement aux pyroxènes dont la transformation se développe depuis les épontes des fissures et les contours des phénocristaux.

Ce groupe des laves contient également un filon orienté N005-68E, prélevé au sud de Grande Anse. Ce filon est la seule roche à contenir une forte proportion de verre (figure 3-8g-h). Elle est affectée par de nombreuses fissures remplies par de l’hématite. Bien que traversés par ces fissures, les pyroxènes et plagioclases ne sont presque pas altérés. En revanche, le verre est très riche en oxydes de fer dessinant des formes concentriques. Ces zonations des oxydes à petite échelle peuvent être reliées à l’altération en boule observée sur cet affleurement.

Les laves faiblement à modérément altérées présentent donc des formes d’altération très différentes avec :

- le développement d’une schistosité de pression-dissolution dans le Complexe Basal créant un débit caractéristique dans le plan de fluidalité de la lave. Les roches affectées ont subi des transformations en pseudomorphose des pyroxènes dont l’avancée semble proportionnelle à la densité du débit schisteux ;
- la précipitation de phases secondaires dans les fissures dans le Complexe Basal et à Terre-de-Haut : oxydes de manganèse, oxydes de fer, barytine, quartz ;
- l’apparition d’auréoles d’oxydes de fer de taille pluri-décimétrique ;
- le débit en boule caractéristique de l’altération supergène.

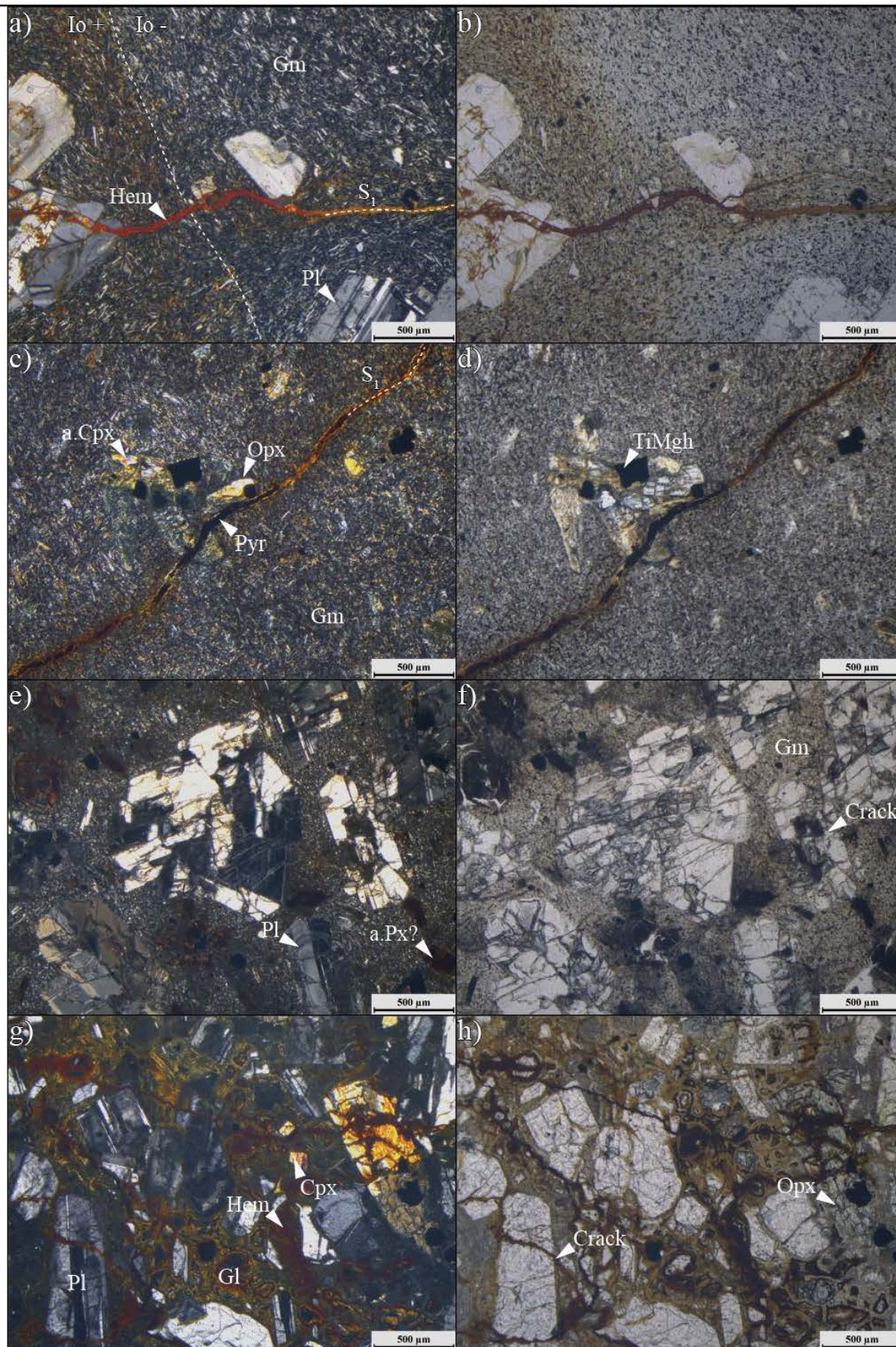


Figure 3-8 - Clichés de microscopie optique en LPA et LPNA des coulées de laves saines. a – b) Échantillon GD15-36 – Anse Tillet – Complexe Basal. c – d) Échantillon GD15-42 – Plage de Clugny – Complexe Basal. e – f) Échantillon GD15-139 – Base sud du Chameau. g – h) Échantillon GD17-08 – Grande Anse sud -TdH.

1.1.3 Les laves affectées par une altération hydrothermale avancée

Pour les laves affectées par une altération hydrothermale avancée, l'altération a profondément changé la structure et la texture de ces laves, à tel point qu'il est parfois difficile d'identifier le protolithe. La classification de ces laves dans le groupe des laves hydrothermalisées se base surtout sur leur couleur et l'augmentation de leur friabilité.

Elles ont été prélevées dans le massif des Mamelles (figure 3-1a) et dans la partie centrale de Terre-de-Haut (figure 3-1c). Ces laves sont en général multicolores : jaune-orangée, blanche ou rouge. Elles se présentent soit sous la forme de coulées uniformément altérées (figure 3-9a et c), soit sous la forme de coulées avec des zones d'altération variable (figure 3-9b et d). Dans le premier cas, on ne peut reconnaître le protolithe qu'à l'aide de quelques indices comme la persistance de certains joints primaires ou l'existence d'une texture homogène sans claste. Ces laves ont subi des transformations suffisantes pour remplacer tout ou partie des minéraux initiaux par des phases secondaires sans préjuger des températures de réaction.

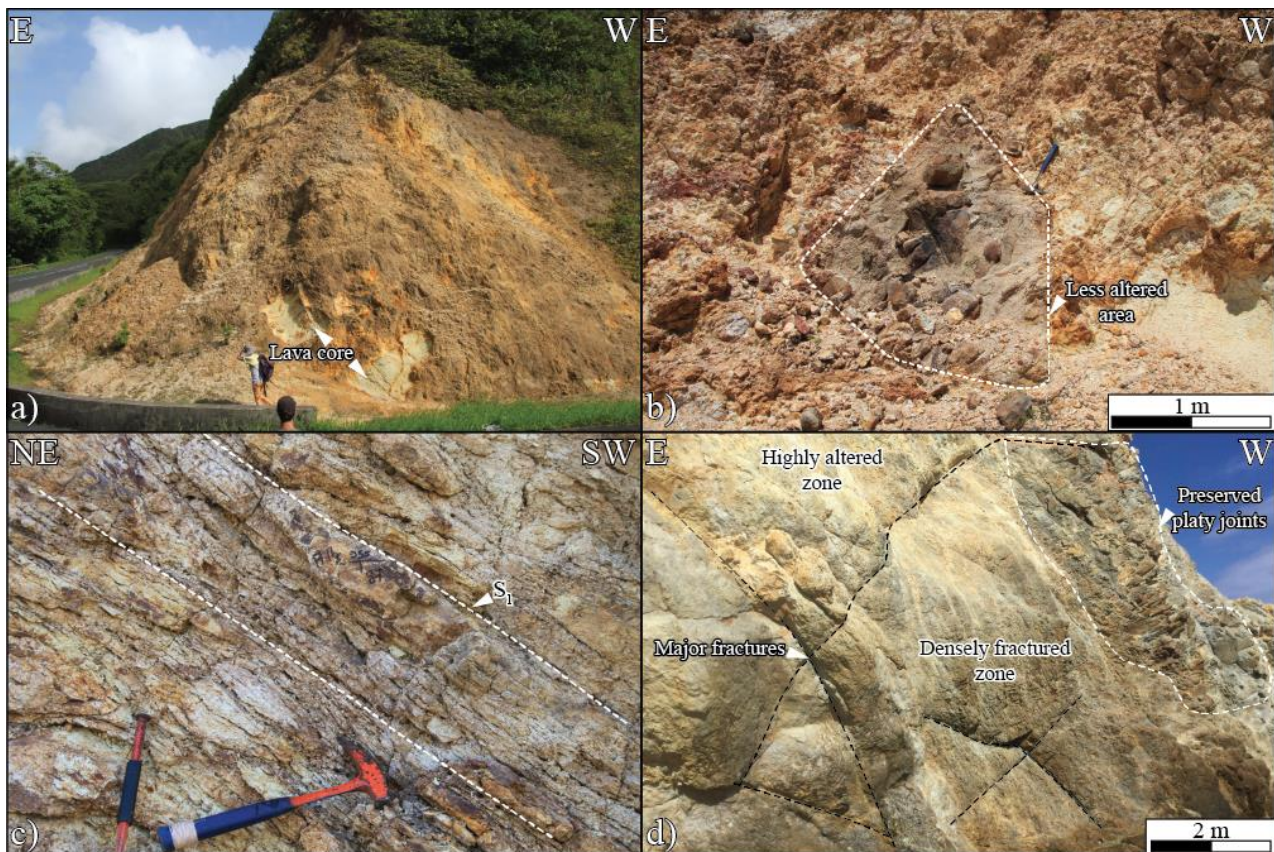


Figure 3-9 – Photographies d’affleurement de lave affectées par une altération hydrothermale avancée. a) Coulée de lave au niveau du col des Mamelles. Seules quelques structures primaires subsistantes permettent d’identifier le protolithe (GD15-110). b) Lave bordant la piste de l’aérodrome de Terre-de-Haut présentant une enclave moins altérée d’andésite sombre. c) Lave affectée par un débit schisteux très marqué diminuant nettement la cohésion du faciès au niveau de la Savane (TdH). d) Lave densément fracturée avec répartition non uniforme de l’altération hydrothermale dans la falaise au nord de Grande Anse (TdH). Une zone où les joints planaires sont bien visibles semble beaucoup moins altérées.

Le débit schisteux observable dans les laves modérément altérées du Complexe Basal est rare dans les laves très altérées. Il ne semble pas se développer en suivant la fluidalité de la lave comme observé au nord de la Basse-Terre. En effet, il se superpose surtout à la déformation fragile d’origine

tectonique et est localisé dans des couloirs peu étendus, de largeur métrique (figure 3-9c).

Dans la falaise de la partie nord de Grande Anse, certaines coulées de laves bien qu'affectées par des densités élevées de fractures (figure 3-9d), dont certaines zones sont liées au refroidissement primaire, ne sont pas altérées uniformément. Il s'agit de zones préservées dans les couloirs de circulation dues à des déconnexions locales des réseaux poreux à cause de la fermeture de fractures sous l'action de la pression de confinement.

Une discussion sera menée ultérieurement lors de la construction du modèle conceptuel du développement des circulations hydrothermales.

Des comptages de phénocristaux-mésostase-porosité ont été réalisés sur les laves fortement altérées (figure 3-10). Les comptages prennent également en compte les microlithes néoformés dans les phénocristaux de plagioclase et de pyroxène, ce qui explique la faible teneur en phénocristaux dont la plupart sont remplacés par des phases secondaires. Contrairement aux deux groupes de laves précédents, tous les échantillons contiennent une fraction de porosité visible en microscopie optique comprise entre 4 % et 14 %. Les deux échantillons GD16-01 et GD16-05 de Grande Anse ont des proportions de phénocristaux très différentes, respectivement 13 % et 1 % pourtant ils proviennent du même affleurement. Par contre, la somme des fractions de phénocristaux et de microlithes secondaires cristallisés en pseudomorphose montre des résultats presque identiques pour GD16-01 et GD16-05 (20,3 % et 20,8 %). Ainsi, les quantités de phénocristaux avant la phase d'hydrothermalisme sont comparables et l'intensité du remplacement des phénocristaux primaires par les phases secondaires n'est pas uniformément répartie.

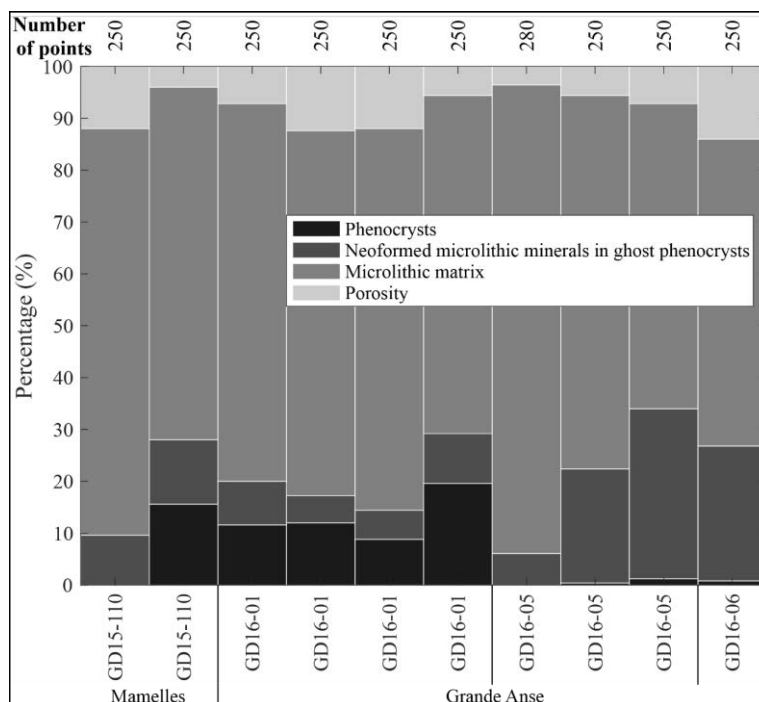


Figure 3-10 - Résultats des comptages réalisés sur des lames minces de laves affectées par une altération hydrothermale forte et nombre de points associé à chaque comptage. Sections utilisées pour les comptages : 3 mm x 2,25 mm.

La figure 3-11 présente les photographies de microscopie optique des roches sur lesquelles les comptages ont été effectués (figure 3-10). Ce qui a été observé à l’affleurement se traduit en lame mince par une transformation pratiquement totale de la mésostase et un remplacement très important des phénocristaux primaires. En effet, tous les microlithes de plagioclase, de pyroxène et de magnétite ont été remplacés par des phases secondaires fines, de taille micrométrique, donnant une matrice très sombre. Les analyse XRD, EDS au MEB et WDS de la microsonde montrent que l’assemblage minéralogique est beaucoup plus diversifié que dans les laves initiales. En plus des plagioclases primaires, elles mettent en évidence l’existence d’une paragenèse secondaire très diversifiée avec notamment : quartz, pyrite, chlorite, calcite, kaolinite, pyrophyllite, gypse, illite, smectite, rutile, jarosite et chabazite (zéolite). Les laves hydrothermalisées contiennent une teneur importante en pyrite néoformées. Le Fe nécessaire à la formation de ces pyrites doit provenir de la dissolution des pyroxènes et des magnétites.

Tous ces minéraux peuvent s’être formés pour des intervalles de température larges et dépendant de la composition du fluide hydrothermal. De plus, ces roches n’ont pas forcément subi qu’un seul épisode hydrothermal et les minéraux secondaires peuvent résulter de plusieurs phases de circulation. Les paragenèses hydrothermales ont fait l’objet de nombreuses études (e.g. Steinhórsson et Sveinbjörnsdóttir, 1981; Reyes, 1990; Patrier et al., 2013; Chambefort et al., 2016; Milicich et al., 2018). Milicich et al. (2018) place par exemple la formation de pyrophyllite entre 290 et 300 °C dans le champ géothermique Kawerau (Nouvelle-Zélande) alors qu’aux Philippines, la pyrophyllite apparaît dès 200 °C et peut être rencontrée en surface associée à des sources chaudes (Reyes, 1990). On peut supposer que l’altération hydrothermale qui a causé l’apparition des phases secondaires à Terre-de-Haut nécessite des températures au moins égales 200 °C. En effet, selon Patrier et al. (2013), l’apparition de quartz et de pyrite est associée à une température > 200 °C dans la brèche hydrothermale de Bouillante, bien que ces auteurs ait également inclus l’adulaire dans cette paragenèse mais que ce minéral n’ait pas été rencontré dans nos échantillons.

Bouchot et al. (2010) ont mis en évidence, à partir des données de forage du champ de Bouillante, l’existence d’une zone à chlorite avec ou sans illite correspondant à une température de 250-260 °C. Ces températures élevées sont évaluées entre 315 et 370 °C par les modélisations thermodynamiques d’Alexiane Favier qui propose ce champ de stabilité pour un échantillon de Grande Anse contenant quartz, sphène, clinzoisite, épidote, micas blancs, biotite et feldspath.

Au niveau des Mamelles, l’échantillon GD15-110 (figure 3-10a-b) a subi une transformation totale de sa texture. Les formes fantômes des phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes sont encore visibles. Elles sont remplies partiellement par des minéraux secondaires avec principalement du quartz, de la pyrite pouvant être associée à de la muscovite et de la chlorite. La roche est densément fissurée ce qui diminue nettement sa cohésion.

L'échantillon GD16-06 (figure 3-10c-d) est également très friable. Cette roche contraste avec les autres laves par son apparence macroscopique. Elle est interprétée comme un filon orienté N020 mis en place postérieurement à la phase hydrothermale qui a totalement transformée la falaise de la partie nord de Grande Anse. Il contient une forte teneur en argiles donnant une teinte sombre à sa mésostase. De nombreuses fissures affectent cet échantillon et surtout les phénocristaux. Contrairement à GD15-110, GD16-06 contient encore certains minéraux primaires. Les plagioclases sont densément fissurés mais n'ont pas été remplacés par des phases secondaires. En revanche, les pyroxènes ont été totalement remplacés et seules les formes reliques subsistent. GD16-06 est essentiellement composé de minéraux argileux et de quartz. Il contient également une grande quantité de minéraux opaques.

Légèrement plus au nord, les échantillons GD16-01 et GD16-05 (figure 3-10e-h) présentent des caractéristiques macroscopiques et microscopiques bien différentes de GD16-06. Dans GD16-01, la transformation des pyroxènes est totale tandis que celle des plagioclases n'est pas complète. On retrouve dans ces roches quasi toutes les phases secondaires énumérées au début de ce paragraphe. Ces minéraux très finement cristallisés sont rarement plus grands que la dizaine de micromètres ce qui rend difficile leur étude en microscopie optique. Ils viennent précipiter en pseudomorphose des phénocristaux primaires dont les formes reliques sont aisément reconnaissables. Les phases cristallisées très finement dans la matrice laissent très peu de macroporosité. Les seuls macropores sont issus de phénocristaux primaires dissous et n'ayant pas été remplacés par des phases néoformées. La fissuration est peu abondante dans ces deux roches. Cette faible densité de fissuration et la recristallisation presque complète sont certainement les raisons de leur très bonne cohésion.

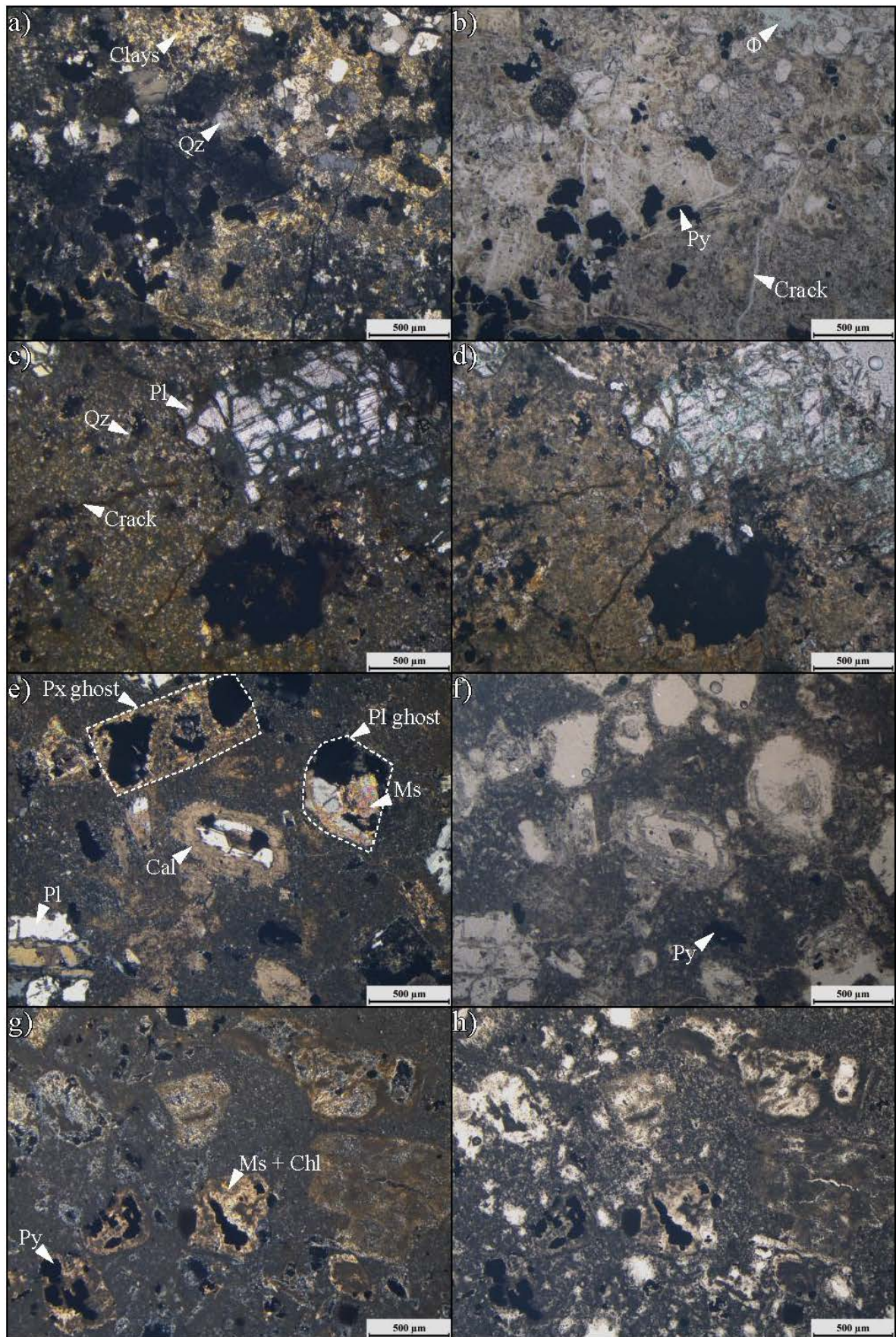


Figure 3-11 - Clichés de microscopie optique en LPA et LPNA des coulées de laves saines. a – b) Échantillon GD15-110 – Col des Mamelles – Chaîne Septentrionale. c – d) Échantillon GD16-06 – Grande Anse nord – TdH. e – f) Échantillon GD16-01 – Grande Anse nord – TdH. g – h) Échantillon GD16-05 – Grande Anse nord – TdH.

1.2 Les coulées de débris et les pyroclastites

Dans cette étude, le terme « coulées de débris » n'est pas utilisé dans sa définition stricte. Il regroupe toutes les formations volcaniques bréchiques présentant une composante matricielle et des clastes. Ces dépôts sont essentiellement d'origine gravitaire et liés au démantèlement des flancs abrupts et peu stables des édifices volcaniques. Ils occupent des volumes très importants sur Basse-Terre et Terre-de-Haut et forment la majorité des falaises côtières entre Vieux-Habitants et Baillif. Nous avons montré précédemment que ces unités détritiques limitent significativement les études structurales puisqu'elles viennent couvrir le relief et cachent partiellement les structures sous-jacentes. Néanmoins, les caractéristiques pétrophysiques de ces faciès doivent être étudiées avec un grand intérêt puisque qu'ils peuvent constituer une fraction volumétrique importante du système géothermique.

Le groupe nommé par la suite « coulées de débris » au sens large comprend :

- les coulées de débris et les lahars comprenant des clastes polygéniques de tailles variables (cm à pluri-dm) pouvant être notamment des fragments de laves ou des ponces et une partie matricielle plus fine. Cette composante matricielle est majoritaire et c'est elle qui a été étudiée car il y a peu de données existantes dans la littérature. L'étude des blocs de laves présente moins d'intérêt puisque les coulées de laves ont déjà été étudiées. Les lahars et coulées de débris représentent la majorité des roches échantillonnées dans ce groupe ;
- des avalanches de débris avec des blocs de grande dimension (pluri-dm à métrique), parfois pluri-métriques, dominant en proportion sur la matrice. C'est un faciès majeur entre Vieux-Habitants et Baillif mais dont la caractérisation est complexe. Seule la partie matricielle a été étudiée ;
- des coulées de blocs et de cendres affleurant notamment au Morne Morel (figure 3-12c). Les deux parties ont été analysées : les blocs et les cendres indurées composant la matrice.

Comme les laves, les dépôts bréchiques ont été séparés selon trois degrés d'altération en utilisant des critères de couleur, de cohésion et d'intensité des remplacements des phases primaires par des phases secondaires.

Les dépôts pyroclastiques représentent un volume à l'affleurement plus faible par rapport aux coulées de débris. Les pyroclastites regroupent tous les niveaux de ponces, de cendres et de scories.

La figure 3-12 répertorie les lieux de prélèvement de coulées de débris et de pyroclastites.

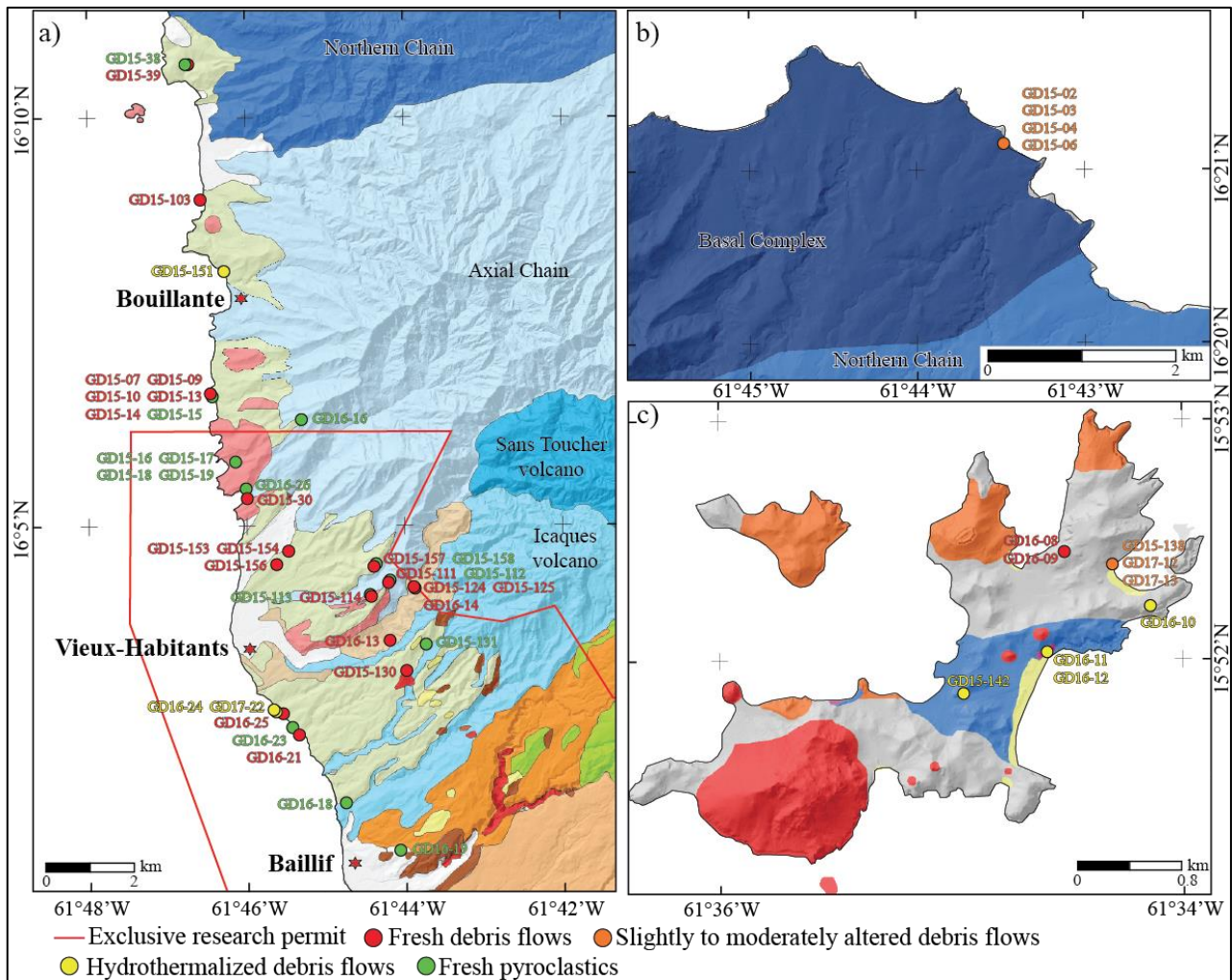


Figure 3-12 - Localisation des échantillons de coulées de débris et pyroclastites. a) Au niveau de la côte ouest de Basse-Terre. b) Dans le Complexe Basal. c) A Terre-de-Haut. Pour le code couleur du fond géologique, voir figure 1-46. Fond RGE alti 5 m (IGN).

1.2.1 Coulées de débris saines

Les échantillons de coulées de débris proviennent surtout de la côte ouest de Basse-Terre, entre Malendure et Baillif (figure 3-12a). Seulement deux échantillons proviennent de Terre-de-Haut (figure 3-12c). Il s'agit des échantillons provenant d'une coulée indurée de cendres et de blocs du Morne Morel. Le groupe des coulées de débris comprend des faciès très variés (figure 3-13). La diversité macroscopique observée dans les laves repose sur le taux de vésicules et la densité de fracturation. Dans les coulées de débris, la diversité provient surtout de la nature des clastes et de leur taille tandis que la fracturation s'exprime peu.

La figure 3-13 montre la grande hétérogénéité granulométrique du groupe des coulées de débris. Les lahars de la Pointe Joubert situés à l'aplomb de la source chaude de Bains Chauds (figure 3-13a) sont composés d'éléments infra-décimétriques et de rares blocs pluri-décimétriques. Ces blocs sont inclus dans une matrice largement composée d'éléments fins de granulométrie allant des argiles aux petits galets. Les lahars sont séparés par un niveau argileux d'épaisseur décimétrique et sont recoupés par des fractures verticales à espacement métrique. L'avalanche de débris de l'Anse à Poulain est beaucoup plus grossière. Elle contient une grande quantité de blocs pluri-décimétriques et dans une moindre proportion des blocs métriques. Ces blocs sont plus résistants à l'érosion que la matrice.

La grande hétérogénéité des coulées de débris rend l'estimation de leurs propriétés très complexe. Les analyses porteront surtout sur la matrice. Il conviendra d'intégrer les propriétés mesurées sur les laves pour pondérer les influences des blocs et de la matrice sur les propriétés globales des coulées de débris.

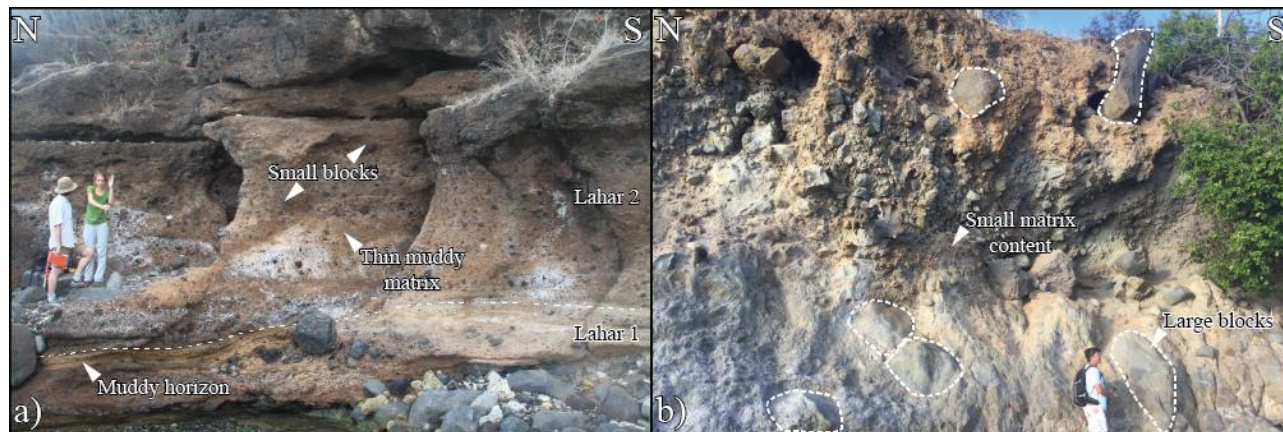


Figure 3-13 – a) Lahars sains de la Pointe Joubert (Thomas, GD15-07) séparés par une couche décimétrique d'argiles finement litée. Des clastes centimétriques à décimétriques sont supportés par une matrice fine de granulométrie argileuse à sableuse. b) Avalanche de débris saine de l'Anse à Poulain (sud VH) présentant des blocs métriques, de nombreux blocs décimétriques à pluri-décimétriques et une faible proportion de matrice.

Le caractère hétérogène de ces formations peut être décrit aux différentes échelles de l'affleurement à la lame mince.

Les échantillons GD15-07 (figure 3-14a-b) et GD15-13 (figure 3-14c-d) proviennent de deux lahars différents situés à la Pointe Joubert. A l'échelle des lames minces, ils montrent des caractères communs, avec des clastes de laves saines dans lesquels on retrouve les minéraux primaires vus précédemment (plagioclase, proxène et magnétite) avec des tailles similaires de 100 μm à quelques millimètres. En revanche, la matrice englobant ces clastes révèle des différences, la matrice de GD15-07 est plus fine, plus riche en oxydes de fer et argiles que celle de GD15-13. Cette différence de granulométrie et de composition de la matrice peut être due soit à une hétérogénéité initiale, soit à la proximité de la source chaude située à quelques mètres de l'échantillons GD15-07. Bien que n'ayant pas affecté les clastes, les circulations associées à la source ont pu modifier la matrice, qui montrent la forte concentration d'oxydes liés à une mobilité plus faible du Fe, et la présence d'argiles. Ce contenu plus important en argiles de la matrice diminue la proportion de mésopores dans GD15-07 alors qu'ils sont répartis de manière homogène et bien connectés dans GD15-13.

L'échantillon GD15-130 (figure 3-14e-f) contient des clastes millimétriques de laves saines, de ponces et de phénocristaux de plagioclases liés entre eux par un liseré fin d'argiles. Les macropores inter-particulaires de l'échantillon GD15-130 sont tous saturés par la résine colorée indiquant une forte porosité et une bonne connectivité. Cependant, les pores intra-particulaires des clastes de ponce ne sont que partiellement saturés due à une mauvaise connectivité entre les pores des clastes de ponces, limitant les interconnexions entre les espaces intra et inter-particulaires.

L'échantillon GD16-09 est un bloc de coulée de cendre et blocs à texture porphyrique (figure 3-14g-h). C'est l'unique bloc étudié au sein des coulées de débris. Il contient de nombreux phénocristaux de hornblende, dont les bordures sont riches en oxydes de fer, de plagioclase et de pyroxène. La mésostase est fine, composée de microlithes des mêmes minéraux. La porosité est plus faible que pour les parties matricielles des lahars. Elle se compose surtout de macropores et de mésopores dans la mésostase.

Tous les échantillons de la figure 3-14 ne sont pas affectés par de la fissuration à l'exception des phénocristaux de GD16-09. Les observations réalisées lors de l'étude structurale à l'affleurement ont déjà montré le caractère peu compétent des coulées de débris. Il y a donc cohérence entre les deux échelles d'observation.

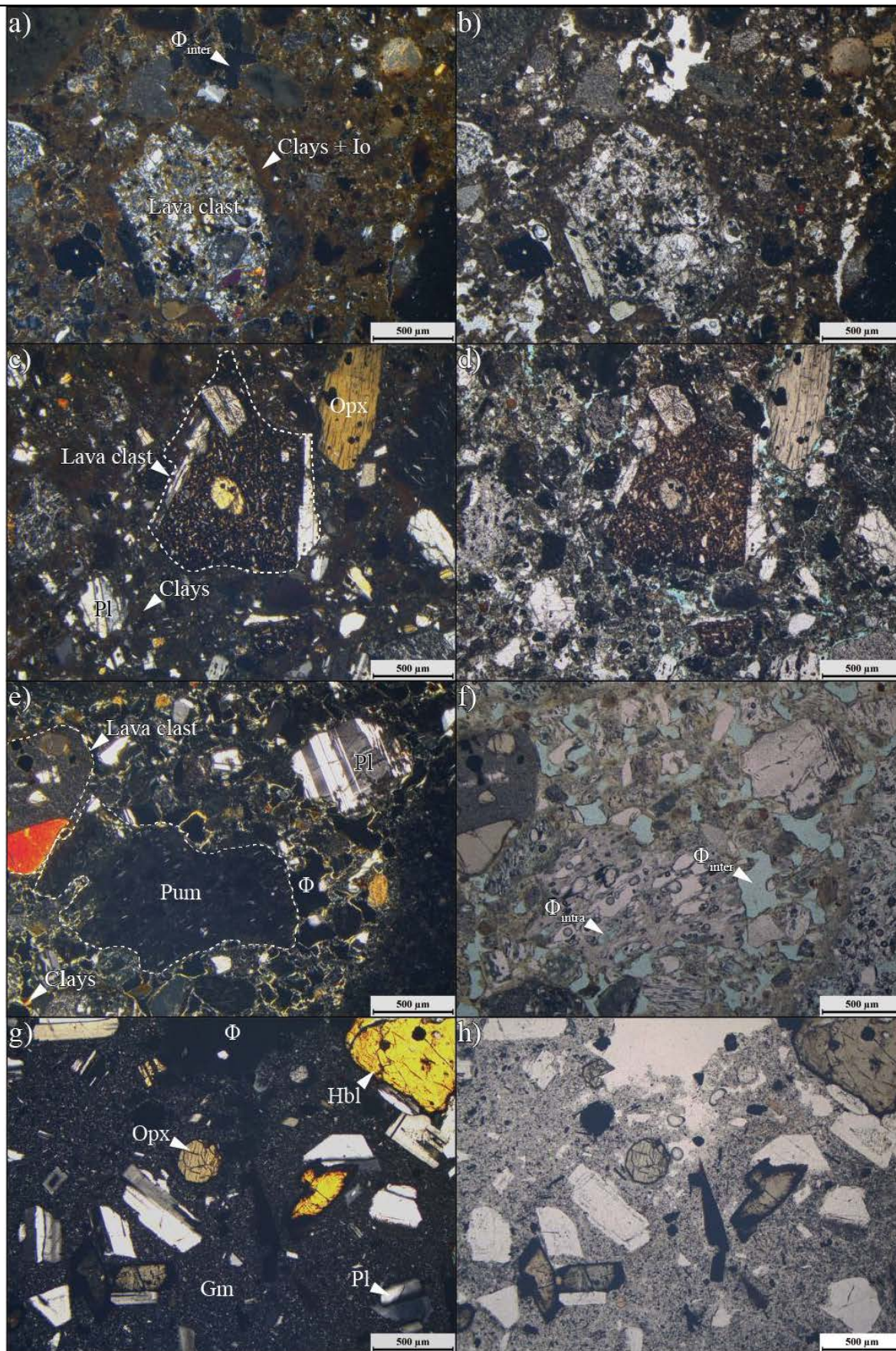


Figure 3-14 - Clichés de microscopie optique en LPA et LPNA des coulées de débris saines. a – b) Échantillon GD15-07 – Lahar de la Pointe Joubert (figure 3-13a). c – d) Échantillon GD15-13 – Lahar de la Pointe Joubert. e – f) Échantillon GD15-130 – Lahar prélevé à Vanibel – VH. g – h) Échantillon GD16-09 – Bloc de coulées de cendres et blocs sur le Monre Morel -TdH.

1.2.2 Coulées de débris faiblement à modérément altérées

Les coulées de débris affectées par une altération faible à modérée ont été prélevées uniquement sur deux affleurements situés à la Plage des Amandiers (CB) et dans la Baie de Pompierre à la base du Morne Morel (figure 3-12). Les deux affleurements sont de couleur blanche à jaune orangée semblable à celle rencontrée dans les coulées de laves affectées par des transformations hydrothermales avancées. Au niveau de la Plage des Amandiers, le lahar est composé d'une matrice blanche dans laquelle se trouve des blocs infra-décimétriques de couleur verte ou mauve riches en quartz. La circulation des fluides se fait préférentiellement dans la stratification et dans les fractures créant des zones argilisées d'épaisseur pluri-centimétriques (figure 3-15a). A Pompierre, les circulations se font également dans les plans de stratification N095-30N et dans des couloirs de fracturation N120-85S dans lesquels les blocs de lave sont débités en plaquettes d'épaisseur centimétriques (figure 3-15d). Les épontes de fractures sont toujours soulignées par des plaquages d'oxydes de fer.

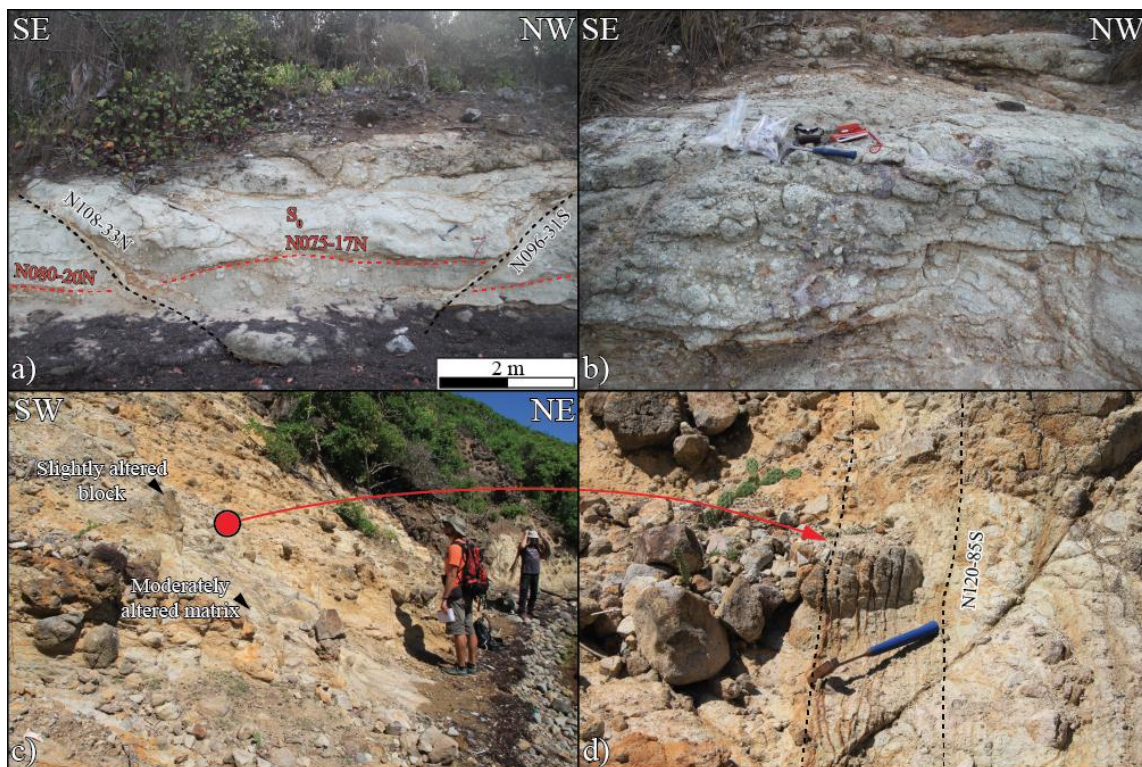


Figure 3-15 – a-b) Lahar modérément altéré avec circulation préférentielle des fluides dans la surface stratigraphique et dans les fractures créant des zones argilisées d'épaisseur pluri-centimétrique (Plage des Amandiers, CB, GD15-02 ; 03 ; 04). c-d) Coulée de débris affectée par des circulations hydrothermales à la base du Morne Morel (Plage de Pompierre, TdH) présentant une matrice très altérée (couleur orange, GD15-138) et des blocs de lave dont l'altération est plus modérée. Les circulations se concentrent surtout dans des couloirs densément fracturés orientés N120. Dans ces couloirs les blocs de laves sont très déformés et débités en plaquettes par la fracturation.

A l'échelle de la lame mince, pour les échantillons de lahar de la Plage des Amandiers (figure 3-16a-d), les transformations minéralogiques majeures se font le long des fractures remplies de minéraux argileux et d'oxydes de fer. Les phénocristaux de plagioclases sont globalement peu affectés par l'altération excepté près des fractures majeures où certains sont densément fissurés et dissous à leur périphérie (figure 3-16a). Les pyroxènes sont totalement dissous pour la plupart. La

dissolution de ces pyroxènes laisse de nombreux macropores qui ont gardé les formes reliques des cristaux dissous. Le remplissage partiel des fractures permet également de créer des macropores. La matrice est composée de minéraux argileux et de microlithes de plagioclases et de quartz. Les échantillons GD15-02 et GD15-03 contiennent de nombreux phénocristaux de quartz présentant des golfes de corrosion. Ces quartz ne sont pas du tout transformés par l'altération hydrothermale.

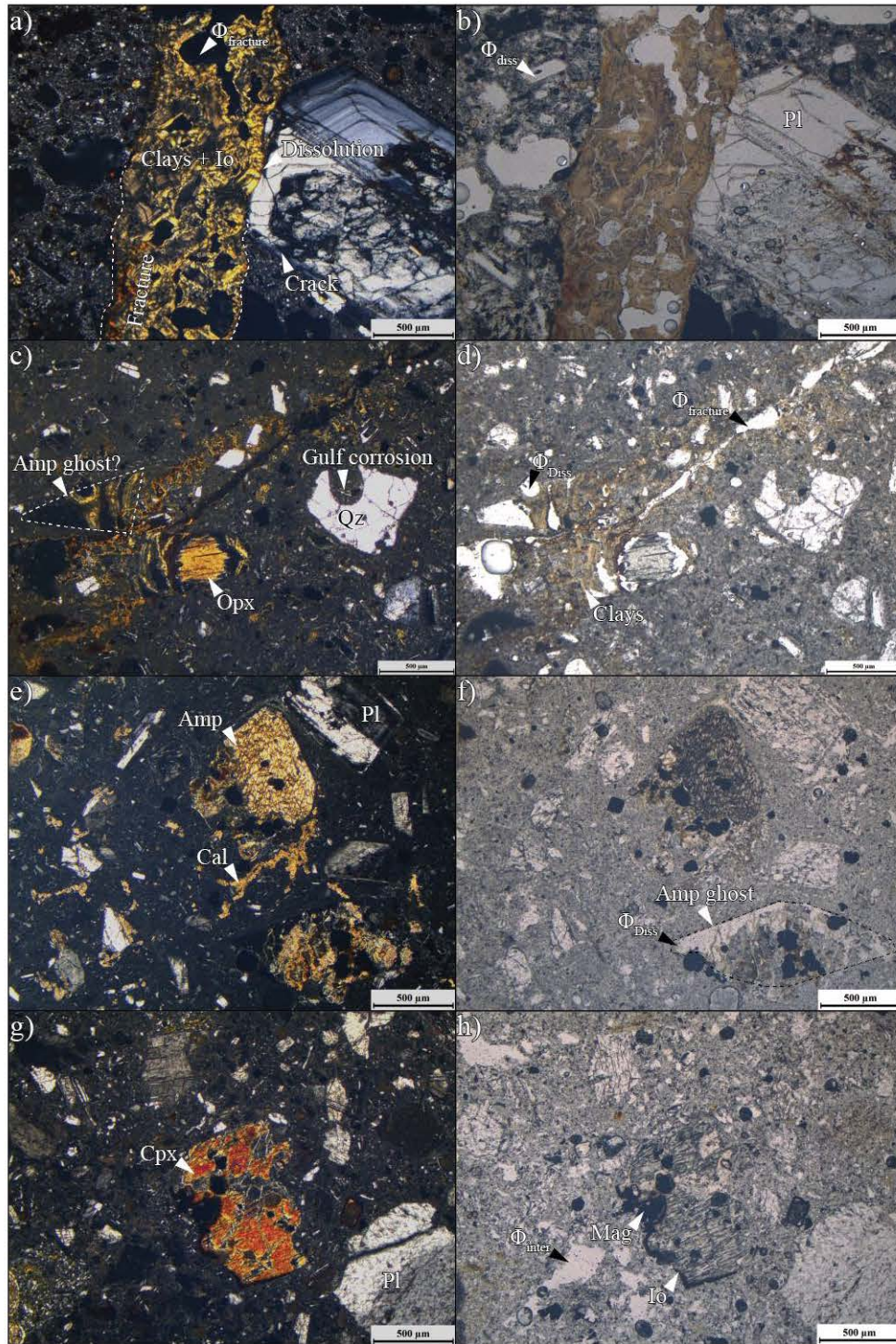


Figure 3-16 - Clichés de microscopie optique en LPA et LPNA des coulées de débris faiblement à modérément altérées. a – b) Échantillon GD15-02 – Lahar modérément altéré de la Plage des Amandiers (figure 3-15a). c – d) Échantillon GD15-06 – Lahar modérément altéré situé en dessous du lahar dans lequel a été prélevé GD15-02. e – f) Échantillon GD17-12 – Coulée de débris modérément altérée de la plage de Pompierre à la base du Morne Morel – TdH. g – h) Échantillon GD17-13 – Prélevé dans la même coulée de débris que GD17-12.

Les échantillons prélevés à Pompierre (GD15-138, GD17-12 et GD17-13) sont affectés par des transformations minéralogiques moins intenses que les échantillons précédents (figure 3-16e-h). En effet, les phénocristaux de pyroxènes sont altérés mais leur dissolution n'est que partielle. Quelques phénocristaux d'amphibole ont subi une dissolution totale avec remplacement en pseudomorphose par de la calcite finement cristallisée (figure 3-16f). Cette calcite vient totalement combler la plupart des macropores inter-particulaires primaires (figure 3-16e) et diminue donc la porosité primaire. Cependant, ces précipitations sont localisées et ne se retrouvent que dans les échantillons prélevés à proximité des couloirs de fracturation N120. Dans l'échantillon GD17-13 prélevé à quelques mètres des couloirs de fracturation, la calcite est absente et les macropores interparticulaires ne sont pas colmatés par des phases secondaires (figure 3-16h). Les plagioclases sont fissurés et ont un aspect sale mais ne sont pas altérés.

1.2.3 Coulées de débris affectées par une altération hydrothermale avancée

Le groupe des coulées de débris hydrothermalisées réunit des coulées de débris rouge sombre comme celle de la Pointe de l'Ermitage (figure 3-17b), des dépôts blancs à jaune-orangé de Grande Anse (figure 3-17a) et la brèche hydrothermale de Bouillante. Ce groupe contient donc majoritairement des roches bréchiques. Les dépôts hydrothermalisés de Grande Anse ont perdu toutes les structures initiales et il est presque impossible d'identifier le protolithe. Le seul indice permettant de classer ces dépôts dans les coulées de débris est la présence, localement, de traces de blocs contenant moins d'oxydes de fer que la matrice. Les dépôts hydrothermalisés de Grande Anse montrent plusieurs particularités : une quantité importante de gypse remplissant les fractures et la stratification et des zones riches en soufre. Ce gypse se concentre surtout au sud et diminue en proportion vers le nord au profit de la pyrite. Les fentes à gypse sont plus résistantes à l'altération que la matrice hydrothermalisée montrant la perte de compétence mécanique induite par les transformations hydrothermales.

La coulée hydrothermalisée de la Pointe de l'Ermitage présente des caractéristiques spécifiques à l'échelle de l'affleurement (figure 3-17b). La matrice est de couleur rouge sombre et les blocs de lave décimétriques à pluri-décimétriques sont facilement identifiables. Ils sont légèrement altérés sur leur périphérie et l'intensité de l'altération augmente avec la diminution de la taille des clastes. Cette coulée contient également une forte proportion de clastes pluri-centimétriques de couleur blanche de pyroclastes totalement altérés. Cela montre l'impact des propriétés pétrophysiques sur la propagation de l'altération. Les blocs de lave peu poreux et peu perméables s'altèrent moins facilement que les ponces. Il semble que cette coulée de débris ait subi des transformations hydrothermales de plus faible degré que celle de la partie centrale de Terre-de-Haut puisque la nature du protolithe des blocs est reconnaissable, il n'y a pas eu d'homogénéisation de la couleur à l'échelle de l'affleurement et les précipitations de gypse sont limitées et d'épaisseur millimétrique autour de clastes de lave.

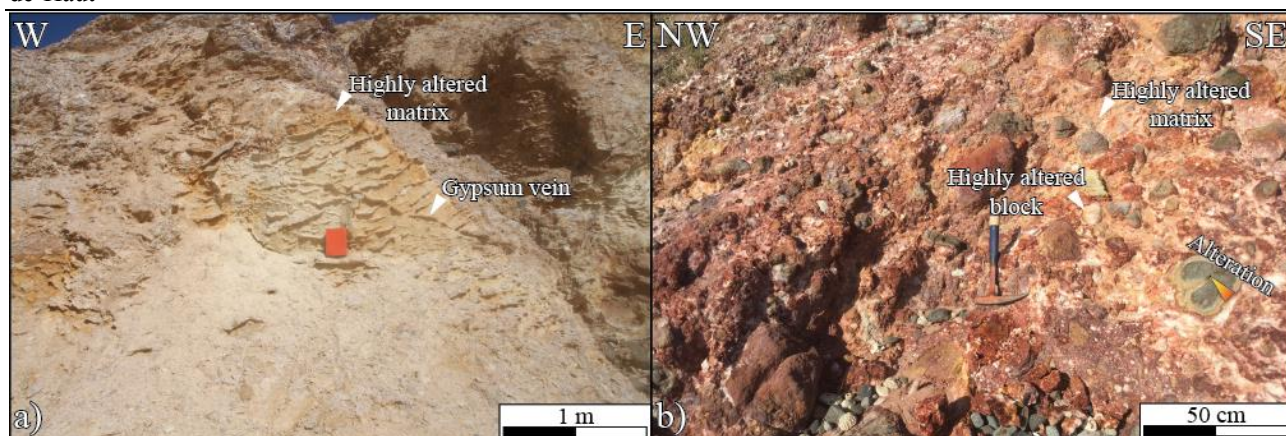


Figure 3-17 – a) Dépôt volcanique totalement transformé par les circulations hydrothermales assimilé à une coulée de débris car des blocs légèrement moins altérés sont présents et les structures communes aux laves sont absentes à l’affleurement (GD16-04 ; 11 ; 12). Quantité remarquable de gypse dans les fractures et dans la stratigraphie. Falaise nord de la plage de Grande Anse (TdH). b) Coulée de débris affectée par des circulations hydrothermales à la Pointe de l’Ermitage (VH, GD16-24 et GD17-22). Les clastes de laves moins poreux et perméables sont moins altérés que les clastes de ponce et la matrice.

La figure 3-18 présente des clichés de microscopie optique et électronique à balayage des échantillons de coulées de débris hydrothermalisées.

La brèche hydrothermale de Bouillante (GD15-151) a été totalement recristallisée et contient majoritairement du quartz (figure 3-18a-b), ainsi que de la calcite, de la pyrite, de l’adulaire et des oxydes de fer (Patrier et al., 2013; Verati et al., 2014). Les fractures sont remplies d’oxydes de fer et de quartz. La porosité résiduelle élevée est composée de macropores secondaires. Les macropores sont formés par dissolution des phénocristaux primaires (plagioclases) et néoformés (pyrite) qui n’ont été remplacés que très partiellement.

La matrice de la coulée de débris de la Pointe de l’Ermitage (GD16-24 et GD17-22) a été complètement transformée. Elle est composée de minéraux argileux avec des précipitations d’alunite et de quartz d’origine hydrothermale (figure 3-18c-d). Les clastes millimétriques et les phénocristaux de plagioclases ont été argilisés. De nombreuses fissures affectent les clastes et sont surlignées par des oxydes de fer.

Dans l’échantillon GD15-142 provenant de la butte longeant la piste de l’aérodrome de Terre-de-Haut, les transformations hydrothermales ont entraîné la précipitation de quartz et d’oxydes de fer et dans une moindre mesure de muscovite et de chlorite. La porosité comprend des mésopores de dissolution et des fissures partiellement colmatées (figure 3-18e-f).

Au niveau de la falaise de Grande Anse, l’échantillon GD16-12 présente toute la diversité des minéraux secondaires déjà identifiés dans les laves hydrothermalisées avec l’association quartz, pyrite, gypse, calcite, jarosite, kaolinite, chlorite et muscovite (figure 3-18g-h). Les pyroxènes ont été totalement remplacés, les plagioclases sont fortement dissous et remplacés par pseudomorphose par du gypse, quelques petites titanomagnétites en inclusion dans les plagioclases ont été protégées des transformations hydrothermales. La kaolinite, d’origine supergène, est tardive et en faible quantité, elle précipite dans les fissures affectant les plagioclases et le gypse.

La pyrite est altérée sur sa périphérie en jarosite et natrojarosite. La position de la pyrite dans la fracture et ses contours suivant la forme des épontes (figure 3-18g) indiquent qu'elle est antérieure au gypse ce qui est concordant avec les observations de Jacques et Maury (1988b). La fracture a connu deux phases d'ouverture : une permettant la précipitation de pyrite et la seconde permettant celle du gypse.

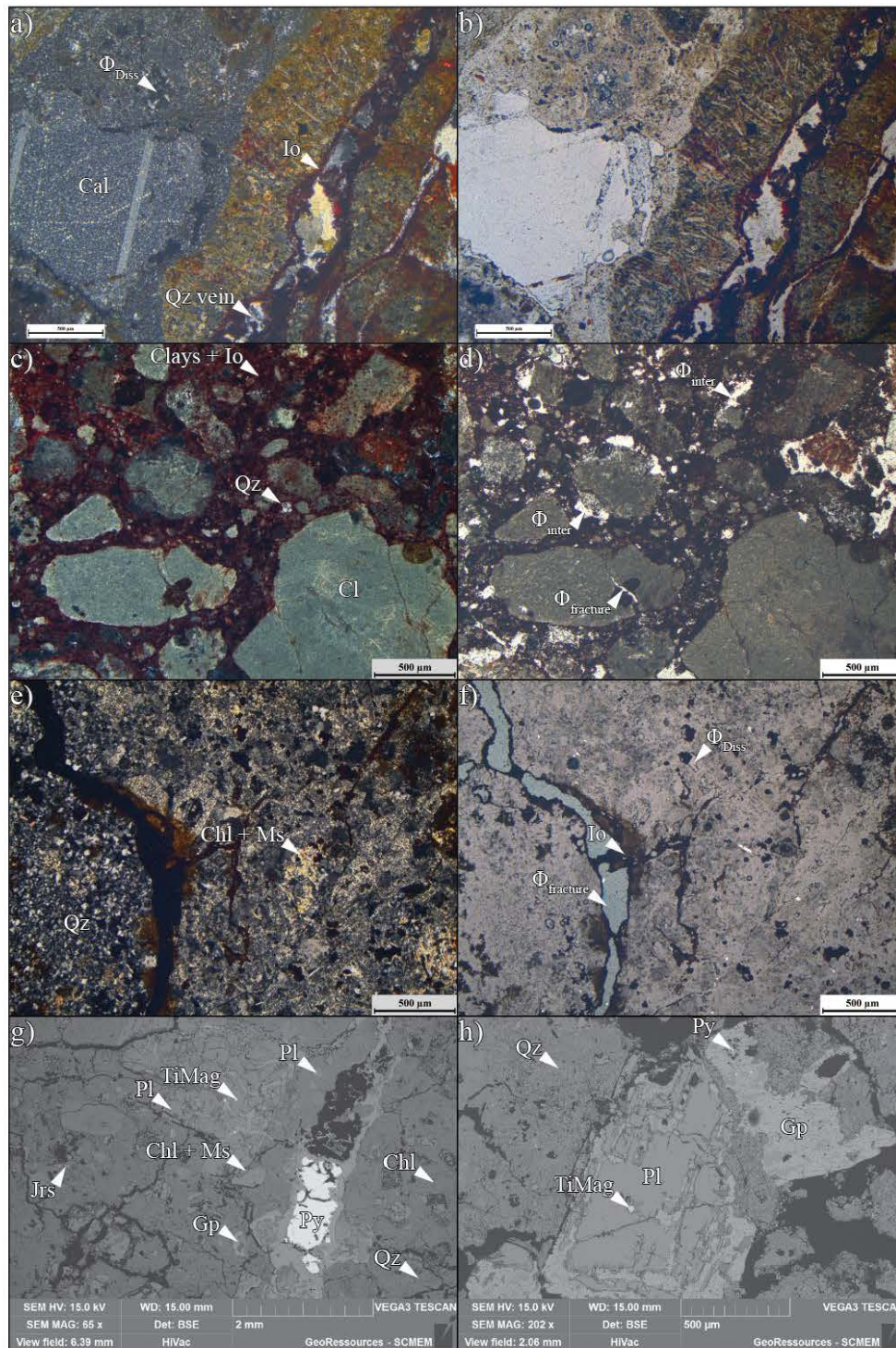


Figure 3-18 - Clichés de microscopie optique (LPA + LPNA), et de microscopie électronique à balayage en électrons rétrodiffusés des coulées de débris affectées par une altération hydrothermale avancée. a – b) Échantillon GD15-151 – Brèche hydrothermale de Bouillante. c – d) Échantillon GD17-22 – Coulée de débris hydrothermalisée de Rocroy (figure 3-17b). e – f) Échantillon GD15-142 – Formation totalement transformée dans une zone fracturée à la base de la butte longeant l'aérodrome sans aucune trace de structure primaire et assimilée à une coulée de débris hydrothermalisée – TdH. g – h) Échantillon GD16-12 – Formation totalement transformée dans la falaise de Grande Anse avec veine de gypse (figure 3-17a).

1.2.4 Pyroclastites

Bien que représentant de faibles volumes dans les zones d'étude, les dépôts pyroclastiques forment les affleurements les plus spectaculaires (figure 3-19a). Ils sont essentiellement constitués de cendres et de ponces et dans une moindre mesure de scories. La plupart de ces dépôts sont lités leur conférant une anisotropie majeure dans la surface de stratification. Leur géométrie est parfois complexe en raison de la superposition de différents épisodes à fort dynamisme qui creusent des chenaux érosifs dans les dépôts sous-jacents. L'étendue des dépôts pyroclastiques est très variable. Dans les Monts Caraïbes, les volumes sont très importants et forment des buttes hectométriques. Dans la zone de Vieux-Habitants-Bouillante, les pyroclastites sont moins volumineuses et plus localisées. Elles se concentrent surtout dans la partie nord de la zone de Bouillante dans le secteur de Pointe à Sel-Bain du Curé. Cependant, elles affleurent de façon discontinue sur tous les flancs ouest des édifices volcaniques entre Beaugendre et Baillif. Certains niveaux de ponces d'épaisseur infra-métrique forment des niveaux repères dans les falaises côtières (figure 3-19b) et permettent d'identifier des décalages dans les séquences dus aux mouvements sur les plans de failles.



Figure 3-19 – a) A droite, empilement de strates de retombées de cendres accrétionnées en sphères millimétriques et ponces centimétriques. A gauche, déferlante basale avec clastes centimétriques à décimétriques anguleux. L'écoulement pyroclastique très énergétique érode les retombées de cendres et de ponces (Monts Caraïbes). b) Succession de dépôts de cendres fines (GD16-23) et de ponces centimétriques à décimétriques sous un lahar à l'Anse du Val de l'Orge (VH).

A l'échelle de la lame mince, les dépôts pyroclastiques présentent tous une porosité très forte. Cette porosité est mise en évidence dans les roches peu cohésives par l'injection d'une résine colorée (figure 3-20).

L'échantillon GD15-18 est un agglomérat d'éléments millimétriques à centimétriques multicolores lié à un épisode de nuée ardente. Il est composé par des clastes de laves microlithiques, de morceaux de verre et des phénocristaux isolés de plagioclase et de pyroxène (figure 3-20a-b). Les macropores ont des tailles de plusieurs centaines de micromètres et sont tous liés à l'agencement imparfait des particules entre elles. Ils sont bien connectés à la porosité intra-particulaire puisque celle-ci est entièrement imprégnée par la résine. Des macropores sont partiellement comblés par des minéraux argileux provenant de l'altération de formations proches car tous les éléments composant cette formation sont sains et non transformés. L'absence de liant entre les éléments explique la

friabilité importante de la roche. Du fait de sa faible rigidité, ce type de structure peut être sensible à la pression de confinement et donc à la compaction.

Cette structuration est identique dans l'échantillon GD15-38 de cendres et ponces peu cohésives prélevé à l'entrée de Malendure (figure 3-20c-d). Elle comprend des clastes millimétriques sous la forme de phénocristaux (plagioclase, ortho- et clinopyroxène), de magnétite et des ponces. Comme dans l'échantillon GD15-18 la porosité des macropores inter-particulaires est très forte et la connexion avec les mésopores et micropores intra-particulaires des clastes de ponce est excellente.

GD16-18 est un bloc de ponces noires de taille décimétrique ayant une forte cohésion (figure 3-20e-f). Une matrice vitreuse contenant de nombreux mésopores et macropores sert de liant à des phénocristaux de plagioclase et de pyroxène. Bien que la porosité soit très forte, cet échantillon présente un squelette moins propice à la compaction grâce au verre rigide qui forme un liant solide.

Enfin, l'échantillon de cendres et ponces GD16-19 montre un comportement intermédiaire avec les échantillons précédents. Il possède une matrice composée de microlites de plagioclase, de pyroxène et de magnétite entre lesquels existe une importante mésoporosité bien connectée à celle des clastes de ponces millimétriques (figure 3-20g-h). Une fraction de la porosité des ponces n'est pas imprégnée par la résine. Ce phénomène est aussi visible dans GD15-38. Cela peut s'expliquer par plusieurs hypothèses ; 1 - les pores sont déconnectés ; 2 - les seuils d'accès de ces pores sont trop étroits pour être franchis avec la pression appliquée sur la résine ou 3 - la distance entre les pores interparticulaires et certains pores intraparticulaire est trop grande pour que la résine la sature avant de cristalliser. Ces hypothèses pourront être vérifiées en utilisant les courbes d'injection de mercure qui indiqueront l'existence ou non de plusieurs familles de seuils d'accès dans ces roches pyroclastiques.

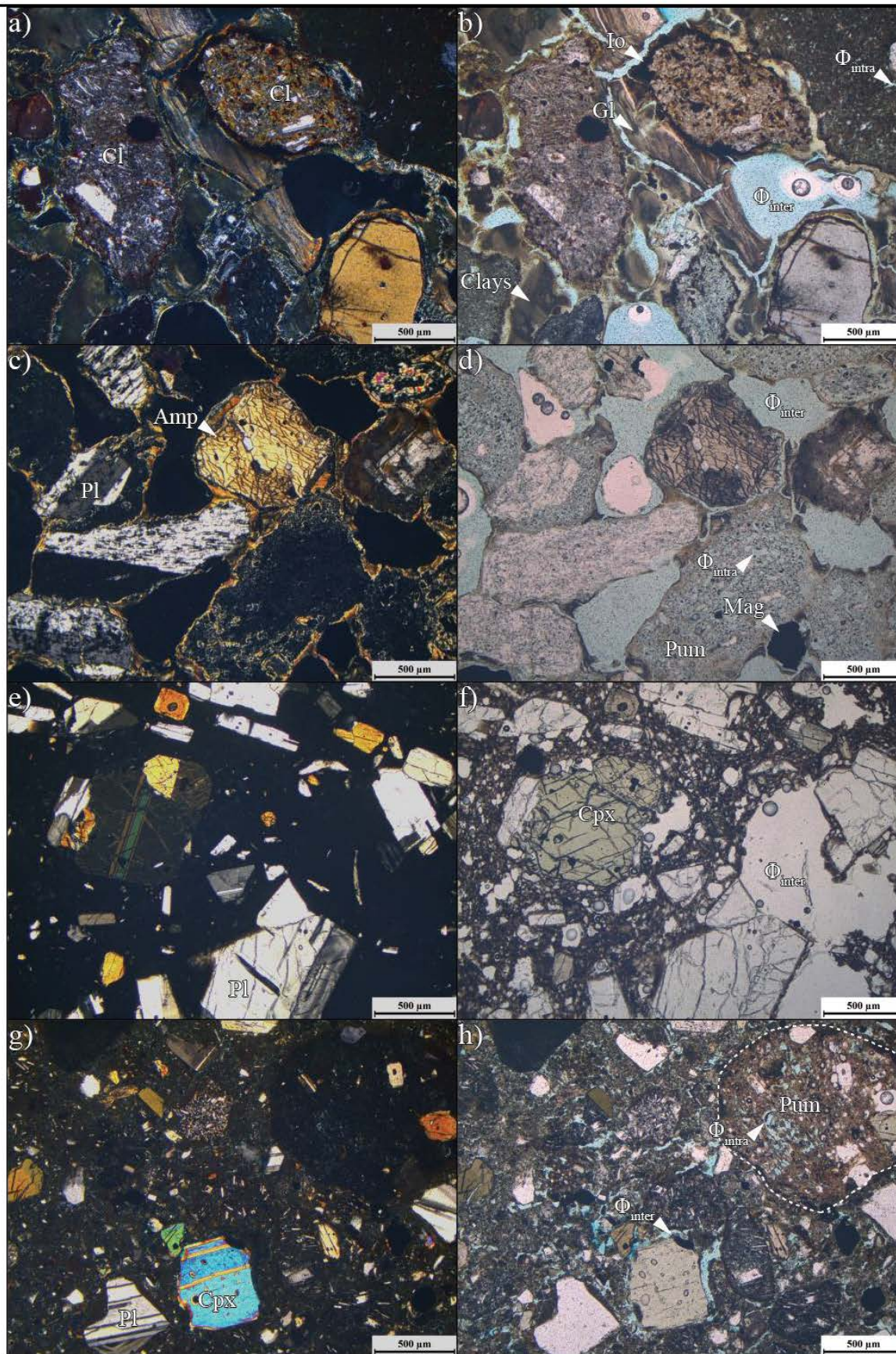


Figure 3-20 - Clichés de microscopie optique (LPA + LPNA) des dépôts pyroclastiques sains. a – b) Échantillon GD15-18 – Dépôt bréchique fin de nuée ardente – nord de Monchy. La résine bleue souligne la porosité. c – d) Échantillon GD15-38 – Dépôt de cendres et ponces jaunes finement litées du nord de Malendure. e – f) Échantillon GD16-18 – Dépôt de ponces noires de taille décimétrique situé au nord de Baillif. g – h) Échantillon GD16-19 – Dépôt de cendres grises finement litées – Cités Lignièrres – Baillif.

1.3 Les remplissages de fractures

Des remplissages de fractures ont été prélevés (figure 3-21). Ils ont été beaucoup moins étudiés que les autres groupes d'échantillons car ils sont très difficiles à découper sous forme de blocs ou de carottes. En effet, ces échantillons contiennent de fortes teneurs en argiles et leur simple séchage à 60°C conduit à la destruction d'une bonne partie d'entre eux, même avec l'application d'une coque en résine

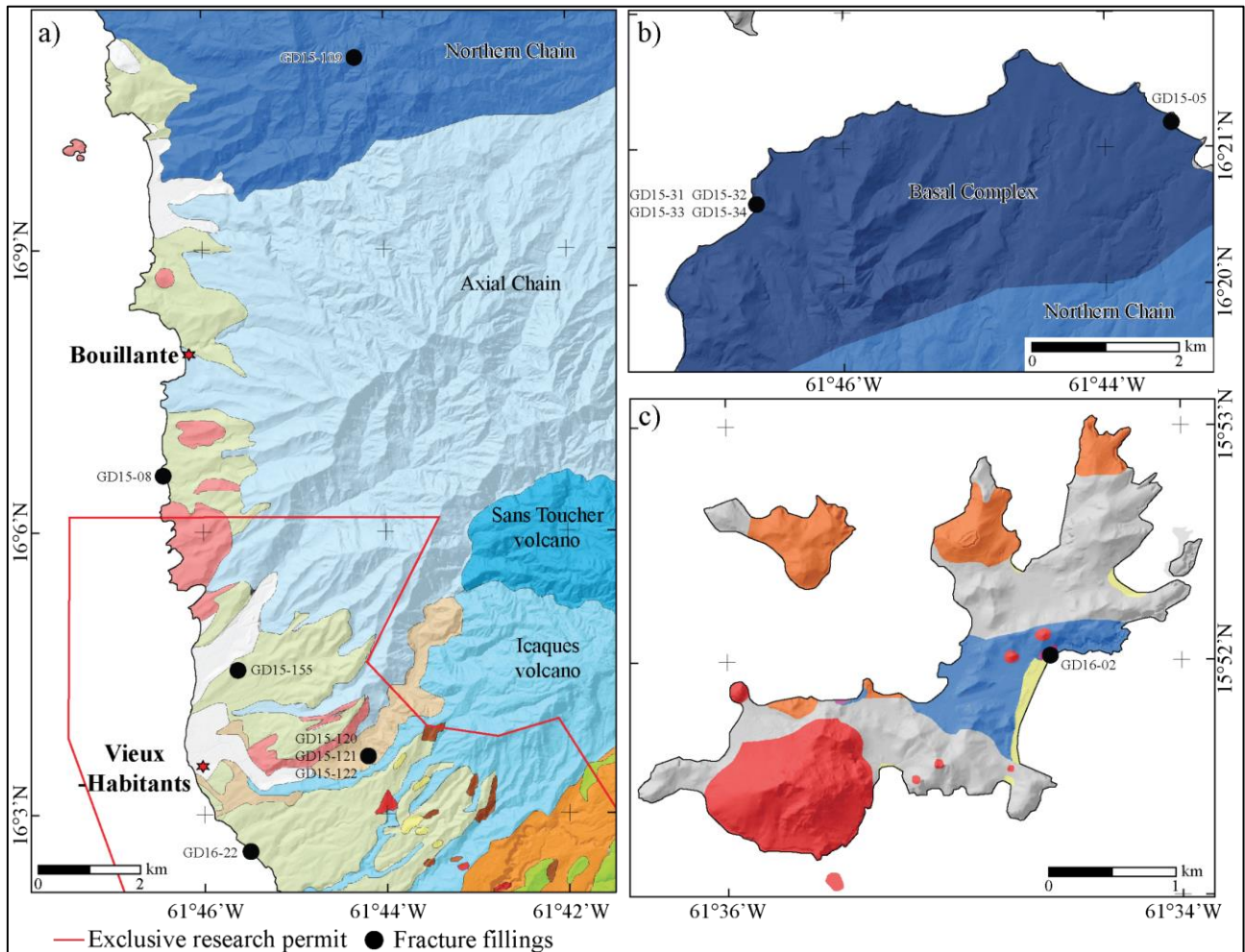


Figure 3-21 – Localisation des échantillons de remplissages de fractures. a) Au niveau de la côte ouest de Basse-Terre. b) Dans le Complexe Basal. c) A Terre-de-Haut. Pour le code couleur du fond géologique, voir figure 1-46. Fond RGE alti 5 m (IGN).

Les remplissages de fracture dans le Complexe Basal ont été prélevés dans : 1 - des couloirs ou filons d'épaisseur pluri-décimétrique, de couleurs variées (jaune, rouge, verte) et totalement argilisés (figure 3-22a) ; 2 – dans le lahar de la Plage des Amandiers au niveau de fractures majeures, où tous les minéraux primaires ont été remplacés par des minéraux argileux (figure 3-15a). A Terre-de-Haut, il s'agit de précipitations de calcite, pyrite et gypse venant combler des fractures d'ouverture centimétrique. Dans la zone de Vieux-Habitants-Bouillante les échantillons étudiés correspondent à des remplissages blanchâtres de silice et d'argiles dans les couloirs de fracture situés dans les coulées de débris et dans des pyroclastites. Les échantillons les plus significatifs de ce groupe sont ceux prélevés dans la vallée de Vieux-Habitants au niveau de la faille majeure orientée NNE-SSO. Il s'agit d'un cœur de faille d'épaisseur pluri-métrique majoritairement constitué d'argiles et de nombreuses

fentes à gypse (figure 3-22b). L'organisation des fentes et la concentration en gypse montrent de très fortes similitudes avec la zone hydrothermalisée de Grande Anse.



Figure 3-22 – Exemple de remplissage de fracture et de faille. a) Deux filons rougeâtre (GD15-32) et verdâtre (GD15-31), argilisés par des circulations hydrothermales, recoupent une coulée de lave modérément altérée (GD15-35). De la silice amorphe cristallise tardivement dans certains plans de fracture (GD15-33). b) Cœur de faille argilisé et fentes à gypse dans la vallée de la Grande Rivière de VH (GD15-120 ; 121 et 122).

1.4 Synthèse des faciès étudiés

Les sept principaux groupes d'échantillons étudiés exposent une grande diversité de caractéristiques macroscopiques et microscopiques, que ce soit au niveau de la composition minéralogique que de la porosité. La figure 3-23 synthétise les observations réalisées en microscopie avec les principaux minéraux présents, leurs proportions relatives, les types de porosité rencontrés dans chaque groupe et donne un aperçu macroscopique des échantillons utilisés pour réaliser les mesures physiques.

Le bilan des études microscopiques montre l'impact majeur de l'altération hydrothermale sur la composition minéralogique des échantillons et sur la morphologie du réseau poreux. L'altération transforme des roches à composition simple (plagioclases, pyroxènes et oxydes de Fe-Ti) en des roches à composition complexe présentant une dizaine de phases secondaires dont la plupart viennent précipiter en pseudomorphose des phases primaires.

Un ordre de déstabilisation des phases peut être déduit des observations précédentes. L'élément le plus sensible à l'altération est le verre dont l'occurrence dans les roches étudiées est rare. C'est le premier élément transformé dans le filon situé à la base du Morne Rodrigue (GD17-08). Ensuite ce sont les amphiboles, peu représentées dans les échantillons, dont les fantômes de forme losangique sont aisément reconnaissables. Les pyroxènes et les oxydes de Fe-Ti commencent leur dissolution après les amphiboles. Les plagioclases sont les derniers minéraux magmatiques affectés par l'altération. Les phases néoformées cristallisent sous la forme de petits cristaux (quelques μm) comparé aux minéraux magmatiques. La diminution de taille des minéraux et la cristallisation 'désordonnée' des phases secondaires entraînent la création de contacts plus lâches entre les cristaux provoquant la diminution de la cohésion dans certaines roches hydrothermalisées. Les roches les plus hydrothermalisées ne contiennent que des minéralisations secondaires avec quelques traces fantômes

de phénocristaux primaires et des plagioclases non encore entièrement transformées. L'altération hydrothermale provoque donc la transformation d'une roche magmatique en une roche secondaire ne présentant que peu de caractères communs avec son protolithe.

Les transformations minéralogiques modifient également significativement le réseau poreux. Les laves hydrothermalisées ont un réseau composé de fractures, fissures et de pores de dissolution. Les joints de refroidissement affectant initialement les laves sont moins denses dans les laves très altérées. Les vésicules disparaissent totalement par comblement avec des produits d'altération. Contrairement aux phénocristaux, les traces fantômes de vésicules sont peu visibles. Les fissures observées dans les échantillons hydrothermalisés ne sont pas forcément celles qui existaient dans la roche lors de son refroidissement et affectaient la mésostase et les phénocristaux. Elles peuvent être liées aux phénomènes de remplacement minéralogiques pendant l'altération (Røyne et al. 2008) ou à de la fissuration thermique provoquée par l'augmentation de la température pendant l'enfouissement ou la circulation de fluides hydrothermaux de haute température (Mielke et al., 2017).

Dans les coulées de débris, la transformation du réseau poreux est aussi très importante. La porosité interparticulaire diminue considérablement avec une perte quasi totale des mésopores et macropores présents entre les particules, les pores sont comblés par des minéraux argileux et de la calcite comme, par exemple, pour la coulée de débris à la base du Morne Morel. Une part significative de cette diminution des espaces interparticulaires pourraient être induite par la compaction. La perte de porosité est compensée par l'apparition de macropores résultant de la dissolution et du non remplacement des pyroxènes.

Toutes ces modifications de la morphologie du réseau poreux et de la minéralogie vont induire des changements majeurs sur toutes les propriétés physiques matricielles. La cristallisation des phases secondaires en petits cristaux crée une microporosité qui modifie la taille des seuils d'accès et change la tortuosité du réseau poreux modifiant par conséquent la perméabilité. L'influence de cette microporosité risque d'être plus importante que celle des macropores créés par la dissolution sans remplacement. En effet, les grands pores de dissolution ont une répartition aléatoire dans la matrice. La connectivité de ces macropores est entièrement dépendante de la porosité de fissure et de la bonne connectivité des micropores formés par la cristallisation des microlithes secondaires.

Les transformations minéralogiques sont également à l'origine des modifications des densités apparente et solide, et de la conductivité thermique dues à la formation des minéraux néoformés aux propriétés différentes des minéraux magmatiques, ces modifications peuvent entraîner également un changement significatif du signal magnétique lors de la transformation des oxydes de Fe-Ti primaires en pyrite. Ces modifications seront utilisées dans la partie suivante lors de l'exploitation des données magnétiques et pétrophysiques.


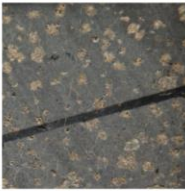
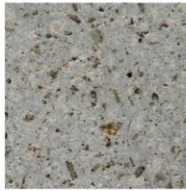




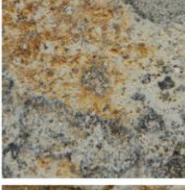


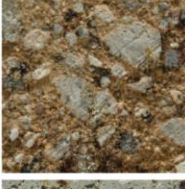

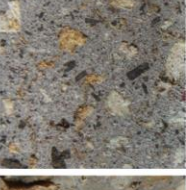
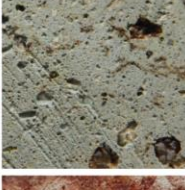
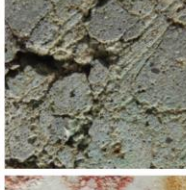
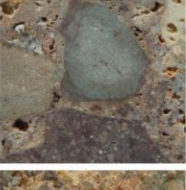





Classification	Minerals	Porosity	Samples		
Fresh lavas	<i>Magmatic minerals :</i> • Pl +++++ • Px ++ • Fe-Ti oxides +	<i>Primary porosity :</i> • Vesicles • Cooling joints • Cracks <i>Secondary porosity :</i> • Fractures			
Slightly to moderately altered lavas	<i>Magmatic minerals :</i> • Plagioclases ++++ • Px + • Fe-Ti oxides + <i>Neoformed minerals :</i> • Chl, Ms, Qz, Cl + • Pyr, Fe oxides + • (Prh, Spn)	<i>Primary porosity :</i> • Vesicles • Cooling joints • Cracks <i>Secondary porosity :</i> • Fractures • Dissolution			
Highly hydrothermalized lavas	<i>Magmatic minerals :</i> • Pl + <i>Neoformed minerals :</i> • Qz, Py, Cal ++ • Ms, Chl, Fe oxides + • Gp, Jrs, Cbz, Rt + • Prl, Il, Kln + • (Czo, Ep, Spn, Bt, Act)	<i>Secondary porosity :</i> • Fractures • Cracks • Dissolution			
Fresh debris flows	<i>Primary minerals :</i> • Pl +++++ • Opx, Cpx + • Fe-Ti oxides + • Amp, Cl + • Vegetal debris	<i>Primary porosity :</i> • Interparticle • Intraparticle • Cracks <i>Secondary porosity :</i> • Fractures			
Slightly to moderately altered debris flows	<i>Primary minerals :</i> • Plagioclases +++ • Px, Qz + • Fe-Ti oxides + <i>Neoformed minerals :</i> • Fe oxides + • Cl, Cal, Chl +	<i>Primary porosity :</i> • Interparticle • Intraparticle • Cracks <i>Secondary porosity :</i> • Dissolution • Fractures • Cracks			
Highly hydrothermalized debris flows	<i>Primary minerals :</i> • Pl + <i>Neoformed minerals :</i> • Qz, Cal, Fe oxides ++ • Gp, Jrs ++ • Py, Ms, Chl + • Prl, Il, Kln, Rt +	<i>Primary porosity :</i> • Interparticle • Cracks <i>Secondary porosity :</i> • Dissolution • Fractures • Cracks			
Fresh pyroclastics	<i>Primary minerals :</i> • Pl +++++ • Opx, Cpx + • Gl, Cl + • Fe-Ti oxides + • Vegetal debris	<i>Primary porosity :</i> • Interparticle • Intraparticle • Cracks <i>Secondary porosity :</i> • Fractures			

Figure 3-23 – Synthèse des sept groupes d'échantillons utilisés pour les analyses pétrophysiques avec : les minéraux présents et leur proportions relatives ; les types de porosité. Plus le nombre de « + » est important, plus le minéral est abondant. Entre parenthèses se trouvent les minéraux identifiés par Alexiane Favier dans des échantillons similaires mais non observés dans cette étude. Les remplissages de fractures ne sont pas présentés. Chaque image fait 3,5 cm de côté.

Les échantillons sains possèdent presque tous le même assemblage minéralogique avec des plagioclases, pyroxènes et oxydes de Fe-Ti et des amphiboles pour certains. La caractérisation pétrographique et magmatique ne peut s'appuyer uniquement sur une caractérisation pétrographique mais doit faire appel également à une caractérisation chimique pour identifier une éventuelle diversité chimique des échantillons étudiés. Il a été choisi de n'étudier que les coulées de lave car c'est la lithologie qui a été la plus décrite dans ce manuscrit.

2 Caractérisation géochimique des coulées de laves

Une grande quantité de données géochimiques sont disponibles sur les îles de Basse-Terre (Samper et al., 2007, 2009; Gadalia, 2013; Ricci et al., 2015, 2017) et Terre-de-Haut (Jacques et al., 1984; Jacques et Maury, 1988a, 1988b; Zami et al., 2014). Toutes ces données acquises sur roche totale sont uniquement issues de laves saines échantillonnées principalement sur les édifices volcaniques (figure 3-24). Nos résultats, acquis principalement sur des laves côtières, viennent compléter ces données publiées. Les laves saines étudiées proviennent majoritairement de la zone entre Vieux-Habitants et Bouillante et deux échantillons sont issus du Chameau. Les échantillons légèrement à modérément altérés analysés viennent du Complexe Basal, des bases du Chameau et du Morne Rodrigue. Les laves hydrothermalisées n'ont pas été analysées car trop altérées pour identifier la nature du protolithe (andésite, andésite basaltique...).

L'ensemble des données géochimiques (éléments majeurs et traces) acquis est consigné en annexe. Les résultats des 33 échantillons analysés incluant 22 laves saines et 11 laves faiblement à modérément altérées sont présentés dans les diagrammes classiques de Le Bas et al. (1986) et de Peccerillo et Taylor (1976) (figure 3-25).

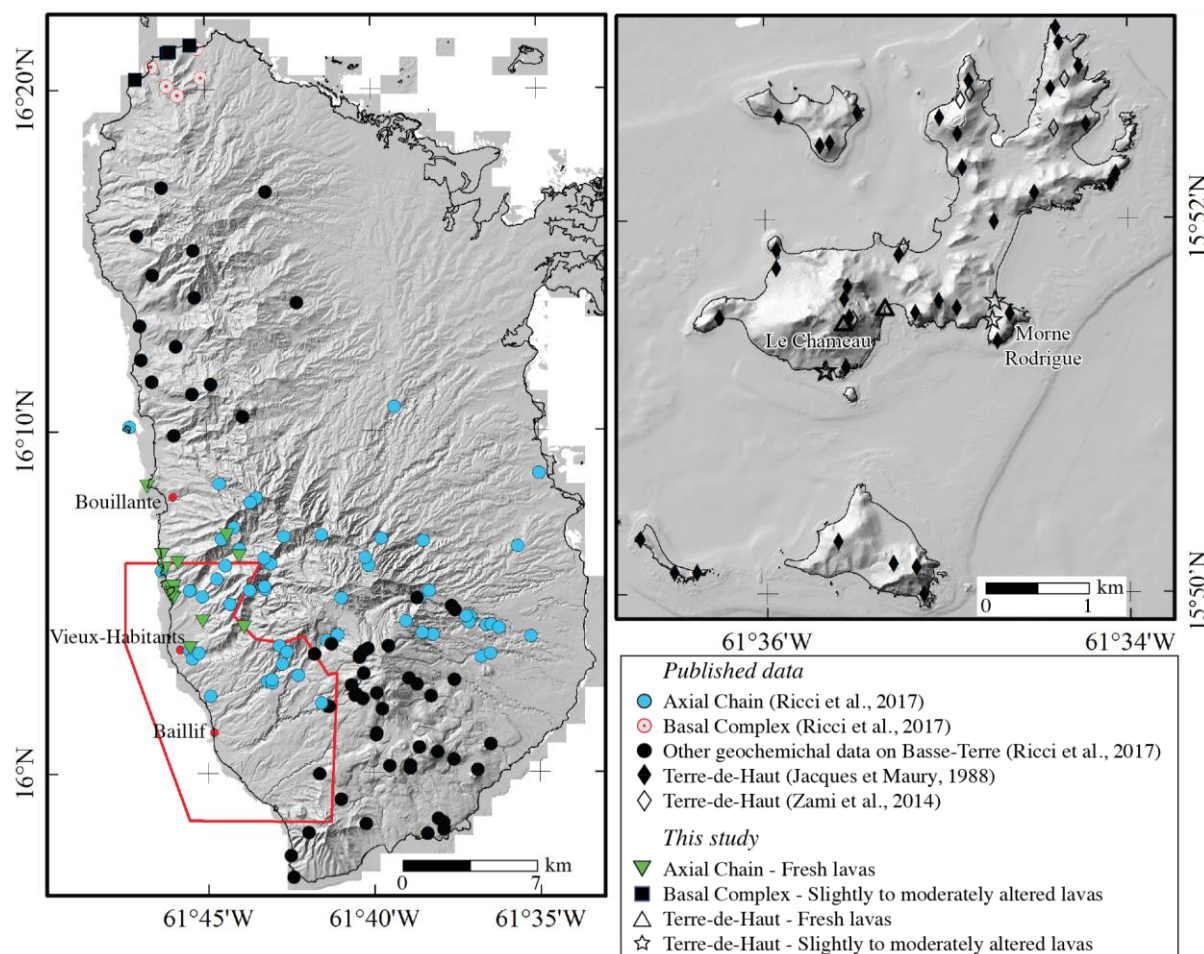


Figure 3-24 – Localisation des échantillons analysés dans cette étude et des données issues de la littérature sur les îles de Basse-Terre et Terre-de-Haut. Les données rassemblées par Ricci et al. (2017) sont issues de multiples travaux (Blanc, 1983; Carlut et al., 2000; Samper et al., 2007, 2009; Ricci et al., 2015a, 2015b, 2017).

Avec des teneurs en SiO_2 variant entre 55 et 65%, et de 3 à 6% pour les alcalins, la plupart des échantillons appartiennent aux andésites et dans une moindre mesure aux andésites basaltiques (figure 3-25). Seulement trois dacites sont présentes : une provient du Complexe Basal et deux de Terre-de-Haut. D'après Peccerillo et Taylor (1976), la plupart des échantillons appartiennent aux séries calco-alcalines et tholéitiques. Les résultats obtenus sur échantillons sains dans la Chaîne Axiale, considérée au sens large en incluant la Chaîne de Bouillante, sont concordants avec les résultats compilés par Ricci et al. (2017). Seules deux coulées de lave prélevées à Géry (GD15-159 et 164) et à la Pointe à Léopard (GD15-105 et 106, localisation figure 3-1a) sortent légèrement de la tendance avec une teneur en K_2O comprise entre 1,15 et 1,20%. Le faible écart avec les données publiées n'est pas suffisant pour les considérer comme appartenant à des édifices très différents de ceux de la Chaîne Axiale. Les analyses et données disponibles sur Terre-de-Haut montrent une dispersion beaucoup plus importante que celles de la Chaîne Axiale. Cependant, la série calco-alcaline domine largement. A part l'échantillon GD15-36 qui est le moins altéré des laves prélevées dans le Complexe Basal, tous les autres sortent du domaine défini par les données de Samper et al. (2007) (figure 3-25a-b). Les échantillons utilisés par Samper et al. (2007) ont subi une altération la plus faible possible avec une perte au feu $< 1,5\%$. Seul l'échantillon GD15-36 approche ce critère (1,63%), les autres ont des valeurs comprises entre 2,4 et 3%, à l'exception d'un échantillon atteignant 5%. L'altération de ces roches du Complexe Basal a un impact majeur sur la composition des roches qui s'enrichissent en K.

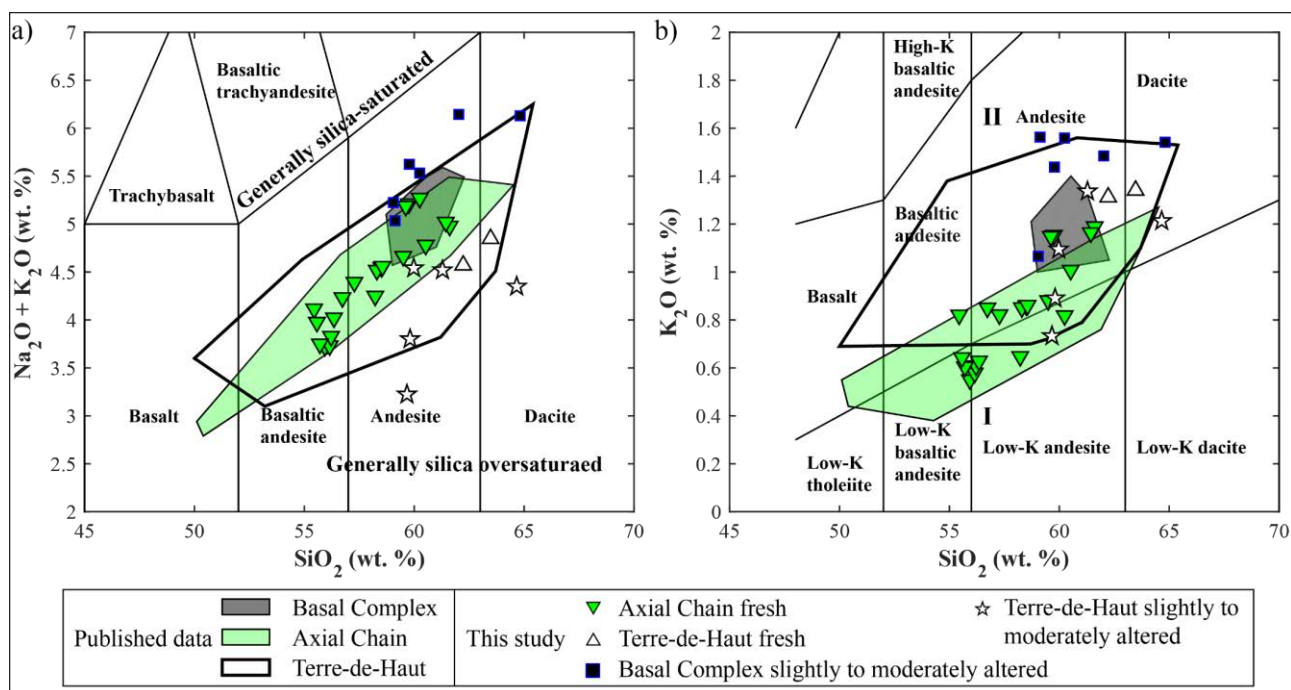


Figure 3-25 - Caractérisation géochimique des coulées de laves. a) Alcalins en fonctions de la silice d'après Le Bas et al. (1986). b) K_2O en fonction de SiO_2 d'après (Peccerillo et Taylor (1976)). Données issues de la littérature : Complexe Basal et Chaîne Axiale (données compilées par Ricci et al., 2017) ; Terre-de-Haut (Jacques et al., 1984; Zami et al., 2014). I : séries tholéitiques d'arc ; II : séries calc-alcalines.

3 Apports de l'étude des minéralogies magnétiques et de l'AMS

Comme mentionné précédemment, la susceptibilité magnétique pourrait permettre de localiser les zones hydrothermales. La reconnaissance de la signature magnétique des différents faciès est un préalable à l'interprétation des levés magnétiques aéroportés. Les anisotropies d'orientation et d'organisation des minéraux magnétiques sont porteuses d'information sur les conditions de mise en place des roches. Elles seront déterminées par mesure de l'AMS et par analyse en tomodynamométrie RX.

3.1 La susceptibilité magnétique totale

La première étape consiste à déterminer la susceptibilité totale des différents faciès. Le tableau 3-2 synthétise les mesures de susceptibilité magnétique totale réalisées sur tous les faciès en utilisant l'appareil portable et le dispositif Kappabridge. Les coulées de laves, les coulées de débris et les pyroclastites à l'état sain ont des susceptibilités magnétiques totales élevées, de l'ordre de 10^{-2} SI. Les roches affectées par une altération hydrothermale avancée ont une susceptibilité inférieure d'au moins un ordre de grandeur.

Toutefois, deux échantillons font exception :

- l'échantillon GD16-06, prélevé à la base de la falaise nord de la plage de Grande Anse a une susceptibilité très élevée ($21,47 \cdot 10^{-3}$ SI) alors qu'il se situe en plein cœur du paléo-système géothermal de Terre-de-Haut où toutes les roches ont des susceptibilités proches de 10^{-4} SI. Cet échantillon de lave, dont la matrice a totalement été transformée et argilisée, présentant des phénocristaux de pyroxènes entièrement dissous et des plagioclases densément fracturés, présente un fort contenu (plusieurs pourcents) en minéraux opaques qui ne semblent pas avoir été affectés par l'altération hydrothermale. Cette roche atypique dans la partie centrale de Terre-de-Haut est interprétée comme un filon tardif situé à l'intersection des systèmes de failles N020 et N110. Il n'a pas été affecté par les transformations hydrothermales de haute température, les phases porteuses de signal n'ont pas été totalement destabilisées.
- la brèche hydrothermale de Bouillante (GD15-151) a une susceptibilité de $5,04 \cdot 10^{-3}$ SI, plus d'un ordre de grandeur supérieure à celle des coulées de débris altérées. Ceci peut s'expliquer par l'apparition, en faible proportion, de phases néoformées observées en lame mince, à susceptibilité élevée telle que de la titanomagnétite.

Les susceptibilités mesurées sur la majorité des échantillons sains et faiblement à modérément altérés sont proches et similaires pour les deux méthodes d'acquisition. Ceci confirme la fiabilité de l'utilisation d'un appareil de terrain pour les mesures de susceptibilité totale.

En revanche, les susceptibilités mesurées en AMS sont deux fois plus faibles dans les coulées de débris que celles du SM-20. Cette différence est liée probablement à un biais d'échantillonnage. En effet, seuls des échantillons pouvant être carottés sont mesurés dans le dispositif AMS ce qui

représente une très faible proportion des coulées de débris. Alors que chaque mesure effectuée avec l'appareil portable correspond à un bloc, celles réalisées en AMS sont souvent des sous-échantillons du même échantillon. Les échantillons de coulées de débris qui ont pu être carottés et passés en AMS étaient les moins susceptibles du groupe ce qui explique la différence observée.

Les comparaisons des deux mesures sur des échantillons identiques montrent une excellente corrélation (figure 3-26), même si les mesures réalisées en AMS sont en général légèrement inférieures aux mesures de terrain. Ceci justifie que le volume des carottes (25 mm de diamètre et 21 mm de longueur) constitue un volume représentatif pour l'étude de la susceptibilité magnétique dans ce type de matériaux volcaniques.

L'homogénéité des valeurs des faciès sains contraste avec les données obtenues dans le champ géothermique de Krafla où Oliva-Urcia et al. (2011) ont rencontré les valeurs les plus faibles de susceptibilité dans les matériaux les plus poreux (hyaloclastites, tuff, basaltes vésiculés). La concentration en minéraux magnétiques dans les roches de Guadeloupe semble homogène quelques soient les faciès, alors que dans un système de ride, il semble y avoir une évolution de leur concentration en fonction du dynamisme de mise en place de la lave.

Tableau 3-2 – Résumé des mesures de susceptibilité magnétique totale prises directement sur les affleurements ou sur les blocs servant aux mesures physiques avec l'appareil portable et en laboratoire sur les carottes servant aux mesures d'ASM.

	Total susceptibility [x 10 ⁻³ SI]	Lava flow			Debris flow			Pyroclastics
		Fresh	Slightly to moderately altered	Highly altered	Fresh	Slightly to moderately altered	Highly altered	Fresh
Field susceptibility meter	Average	13.92	13.34	5.99	9.36	13.19	0.94	8.84
	Median	11.60	11.97	0.09	7.54	17.17	0.14	6.60
	Min - Max	2.06 - 26.8	3.58 - 27.62	-0.04 - 21.47	3.89 - 24.9	3.96 - 18.37	-0.17 - 5.04	4.88 - 19.33
	n	41	23	7	20	7	7	14
AMS	Average	15.68	12.86	0.02	5.84	5.38	1.57	15.55
	Median	12.05	13.36	0.02	4.65	5.38	0.29	15.59
	Min - Max	3.54 - 32.7	0.57 - 20.91	0.02 - 0.02	4.19 - 9.34	5.37 - 5.4	0.24 - 4.17	11.15 - 21.13
	n	157	28	1	5	2	3	9

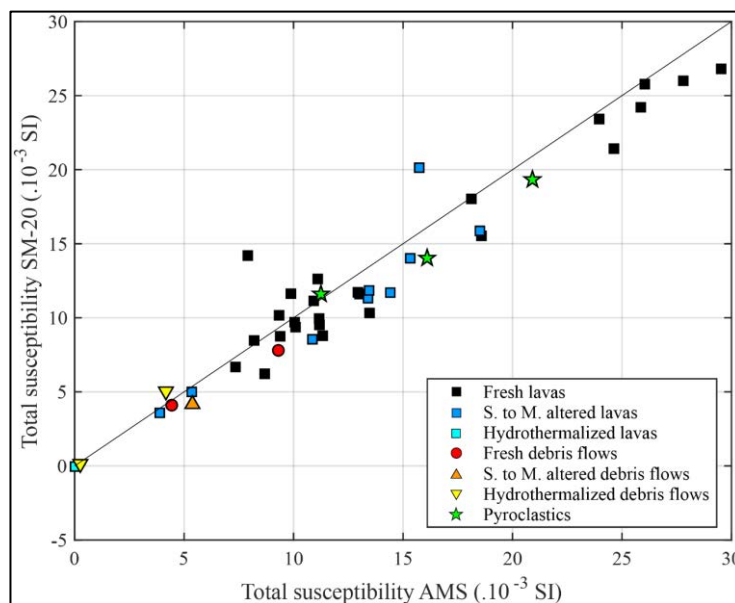


Figure 3-26 – Comparaison des mesures de susceptibilité magnétique acquises avec l'appareil de terrain et le dispositif AMS.

3.2 Les porteurs du signal magnétique

La nature des minéraux porteurs du signal magnétiques est déterminée en utilisant les courbes thermomagnétiques, l'observation en lumière réfléchie et la DRX.

Les courbes thermomagnétiques ont été mesurées sur les trois groupes de laves (figure 3-27).

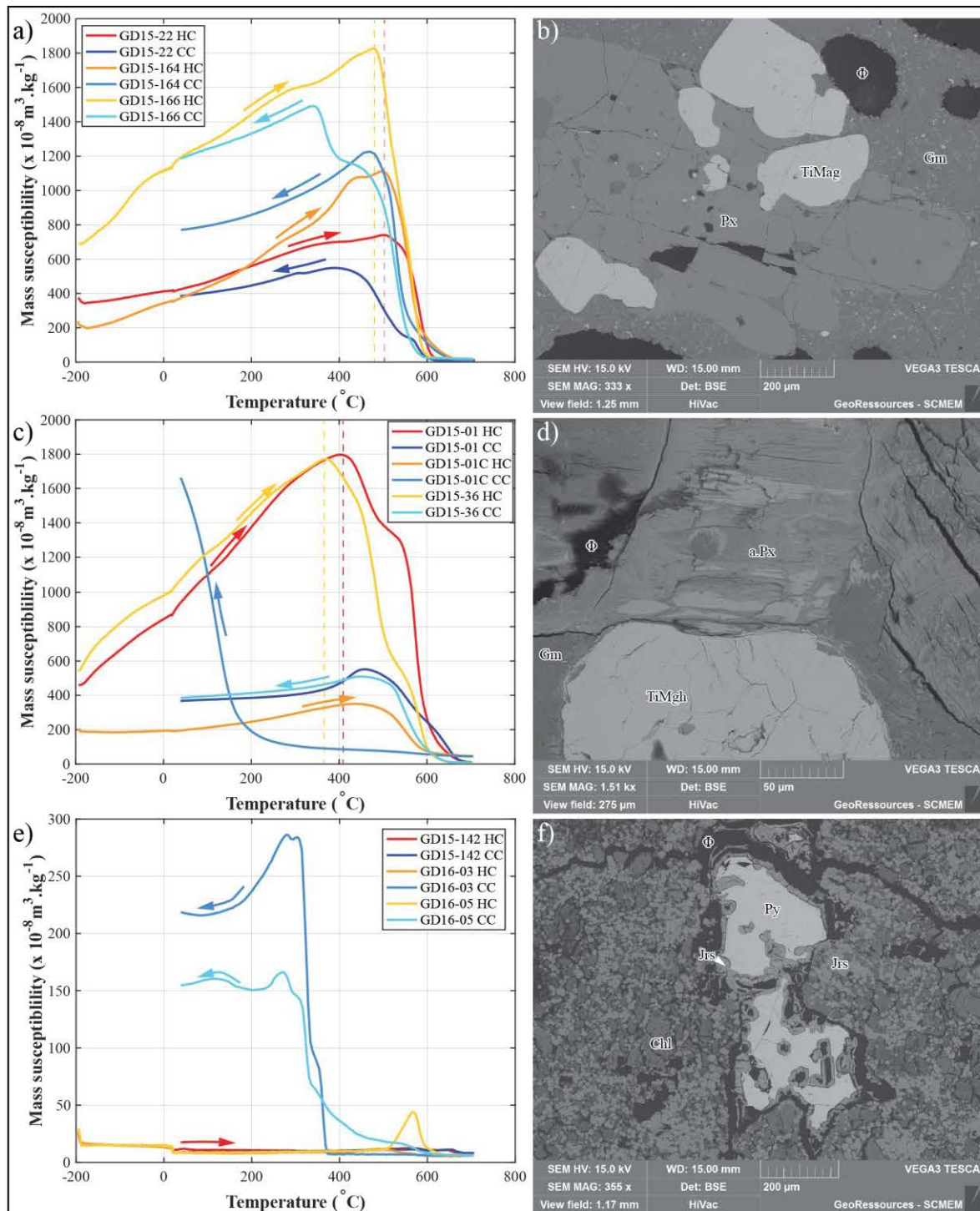


Figure 3-27 - a) Courbes thermomagnétiques de trois échantillons de laves saines de la zone de Vieux-Habitants. HC : courbes de chauffe, CC : courbes de refroidissement. b) Cliché BSE de titanomagnétites associées à un phénocristal de pyroxène (GD15-162). c) Courbes thermomagnétiques de deux échantillons de laves modérément altérées et un échantillon de minéraux insolubles remplissant partiellement les plans de schistosité des laves (GD15-01C). d) Cliché BSE d'une titanomaghémite associée à un phénocristal de pyroxène en cours d'altération (GD15-01). e) Courbes thermomagnétiques de trois échantillons hydrothermalisés de la partie centrale de Terre-de-Haut. f) Cliché BSE d'une pyrite en cours d'altération (GD16-12).

Pour les trois laves saines (figure 3-27a), une légère diminution de la susceptibilité massique se produit entre -194 et -165 °C. Cette décroissance est caractéristique des minéraux paramagnétiques comprenant ici majoritairement des pyroxènes. La susceptibilité croît ensuite jusqu'à un pic atteint entre 480 et 500 °C avant une chute très brusque qui annule totalement la susceptibilité vers 580 – 600 °C. Ces températures de décroissance entre 500 et 600 °C sont caractéristiques de la titanomagnétite à teneur modérée en titane ce qui est confirmé par les analyses EDS (10 à 20 Sto. % de TiO₂). Pour les échantillons GD15-22 et GD15-166, les courbes de chauffe sont nettement supérieures aux courbes de refroidissement. Une telle différence entre les courbes de chauffe et de refroidissement indique que l'assemblage des minéraux magnétiques est plutôt instable et conduit à la cristallisation des phases magnétiques durant le chauffage. Cette instabilité peut résulter d'altérations post-magmatiques se produisant pendant le refroidissement du magma (Hrouda et al., 2015).

Les susceptibilités massiques mesurées dans les laves faiblement à modérément altérées sont aussi élevées que celle de l'échantillon sain GD15-166. La décroissance de susceptibilité entre -194 et -165 °C liée aux minéraux paramagnétiques n'est pas observée. Cela confirme que cette décroissance était due à la présence des pyroxènes puisque dans les laves modérément altérées, ceux-ci sont en grande partie dissous ou en cours de remplacement. GD15-01 et GD15-36 ont des courbes thermomagnétiques similaires (figure 3-27c) à l'exception des températures où la susceptibilité maximale est atteinte, respectivement 370 et 410 °C. La décroissance majeure de susceptibilité est observée vers 480 - 500 °C pour GD15-36 ce qui pourrait correspondre à un mélange de maghémite et magnétite à faibles teneurs en titane, comparables à celle observées dans les laves saines. Dans GD15-01, la chute de susceptibilité intervient à plus haute température, vers 560 – 620 °C ce qui correspond à la signature de la maghémite ($T_C \approx 600$ °C, Schön, 2015), puisque la décroissance se poursuit après le passage de la température de Curie de la magnétite (575 - 585 °C, Schön, 2015). L'échantillon correspondant aux minéraux noirs présents dans les débits planaires (GD15-01C), majoritairement composé d'oxydes de manganèse, a une susceptibilité massique faible augmentant fortement entre 190 et 25 °C. La chauffe jusqu'à 700 °C a donc déstabilisé l'assemblage minéralogique et crée des minéraux à susceptibilité comparable à celle de la magnétite et de la maghémite.

Dans les laves (GD16-03 et GD16-05) et coulées de débris (GD15-142) de la partie centrale de Terre-de-Haut affectées par l'altération hydrothermale, qui ont le signal magnétique le plus faible (figure 3-27e). Les courbes de chauffe sont quasi plates sur tout l'intervalle de mesure. La décroissance liée aux minéraux paramagnétiques est marquée et les minéraux responsables sont nombreux : pyrite, épidote, illite et smectite. L'échantillon GD16-05 présente un petit pic vers 550 °C qui pourrait être lié à la formation d'un minéral magnétique pendant la chauffe. Cette création de minéraux est confirmée dans les échantillons GD16-03 et GD16-05 par une augmentation

significative de la susceptibilité entre 350 et 300 °C lors du refroidissement. Le minéral créé est certainement de la pyrrhotite dont la température de Curie est de 320 °C (Schön, 2015). La cristallisation de pyrrhotite est liée à la présence initiale de pyrite. Cette transformation est absente dans l'échantillon GD15-142 où les courbes de chauffe et de refroidissement sont superposées et inchangées tout au long de la mesure car la pyrite est absente dans cet échantillon.

L'étude des minéraux porteurs du signal magnétique montre que la susceptibilité évolue de manière notable avec l'altération. L'altération hydrothermale affectant le Complexe Basal qui transforme notamment les pyroxènes sans affecter significativement la structure de la roche, ne change pas la susceptibilité magnétique des roches. En effet dans les roches les plus transformées où des plans de schistosité apparaissent, la magnétite est remplacée par de la maghémite dont les susceptibilités sont proches. En revanche, dans le paléo-système géothermique de Terre-de-Haut, toutes les roches dont la structure a été profondément modifiée ont des susceptibilités magnétiques nulles car les minéraux ferrimagnétiques ont été remplacés par des minéraux paramagnétiques. Les éléments Fe et Ti de la titanomagnétite et de la maghémite ont été remobilisés pour former notamment de la pyrite, du rutile et de la jarosite.

Pour effectuer ces transformations il est indispensable d'avoir des circulations hydrothermales de longue durée et de températures élevées.

Les échantillons de laves saines, modérément altérées et affectées par une altération hydrothermale avancée ont été étudiés en lumière réfléchie (figure 3-28). Dans les laves saines, les magnétites (figure 3-28a) représentent l'essentiel des minéraux opaques, cela est confirmé par les analyses en DRX des minéraux magnétiques séparés à l'aide d'un aimant dans les poudres de laves. L'analyse en DRX permet de préciser qu'il s'agit de titanomagnétite, dont les analyses EDS montrent qu'elles ont des teneurs variables en Ti. L'analyse en DRX montre également la présence de pigeonite (pyroxène paramagnétique) et dans une moindre proportion, de goethite (antiferromagnétique). Dans l'échantillon de lave saine prélevé au fond de l'Anse à la Barque (GD15-11), certaines magnétites présentent sur leur pourtour des auréoles de maghémite. Ces transformations pourraient avoir pour origine des circulations hydrothermales de faible intensité. En effet, les plagioclases et pyroxènes de cet échantillon sont totalement sains, mais de la calcite est présente dans les joints de refroidissement. Cette calcite peut provenir de circulations liées aux sources hydrothermales de faible température aujourd'hui disparues mais dont l'existence historique est reconnue (Bézègues-Courtade et Bes-de-Berc, 2007; Gadalia, 2013). Ainsi, les circulations qui n'ont pas transformé les plagioclases et les pyroxènes pourraient être à l'origine de cette transformation peu étendue de la magnétite en maghémite (Butler, 1998).

Cette transformation de la magnétite en maghémite est bien visible dans les laves altérées du Complexe Basal (e.g. GD15-36) (figure 3-28b-c). Dans ce cas, elles sont facilitées par un réseau dense de microfissures affectant les magnétites. Les spectres DRX réalisés sur des échantillons de

laves du Complexe Basal présentant une schistosité montrent que le seul minéral de forte susceptibilité est la maghémite. Ceci pourrait expliquer une teneur plus élevée en minéraux denses dans les laves du Complexe Basal alors que la susceptibilité est plus faible (tableau 3-2) que celles des laves saines des Chaînes de Bouillante et Axiale. En effet, la susceptibilité magnétique de la maghémite est similaire à légèrement plus faible que celle de la magnétite (Belghoul, 2007; Schön, 2015). Dans les laves issues du paléo-système géothermique de Terre-de-Haut, il n'y a plus ni magnétite, ni maghémite, la pyrite est le seul minéral opaque présent.

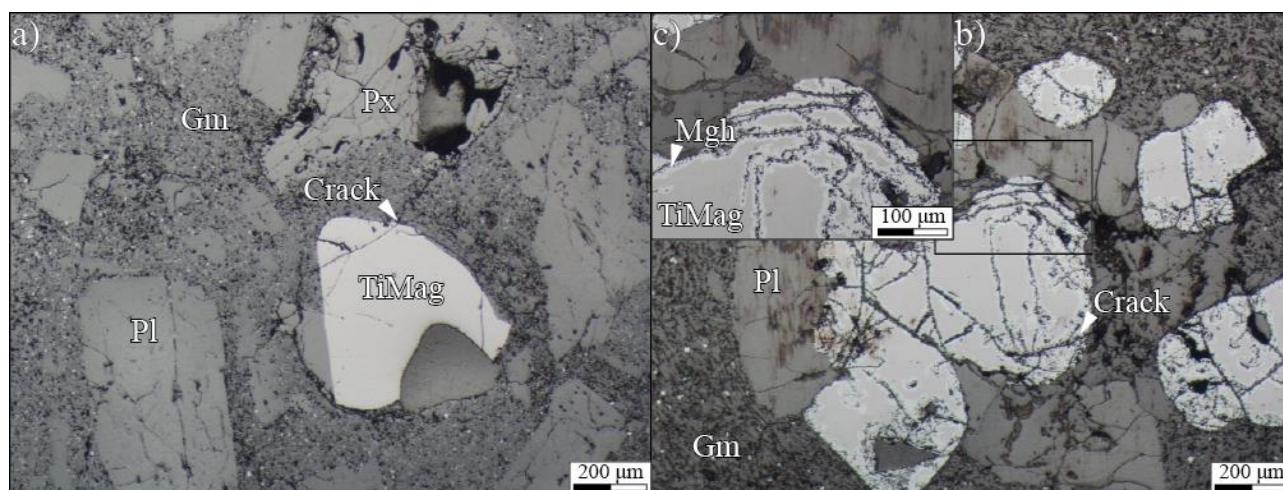


Figure 3-28 - Clichés en lumière réfléchie. a) Échantillon de lave saine GD16-17 (Chaîne Axiale) avec une titanomagnétite traversée par une fissure sans impact sur celle-ci. b) Échantillon GD15-36 (Complexe Basal) présentant un amas de phénocristaux de plagioclases et de titanomagnétite en cours de transformation en maghémite. c) Grossissement au niveau d'une zone densément fissurée où la titanomagnétite se transforme en maghémite au niveau des épontes de fissures.

3.3 L'organisation des porteurs des signaux magnétiques

Elle est déterminée grâce à la réalisation d'image par tomodynamométrie RX et par mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique.

Une des particularités de ces minéraux à fort signal magnétique est leur densité élevée et leur composition chimique (Schön, 2015) qui leur confèrent un fort pouvoir atténuant aux rayons X. La tomodynamométrie RX est utilisée ici pour estimer leur quantité mais aussi leur organisation en 3D. Ces minéraux denses peuvent être porteur d'un signal magnétique fort (magnétite, maghémite) ou très faible (ilménite, pyrite) (Belghoul, 2007).

Dans l'échantillon de lave saine GD15-29 (k_T AMS = $24,63 \cdot 10^{-3}$ SI), la proportion de minéraux denses est seulement de 0,74 %. Les minéraux denses sont majoritairement en amas avec les phénocristaux de pyroxènes (figure 3-29a) et dans une moindre mesure avec les phénocristaux de plagioclases et dispersés dans la mésostase. Leur organisation spatiale ne semble pas suivre une orientation particulière liée à l'écoulement de la lave. Leur volume peut atteindre $0,6 \text{ mm}^3$.

Dans l'échantillon de lave modérément altéré GD15-01 (k_T AMS = $15,33 \cdot 10^{-3}$ SI), la proportion en éléments denses est quasi deux fois supérieure (1,28 %) et pourtant la susceptibilité est plus faible de 30 %. Les minéraux denses sont répartis dans la mésostase (figure 3-29c), sans être associés aux

pyroxènes déjà fortement dissous, et ne semble pas avoir d'orientation particulière. Les éléments denses les plus volumineux font moins de $0,12 \text{ mm}^3$.

Dans ces deux roches à deux stades d'altération différents, les proportions de minéraux denses sont faibles ($< 1,3 \%$) et les susceptibilités totales sont fortes. Il n'y a pas de proportionnalité entre les susceptibilités et les proportions d'éléments denses.

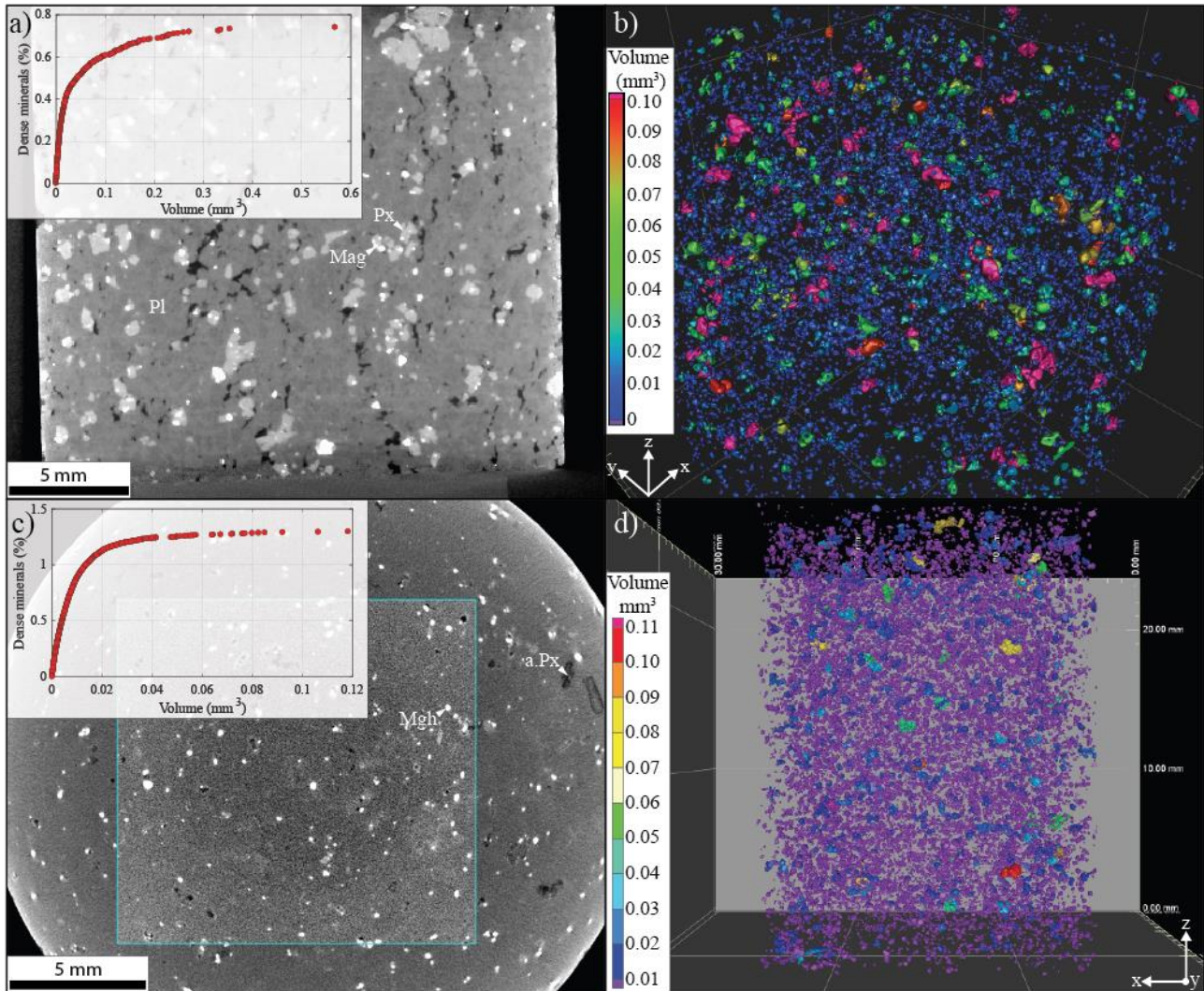


Figure 3-29 - Imagerie en tomographie à rayons X des éléments denses. Section d'une coulée de lave saine (a) (GD15-29, Chaîne de Bouillante) et visualisation des éléments denses en 3D (b). Section d'une lave modérément altérée (c) (GD15-01, Complexe Basal) et éléments denses en 3D (d).

La mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique permet d'identifier une orientation préférentielle des minéraux magnétiques témoignant par exemple d'une fluidalité ou foliation magmatique. 167 mesures d'ASM ont été réalisées principalement sur les laves qui permettent de forer des carottes plus aisément que dans les dépôts bréchiques et pyroclastites moins consolidées (données disponibles en annexe). Ces résultats ont été replacés dans les diagrammes de Jelinek et Flinn (figure 3-30a-b).

Les taux d'anisotropie de foliation et de linéation magnétiques sont inférieurs à 2,5 et 3,5 % respectivement (figure 3-30b) : il n'y a donc pas d'anisotropie planaire ou linéaire marquée dans les

échantillons. Cela est confirmé par le faible degré d'anisotropie $< 5,5\%$ (figure 3-30a). Les échantillons de lave sont très faiblement anisotropes et il n'y a pas de relation entre la valeur de susceptibilité et les paramètres d'anisotropie (figure 3-30c). Les anisotropies macroscopiques liées à la présence de plans riches en vésicules dans les laves saines, et au développement d'un plan de schistosité dans les laves du Complexe basal ne sont pas marquées en termes de susceptibilité.

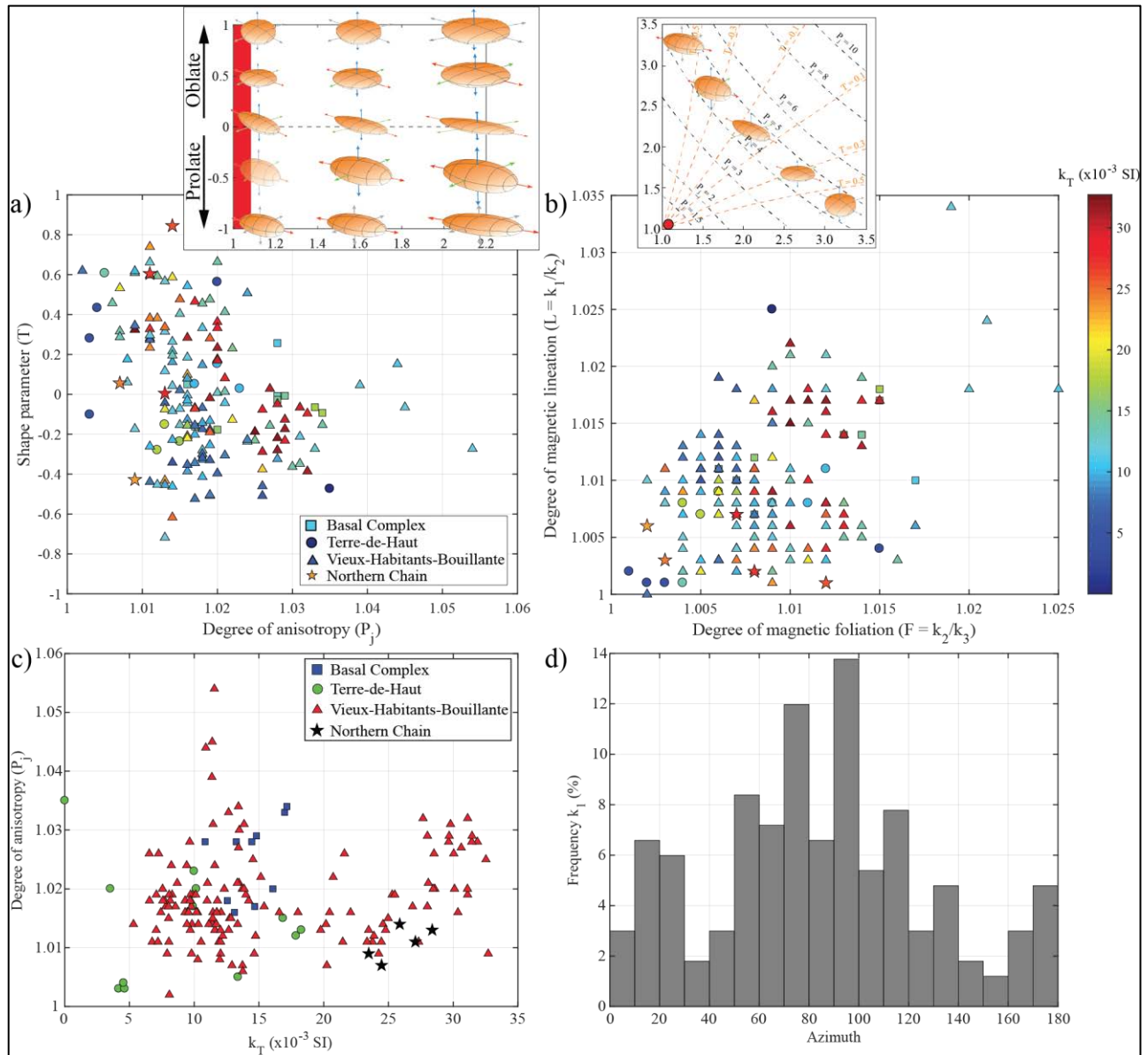


Figure 3-30 – Résultats des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique. Les échantillons sont classés par zone de prélèvement. a) Diagramme de Jelinek représentant le paramètre de forme en fonction du degré d'anisotropie de l'ellipsoïde d'anisotropie. L'encart présente le diagramme général avec les différentes formes d'ellipsoïde (Chadima, 2011). Le rectangle rouge indique la position des échantillons dans ce diagramme. b) Diagramme de Flinn représentant la lineation magnétique en fonction de la foliation magnétique. L'encart présente le diagramme de Flinn général et le cercle rouge, la position des échantillons étudiés. L'échelle de couleur correspond à la valeur de susceptibilité totale pour les échantillons présentés sur les diagrammes a et b. c) Degré d'anisotropie en fonction de la susceptibilité magnétique totale. d) Histogramme de fréquence des orientations de l'axe principale de l'ellipsoïde d'anisotropie.

L'histogramme de fréquence d'orientation de l'axe majeur (k_1) de l'ellipsoïde d'anisotropie met en évidence les directions d'écoulement des coulées de laves sur la côte entre Bouillante et Vieux-Habitants. Ces directions sont comprises entre N050 et N120, elles sont représentées sur la figure

3-31 par des flèches orientées selon la direction de k_1 . A quelques exceptions près, liées notamment à des mesures sur des blocs issus de plaquages bréchiques sur les coulées de lave, l'orientation et le plongement de k_1 traduisent précisément la direction d'écoulement de la coulée. Les variations d'orientation indiquent des variations de la direction d'écoulement liées aux paléotopographies et à l'existence de directions secondaires de progression.

Les susceptibilités mesurées dans des coulées de lave proches sont très différentes. Par exemple, la coulée de lave de la Pointe de l'Anse a une susceptibilité plus faible que celle de la Pointe Dibuque (figure 3-31b). Cette différence reproduit directement les variations de contenu en magnétite de ces laves observées en lame mince.

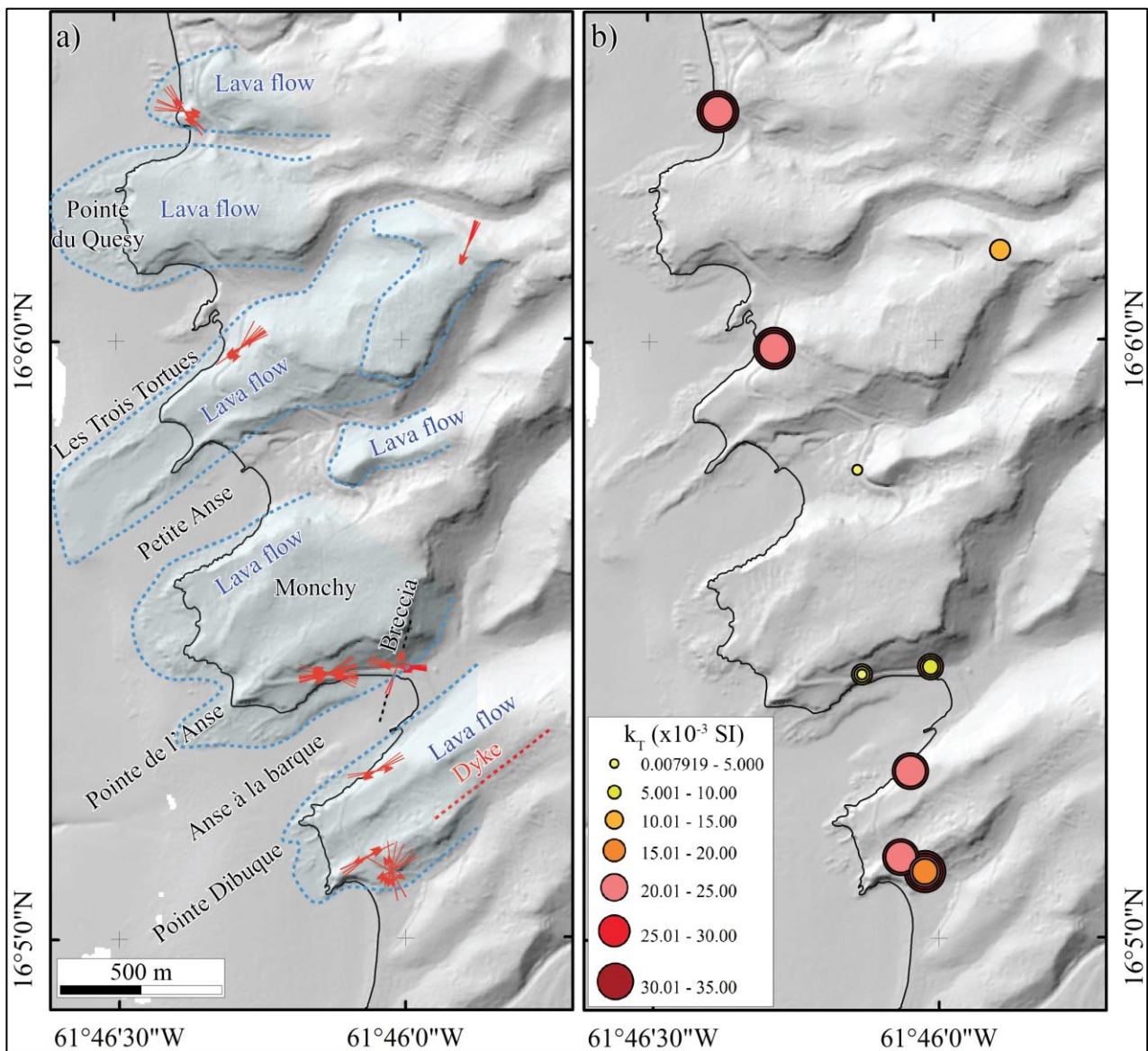


Figure 3-31 – Présentation des résultats d'ASM replacés dans la zone d'Anse à la Barque, au nord de Vieux-Habitants. a) Les flèches indiquent l'orientation de l'axe majeur de l'ellipsoïde d'anisotropie. Les coulées de laves progressant jusque dans la mer sont colorées en bleu. b) Valeur de susceptibilité magnétique totale des échantillons étudiés sur la figure a. La taille des cercles est proportionnelle à la valeur de susceptibilité. Fond RGE alti 5 m combiné avec le MNT 5 m en mer acquis lors de la campagne en mer GEOTREF (Lebrun et al., 2016).

4 Caractérisation du réseau poreux

Pour comprendre les propriétés de stockage et d'écoulement dans les roches, il est indispensable d'étudier les types, les formes et les ouvertures des pores ainsi que la connexion de ceux-ci en réseau. Il est également nécessaire de suivre les modifications de ces pores au fur et à mesure de l'altération et des transformations hydrothermales pour connaître leur rôle dans le développement de ces transformations. Aucune technique ne peut fournir l'ensemble de ces critères et seule une combinaison d'analyses permet d'appréhender la géométrie générale du réseau. Cette analyse est faite en deux étapes, une analyse en 2D qui nécessite seulement des lames minces et qui peut être faite pour un grand nombre de faciès, une analyse en 3D qui nécessite un traitement important et long et qui sera réalisé sur un nombre limité d'échantillons représentatifs.

4.1 Étude 2D du réseau poreux

L'imagerie en électrons rétrodiffusés est la technique la plus efficace pour la caractérisation 2D des pores car elle permet de visualiser les contrastes de densité.

4.1.1 Dans des laves saines

Plusieurs échantillons de la même coulée de lave andésitique saine de la Pointe de l'Anse (Chaîne de Bouillante) ont été analysés pour étudier l'évolution de la porosité dans la coulée (localisation figure 3-32, échantillons figure 3-33 à figure 3-37). Cette coulée est représentative de la plupart des coulées rencontrées dans de la Chaîne Axiale sur la côte ouest de Basse-Terre avec une alternance de niveaux massifs et de niveaux vésiculés affectés par une densité variable de joints de refroidissement.

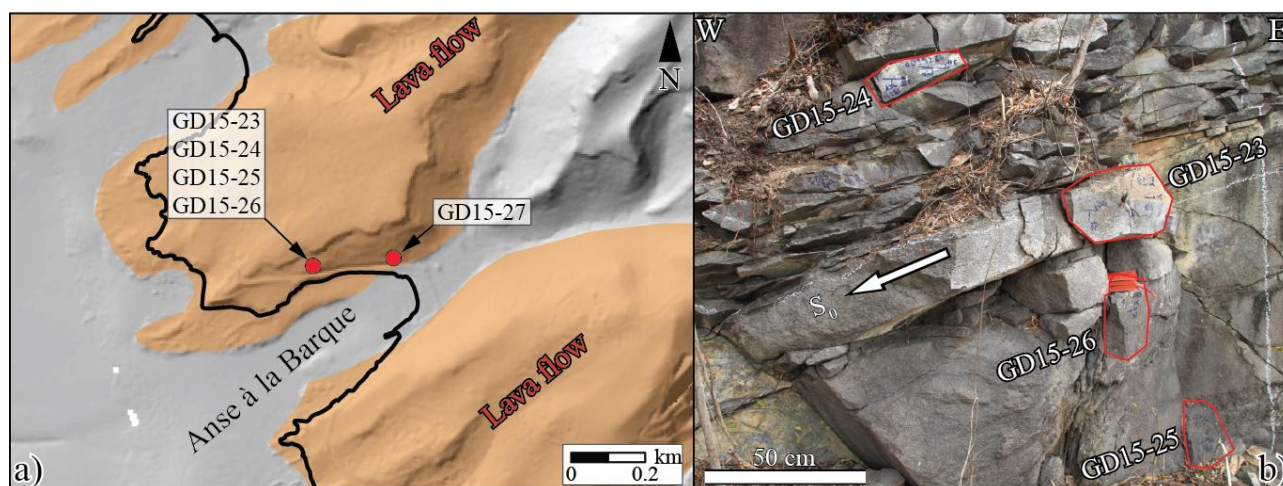


Figure 3-32 - a) Localisation des échantillons de coulée de lave saine sur lesquels la caractérisation 2D des pores a été réalisée. MNT Litto3D de résolution 5 m fourni par le SHOM. b) Position des échantillons dans la coulée de lave.

La porosité de cette coulée de lave se compose de plusieurs types de pores (figure 3-33) :

- des vacuoles ou vésicules (V_s) observables à l'œil nu ayant des ouvertures de plusieurs centaines de micromètres dont l'alignement suit la surface de fluidalité de la lave ;

- des pores d'ouvertures comprises entre quelques micromètres et quelques dizaines de micromètres avec des contours très anguleux dus à leur position entre les microlites dans la mésostase (ϕ_{inter}). Ces pores sont répartis inégalement dans la mésostase et semblent orientés selon la direction d'écoulement de la lave ;
- des pores de tailles et de formes similaires à la ϕ_{inter} mais situés au sein des phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes (ϕ_{intra}) ;
- des fractures et fissures qui recoupent à la fois les microlites et les phénocristaux. Leurs ouvertures peuvent être millimétriques dans le cas des fractures ;
- des fissures situées uniquement à l'intérieur des phénocristaux ayant des ouvertures nettement inférieures à 10 μm ;
- des fissures d'ouvertures similaires qui se propagent uniquement entre les grains et contournent à la fois les microlites et les phénocristaux.

Dans chacun des éléments de la coulée les proportions des différents types de pores sont variables. Ils sont également observés dans les blocs de lave des coulées et avalanches de débris.

Dans le cas de l'échantillon GD15-24 (figure 3-33), la porosité macroscopique est très faible (< 1 %) et limitée à quelques vésicules (figure 3-33b), en revanche la porosité de la mésostase, composée essentiellement de micropores inter-microlites peut atteindre quelques pourcents. La distribution de cette dernière famille de pores est très hétérogène, ce qui nécessite de travailler à différents grossissements et sur plusieurs images pour espérer obtenir une information représentative. Pour ce type de lave faiblement vésiculée à microporosité dominante, il semble que les échantillons utilisés pour les mesures de porosité et de perméabilité aient une taille suffisante pour prendre en compte les hétérogénéités de la matrice.

L'échantillon GD15-24 est certainement le plus significatif, d'un point de vue statistique d'une coulée de lave, avec les zones autobréchifiées qui forment le pourtour de la coulée. Ce niveau très faiblement vésiculé constitue le volume le plus important des cœurs de coulée. Il présente peu de macropores, sa porosité est comprise entre 2 et 3 %. Il est très affecté par les joints d'espacements décimétriques, pénétratifs, débitant la lave en prismes qui suivent la fluidalité et qui ont une légère courbure permettant de les connecter aisément (figure 3-32b). Il est donc indispensable de caractériser cette lave à deux échelles d'observations différentes : celle de la matrice peu poreuse et celle des joints qui accroissent nettement la porosité et la perméabilité à une échelle supérieure.

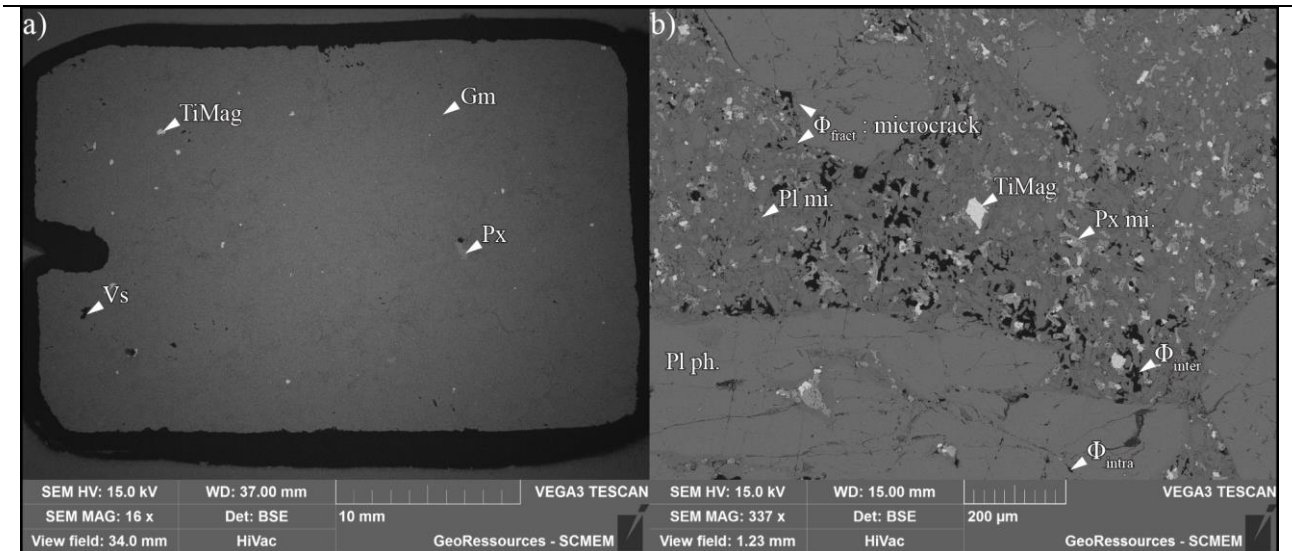


Figure 3-33 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de lave saine GD15-24 (Pointe de l'Anse, VH) présentant une porosité macroscopique (V_s - vésicule) très faible. b) Zoom montrant la dominance de la porosité inter-granulaire (Φ_{inter}) sur les porosités de fracture (Φ_{fract}) et intra-granulaire (Φ_{intra}).

Situé dans un niveau massif, non affecté par les joints de refroidissement, à seulement 30 cm sous l'échantillon GD15-24, l'échantillon GD15-23 (figure 3-34) présente une porosité bien plus élevée mesurée à 25 % par analyse des images de microscopie électronique. Les pores ayant des ouvertures supérieures à quelques dizaines voire centaines de micromètres sont des macropores dont les ratios ouverture sur longueur sont proches de 1. La grande majorité des ratios pour ces pores sont compris entre 1 et 2 montrant qu'il n'y a pas d'étirement marqué des pores en 2D. Plus de 90 % de la porosité est représentée par des pores ayant des largeurs supérieures à 200 μm (figure 3-34d). La très grande majorité des pores ont des contours peu rugueux qui limitent la surface des parois et confère un ratio des périmètres sur sections de pores assez faible de 10 mm^{-1} (tableau 3-3). Les pores de la mésostase sont disposés de manière aléatoire et leur concentration tend à augmenter à proximité des macropores (figure 3-38b).

L'orientation des pores n'est pas complètement aléatoire et une légère anisotropie d'orientation est décrite autour de la direction N090-110 (orientation relative à l'horizontale de la lame mince) grâce au diagramme de répartition des sections et périmètres cumulés de pores par intervalles de 10° (figure 3-34c).

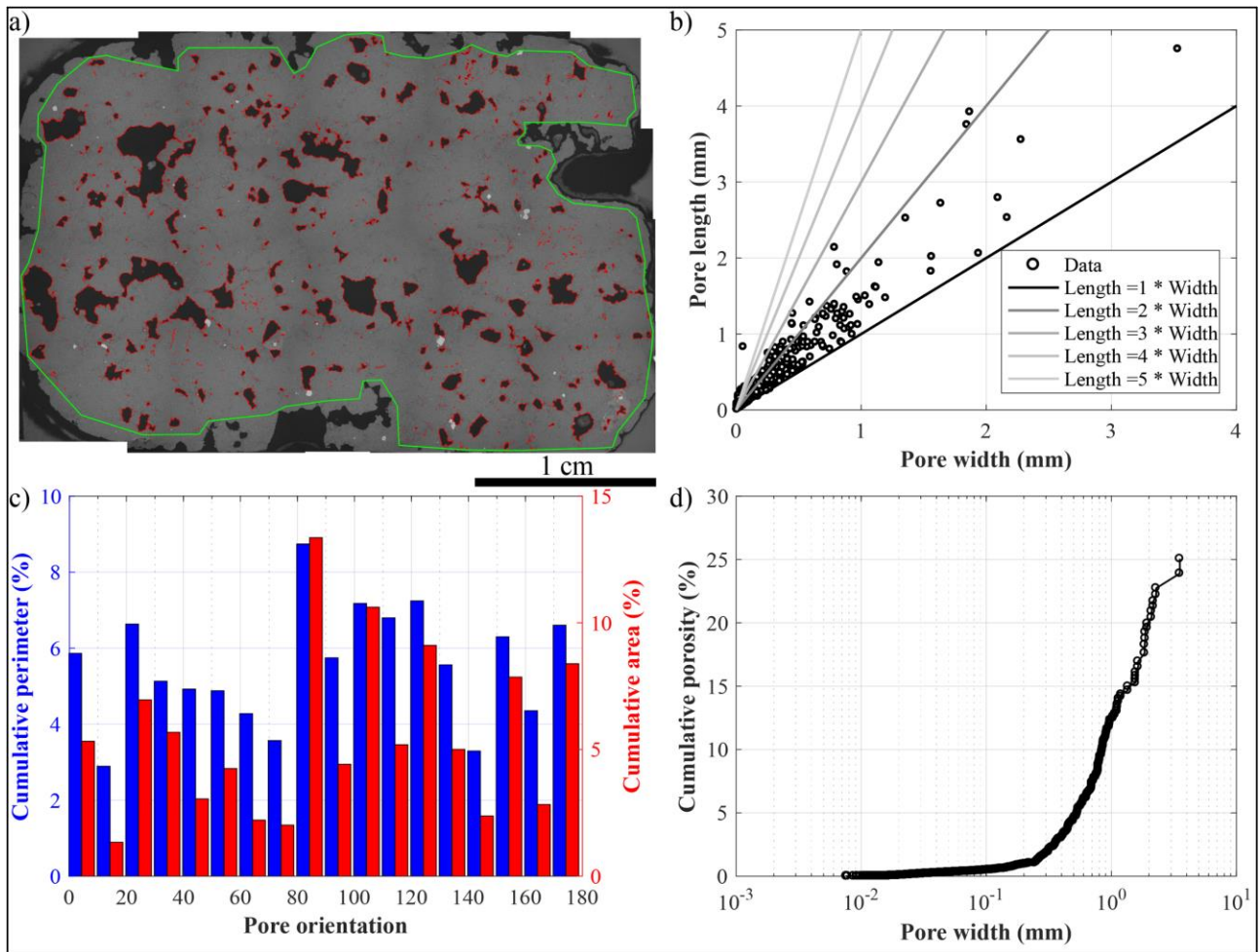


Figure 3-34 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave saine GD15-23 (Pointe de l'Anse, VH) avec extraction des pores (rouge) dans la zone d'intérêt (verte). b) Longueurs des pores en fonction de leurs largeurs. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10°. L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores.

Les pores de GD15-25 (figure 3-35) sont très allongés avec un ratio périmètres sur sections cumulés de 21 (tableau 3-3). Ces pores sont de forme sigmoïde orientés quasi tous dans la direction d'écoulement de la lave (figure 3-35c). La forme de ces grands pores est guidée par le cisaillement de la lave visqueuse lors de sa mise en place. Les pores peuvent avoir des longueurs de plusieurs centimètres et des ouvertures de plusieurs millimètres mais ils sont connectés par des fissures ayant des ouvertures de plusieurs dizaines de micromètre qui réduisent nettement la taille des seuils d'accès à ces grands pores. Ce niveau vésiculé représente une épaisseur très limitée dans la coulée de lave, rarement plus de quelques décimètres, dont la géométrie est irrégulière mais il peut constituer un drain.

Cet échantillon riche en vésicules allongées est localisé dans un niveau de la coulée non affecté par des joints de refroidissement. La présence de vésicules semble limiter le développement des plans de cisaillement ductile et de décompression fragile.

Ces pores très allongés sont susceptibles d'être rapidement fermés lorsque la pression lithostatique augmente avec l'enfouissement sous d'autres dépôts volcaniques.

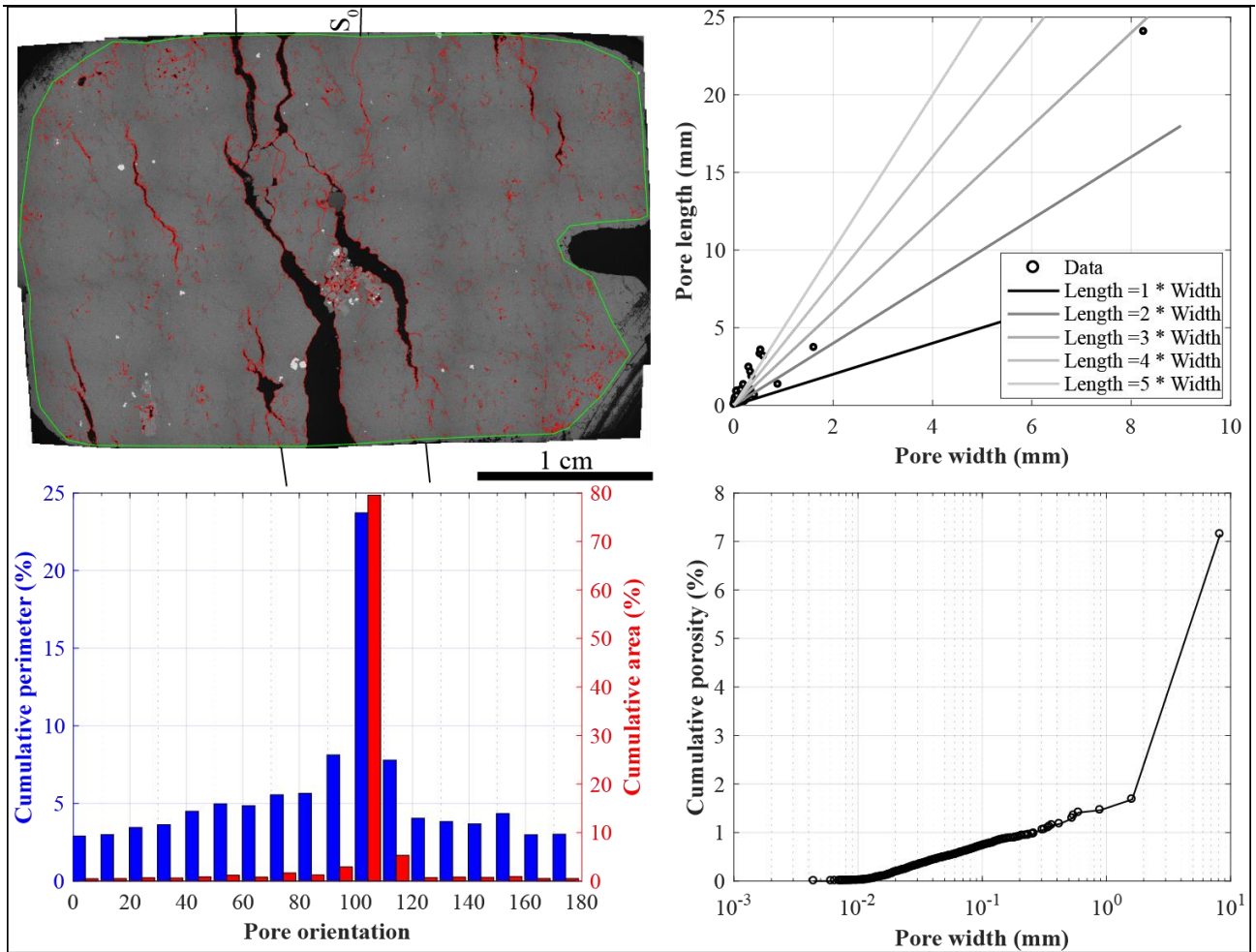


Figure 3-35 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave saine GD15-25 (Pointe de l'Anse, VH) avec extraction des pores (rouge) dans la zone d'intérêt (verte). b) Longueurs des pores en fonction de leurs largeurs. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10° . L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores.

Situé dans un niveau intermédiaire entre les échantillons GD15-23 et GD15-25, l'échantillon GD15-26 (figure 3-36) possède un réseau poreux intermédiaire comprenant à la fois des pores larges et arrondis et des pores très allongés qui connectent ces derniers. Ils sont orientés selon la direction d'écoulement de la lave. La porosité estimée à 9 % par analyse d'image est inférieure à la porosité mesurée par les autres méthodes. En effet, le cliché en électrons rétrodiffusés (figure 3-36a) fait apparaître des zones de densités plus faibles, plus sombres sur les images, dans la mésostase entre les macropores millimétriques. Ces zones de faible densité témoignent d'une microporosité intermicrolite non négligeable reliant les macropores via des seuils d'accès de très faible diamètre ($< 1 \mu\text{m}$) car contrôlés par les interstices entre les microlites.

Excepté le pore pluri-centimétrique qui traverse la lame mince, la plupart des pores de GD15-26 sont de formes similaires à ceux de GD15-23 avec des tailles légèrement plus petites donnant un ratio périmètres sur sections cumulés de 9, peu différent.

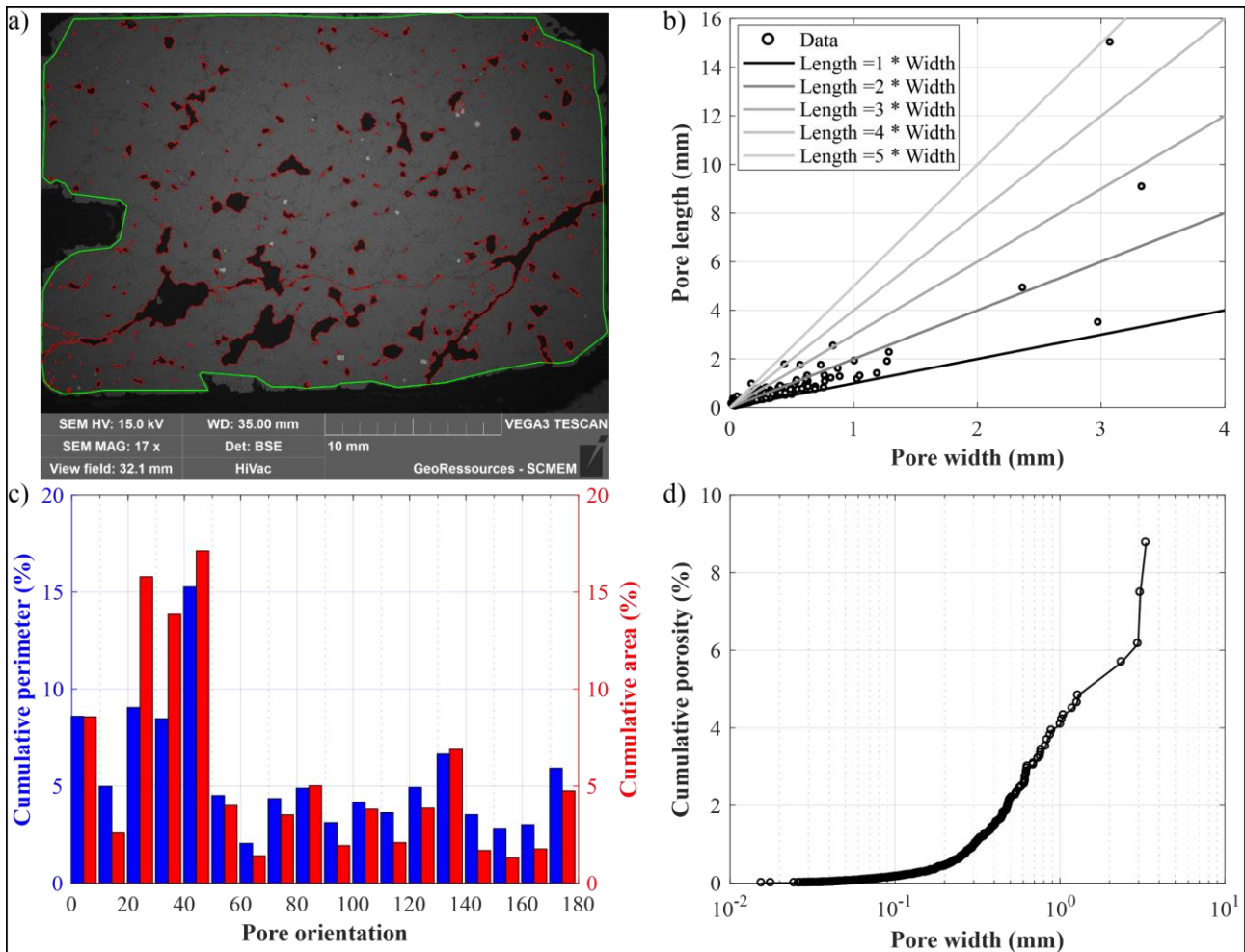


Figure 3-36 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave saine GD15-26 (Pointe de l'Anse, VH) avec extraction des pores (rouge) dans la zone d'intérêt (verte). b) Longueurs des pores en fonction de leurs largeurs. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10° . L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores.

Sur la périphérie de la coulée de lave, dans les zones bréchifiées par l'avancement de la coulée visqueuse, le réseau poreux a une géométrie très différente de celle des échantillons précédents. La diversité de forme et de taille des pores est plus grande et le réseau plus diffus (figure 3-37a). L'échantillon GD15-27 de brèche de bordure de coulée a une porosité comprise entre 17 et 18 % surtout constituée de petits pores. Bien que moins nette que pour les échantillons GD15-25 et GD15-26, le réseau poreux de GD15-27 présente également une orientation préférentielle qui n'est pas portée par les macropores mais par les nombreux micropores présents dans la mésostase. Les pores d'ouvertures comprises entre 100 μm et plusieurs mm ont des contours très irréguliers avec la mésostase ce qui accroît nettement la surface de contact entre les pores et la matrice (figure 3-38a) et donne un rapport périmètres cumulés sur sections cumulées de 35. La connectivité entre les macropores et les micropores est très importante ce qui est favorable aux interactions fluide/roche. Les micropores de la mésostase ont une disposition spécifique qui suit les contours des phénocristaux de plagioclases (figure 3-38a).

La présence de ces micropores localisés entre les microlites est liée à l'absence de phase

vitreuse. A l'inverse des macropores allongés, cette microporosité sera moins sensible à l'augmentation de la pression lithostatique du fait de la charpente rigide constituée par les microlithes par contre si des circulations de fluides interviennent et induisent des transformations minéralogiques ou des déformations des microlithes alors cet espace poreux pourrait être modifié.

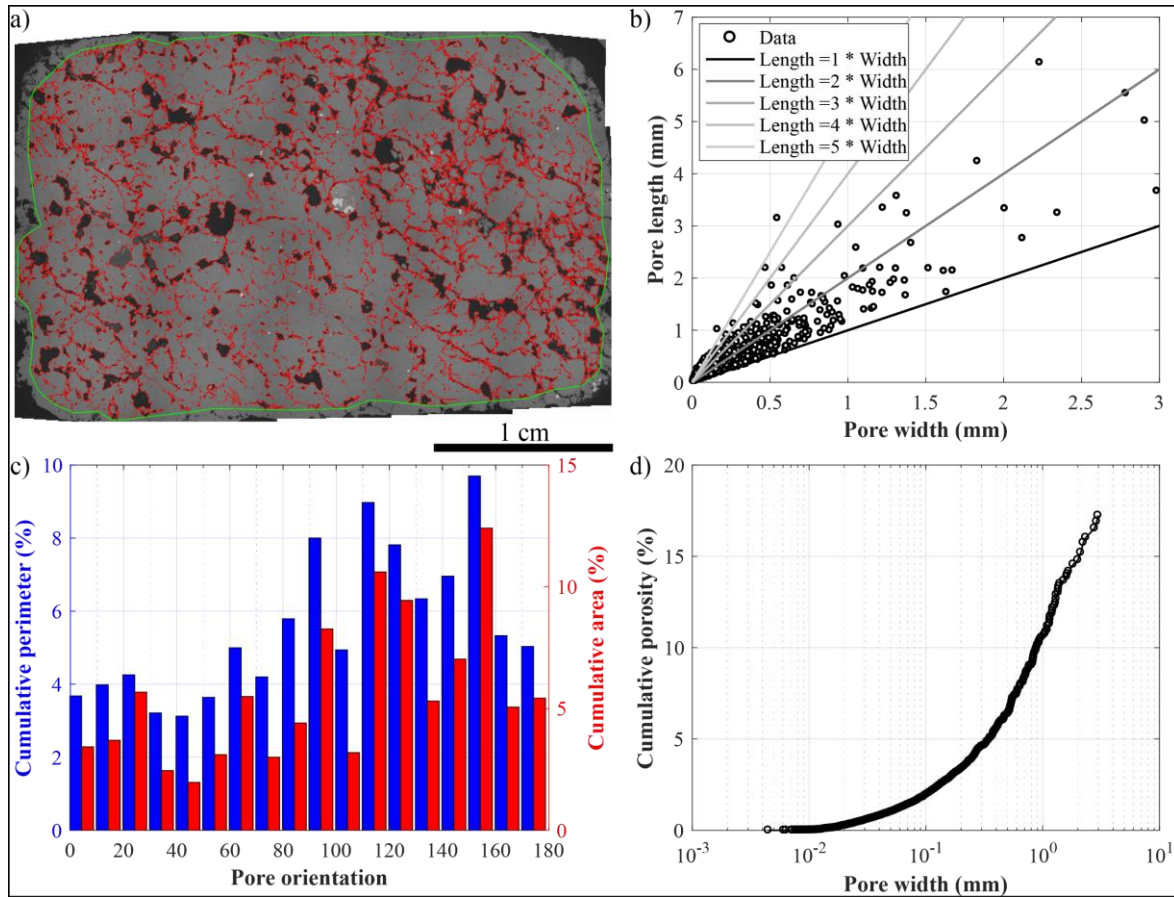


Figure 3-37 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave saine GD15-27 (Pointe de l'Anse, VH) avec extraction des pores (rouge) dans la zone d'intérêt (verte). b) Longueurs des pores en fonction de leurs largeurs. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10°. L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores.

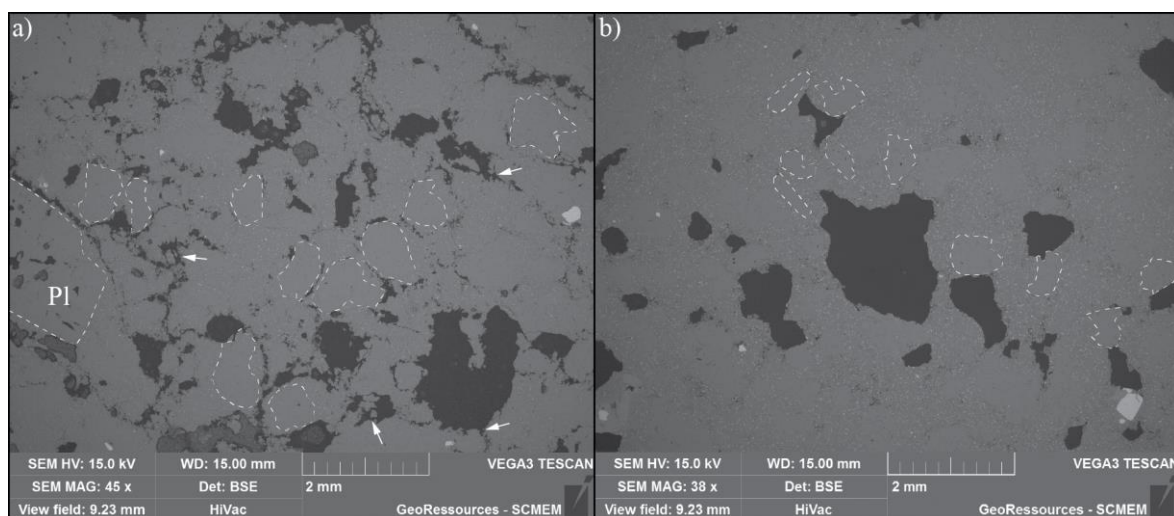


Figure 3-38 - Comparaison des pores dans les parties auto-bréchifiées de la coulée de lave de la Pointe de l'Anse (GD15-27, a) et dans le cœur de la coulée (GD15-23, b). Les contours en pointillés localisent certains phénocristaux de plagioclases autour desquels les micropores de la mésostase ont une disposition particulière (a). Images en électrons rétrodiffusés.

L'échantillon GD15-162 d'andésite de la Pointe Dibouque (VH, figure 3-39) est issu d'un filon subvertical de largeur infra-métrique orienté N055-60°N.

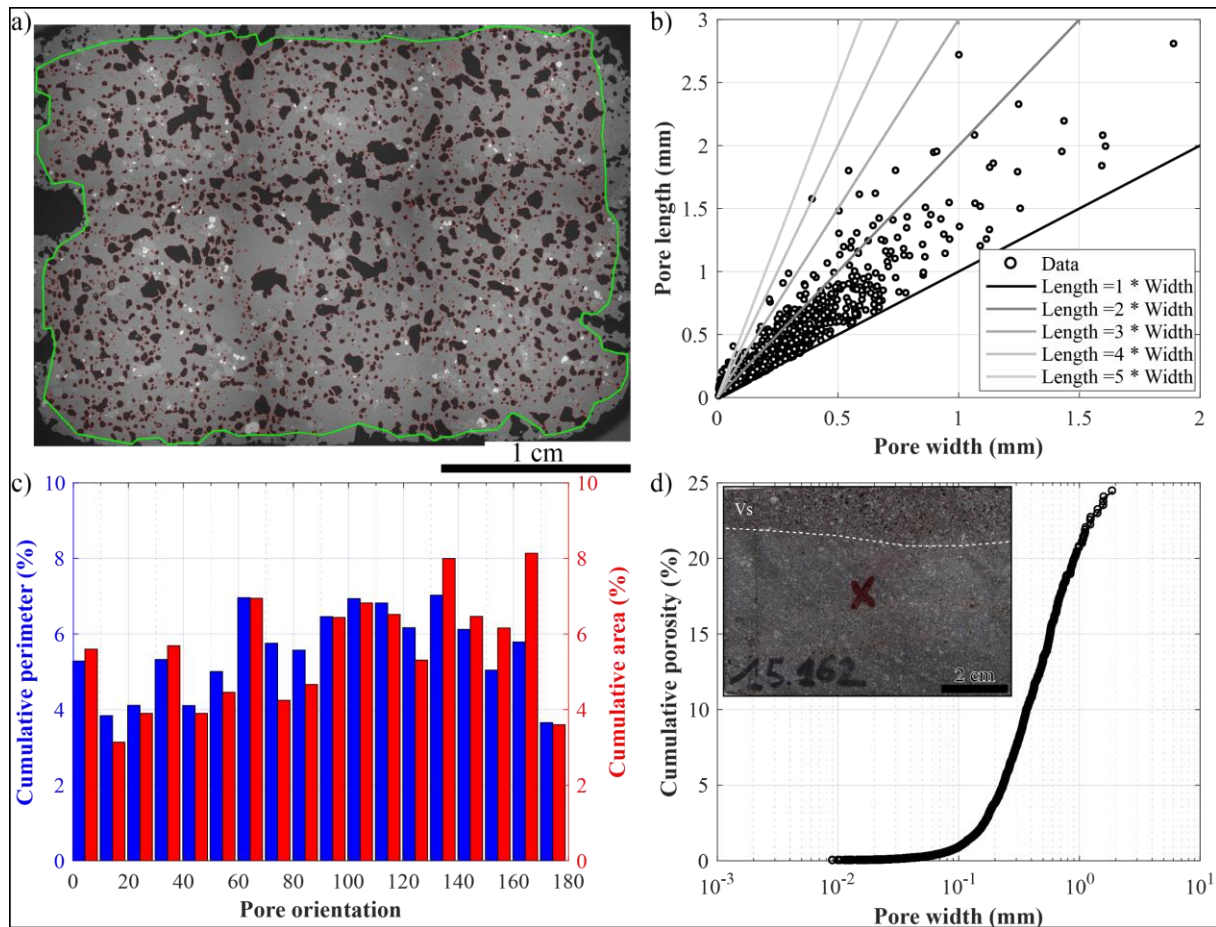


Figure 3-39 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave saine GD15-162 (Pointe Dibouque, VH). b) Longueurs des pores en fonction de leurs largeurs. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10°. L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores. Encart montrant l'échantillon macro avec le niveau vésiculé.

La bordure du filon sur une épaisseur de 2 cm est marquée par une forte densité de vésicules. Cette bordure a une porosité de 24 % composée très majoritairement de vésicules très arrondies ayant des ouvertures entre 100 μm et 1 mm et de micropores dans les phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes. Bien que situées dans une structure orientée, les vésicules ne sont pas orientées dans une direction particulière. Les mésopores et macropores sont peu allongés avec des ratios longueur sur largeur compris entre 1 et 2 pour la plupart des pores (figure 3-39b). L'homogénéité de formes et de tailles des vacuoles donne à la courbe de porosité cumulée en fonction des largeurs des pores une pente très forte (figure 3-39d). La forme arrondie des vésicules est contrôlée par la disposition des microlithes sur la paroi des pores (figure 3-40f). En 2D, les mésopores et macropores semblent déconnectés.

L'étude des lames minces par pointage automatique des pores est un bon moyen pour reconnaître les différents types de pores, identifier leur forme et leur taille ainsi que donner une première estimation de la porosité. Cependant, les connexions des macropores entre eux ou avec les micropores, de la mésostase et des phénocristaux de plagioclase et de pyroxène sont mal contraintes.

Pour cela, il faut atteindre une résolution suffisante pour voir les connexions entre les différents types de pores.

Tableau 3-3 - Synthèse des analyses 2D de la porosité sur les images de microscopie électronique des échantillons de laves saines.

Sample	GD15-23-2	GD15-25-3	GD15-26-1	GD15-26-2	GD15-27-2	GD15-135	GD15-162
ROI surface (mm ²)	640	739	615	623	642	602	593
Cumulative perimeter (mm)	1563	1105	795	508	3876	1972	2046
Cumulative section (mm ²)	160	53	30	55	111	42	145
Ratio Perimeter / section (mm-1)	10	21	27	9	35	47	14
Porosity (%)	25	7	5	9	17	7	24

La figure 3-40a donne un bon aperçu de la complexité de la connectivité entre les différents types de pores de l'échantillon GD15-23. Les macropores, des vésicules millimétriques, apparaissent déconnectés quand la porosité est analysée par pointage automatique. L'analyse à haute résolution montre que ces vésicules sont bien connectées par l'intermédiaire de fissures d'extension centimétrique qui recoupent à la fois les phénocristaux de plagioclase et la mésostase. Ces fissures connectent également :

- des fissures affectant uniquement les phénocristaux et s'arrêtant sur les interfaces entre la mésostase et les phénocristaux ; ces fissures intra-cristallines peuvent avoir des formes particulières et suivre le contour des plagioclases (figure 3-40e) ;
- les micropores et mésopores situés à l'intérieur des phénocristaux (figure 3-40b) ;
- les pores situés entre les microlithes de la mésostase (figure 3-40d).

Plusieurs fissures peuvent partir d'une seule vésicule (figure 3-40f). Les fissures reliant les vésicules forment un réseau complexe et tortueux (figure 3-40d). La connectivité des vésicules est forte car un nombre important de fissures partent de chaque macropore et forment un réseau dense. Les vésicules peuvent être directement connectées les unes aux autres par des étranglements de plusieurs dizaines de micromètres de diamètre (figure 3-40f).

D'apparence déconnectés sur les images à basse résolution, les pores sont en réalité très bien connectés entre eux, mais le chemin de percolation des fluides est complexe et le transfert entre les pores est contrôlé par les fissures qui en plus d'avoir de très faibles ouvertures de l'ordre de quelques micromètres, sont très tortueuses augmentant la distance de parcours. Cette analyse en 2D montre que bien qu'ayant des pores de diamètre dépassant les 100 μm , certaines laves saines auront des perméabilités matricielles faibles (cf Chapitre 2 -2.2.1) car contrôlées par les petits seuils d'accès des fissures et leurs tortuosités. L'analyse de la géométrie du réseau sera faite en 3D par tomographie à rayons X pour tester la validité des géométries construites.

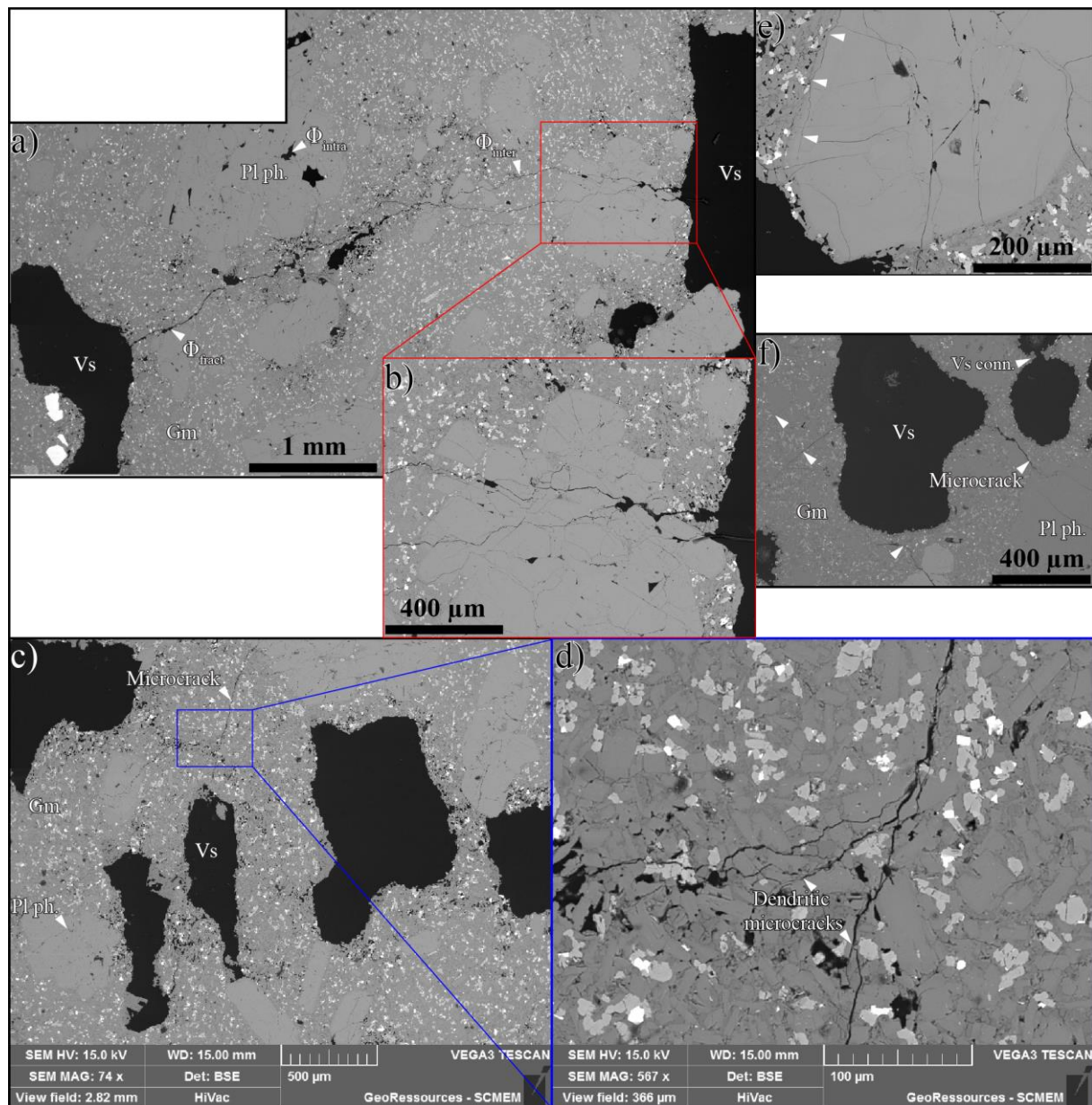


Figure 3-40 - Les différents types de porosité dans les laves andésitiques saines avec leurs connexions mutuelles. a à e) Echantillon GD15-23, Pointe de l'Anse. a) Deux vésicules sont connectées par des fissures d'extension pluri millimétrique à centimétrique qui connectent également les pores inter-microlithes. b) Zoom sur un phénocrystal de plagioclase avec des fissures de deux types : limitées au cristal et traversant le phénocrystal et la matrice microlithique environnante. c et d) Fissure se divisant en un chevelu à proximité des vésicules. e) Fissures intra et trans-plagioclase. Une fissure est parallèle au contour du phénocrystal (flèches). f) Large vésicule avec des fissures disposées de manière radiale et recoupant la matrice (GD15-162, Pointe Dibuque).

4.1.2 Dans les laves légèrement à modérément altérées

Exceptées les laves rubéfiées, GD15-150, prélevée à l'Anse Marsolle (Bouillante) et la coulée de l'Anse Rodrigue (GD17-09, Terre-de-Haut), aucun échantillon de lave légèrement à modérément altéré dans la série de 16 étudiée ne présente de vésicules primaires visibles à l'oeil nu. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette absence de vésicules :

- les laves échantillonnées ne présentaient pas de macroporosité lors de leur mise en place ;
- elles possédaient des vésicules lors de leur mise en place et leur enfouissement a conduit à leur fermeture soit mécaniquement soit par précipitation hydrothermale ;

- la dernière possibilité moins probable implique un biais d'échantillonnage. Les affleurements de ces coulées de laves faiblement à modérément altérées ne permettraient pas un accès à l'ensemble du profil de la coulée et donc aux niveaux vésiculés.

L'étude 2D des pores de l'échantillon de la Pointe Rifflet (Complexe Basal) montre une porosité essentiellement secondaire liée à la dissolution partielle des pyroxènes (figure 3-41a). Bien que de porosité faible, comprise entre 1,5 et 2 %, l'échantillon GD15-01 a des pores ayant des ouvertures de plusieurs centaines de micromètres dont la forme correspond à celles des phénocristaux de pyroxène lorsqu'ils ne se sont pas fait remplacer par de l'actinote et de la chlorite. Le plan de fluidalité de la lave (S_0) est souligné par des oxydes de manganèse précipités dans une porosité primaire désormais totalement colmatée. L'orientation initiale des phénocristaux de pyroxènes dans les plans de fluidalité de la lave entraîne donc une orientation des pores selon cette direction (figure 3-41c). Ce processus de dissolution est limité aux seuls phénocristaux de pyroxène et n'affecte pas les microlithes de la mésostase.

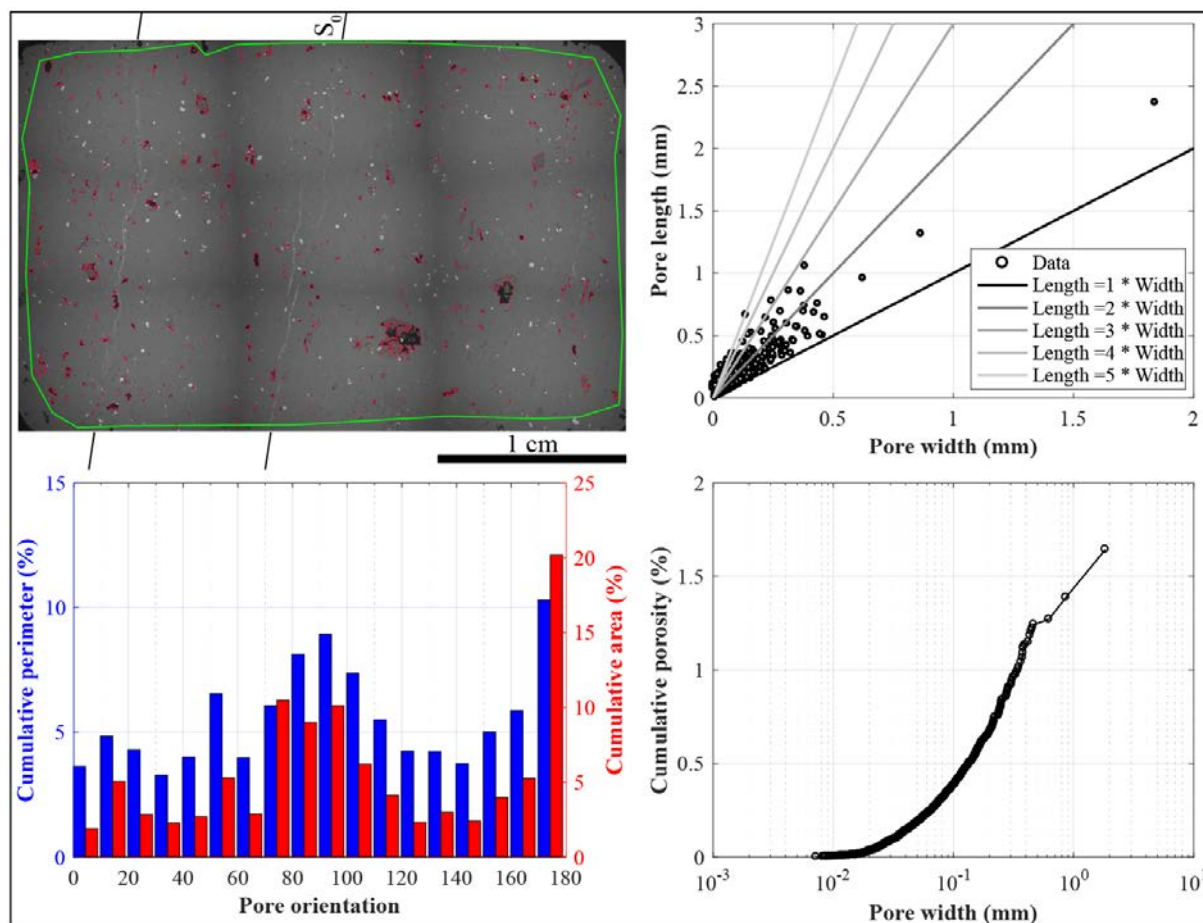


Figure 3-41 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave légèrement altérée GD15-01 (Pointe Rifflet, CB) avec extraction des pores (rouge) dans la zone d'intérêt (verte). b) Longueur des pores en fonction de leur largeur. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10° . L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores.

Parmi les échantillons du Complexe Basal, plusieurs géométries sont rencontrées pour les laves faiblement à modérément altérées (figure 3-42a-d).

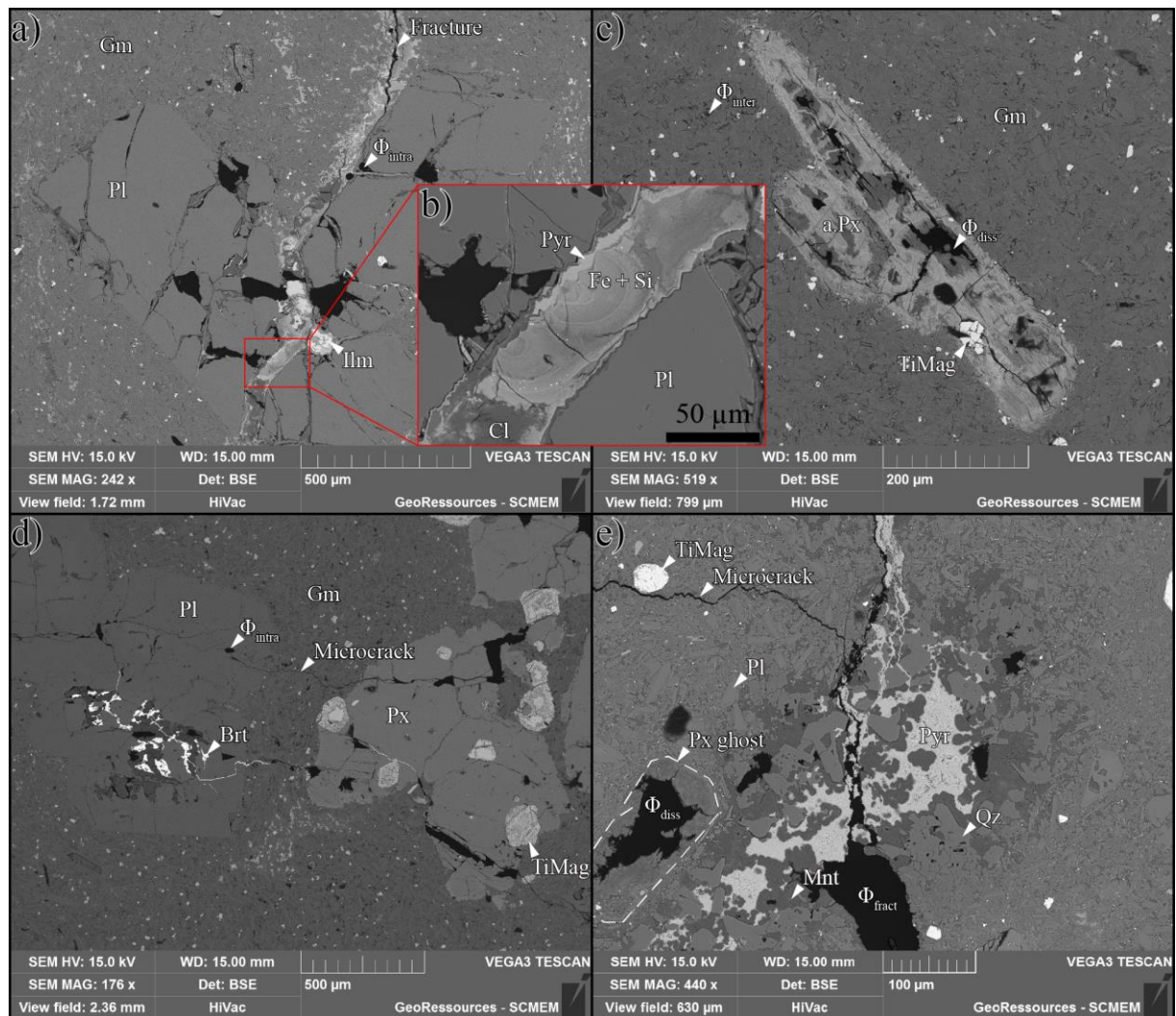


Figure 3-42 - Les différents types de pores dans les laves faiblement à modérément altérées. a) Fracture partiellement scellée, développée dans le plan de fluidalité et recoupant un plagioclase (GD15-01, Pointe Rifflet, CB). b) grossissement sur la fracture avec les deux générations de minéralisation qui comblent la porosité secondaire (1^{ère} : minéraux argileux indifférenciés (Cl) et oxydes de fer et silice en mélange indifférencié (Fe + Si) ; 2^{ème} : oxydes de manganèse). c) Pyroxène altéré (a.Px) en cours de transformation avec porosité de dissolution (GD15-01, Pointe Rifflet, CB). d) Comblement partiel de la porosité secondaire par de la barytine et des minéraux argileux (GD15-36, Anse Tillet, CB) e) Comblement partiel : i) des fractures par des oxydes de manganèse, du quartz et de la montmorillonite ; ii) de la porosité secondaire de dissolution des pyroxènes par des minéraux argileux (GD15-141, Chameau, Terre-de-Haut).

Pour les faciès faiblement altérés, deux réseaux poreux sont observables. Dans le premier cas, les surfaces de fluidalité ont subi une déformation fragile recoupant la mésostase et les phénocristaux. Cette déformation sans déplacement peut résulter de la mise en place des joints pendant le refroidissement, ce qui crée une porosité primaire. Sur l'exemple de la figure 3-42a-b, des phénocristaux sains de plagioclase sont recoupés par une fracture. Dans cette fracture, au moins deux générations de minéralisation ont précipité comblant les 50 μm de son ouverture. La première génération correspond à des minéraux argileux et un mélange d'oxydes de fer et de silice. La fracture s'est ensuite rouverte avec une légère composante dextre, créant une porosité secondaire, et des oxydes de manganèse ont précipité ultérieurement. Les circulations qui ont pu utiliser cette fracture ont également permis l'altération de certains minéraux localisés sur ses épontes tel que l'ilménite et la dissolution partielle des pyroxènes (figure 3-42c) puis la formation de phases néoformées. La dissolution a pu mettre en solution les ions Mn^{2+} et Fe^{2+} rendus disponibles pour la précipitation dans

les fractures. Dans le second type de réseau, les plans de fluidalité sont peu exprimés par contre des fissures d'origine tectonique recoupent les phénocristaux et la mésostase formant une porosité secondaire (GD15-36, figure 3-42d). L'altération des pyroxènes est beaucoup moins prononcée et très peu de phases néoformées ont précipitées. En revanche, les titanomagnétites montrent un début d'altération le long de certaines fissures qui peuvent être localement comblées totalement par de la barytine.

A la base du dôme d'andésite acide du Chameau, dans sa partie sud, l'échantillon GD15-141 (figure 3-42e) montre une organisation de la porosité qui est composite des deux exemples précédents. Dans son état actuel, cette lave ne présente quasi plus de porosité primaire. La dissolution de certains pyroxènes à proximité des fractures est très avancée créant une porosité secondaire et la précipitation de phases secondaires comme des minéraux argileux qui cristallisent sous forme de cristaux de taille micrométrique ce qui rend difficile leur identification précise. Ces transformations sont moins avancées que dans l'échantillon GD15-01 du Complexe Basal. Les fractures ne sont pas orientées selon la direction de fluidalité et sont, pour leur majorité, ouvertes et dépourvues de minéralisation. Dans quelques fractures, des précipitations de quartz, de montmorillonite et d'oxydes de manganèse réduisent la porosité secondaire.

4.1.3 Dans les laves transformées par un hydrothermalisme de haute température

Les transformations hydrothermales de haute température changent totalement la morphologie du réseau poreux. En effet, le remplacement des minéraux initiaux (plagioclases, pyroxènes et titanomagnétite) dans une roche peu poreuse par des minéraux néoformés tels que la chlorite, l'illite ou la kaolinite augmente considérablement la porosité de la roche. L'échantillon GD16-02, prélevé dans une coulée de lave de la partie nord de Grande Anse à Terre-de-Haut illustre parfaitement l'impact des transformations hydrothermales sur le réseau poreux (figure 3-43). Cet échantillon a subi une histoire complexe, qui comprend une ou plusieurs phases de circulations hydrothermales associées à une ou des phases d'enfouissement et d'exhumation, sans que dans l'état actuel, une chronologie puisse être reconnue. Les âges de cette coulée et de son altération ne sont pas connus, mais par comparaison avec les autres roches datées de l'île, la coulée pourrait avoir moins de 3 Ma.

Cependant, l'analyse du réseau poreux de cette coulée hydrothermalisée permet de caractériser les impacts cumulés des différents épisodes.

La porosité est composée par :

- des mésopores et macropores résultant de la dissolution partielle des phénocristaux de plagioclase (figure 3-43a), de la dissolution totale et du remplacement partiel de certains phénocristaux de pyroxène (figure 3-43c) ;
- des mésopores entre les minéraux néoformés de kaolinite dans les phénocristaux de plagioclases (figure 3-43b). Des mésopores sont également présents entre les cristaux

de rutile qui se forment en remplacement de phénocristaux de pyrite eux-mêmes secondaires (Figure 3-43d) ;

- des micropores et mésopores dans les phénocristaux de plagioclase ayant subi des dissolutions et des remplacements partiels et dans certains phénocristaux de pyrite où les smectites et rutiles n'occupent pas tout l'espace dissous (figure 3-43d) ;
- des mésopores situés entre les cristaux de quartz néoformés qui viennent en remplacement des microlites de la mésostase ;
- des micropores dans les assemblages argileux. Les fortes teneurs en chlorite, illite, smectite et kaolinite confèrent à ces laves hydrothermalisées un volume important de microporosité.

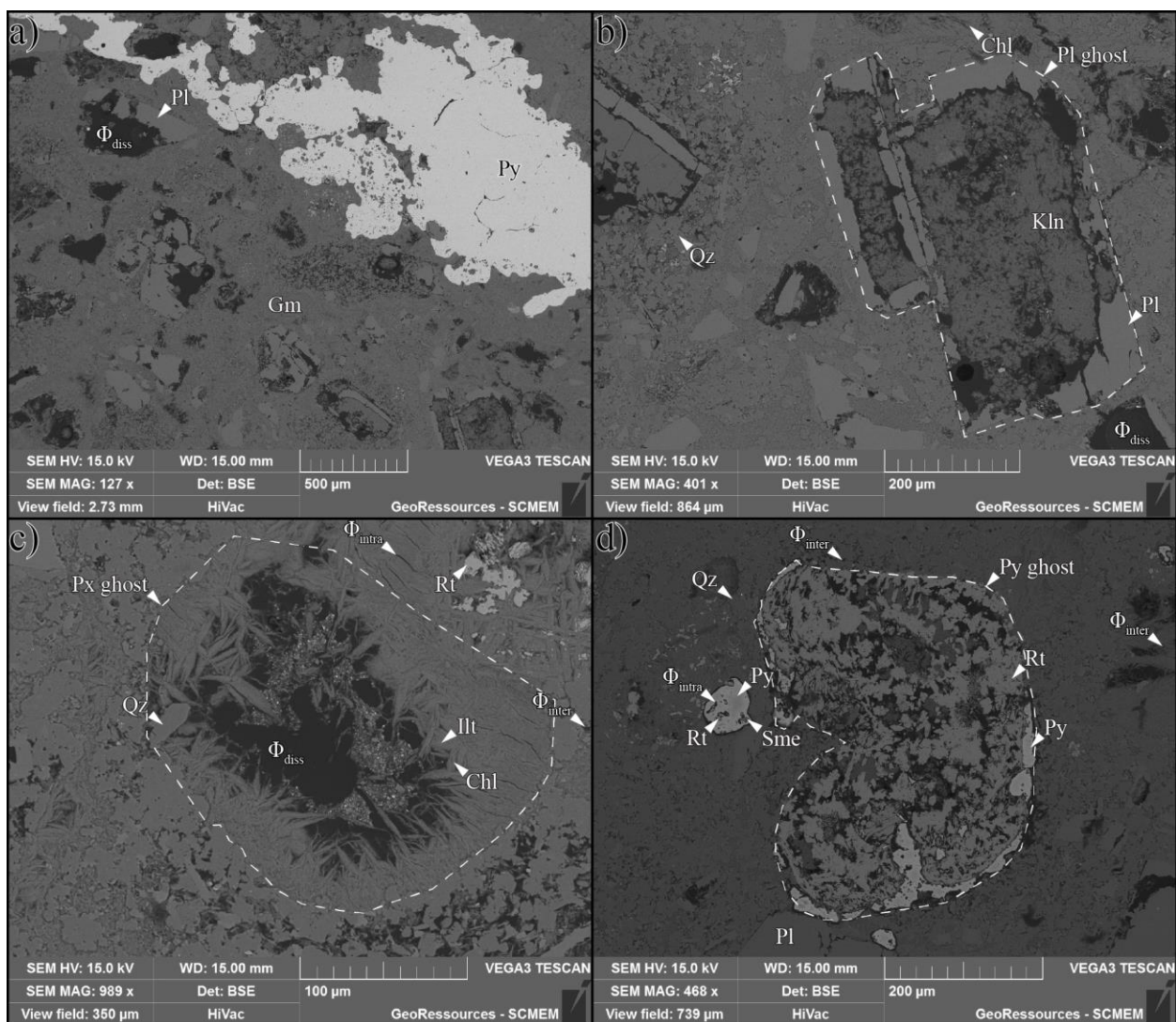


Figure 3-43 - Porosité des faciès de coulée de lave affectés par des transformations hydrothermales de haute température. Échantillon GD16-02 de la partie nord de Grande Anse. a) Fracture comblée totalement par de la pyrite et porosité de dissolution dans la matrice. b) Porosité de dissolution dans un plagioclase. c) Porosité de dissolution dans un pyroxène. d) Porosité de dissolution dans une pyrite.

Les pores présents dans les coulées de laves sont des pores secondaires qui sont créés lors des transformations hydrothermales. Les porosités primaires, vésicules et fissures, ont été comblées et

plus aucune ne subsiste. La porosité résultant des processus hydrothermaux est forte, supérieure à 10 %. Cette porosité a été en grande partie formée lors de la cristallisation des minéraux néoformés (muscovite, chlorite et illite) soit à des températures élevées supérieures à 180 °C (Bouchot et al., 2008). Les pores créés sont plus complexes et plus petits que les pores primaires, la grande majorité sont des espaces intergranulaires entre des minéraux secondaires. Ces minéraux constituent un squelette rigide qui peut résister plus efficacement à la pression de confinement que les grandes vésicules primaires, et limiter la compaction des pores.

4.1.4 Dans les coulées de débris et les pyroclastites

Les réseaux poreux des coulées de débris, de la matrice des avalanches de débris et des pyroclastites (retombées de cendres, coulées de ponces...) sont similaires mais très différents de ceux des coulées de laves saines et des blocs de laves présents dans ces faciès grossiers. Tous ces faciès résultent de l'organisation d'éléments transportés sur des distances variables par différents agents (gravité, eau, air) et agglomérés entre eux. Deux types majeurs de pores sont donc rencontrés dans ces faciès :

- les pores interparticulaires liés à l'agencement imparfait des particules entre elles, dont la forme est directement liée à celle des particules ;
- les pores intraparticulaires dépendant de la nature de la particule (bille de cendre, ponce, claste de coulée de lave) ;

A cela s'ajoute les fissures présentes dans les éléments. Il s'agit de structures héritées mises en place avant le transport des particules. La figure 3-44 présente l'exemple de deux coulées de débris ayant un agencement différent des particules entre elles. Les clastes de l'échantillon GD15-30 ont des surfaces de contacts limitées mais suffisantes pour assurer une cohésion à la roche. Les clastes de la taille des sables sont émoussés alors que les granules et galets ont des formes très anguleuses. Le mélange des différentes classes granulométriques crée une porosité interparticulaire d'une vingtaine de pourcents composée de macropores connectés (figure 3-44a). La porosité intraparticulaire de certains éléments accroît la porosité totale, c'est le cas des clastes de ponce ($\phi > 50\%$) alors que les clastes de lave (And.) ont une porosité très faible (figure 3-44b). Les clastes ont un revêtement argileux d'une épaisseur inférieure à 10 μm qui vient recouvrir les parois de pores et diminue légèrement la porosité totale. L'origine de ce revêtement peut être due à un début d'altération supergène dans les formations surrincombantes lessivant des éléments fins qui circulent dans la porosité et se déposent sur les parois de pores.

La connexion des pores inter- et intraparticulaires s'effectue par l'intermédiaire des fissures d'ouverture micrométrique qui traversent les particules sans se propager aux particules adjacentes témoignant d'un héritage structural (flèches blanches, figure 3-44c).

Dans les coulées de débris, certaines particules montrent déjà des traces de compaction. C'est

le cas de l'échantillon GD16-14 prélevé dans la vallée de la Grande Rivière de Vieux-Habitants sur le flanc ouest du volcan Icaques (figure 3-44d). L'espace poreux interparticulaire est moins important que celui de GD15-30 et les particules ont des surfaces de contact importantes, mais il reste de nombreux macropores.

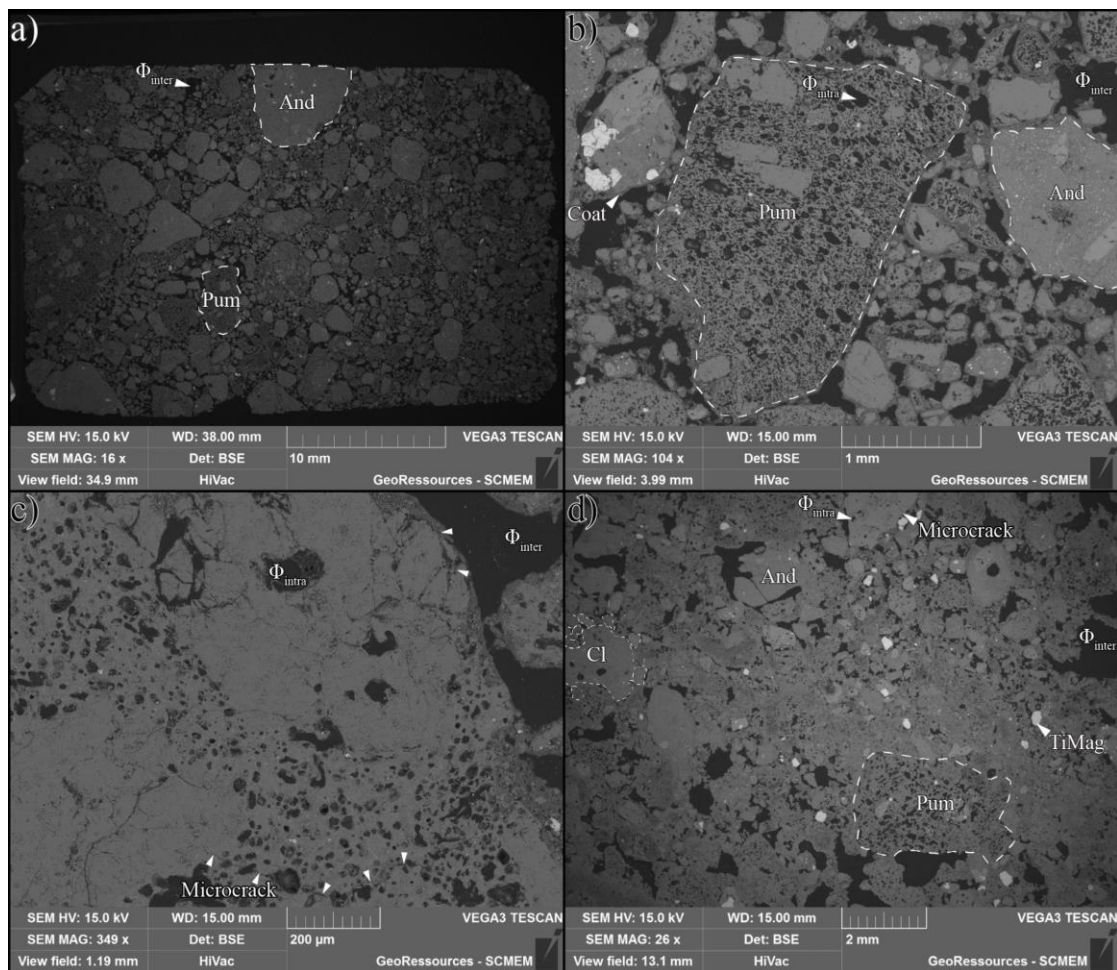


Figure 3-44 - Porosité des faciès de coulées de débris saines transposable à la matrice des avalanches de débris. a) à c) Échantillon GD15-30 (Anse à la Barque, VH), d) échantillon GD16-14, Grande Rivière de VH. a) Vue générale de la lame mince avec l'agencement des clastes plus ou moins arrondis pour les ponces et fragments d'andésite. b) Détail de l'organisation des clastes et revêtement argileux. c) Connectivité des porosités intergranulaire et intragranulaire via des fissures. d) Coulée de débris plus compacte avec des espaces interparticulaires réduits entre les différents clastes (Cl).

4.1.5 Dans les coulées de débris hydrothermalisées et brèches hydrothermales

Comme pour les coulées de laves, le réseau poreux des coulées de débris subit des transformations majeures induites par les processus hydrothermaux. Une partie de la porosité interparticulaire est préservée avec des macropores dont les parois sont recouvertes d'une couche épaisse d'hématite de plusieurs dizaines de micromètres formée par lessivage du Fe lors de la dissolution totale des pyroxènes (figure 3-45a). Dans la matrice, le remplacement des minéraux primaires par les phases secondaires (jarosite, natrojarosite, smectite, quartz...) donne un enchevêtrement imparfait qui permet la préservation d'une porosité importante. Au niveau de la falaise de la partie nord de Grande Anse (figure 1-58), les coulées de débris hydrothermalisées ont subi une importante déformation fragile créant des fractures de plusieurs centaines de micromètres d'ouverture et fissurant densément les plagioclases (figure 3-45b). Ces fractures sont comblées en

grande partie par du gypse et de la pyrite. Une importante porosité secondaire est préservée, elle est composée de trois types de structures : de nombreuses fissures non colmatées qui peuvent être en partie formées lors de l'exhumation du système ; une porosité de dissolution partielle des plagioclases ; et une porosité de matrice liée à l'apparition de phases néoformées similaires à ce qui avait été observé dans les coulées de laves hydrothermalisées.

Le cas de la brèche hydrothermale de Bouillante est également traité ici (figure 3-45c-d). Cette brèche hydrothermale, entièrement recristallisée, ne présente plus aucune trace de porosité primaire. Que ce soit dans la matrice ou dans les clastes, la porosité de dissolution secondaire est élevée avec essentiellement des mésopores et macropores dont la taille peut atteindre plusieurs millimètres et dont les formes peuvent mimer les fantômes de plagioclases. Ces pores secondaires sont partiellement remplis par des minéraux néoformés tels que des quartz automorphes et de la magnétite (figure 3-45d).

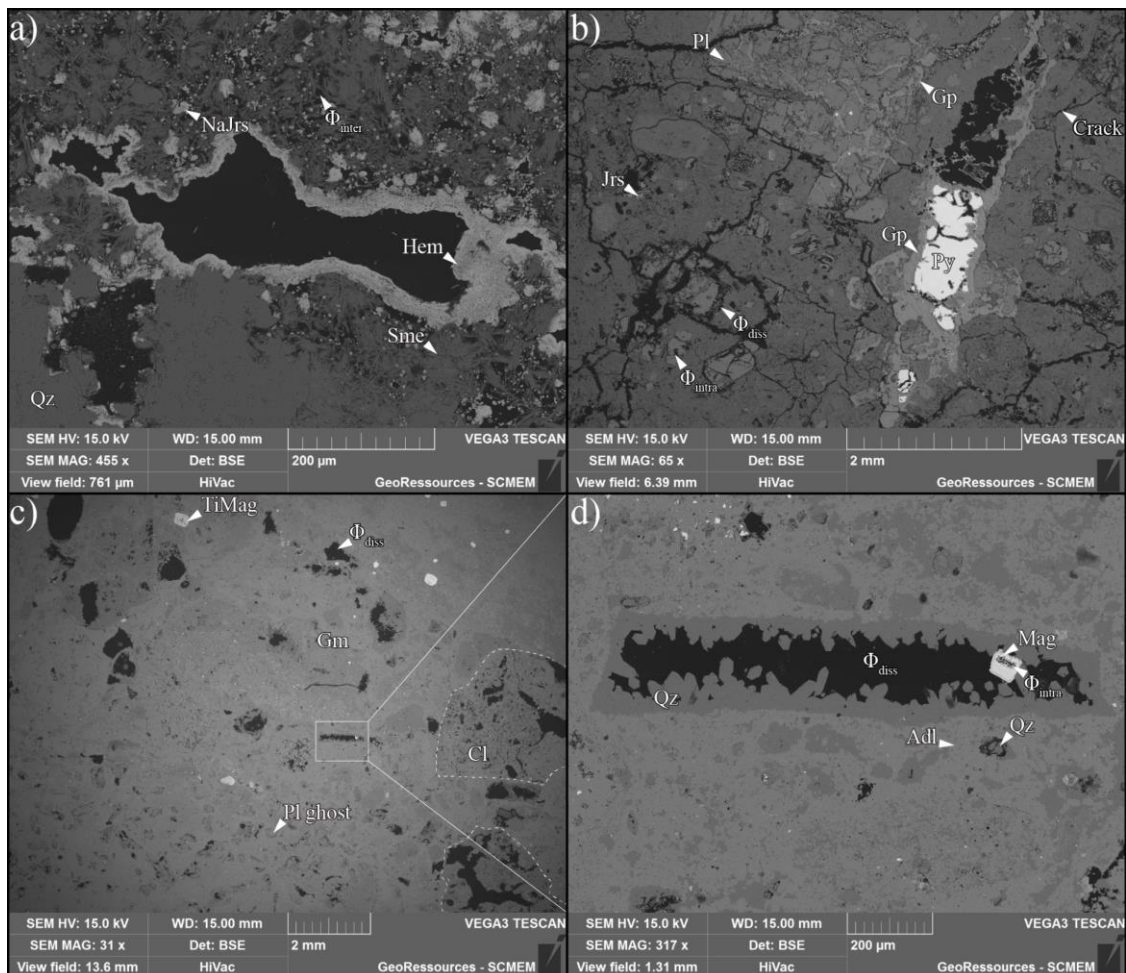


Figure 3-45 - Porosité des faciès de coulées de débris et brèche hydrothermale affectées par des transformations hydrothermales de haute température. a) Comblement partiel d'un macropore par des oxydes de fer dans une coulée de débris (GD15-142, aérodrome Terre-de-Haut). b) Comblement partiel des fractures par de la pyrite, du gypse et la jarosite. c) et d) Brèche hydrothermale GD15-151 (Anse Marsolle, Bouillante). c) Matrice et clastes recristallisés. Dissolution des plagioclases. d) Zoom sur un pore secondaire de c) avec comblement partiel d'un pore secondaire par du quartz et de la magnétite néoformés.

4.2 Étude 3D du réseau poreux : forme des pores et orientation du réseau dans les laves

Dans cette partie, il a été décidé de ne travailler que sur des échantillons de coulées de laves

pour lesquels le carottage est aisé. Les autres faciès tels que les coulées de débris n'ont pas été étudiés pour plusieurs raisons :

- la réalisation de formes cylindriques les plus propices à une acquisition de qualité est quasiment impossible ;
- l'obtention d'un volume représentatif dans ce type de matériau granulaire, pouvant être analysé en tomographie, est très complexe. En effet, pour étudier le réseau poreux il est nécessaire de garder une résolution suffisante approchant les 10 μm . Pour cela la taille d'échantillon ne doit pas dépasser 25 mm. Dans des coulées de débris cette taille ne permet pas d'accéder à la complexité du réseau poreux.

Quatre carottes de 25 mm de diamètre et de longueur 21 mm utilisées pour mesurer la perméabilité ont été analysées par tomographie à rayon X avec une résolution de 13 μm . Parmi ces quatre carottes, seuls les résultats de trois échantillons de laves saines de Vieux-Habitants seront présentés dans la suite. L'échantillon modérément altéré GD15-01 du Complexe Basal ne sera pas présenté car la tomographie ne fait rien apparaître de plus que quelques pores de dissolution dans les pyroxènes observés figure 3-42c. La morphologie des plans de fluidalité pourtant soulignés par les oxydes de manganèse n'a pu être déterminée grâce à cette méthode.

Les figure 3-46 et figure 3-47 présentent les résultats pour l'échantillon sain GD15-165 prélevé à l'extrémité sud-ouest du Piton de Bouillante. Les orientations d'axes (x, y, z) constituent un référentiel propre au dispositif d'acquisition, le plan xz est sub-parallèle au plan de fluidalité (S_0) (figure 3-46d). Les pores sont allongés selon les deux directions x et z (figure 3-47). Cet étirement est très important puisque certaines vésicules ont leurs extrémités amincies de telle sorte qu'elles ont l'aspect de fissures dont l'ouverture est sous le seuil de détection de l'appareil. Elles sont visibles sur les images car elles constituent des structures linéaires de plus faibles densités mais ne peuvent être détectées par les algorithmes de seuillage et construction 3D des pores. C'est le cas sur la figure 3-46c où la vésicule rouge est connectée à la vésicule bleue par une fissure non détectée par l'algorithme (en pointillés). Ceci confirme les observations réalisées en microscopie électronique avec les ensembles vésicules - fissures qui se connectent ensembles (figure 3-40). La forme des pores est induite par l'écoulement visqueux de la lave. Les fissures ne sont pas forcément d'origine tectonique et peuvent s'être formées lors du refroidissement de la coulée.

Les grands pores de volume supérieur à 5 cm^3 (figure 3-47c-d), isolés par seuillage des images, sont alignés selon le plan de fluidalité. Plus de 8000 pores sont présents dans un volume d'intérêt de 4,1 cm^3 développant une surface de 14 cm^2/cm^3 et représentant une porosité de 4 % (figure 3-48a). Néanmoins, seulement une centaine de pores forment plus de 3/4 du volume poreux et de la surface des pores. Une corrélation forte existe entre le volume des pores et leur compacité et sphéricité (figure 3-48b). Plus les pores sont volumineux et plus leurs compacité et sphéricité diminuent. Alors que les pores ayant un volume de 10^{-4}mm^3 ont des sphéricités et compacités proches de 0,6 et 160mm^{-1}

respectivement. Ces ratios atteignent $0,1$ et 25 mm^{-1} pour les pores plus grands que 10 mm^3 . Les grands pores sont donc beaucoup plus allongés que les petits pores, cela quantifie donc les observations réalisées sur la figure 3-46.

La perméabilité mesurée à l'azote, parallèlement au plan de fluidalité, est de $0,4 \text{ mD}$ ce qui est élevé pour la porosité de ce matériau. Les grandes vésicules allongées améliorent la perméabilité de la roche même si celle-ci reste tributaire de l'ouverture des fissures reliant les vésicules entre elles. La structure particulière de cette lave vésiculée avec une orientation préférentielle du réseau poreux contraint les écoulements dans les plans de vésicules et limite la perméabilité perpendiculairement à ce plan.

La porosité estimée par tomographie à 4% a été mesurée pour d'autres carottes issues du même bloc à $7,1 \%$ par triple pesée et $3,9 \%$ par porosimétrie mercure. Ces écarts peuvent être dû aux différences de volume de mesure, à l'hétérogénéité des formations ou au mode de caractérisation.

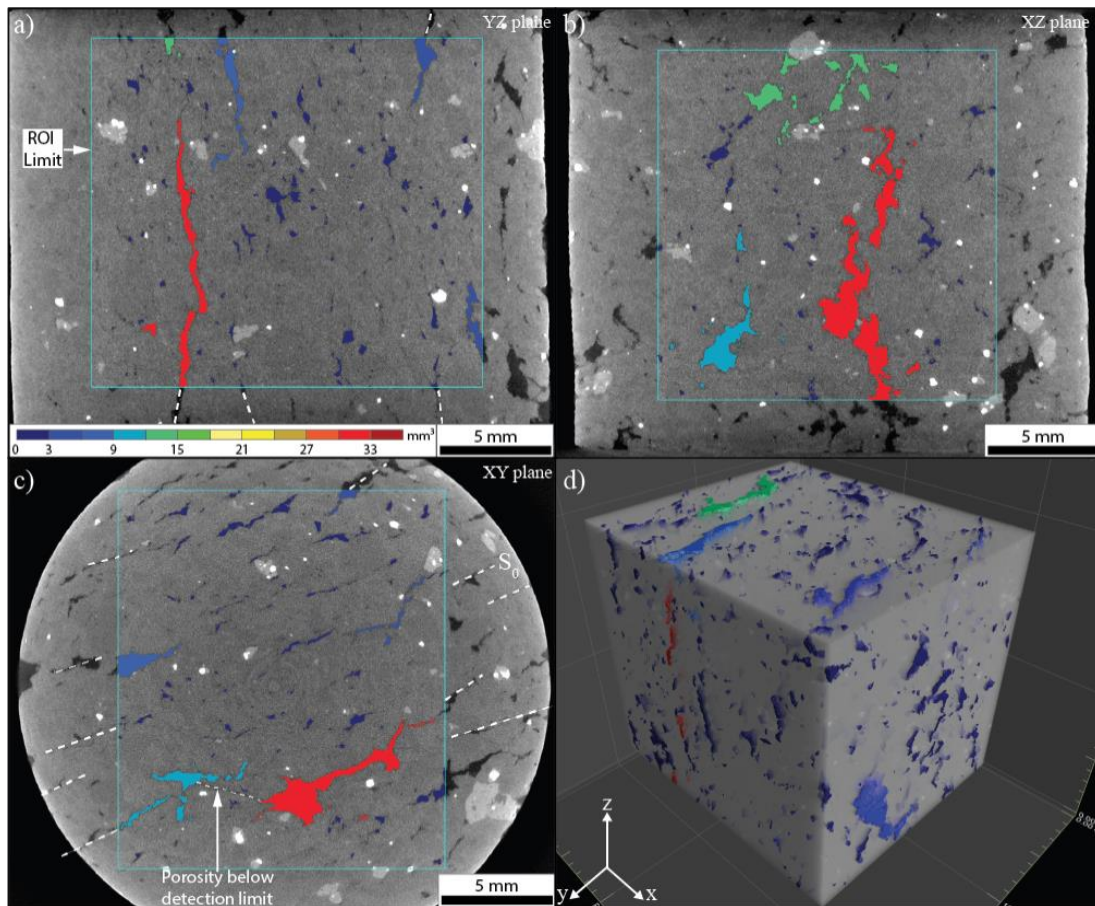


Figure 3-46 - a-c) Distribution de la porosité obtenue par tomographie à rayons X au sein d'une région d'intérêt (contour bleu) et représentation sur 3 plans orthogonaux de l'échantillon GD15-165. L'échelle de couleur sur a) indique le volume des pores. L'allongement préférentiel des pores sur les images a et c indique une disposition majeure des pores dans le plan xz bien visible sur l'image 3D d) où la matrice a été atténuée afin de faire ressortir le réseau poreux.

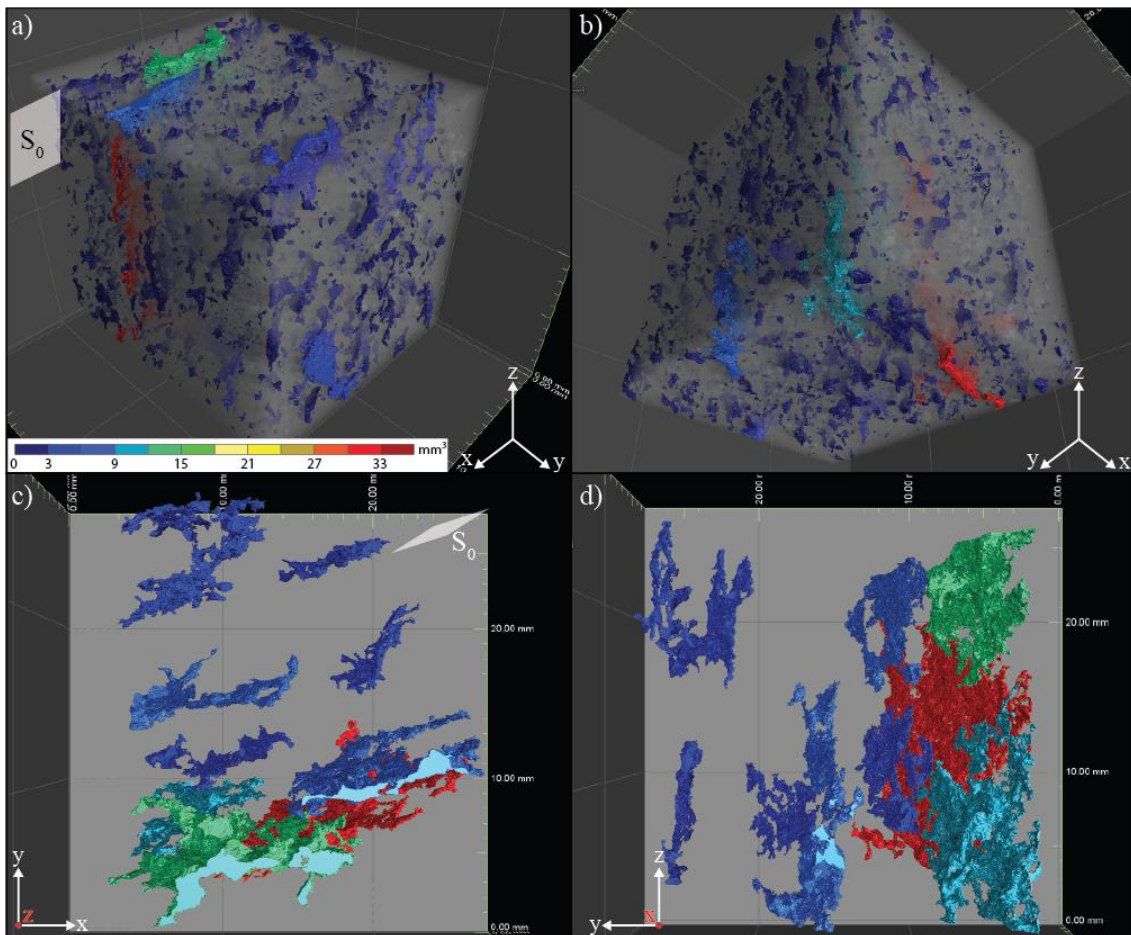


Figure 3-47 - a et b) Vues 3D des pores de l'échantillon GD15-165. c et d) Isolement des pores ayant un volume supérieur à 5 cm³.

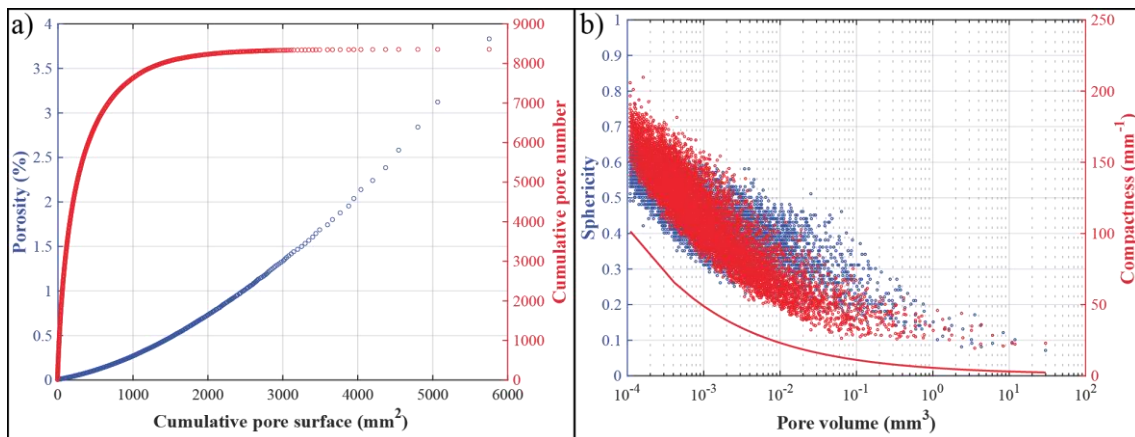


Figure 3-48 - Exploitation des résultats de tomographie à rayons X sur l'échantillon GD15-165. a) Porosité et nombre cumulé de pores en fonction de la surface cumulée de pores. b) Sphéricité et compacité en fonction des volumes de pores. La courbe rouge représente l'évolution de la compacité de sphères de volumes équivalents.

La figure 3-49 présente les résultats de l'acquisition faite sur un échantillon prélevé dans la coulée de lave de la Pointe de l'Anse (GD15-26), et dont l'analyse 2D est faite à la section 4.1.1. Elle met en évidence un réseau poreux dont la géométrie générale est différente de GD16-165. En effet bien que certains pores soient allongés dans une direction, leur ouverture est plus grande et leur alignement dans le plan de fluidalité est moins net (figure 3-50).

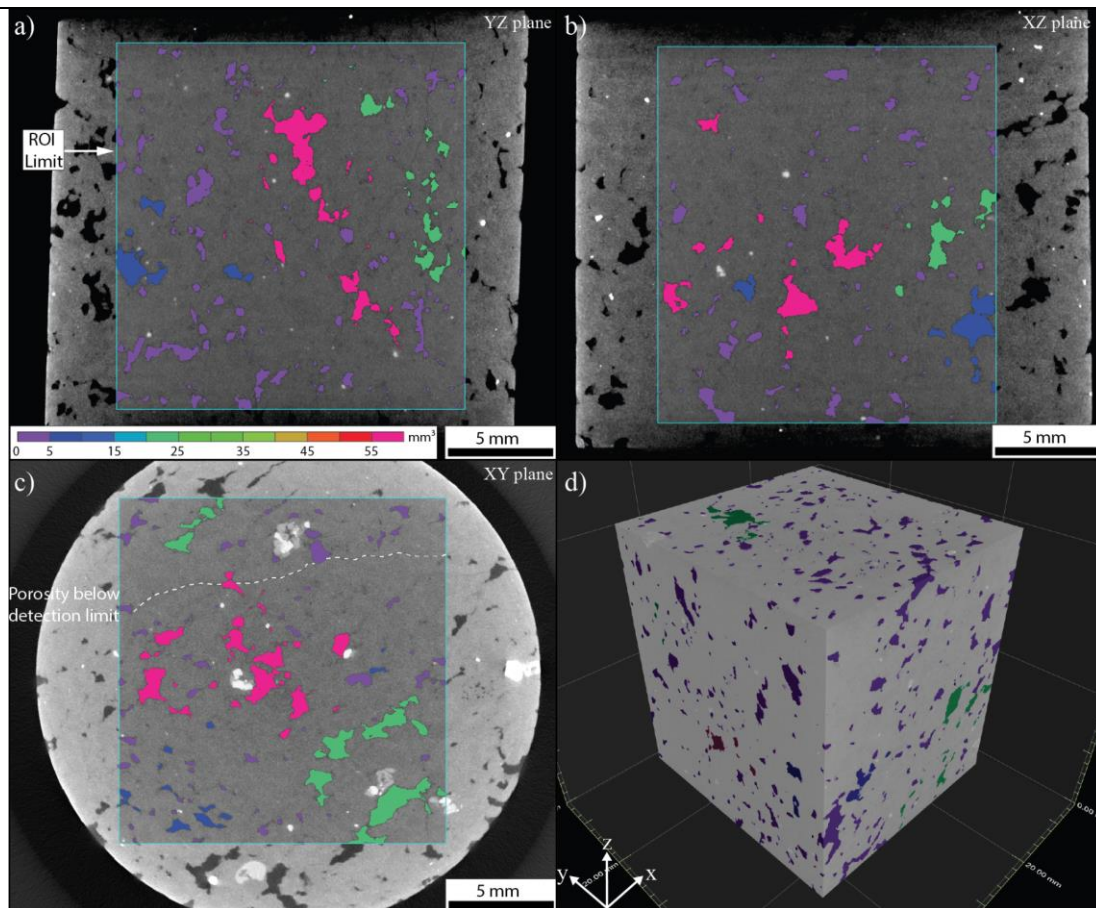


Figure 3-49 - a-c) Distribution de la porosité obtenue par tomographie à rayons X au sein d'une région d'intérêt (contour bleu) et représentation sur 3 plans orthogonaux de l'échantillon GD15-26. L'échelle de couleur sur a) indique le volume des pores. d) Visualisation des pores sur les pourtours de la région d'intérêt.

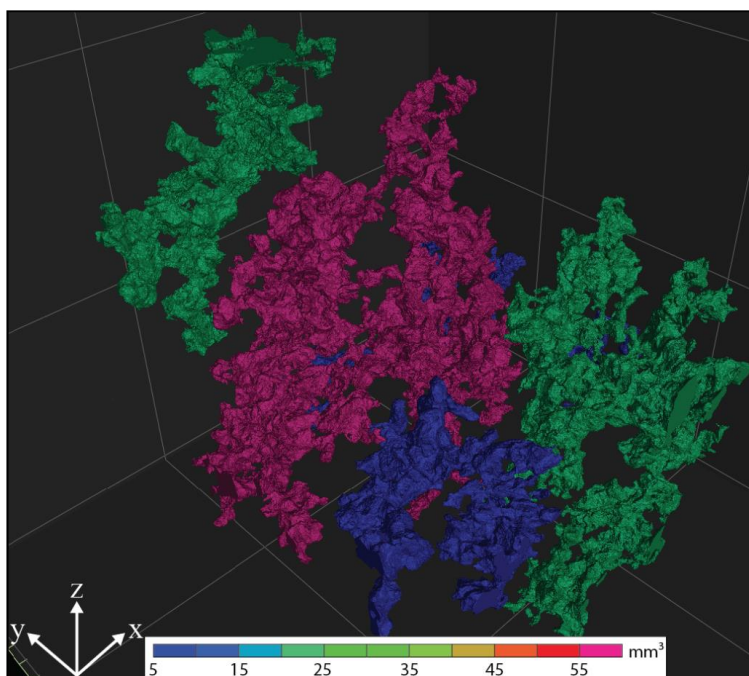


Figure 3-50 - Représentation des pores de volumes supérieurs à 5 cm³ de l'échantillon GD15-26. L'unité de la grille en arrière-plan est de 10 mm.

Environ 5600 pores sont présents dans le volume étudié de 4,5 cm³ soit une porosité de 8,3 % et une surface de 18 cm²/cm³ (figure 3-51a). La porosité a été mesurée à 9 % en lame mince, 10,1 %

par triple pesée sur la même carotte et 7,8 % sur une autre carotte du même bloc par injection de mercure. La différence entre la mesure par triple pesée et l'estimation par tomographie permet d'estimer que la porosité composée de micropores et mésopores est supérieure à 2 %. La porosité de 8,3 % ainsi que la surface cumulée des pores (81 cm², tableau 3-4) sont supérieures à celles de GD15-165 (3,7 % - 58 cm²) pour un nombre de pores plus faible. Les pores de cette coulée sont donc en moyenne plus grands, mais chaque pore de GD15-165 développe en moyenne plus de surface que les pores de GD15-26. Les allures des courbes de compacité et sphéricité de GD15-26 sont très différentes de celles de GD15-165 (figure 3-51b). En effet, le nuage de points de compacité est plus resserré et s'infléchit plus rapidement alors que le nuage de points de sphéricité garde une valeur constante, proche de 0,5, pour les pores jusqu'à 0,1 mm³.

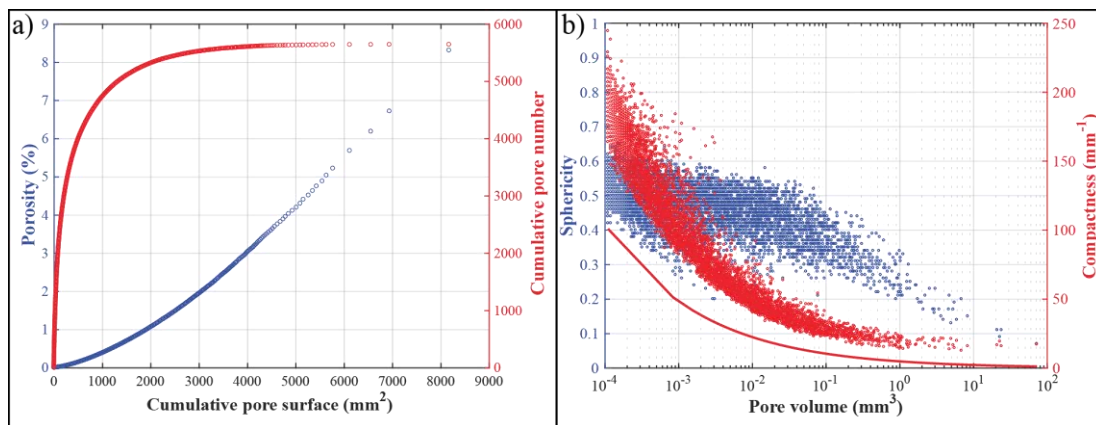


Figure 3-51 - Exploitation des résultats de tomographie à rayons X sur l'échantillon GD15-26. a) Porosité et nombre cumulé de pores en fonction de la surface cumulée de pores. b) Sphéricité et compacité en fonction des volumes de pores.

Les pores de GD15-26 ont une sphéricité plus prononcée, due à une ouverture plus importante, que ceux de GD15-165 ce qui leur confère des volumes plus importants de plusieurs dizaines de mm³ (figure 3-50). Ainsi, la perméabilité de GD15-26 est de 1 mD, soit 2,5 fois supérieure à celle de GD15-165 pour une porosité deux fois supérieure. Sur ces deux exemples, il existe un lien direct entre la porosité et la perméabilité qui traduit un contrôle par l'ouverture et l'allongement des grandes vésicules ainsi que les fissures les connectant (figure 3-49c).

L'étirement des vésicules lors de la mise en place du magma est donc un facteur propice à :

- l'augmentation de la connectivité des pores ce qui pour de faible porosité donne des perméabilités matricielles très élevées pour ce type de matériau et pourrait expliquer également le comportement de type fissural observé figure 3-68a ;
- l'augmentation de la surface périphérique des pores en contact avec la matrice microlithique qui peut accroître les cinétiques réactionnelles et faciliter les transformations minérales lors de la circulation de fluides hydrothermaux dans le réseau poreux ;
- la diminution de la proportion de porosité non connectée qui est inefficace pour le stockage et la circulation de fluides.

Le dernier échantillon de lave saine (GD15-29) étudié en tomographie à rayons X possède un réseau poreux orienté dans le plan de fluidalité, composé de pores plus étroits et plus petits que les échantillons précédents avec seulement un pore de volume supérieur à 5 mm^3 (figure 3-52). Cela se traduit par une surface développée par les parois de pores plus faible ($11 \text{ cm}^2/\text{cm}^3$, tableau 3-4) diminuant par conséquent la surface disponible pour les intersections fluide/roche. La perméabilité mesurée à l'azote est faible de l'ordre de $0,01 \text{ mD}$. Les pores sont donc mal connectés ou par des seuils d'accès de très faibles diamètres. La courbe de nombre cumulé de pores en fonction de la surface cumulée possède une pente plus faible que celles des échantillons GD15-165 et GD15-26. Ceci signifie que la majorité de la surface des pores n'est pas composée uniquement par des pores très grands ayant des volumes de plusieurs mm^3 mais mieux répartie sur l'ensemble des tailles de pores (figure 3-52c). Ces pores ont une sphéricité qui diminue proportionnellement avec leur volume (figure 3-52d). Plus les pores sont volumineux, plus ils sont allongés. Bien que composé d'un grand nombre de pores, cet échantillon a une porosité faible de $3,4 \%$. Cette porosité a en revanche été mesurée à $6,7 \%$ par porosimétrie mercure et $6,8 \%$ par triple pesée sur d'autres carottes, signifiant que la part de microporosité est non négligeable dans cet échantillon car supérieure à 3% .

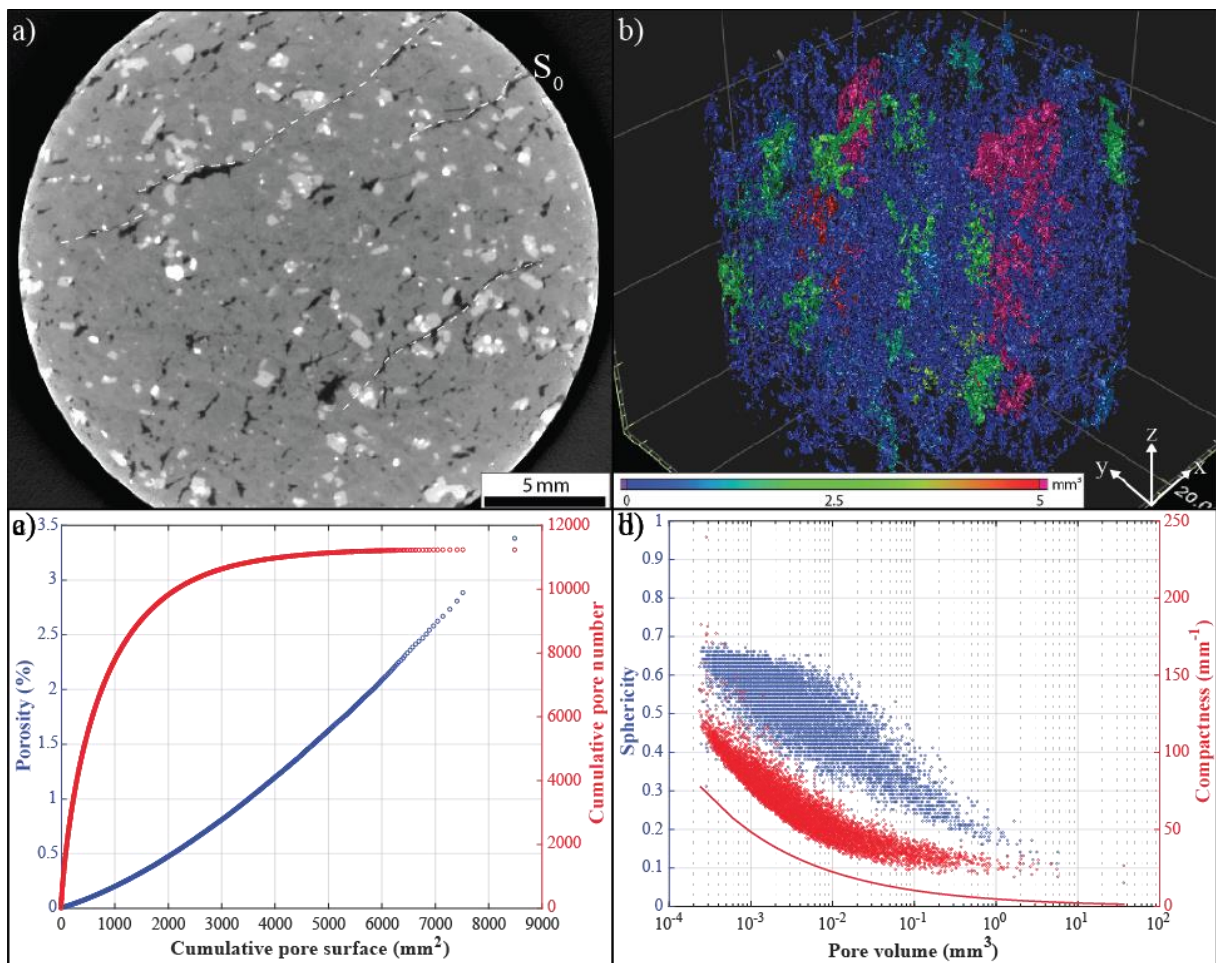


Figure 3-52 - a) Coupe orthogonale au plan de fluidalité (S_0) de l'échantillon de lave saine GD15-29 (Pointe Dibuque). b) Visualisation 3D du réseau poreux. Maille de la grille : 10 mm . c) Porosité et nombre cumulé de pores en fonction de la surface cumulée développée par les parois de pores. d) Sphéricité et compacité des pores en fonction de leur volume.

Tableau 3-4 - Résumé des paramètres mesurés par tomographie à rayons X sur les trois échantillons de lave saine.

Sample	V _{ROI} cm ³	V _{Pores} cm ³	V _{max Pore} cm ³	φ %	K mD	S _{Pores} cm ²	S _{Pores} / V _{Sample} cm ² /cm ³	N _{Pores}	N _{Pores} / V _{Sample} cm ⁻³
GD15-165	4,125	0,164	0,03	4,0	0,4	57,599	13,96	8343	2023
GD15-26-2	4,536	0,377	0,072	8,3	1,0	81,721	18,02	5141	1133
GD15-29-2-2	7,476	0,252	0,037	3,4	0,01	84,969	11,37	11220	1501

4.3 Synthèse des études 2D et 3D du réseau poreux

Les études 2D et 3D du réseau poreux ont montré une très grande variété des types de pores présents dans les roches volcaniques de l'archipel guadeloupéen. Les analyses 2D ont permis d'identifier tous les types de pores qu'ils soient primaires ou secondaires, colmatés ou non par des minéralisations issues de l'altération. Le passage à la 3D fut un bon moyen d'évaluer les connectivités du réseau de pores et surtout la forme des vésicules. De plus l'analyse en 3D permet de s'assurer que les multiples fissures observées en lame mince ne proviennent pas des phases de sciage et de polissage des lames. Bien que les deux études soient complémentaires, l'analyse des lames minces peut être suffisante pour avoir une bonne appréciation du réseau poreux, à condition que leurs réalisations soient en accord avec les caractéristiques macroscopiques des échantillons et de combiner l'interprétation de deux à trois lames minces orthogonales. La combinaison des deux types d'analyse permet également de couvrir une large gamme de dimension d'objets. L'analyse 3D par tomodynamométrie permet de décrire des objets jusqu'à une vingtaine de micromètres, l'analyse des lames minces grâce aux différentes microscopies permet de décrire des objets jusqu'à quelques dixièmes de micromètre.

Les deux études ont mis en évidence une grande complexité du réseau poreux dans toutes les lithologies et apporté de nombreux éléments pour l'interprétation des résultats pétrophysiques.

Dans les laves, bien que certaines vésicules soient très allongées et disposées dans les surfaces de fluidalité de la lave, il n'y a que très peu de coalescence directe de celles-ci et la connexion des macropores se fait par des fissures à faibles ouvertures (quelques micromètres). Ce sont donc ces fissures qui vont contrôler les propriétés d'écoulement de fluides dans les laves.

Dans les coulées de débris et les dépôts pyroclastiques, les fissures sont presque essentiellement localisées dans les particules et résultent d'un héritage structural. L'espace poreux intergranulaire est très important. Il contrôle les propriétés d'écoulement de fluides au sein de ces dépôts. Les fissures affectant les particules jouent ensuite le rôle de relais pour connecter l'espace poreux intergranulaire à l'espace poreux intragranulaire. Le réseau poreux des coulées de débris et des dépôts pyroclastiques semble plus sensible aux stades précoces de l'altération supergène avec la mise en place de revêtements argileux sur les parois des macropores interparticulaires réduisant sensiblement leur ouverture.

L'altération hydrothermale produit une modification quasiment totale du réseau poreux initial. Les vésicules disparaissent dans les coulées de laves et la distinction des porosités inter- et intraparticulaire dans les pyroclastites et les coulées de débris n'a plus de sens puisque les roches altérées

sont quasi entièrement recristallisées. L'altération hydrothermale de haut degré change totalement la morphologie du réseau initial. Le réseau secondaire créé par l'altération se compose essentiellement de micropores liés à une cristallisation imparfaite des phases secondaires et par des grands pores de dissolution des phases primaires. La tortuosité du réseau est importante car celui-ci utilise principalement la microporosité située entre les microlites secondaires puisque très peu de fissures sont présentes. Les modifications morphologiques du réseau poreux au cours de l'altération vont avoir un impact significatif sur les propriétés pétrophysiques des roches qu'il convient de quantifier dans le chapitre suivant.

Chapitre 2 - Apports des mesures pétrophysiques à l'étude d'un système géothermique

Dans ce chapitre, sont présentées les mesures thermiques et physiques, elles sont complétées par des analyses en microscopie optique et électronique à balayage, indispensables pour les interpréter.

1 Les densités

Ces propriétés sont dépendantes soit uniquement de la minéralogie (densité de phase solide) soit de la combinaison de la minéralogie et de la porosité (densité apparente), ces densités reflètent directement les contrastes existants entre les différents groupes d'échantillons. Elles seront comparées à d'autres propriétés telles que la porosité.

1.1 Les coulées de lave

La densité de phase solide des coulées de lave varie de 2,5 à 2,85 (figure 3-53a) ce qui traduit des variations de minéralogie et de composition chimique des échantillons. Cette variation de densité est corrélée avec la teneur en SiO_2 . En effet, bien que la relation de la densité de phase solide en fonction de la teneur en SiO_2 ne possède pas un coefficient de corrélation élevé (0,368, figure 3-54), à l'exception d'un échantillon hydrothermalisé, il y a bien une décroissance de la densité en passant des andésites basaltiques, aux andésites et enfin aux dacites avec une augmentation de la teneur en SiO_2 . Il n'y a pas de décroissance systématique de la densité de phase solide avec l'intensité des transformations hydrothermales puisque les échantillons les plus hydrothermalisés ont des densités qui varient entre 2,6 et 2,8. Le remplacement total des pyroxènes et partiel des plagioclases par les minéraux secondaires (calcite, micas blanc, pyrite, chlorite, quartz, jarosite, minéraux argileux...) lié aux différentes altérations ne contribue pas à changer considérablement la densité des phases solides des coulées de laves. Certaines variations de densité de phase solide dans chaque groupe peuvent être liées à une variation de composition minéralogique (teneurs en plagioclases, pyroxène et magnétite) qui pourrait expliquer des oscillations de densité pour des teneurs identiques en SiO_2 . Bien que les échantillons utilisés pour la détermination de la densité de phase solide n'aient pas tous le même volume ; la taille utilisée (> 1,5 cm de côté) suffit pour avoir un volume élémentaire représentatif au regard de la taille des minéraux dont la taille n'excède pas 2 à 3 mm pour les plus grands phénocristaux.

En revanche, les altérations diminuent notablement la densité apparente des laves. Les laves saines ont des densités apparentes souvent très proches de leur densité de phase solide car leur

porosité est faible (< 5 %). Dès que la porosité augmente, l'écart entre les deux densités s'accroît logiquement (figure 3-53b). La densité apparente est liée à la porosité selon la relation : $\rho_b = -0,033 \phi + 2,71$ où ρ_b est la densité apparente et ϕ est la porosité mesurée par injection de mercure, avec un coefficient de corrélation de 0,804. Les transformations minérales par altération créent de la porosité puisqu'elles remplacent des minéraux peu poreux par des assemblages de phases poreuses.

Les laves faiblement à modérément altérées ont un comportement intermédiaire avec des densités de phases solides légèrement plus faibles (2,5 - 2,74) que les échantillons sains (2,61 - 2,85) dû à un remplacement partiel des minéraux primaires. Contrairement aux laves affectées par des transformations hydrothermales avancées, il n'y a pas d'apparition de phases très denses telles que la pyrite (densité comprise entre 4,8 et 5) qui accroît la densité de phase solide de ces échantillons. En revanche, pour la densité apparente, le VER peut varier entre les échantillons à cause de la présence des grandes vésicules, expliquant des dispersions de densité apparente pour des densités de phases solides identiques.

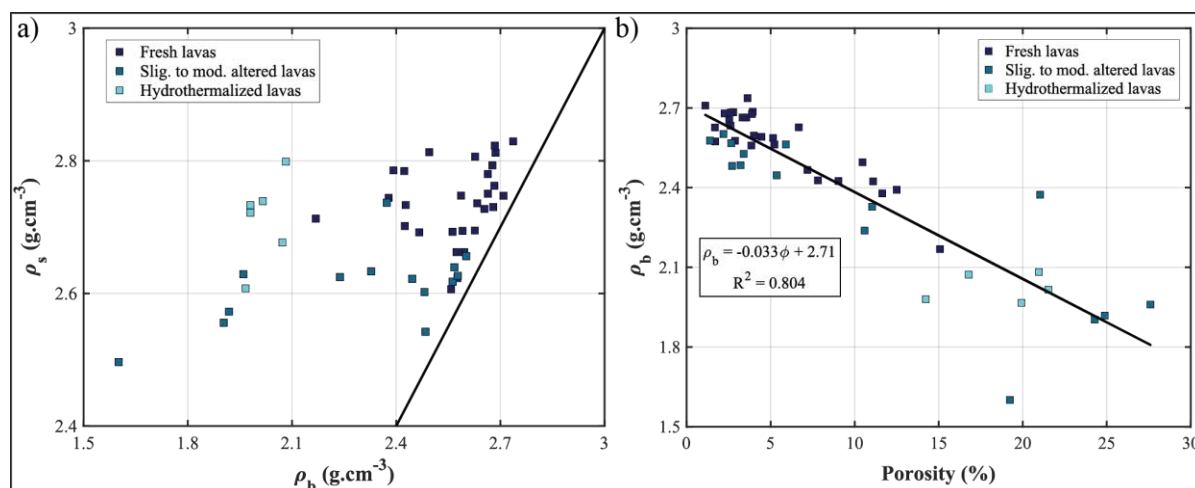


Figure 3-53 - a) Masse volumique de phase solide en fonction de la masse volumique apparente des échantillons de laves. La droite en trait plein indique la ligne d'égalité des 2 masses volumiques. b) Masse volumique apparente en fonction de la porosité.

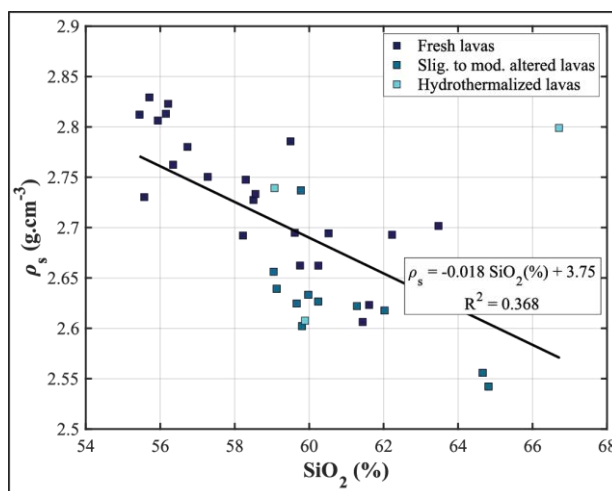


Figure 3-54 - Masse volumique de phase solide en fonction de la teneur en SiO_2 d'une sélection de laves.

Afin de quantifier une éventuelle porosité non connectée, certains échantillons de lave ont été réduits en poudre de quelques dizaines de micromètres de granulométrie permettant de supprimer une

grande partie de la porosité non connectée. La densité de phase solide des poudres est supérieure à la densité de phase solide des échantillons entiers (figure 3-55a) ce qui indique qu'il existe bien une porosité non connectée. Seuls trois échantillons ont une densité de poudre inférieure à la densité sur carotte, c'est certainement dû à l'hétérogénéité au sein des blocs de roche. En effet, le volume de roche broyé puis porphyrisé est plus grand (quelques centaines de grammes) que les morceaux d'échantillons entiers passés dans le pycnomètre.

La porosité non connectée peut être non négligeable et être équivalente à la porosité connectée pour les échantillons les moins poreux (figure 3-55b). Ainsi, les laves peu poreuses peuvent à la faveur d'un épisode de fracturation connaître un accroissement significatif de leur porosité car les fractures permettent de connecter des pores initialement non connectés. Pour les échantillons hydrothermalisés ayant une porosité supérieure à 20 %, la porosité non connectée dépasse 4 %

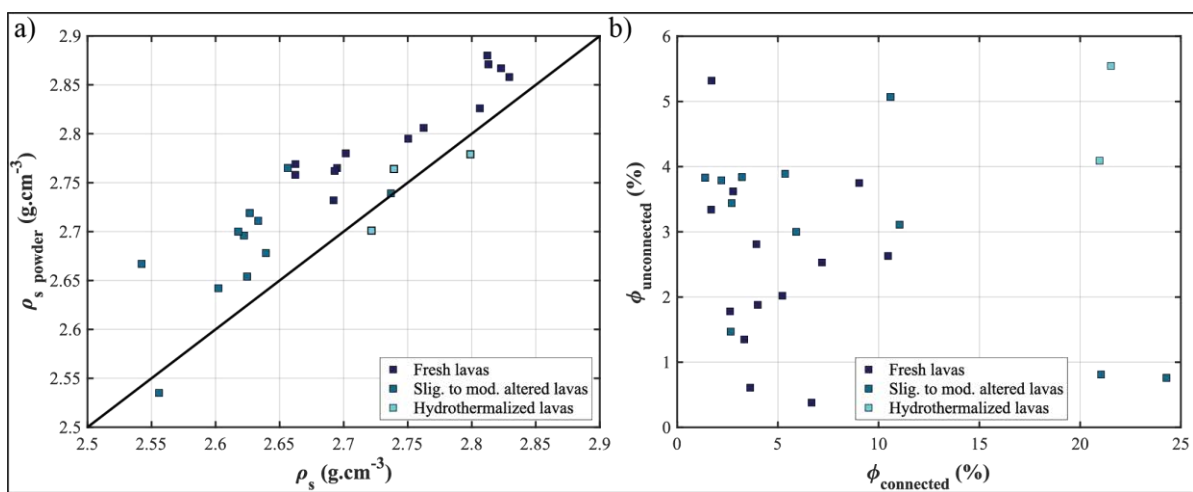


Figure 3-55 - a) Masse volumique de phase solide des poudres en fonction de la masse volumique de phase solide des échantillons entiers. b) Porosité non connectée en fonction de la porosité connectée.

1.2 Les coulées de débris et les pyroclastites

Les densités des coulées de débris et roches pyroclastiques ont des valeurs nettement plus dispersées que les laves (figure 3-56a). En effet, les densités des phases solides varient de 2,21 à 2,8 avec 8 échantillons qui ont une densité de phase solide inférieure à la plus faible densité mesurée pour les laves et seulement trois qui ont une densité de phase solide inférieure à 2,4. Les faibles valeurs de densité de phase solide peuvent être dues à une porosité piégée importante. Comme pour les laves, il n'y a pas de distinction claire de densité entre les différents groupes d'altération des faciès volcano-sédimentaires.

La corrélation entre la densité apparente et la porosité est bonne : $\rho_b = -0,027 \phi + 2.53$ ($R^2 = 0,775$) (figure 3-56b), elle montre que pour ces faciès, la porosité contrôle fortement la densité apparente. Les pyroclastites ont les densités apparentes les plus faibles avec notamment une valeur de 0,62 pour un échantillon de ponce.

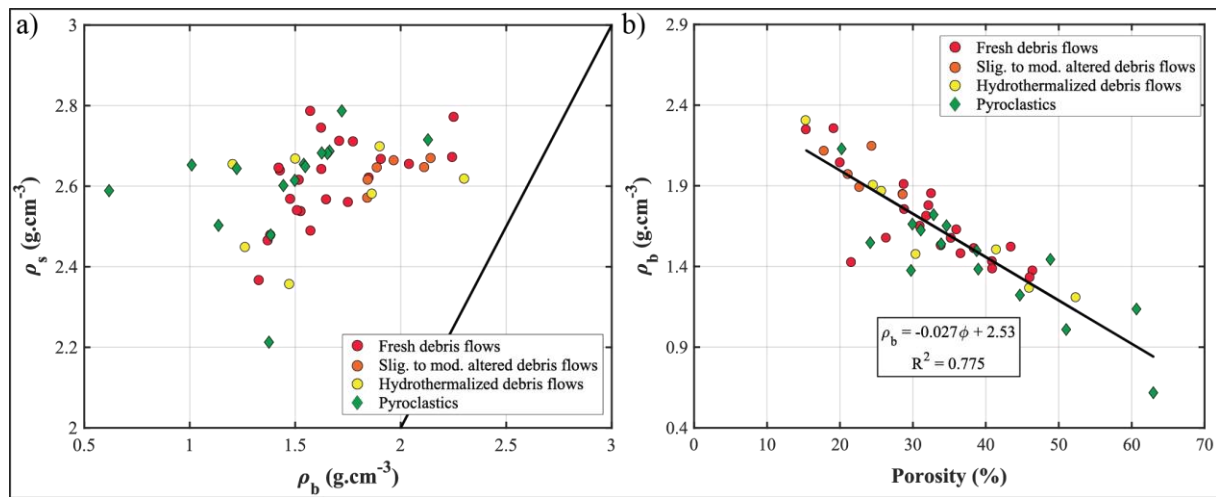


Figure 3-56 - a) Masse volumique de phase solide en fonction de la masse volumique apparente des unités volcano-sédimentaires. b) Masse volumique apparente en fonction de la porosité mercure pour ces dépôts.

1.3 Les remplissages de fractures

Les remplissages de fractures ont des densités de phases solides comprises entre 2,16 et 2,50 et des densités apparentes entre 1,08 et 1,58 (figure 3-57a). Ces densités sont très faibles et représentatives de ces roches à faible cohésion. Les transformations des minéraux primaires lors des circulations hydrothermales sont importantes et les contacts entre minéraux sont lâches, ménageant une porosité importante. Pour les remplissages brêchifiés, les plagioclases et pyroxènes primaires ont été dissouts. Les minéraux néoformés sont nombreux : jarosite, silice amorphe, chlorite, muscovite, mais les plus abondants sont les argiles de type kaolinite et smectite. Il n'existe pas de relation claire entre la densité apparente et la porosité (figure 3-57b). Cette absence de corrélation peut être expliquée par une plus grande variabilité de la composition minéralogique de ces remplissages.

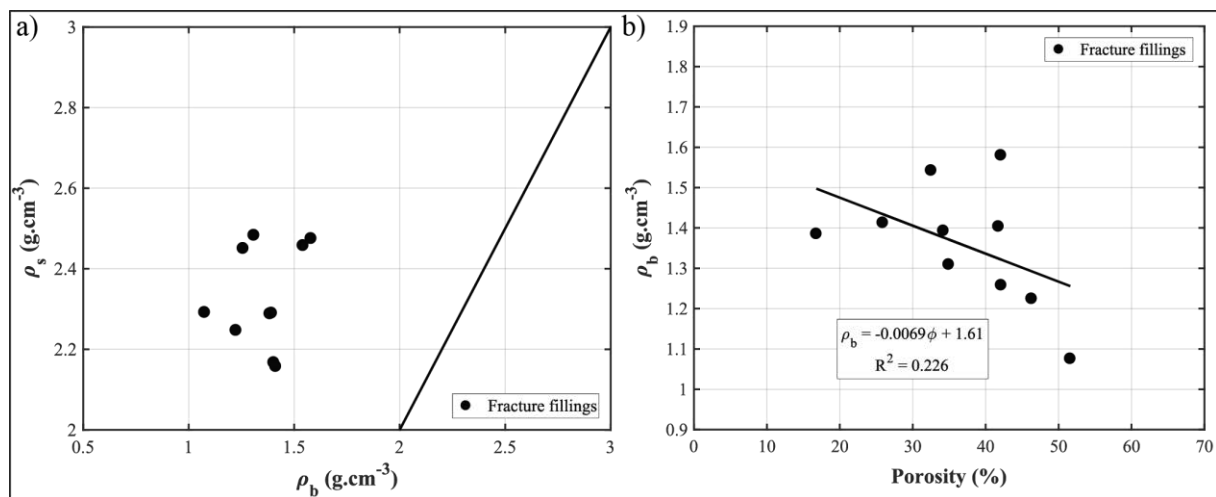


Figure 3-57 - a) Masse volumique de phase solide en fonction de la masse volumique apparente des remplissages de fractures. b) Masse volumique apparente en fonction de la porosité mercure.

1.4 Comparaison des différents faciès

La plupart des échantillons ont une densité de phase solide qui varie relativement peu, et comprise entre 2,5 et 2,8 reflétant des variations de composition chimique, de porosité non connectée et de composition minéralogique (figure 3-58a). Les transformations hydrothermales avancées ne modifient quasi pas les densités de phase solide. Ce n'est pas le cas des altérations de faible degré qui dissolvent partiellement les pyroxènes ($\rho_s = 3,36$ pour les pyroxènes Ca-Al, Schön, 2015) de densités plus élevées que les plagioclases ($\rho_s = 2,62$ et $2,76$ pour l'albite et l'anorthite respectivement, Schön, 2015) et provoque une baisse de la densité de phase solide. La plupart des échantillons de coulées de débris et de pyroclastites ont des densités de phases solides voisines de celles des laves. En revanche, une diminution importante de la densité de phases solides caractérise une partie des échantillons ayant une densité apparente inférieure à 1,6. Ces échantillons de faible densité de phase solide sont surtout représentés par des remplissages de fractures et quelques roches volcano-sédimentaires saines et altérées. Outre l'existence d'une porosité non connectée, les variations de compositions chimiques et minéralogiques peuvent être à l'origine de ces variations.

La comparaison des mesures de porosité et de densité apparente (figure 3-58b) fait apparaître pour l'ensemble des échantillons, une relation linéaire avec un fort coefficient de corrélation ($R^2 = 0,894$) : $\rho_b = -0,031 \phi + 2,66$. Cette relation montre que la porosité connectée contrôle la densité apparente des échantillons, avec une densité de phase solide qui est relativement homogène.

Les différents faciès s'organisent selon cette relation, avec globalement les laves qui ont une porosité faible et une densité élevée alors que les coulées de débris et pyroclastites ont une forte porosité et une densité faible. Les faciès de laves hydrothermalisées tendent à avoir une densité plus faible et une porosité plus forte qui les placent entre les laves saines et les unités volcano-sédimentaires limitant ainsi les différences entre les deux lithologies majeures. Ces transformations hydrothermales ont tendance à homogénéiser les valeurs de densité et de porosité des deux pôles que sont les laves et les formations volcano-sédimentaires.

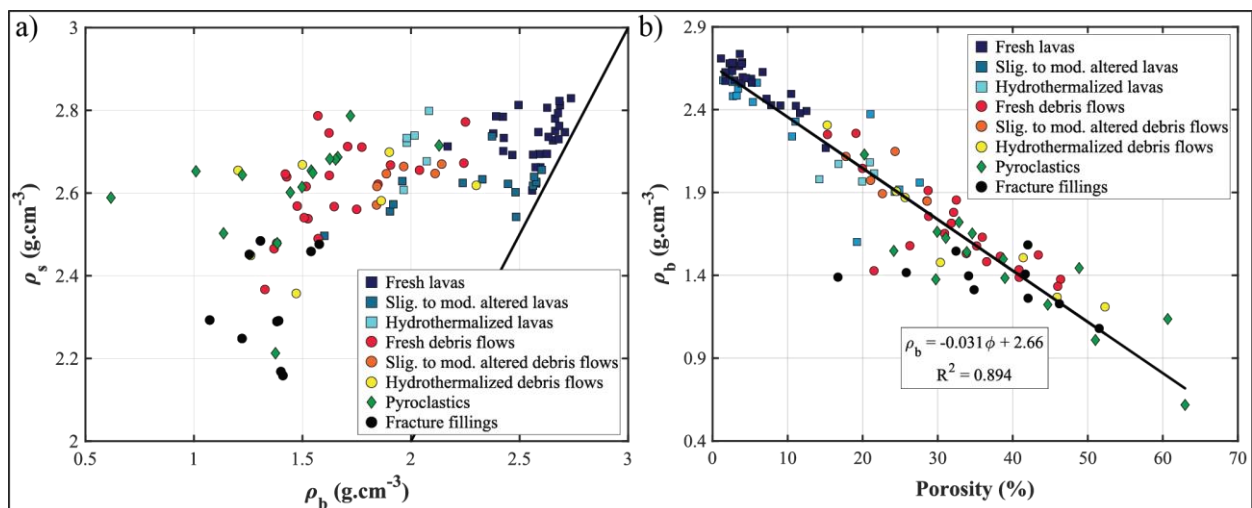


Figure 3-58 - a) Synthèse de toutes les masses volumiques de phase solide en fonction des masses volumiques apparentes de tous les groupes d'échantillons. b) Masses volumiques apparentes en fonction des porosités par injection de mercure.

2 Les propriétés de stockage et de transfert

2.1 Caractérisation de la porosité et des seuils de percolation

2.1.1 Comparaison des porosimétries mesurées par injection de mercure, par saturation à l'eau et à l'hélium

La porosité connectée a été mesurée en utilisant trois méthodes : 1 - injections de mercure ; 2 - saturations à l'eau distillée et 3 - saturations avec de l'hélium. La figure 3-59 présente ces mesures pour les 8 groupes d'échantillons.

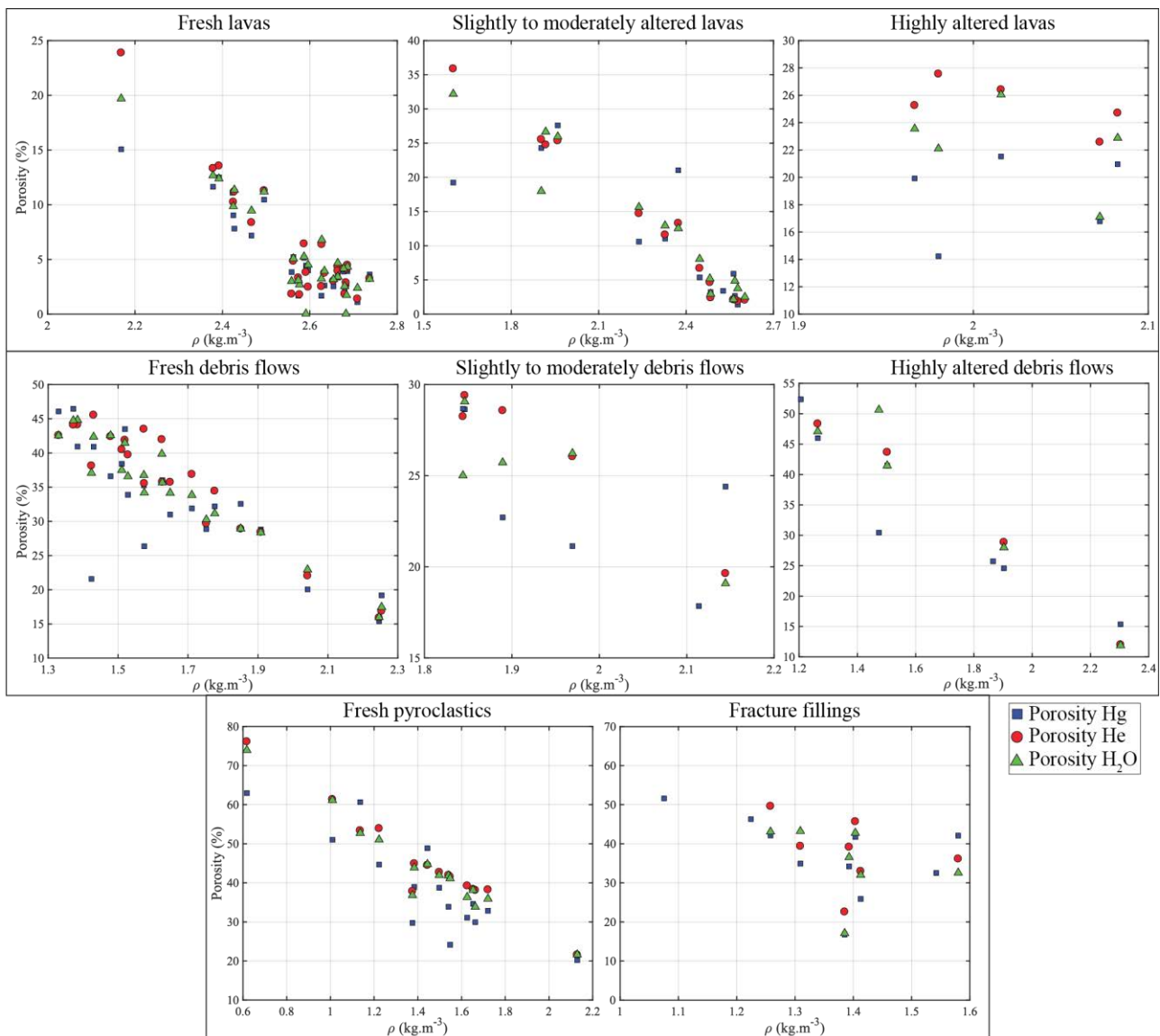


Figure 3-59 - Comparaison des mesures de porosité par injection de mercure, par saturation à l'eau et à l'hélium en fonction de la densité apparente.

Les différentes valeurs de porosité sont représentées en fonction de la densité apparente qui admet une valeur unique pour chaque échantillon.

Les différences de porosité peuvent être induites soit par la technique de mesure et le mode de saturation et/ou par le volume de mesure propre à chaque technique. Pour la majorité des échantillons,

la porosité mesurée par saturation à l'hélium est supérieure à la porosité mesurée par saturation à l'eau et par injection de mercure qui fournit la porosité la plus faible. Ces écarts entre les différentes mesures de porosité peuvent dépasser 10 % pour les échantillons les plus poreux. Plusieurs explications permettent de comprendre ce phénomène :

- le mercure est un fluide non mouillant et les pressions utilisées pour l'injection de mercure rendent inaccessibles les pores ayant des seuils d'accès plus grands que 340 - 360 μm et plus petits que 5,7 nm ;
- l'hélium et l'eau sont des fluides mouillants pouvant saturer une gamme de vides, en terme de taille, plus importante. La viscosité et la taille des molécules de l'hélium gazeux sont plus faibles que celle de l'eau permettant l'accès à des vides plus petits pour l'hélium ;
- le volume de mesure peut avoir une influence significative sur la valeur de porosité mesurée. Le volume d'échantillon utilisé pour l'injection de mercure est le plus faible.

Comme la porosité résultant de l'injection de mercure est la plus faible des trois méthodes, elle fournit une valeur minimale de porosité connectée. De plus, l'injection de mercure donne des informations sur la taille des seuils d'accès, c'est donc cette valeur de porosité qui est retenue dans la suite du manuscrit. Les mesures réalisées par saturation à l'hélium et à l'eau distillée sont utilisées uniquement pour déterminer respectivement les densités de phase solide et apparente.

L'organisation des valeurs de porosité suit une saturation croissante en fonction des fluides de saturation utilisés, pour les écarts importants par rapport à la saturation mercure, une information sur la quantité de microporosité peut être extraite.

2.1.2 Porosimétrie par injection de mercure

Comme mentionné précédemment, la connaissance de la dimension des seuils d'accès au réseau poreux est une information primordiale pour comprendre comment les fluides peuvent circuler dans la matrice, c'est d'ailleurs un paramètre pris en compte dans le calcul de la perméabilité dans le modèle de Katz et Thompson (1986) par exemple. Dans chaque sous-partie, les différentes catégories d'échantillons sont présentées avec leurs courbes d'injection de mercure brutes et leur interprétation en termes de distribution des seuils d'accès principaux.

2.1.2.1 Les laves saines

Les résultats de porosimétrie mercure obtenus sur les échantillons de coulées de laves et de filons sains prélevés majoritairement dans la zone de Vieux-Habitants-Bouillante (26 échs.) et à Terre-de-Haut (2 échs.) se distribuent en trois organisations bien distinctes (figure 3-60), dépendant à la fois de la valeur totale de porosité connectée et de la distribution des seuils d'accès aux pores :

- le premier groupe dont la porosité est inférieure à 6 % concerne la majorité des échantillons. Il regroupe des laves peu ou pas vésiculées dont la porosité correspond

surtout à des microfissures qui affectent la mésostase et les phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes ainsi que des micropores de la mésostase. L'injection de mercure se fait majoritairement pour des diamètres inférieurs à $0,5 \mu\text{m}$ et 10 échantillons sur 19 ont des seuils d'accès inférieurs à $0,05 \mu\text{m}$. Le faible étalement des barres d'injection sur la figure 3-60b indique que le réseau poreux présente une homogénéité des seuils d'accès.

- le deuxième groupe comprend 4 échantillons ayant une porosité connectée comprise entre 6 et 9 %. L'injection de mercure se produit pour des seuils d'accès plus larges que pour les échantillons du groupe précédent. Les réseaux poreux sont hétérogènes car les seuils d'accès où se produisent les injections maximales sont très différents d'un échantillon à l'autre. La porosité est constituée : 1 - de vésicules dont l'ouverture dépasse nettement $100 \mu\text{m}$ et pouvant atteindre 1 mm formant l'essentiel de la porosité connectée mais ne contrôlant pas les seuils d'accès ; 2 - de fissures et 3 - de vésicules plus fines disposées dans les plans de la fluidalité de la lave et qui semblent contrôler, avec les fissures, les seuils d'accès ;
- enfin, le troisième groupe comprend les échantillons à porosité comprise entre 10 et 13 % prélevés dans les niveaux vésiculés et sur les bordures des coulées de lave. Les vacuoles ont des ouvertures millimétriques mais les courbes d'injection de mercure indiquent que la connexion entre les vésicules dépend essentiellement de rétrécissement de diamètres compris entre $0,5$ et $5 \mu\text{m}$ et inférieur pour l'échantillon GD16-20 ($0,006 \mu\text{m}$).

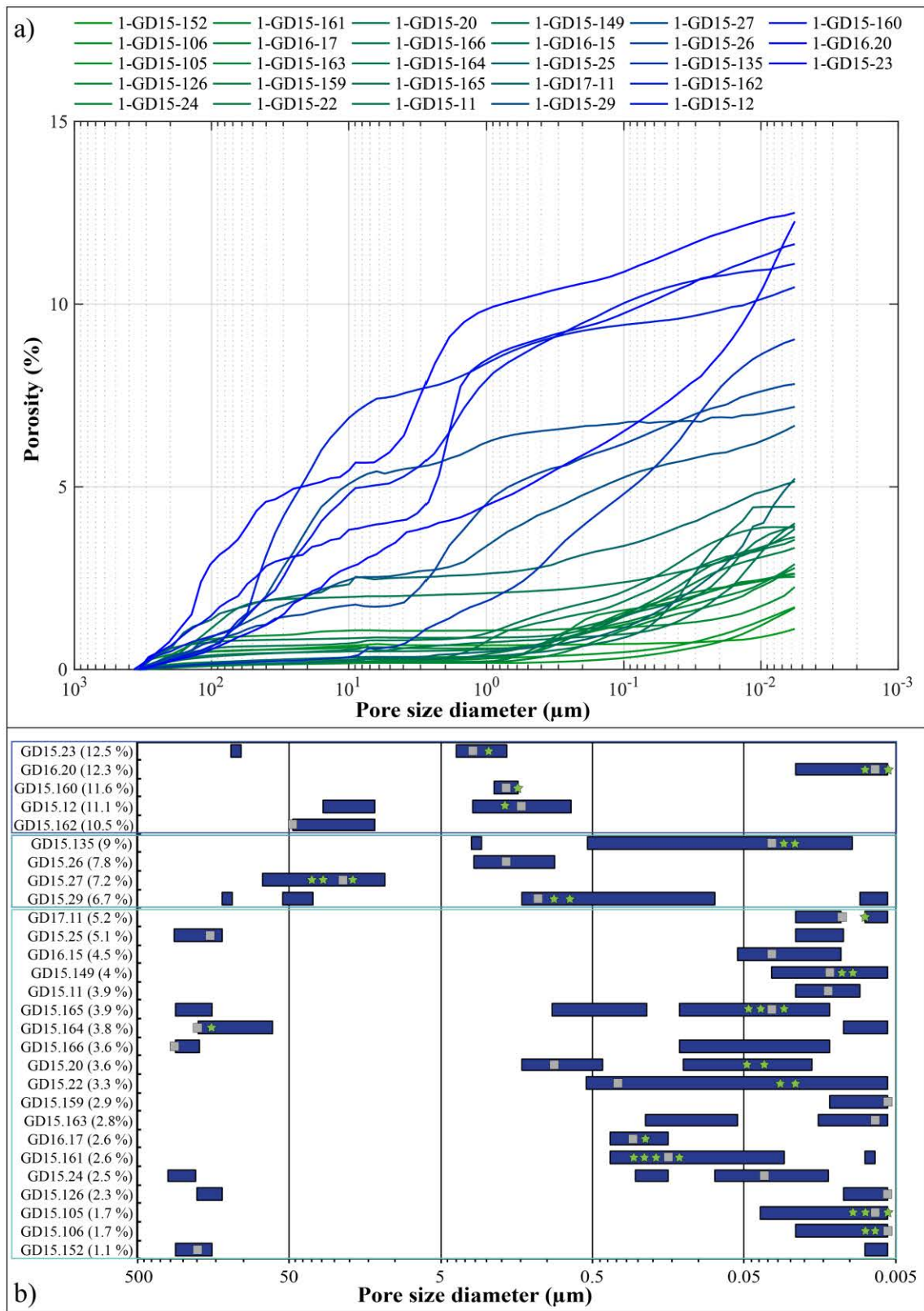


Figure 3-60 – a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de laves saines représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusions incrémentales de mercure pour les échantillons de coulées de laves saines. Les barres correspondent aux diamètres de seuils d'accès pour lesquels au moins 40 % de l'intrusion maximale a été atteinte. Les carrés gris et étoiles vertes correspondent respectivement à 100 % et 90 % de l'intrusion maximale. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. Les cadres bleus séparent les 3 groupes majeurs d'échantillons en fonction de leur porosité totale connectée.

2.1.2.2 Les laves légèrement à modérément altérées

Les échantillons de laves affectées par une altération supergène et/ou hydrothermale de faible température sont prélevés majoritairement dans le Complexe Basal et à Terre-de-Haut. Les porosités connectées varient plus largement que pour les échantillons sains, de 1 % à presque 30 % (figure 3-61).

Comme pour les échantillons sains, 3 organisations différentes sont distinguées :

- plus de la moitié des 15 échantillons de ces laves ont une porosité inférieure à 6 %. Deux types de roches se retrouvent dans cette catégorie. Le premier correspond à des laves du Complexe Basal dont le débit planaire à espacement centimétrique est très marqué et la dissolution des pyroxènes est avancée. Le second type regroupe des échantillons de Terre-de-Haut qui ont une faible densité de fissures et qui présentent une dissolution des pyroxènes sur leurs épontes due à une altération supergène et/ou hydrothermale faible. Pour tous ces échantillons le réseau poreux est très homogène avec des seuils d'accès de très faibles diamètres nettement inférieurs à $0,05 \mu\text{m}$, quasi aucune injection ne s'effectue au-dessus de cette limite ;
- 2 échantillons forment un groupe isolé avec une porosité entre 10 et 11 %. Les courbes d'injection sont très similaires dans la forme aux échantillons de porosité inférieure à 6 % à l'exception d'une injection vers $10 \mu\text{m}$. Les seuils de percolation sont identiques et proches de $0,006 \mu\text{m}$;
- les échantillons présentant une porosité comprise entre 19 et 28 % ont des courbes d'injection très différentes. L'échantillon GD15-150 prélevé à l'Anse Marsolle, où affleure la brèche hydrothermale, est une andésite affectée par une altération hydrothermale peu intense. Des vacuoles millimétriques qui ont de larges seuils d'accès entre 30 et $40 \mu\text{m}$ constituent plus de la moitié de la porosité de la roche. Le reste de la porosité connectée est accessible grâce à des seuils inférieurs à $0,1 \mu\text{m}$. L'échantillon GD15-35 cumule à la fois des altérations supergène et hydrothermale modérées et plus de 90 % de la porosité est accessible via des seuils d'accès inférieurs à $1 \mu\text{m}$ avec notamment une injection très marquée à $0,015 \mu\text{m}$

En comparant les courbes d'injection des échantillons sains et des échantillons affectés par des altérations légères à modérées, la caractéristique majeure de ces faciès est une diminution progressive et une homogénéisation des tailles de seuils de percolation qui sont beaucoup moins dispersés à l'état altéré qu'à l'état sain.

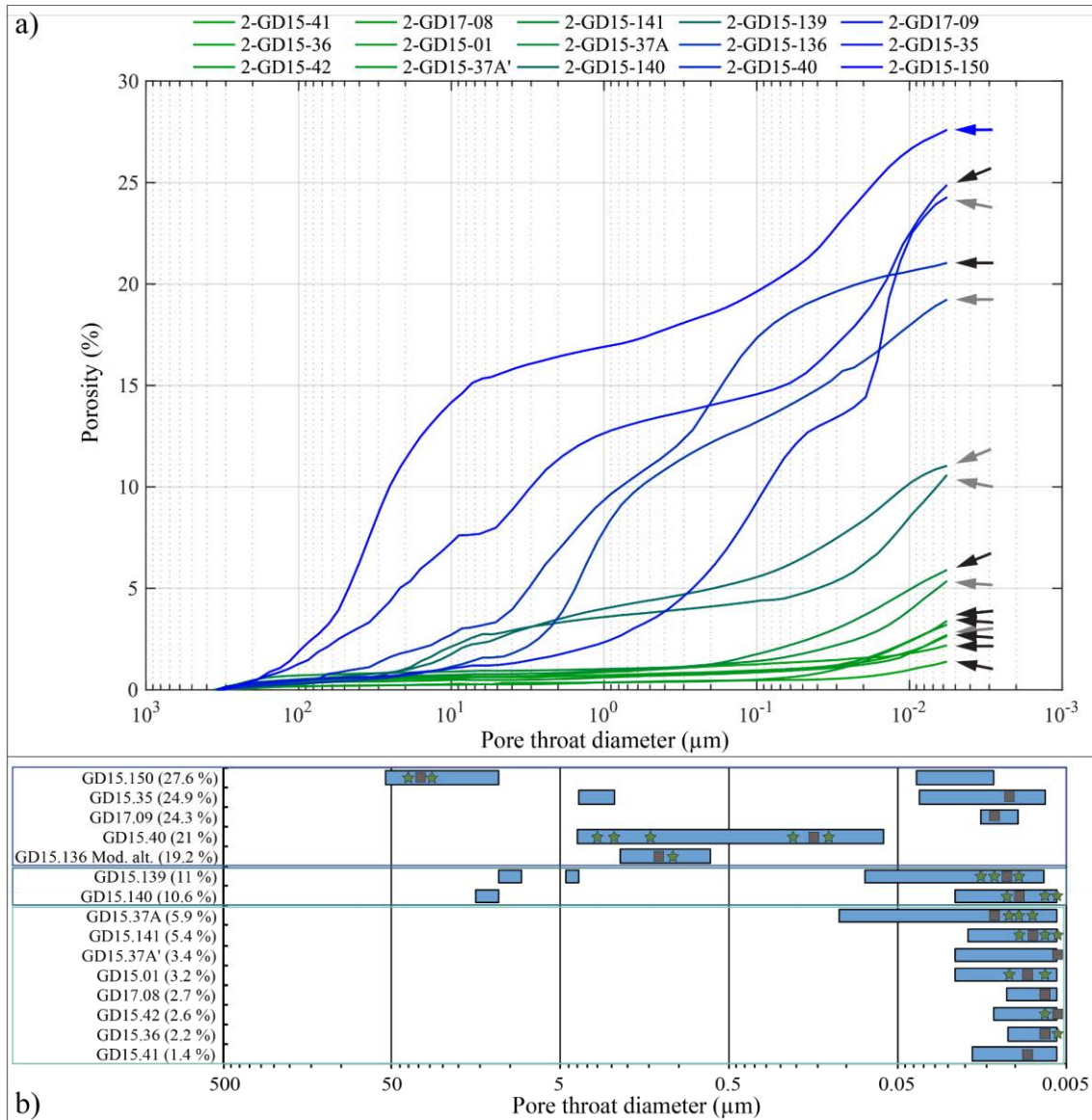


Figure 3-61 – a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de laves saines faiblement à modérément altérées représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. Les flèches indiquent la provenance des échantillons : noire = Complexe Basal, grise = Terre-de-Haut, bleue = Bouillante. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de coulées de laves faiblement à modérément altérées. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante.

2.1.2.3 Les laves affectées par une altération hydrothermale avancée

6 échantillons de lave ayant subi une altération hydrothermale très forte sont analysés dans ce groupe (figure 3-62).

Un échantillon d'andésite totalement transformé, pulvérulent, se trouvant sur l'éponte d'une fracture orientée N-S se distingue des autres échantillons. Sa porosité supérieure à 40 % est presque entièrement accessible par des seuils d'accès compris entre 1 et 10 μm de diamètre.

Pour les autres échantillons, la porosité est plus faible, entre 14 et 22 % et les seuils d'accès sont nettement plus petits. La tendance à l'homogénéisation des seuils d'accès observée pour les laves faiblement à modérément altérées n'est plus aussi claire puisque ce groupe présente des maximums d'injection entre 0,006 et 0,6 μm . Cependant, l'altération hydrothermale supprime tous les pores de très gros diamètres visibles à l'œil nu et plus aucune vésicule n'est observable dans ces échantillons.

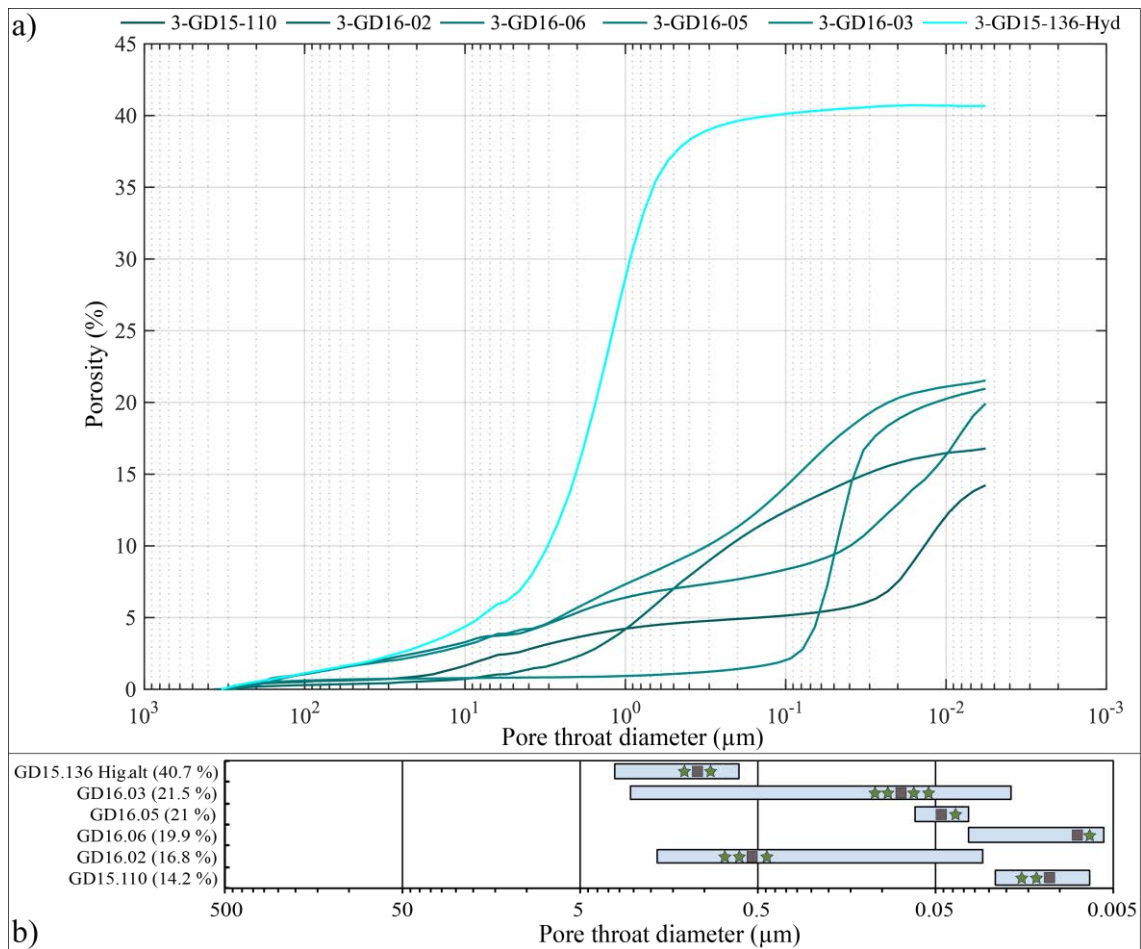


Figure 3-62 – a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de laves affectées par une altération hydrothermale poussée représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de coulées de laves hydrothermalisées. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante.

2.1.2.4 Les coulées de débris saines

Les mesures effectuées sur les parties matricielles des coulées de débris comprennent les éléments dont la taille est inférieure au centimètre. Les valeurs de porosité connectée sont très fortes et comprises entre 15 et 47 % (figure 3-63) ce qui est nettement plus élevé que pour les laves saines.

Pour l'ensemble des échantillons, il n'y a que très peu de pores ayant des seuils d'accès supérieurs à 40 μm. En revanche l'intervalle 5 - 20 μm est celui qui contrôle l'accès à l'essentiel du volume poreux. L'injection est plus faible pour des seuils compris entre 1 et 0,02 μm. Les échantillons les moins poreux sont ceux pour lesquels la matrice est très compacte et dont les gros pores intergranulaires sont absents. Ces échantillons ne présentent pas une inflexion très marquée de la courbe d'injection de mercure entre 5 et 20 μm, l'injection est linéaire jusqu'à 1 μm avant d'augmenter lentement pour les seuils plus petits (e.g. GD16-13, figure 3-63). Une inflexion mineure de la courbe est visible pour la plupart des échantillons entre 0,01 et 0,02 μm pouvant correspondre aux seuils d'accès de la porosité intra-particulaire des petits clastes présents dans la matrice. Il y a donc un réseau poreux complexe, bien connecté, et se décomposant trois parties :

- plus d'un tiers du volume poreux est accessible grâce à de larges seuils d'accès qui connectent les pores inter-granulaires entre les éléments volcano-détritiques ;

- un autre tiers comprend des pores à seuils d'accès distribués entre 5 et 0,02 μm . Il s'agit de la porosité située entre les petits éléments fins de la matrice ;
- le reste de la porosité correspond à la porosité intra-granulaire des éléments clastiques polygéniques pris dans la matrice composée par les éléments fins.

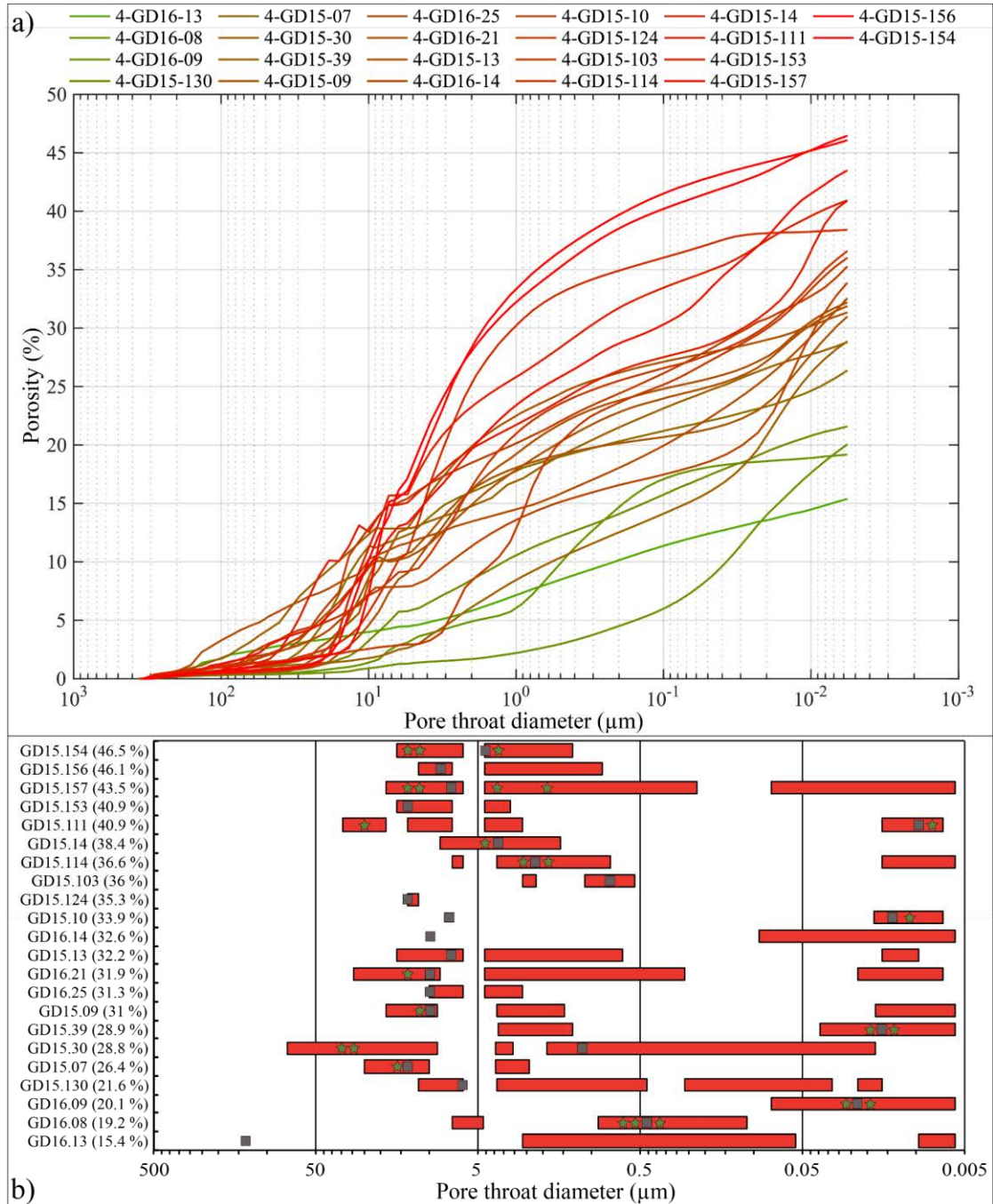


Figure 3-63 – a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de débris saines représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de coulées de débris saines. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante.

La comparaison des courbes d'injection des coulées de laves et de débris saines (figure 3-60 et figure 3-63) montre que pour la plupart des échantillons, la porosité connectée n'est pas totalement saturée lorsque les seuils d'accès 5,7 nm (limite d'injection du porosimètre) sont atteints puisque peu d'échantillons présentent un aplatissement de la courbe en fin d'injection. De plus, le réseau poreux

des coulées de débris est plus complexe que celui des laves comme l'indique le plus grand étalement des seuils d'accès où au moins 40 % de l'intrusion maximale de mercure est réalisée.

2.1.2.5 Les coulées de débris légèrement à modérément altérées

La porosité de ces coulées de débris varie entre 17 et 29 % ; elle est donc inférieure à la plupart des coulées de débris saines (figure 3-64).

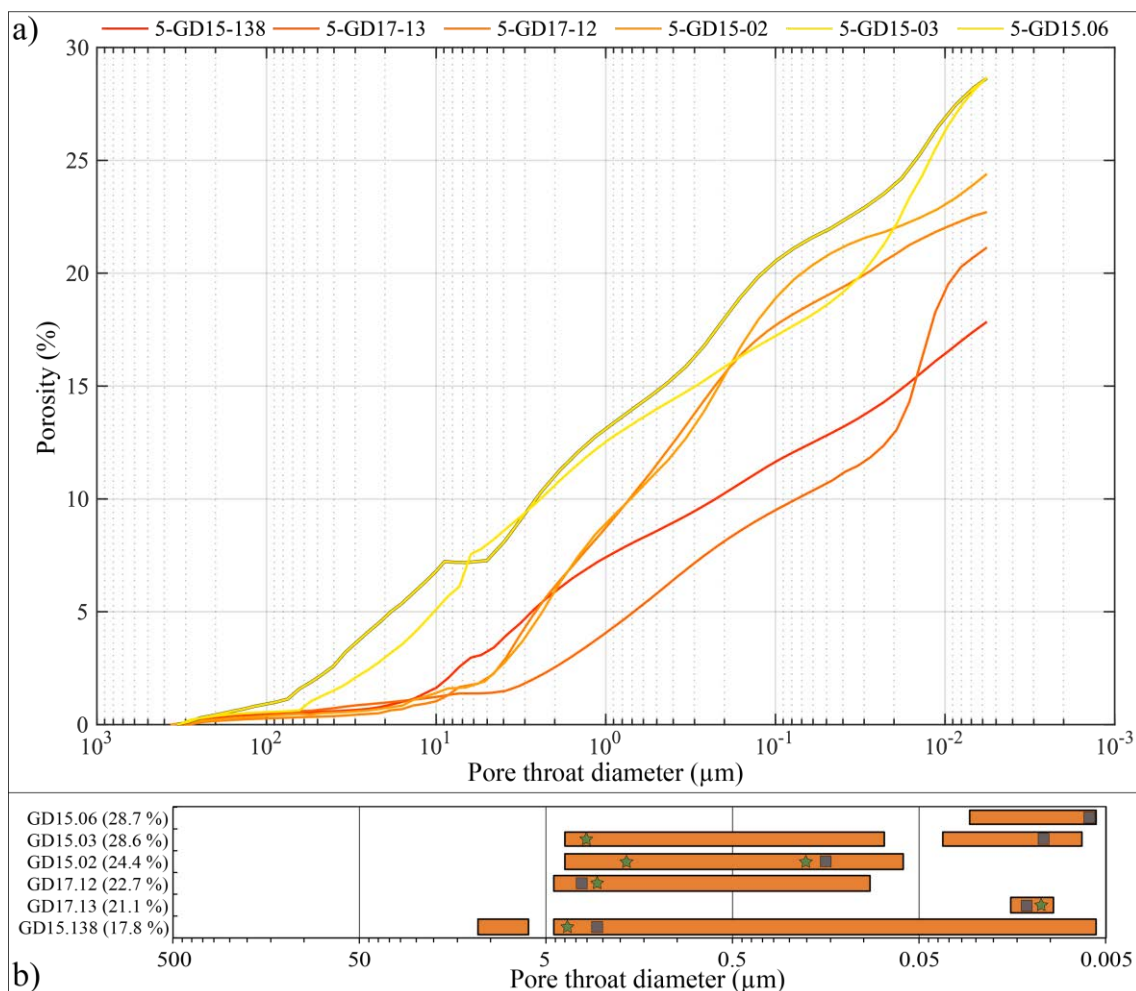


Figure 3-64 – a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de débris faiblement à moyennement altérées représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de coulées de débris faiblement à modérément altérées. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante.

A l'exception des échantillons GD15-03 et GD15-06 pour lesquels l'intrusion est continue de 100 à 0,01 μm, ces coulées de débris n'ont pas de porosité avec des seuils d'accès supérieurs à 10 μm. L'essentiel de l'intrusion de mercure se produit pour des seuils plus petits et en continue jusqu'à 5,7 nm. L'injection s'effectue donc sur un intervalle très large. L'intrusion maximale se fait pour de plus petits diamètres que pour les coulées de débris saines, confirmant l'hypothèse que l'altération hydrothermale modérée est responsable d'une réduction de la taille des seuils d'accès. Un autre fait remarquable est la superposition quasiment parfaite des courbes d'injection de G15-02 et GD17-12 originaires respectivement des plages des Amandiers (Complexe Basal) et de Pompierre (Terre-de-Haut) qui ne présentent aucun caractère macroscopique commun mais dont le réseau poreux est

semblable du point de vue du volume et de la distribution des seuils d'accès.

2.1.2.6 Les coulées de débris affectées par une altération hydrothermale avancée

La diversité macroscopique des 6 échantillons de coulées de débris hydrothermalisées se reflète parfaitement sur les courbes d'injection de mercure (figure 3-65). En effet, l'intervalle de variation de la porosité est très étendu, de 15 % pour la brèche hydrothermale entièrement recristallisée de Bouillante à plus de 50 % pour la coulée de débris de Grosse Pointe (Terre-de-Haut).

Les deux échantillons GD15-142 et GD16-11, prélevés dans la partie centrale de Terre-de-Haut ont des courbes d'injection quasiment identiques avec une porosité proche de 25 %. Pour ces deux échantillons, l'injection se fait sur l'ensemble de l'intervalle de mesure.

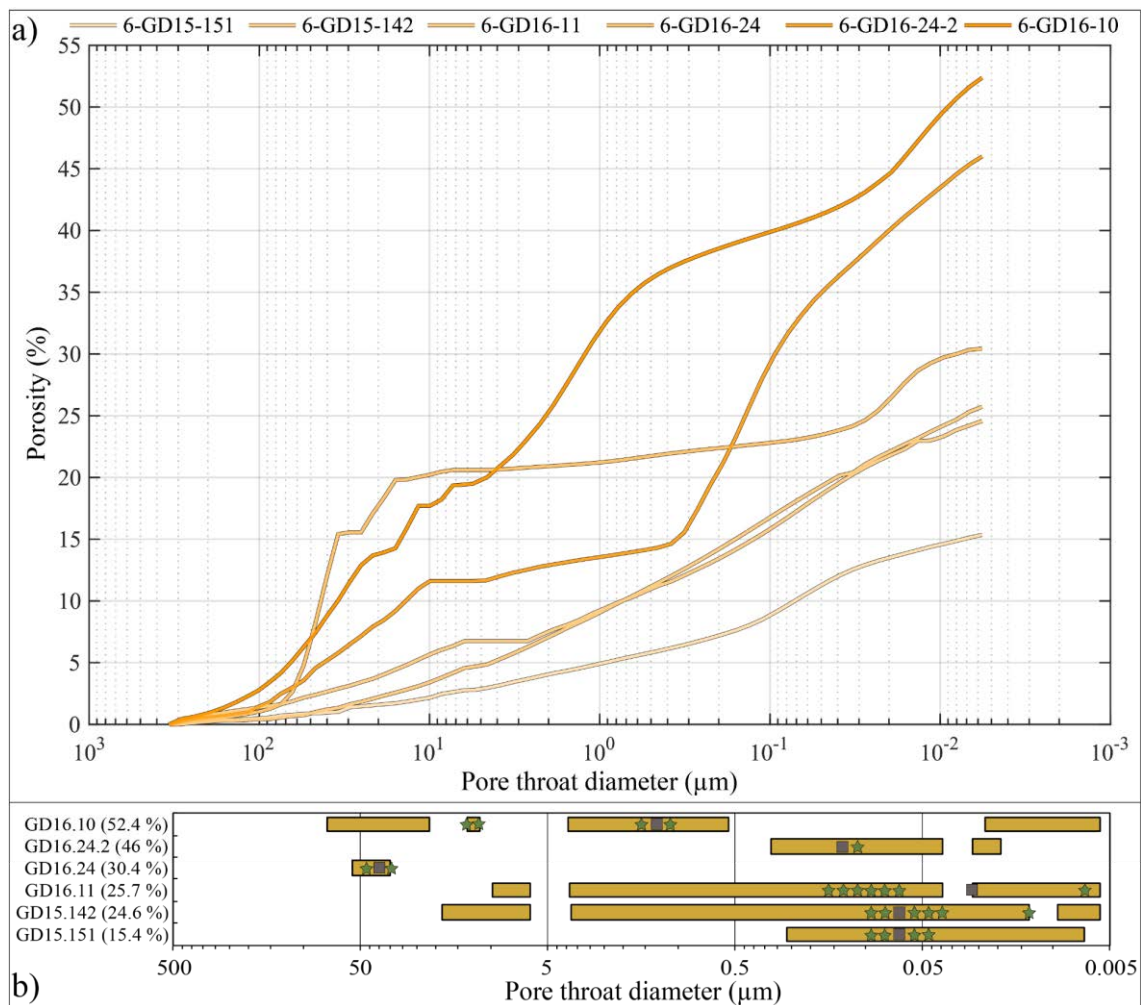


Figure 3-65 – a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de débris affectées par une altération hydrothermale poussée représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de coulées de débris hydrothermalisées. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante.

Les échantillons GD16-24 et GD16-24-2 prélevés dans la coulée de débris hydrothermalisée de la plage de Rocroy (VH) ont des courbes d'injection atypiques avec des paliers entre 20 - 0,02 μm pour GD16-24 et 10 - 0,4 μm pour GD16-24-2 où quasi aucune injection ne se fait. Il y a donc dans ces deux échantillons, 2 réseaux poreux connectés mais ayant des seuils d'accès bien séparés. Les observations en lame mince montrent des précipitations épaisses sur les parois de pores inter-

granulaires composées d'oxydes de fer néoformés. Ces précipitations devraient diminuer la taille des seuils d'accès mais cela ne se répercute pas sur les courbes d'injection. Les deux zones d'injection entre 100 et 10 μm et inférieure à 1 μm peuvent traduire la présence des grands pores de dissolution et des petits pores situés entre les microlites.

2.1.2.7 Les pyroclastites

Les roches pyroclastiques ont les porosités les plus élevées avec une augmentation progressive : de 20 - 25 % pour les scories ; de 30 - 45 % pour les cendres et de 40 - 65 % pour les ponces (figure 3-66). Il n'est pas possible d'identifier si la taille des particules a un impact sur la porosité. En effet, les mesures de porosité par injection de mercure analysent des volumes réduits ne permettant pas de tester différentes tailles de pyroclastes. Pour les ponces pluri-centimétriques, il n'est possible de mesurer qu'une partie de la particule et l'espace interparticulaire ne peut être caractérisé car les éléments ponceux ne sont pas suffisamment soudés entre eux. D'ailleurs, les niveaux de ponces peu consolidés ont une porosité inter-granulaire très élevée. Cette porosité risque d'être rapidement supprimée lors de la compaction des dépôts durant l'enfouissement.

Les courbes d'injection de mercure ont des allures similaires à celles des coulées de débris saines pour les petits diamètres mais elles présentent également des pores de grands diamètres d'accès (> 50 μm). Les mêmes caractéristiques sont observables pour la plupart des échantillons :

- la majorité de la porosité est remplie pour des seuils d'accès supérieurs à 1 μm sauf pour deux échantillons ;
- l'injection et donc le volume poreux accessible est plus faible pour des diamètres de seuils d'accès compris entre 1 et 0,03 μm ;
- enfin, des pores à très petits seuils ($\approx 0,015 \mu\text{m}$) constituent une faible proportion de la porosité connectée.

Les pyroclastites ont donc un réseau poreux composé à la fois de grandes vésicules (ponce et scorie), de grands pores inter-granulaires mis en place entre les pyroclastes, de pores intra-granulaires ayant de petits seuils pour les scories, cendres et ponces. Dans le cas des cendres et ponces, la porosité intra-granulaire se distribue sur une large plage de diamètre d'accès couvrant les très petits seuils d'accès (entre 0,01 - 0,02 μm) jusqu'à une partie non négligeables des gros seuils d'accès (> 1 μm). Tous ces résultats sont en accord avec les observations réalisées en lame mince.

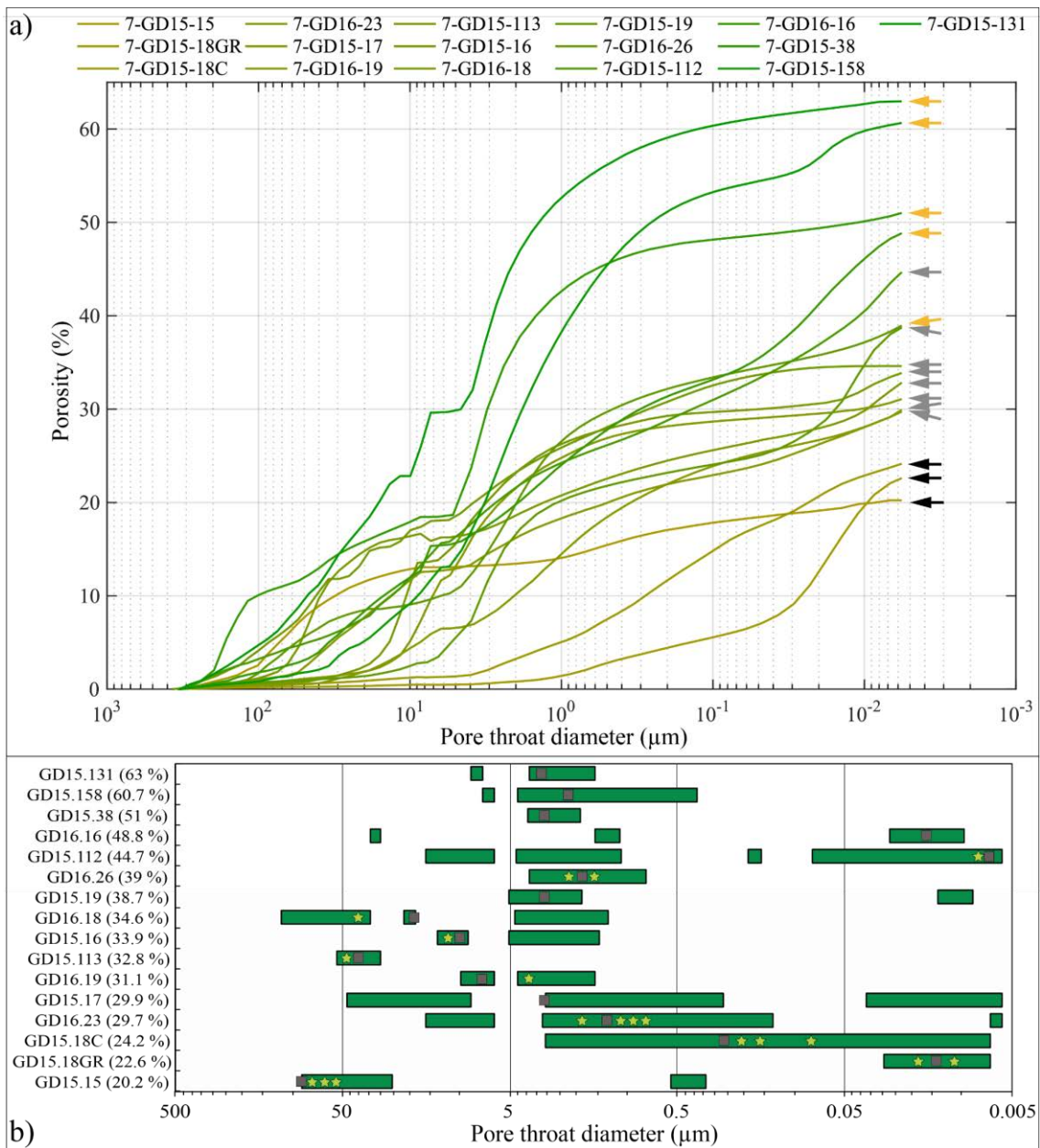


Figure 3-66 – a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de pyroclastites représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. Les flèches indiquent la nature des différentes lithologies : noire = scories, grise = cendres et orange = ponces. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de pyroclastites saines. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante.

2.1.2.8 Remplissages de fractures

Les remplissages de fractures ont des porosités très fortes comprises entre 25 et 52 % (figure 3-67). A l'exception des deux échantillons GD15-34 et GD15-31D, il n'y a pratiquement pas de pores ayant des seuils supérieurs à 50 μm . En revanche, l'injection est continue pour les seuils d'accès inférieurs à 10 μm puisque les pentes des courbes d'injection n'admettent pas d'inflexions majeures, et cela pour tous les échantillons. Le réseau poreux est donc très hétérogène et aucune famille de seuils d'accès ne ressort dans les courbes d'injection de mercure figure 3-67b.

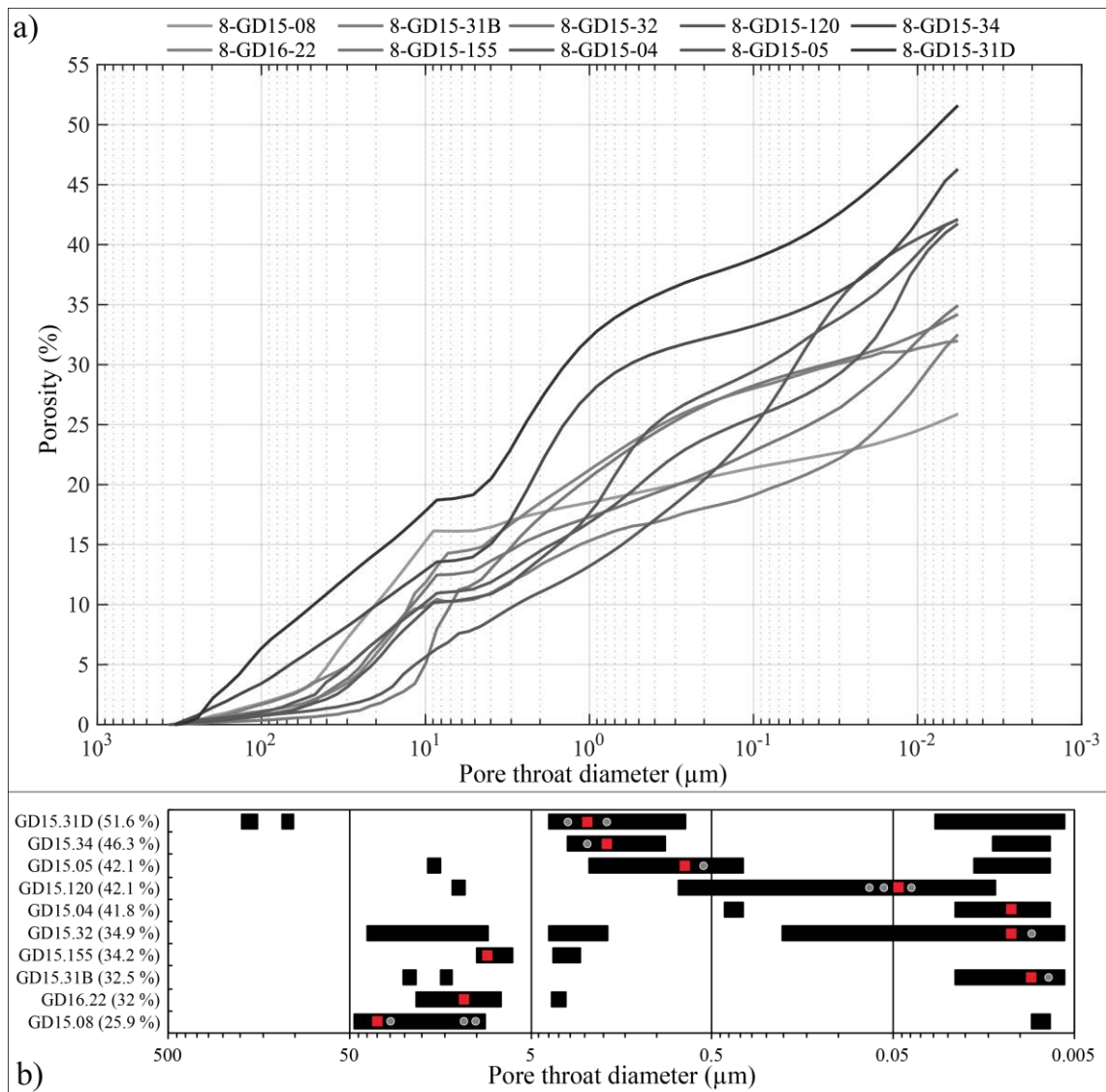


Figure 3-67 – a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de remplissages de fracture représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les remplissages et bèches de fractures. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. Les carrés rouges et cercles gris correspondent respectivement à 100 % et 90 % de l'intrusion maximale. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante.

2.2 Porosité et perméabilité

Des mesures de perméabilité ont été effectuées sur la plupart des échantillons pouvant être carottés comme les laves. Pour les matériaux peu cohérents ils ont été découpés puis inclus dans de la résine (cf. protocole présenté Partie 1 -Chapitre 2 -2.4.3).

Il n'a été possible de réaliser qu'une seule mesure sur les remplissages de fractures. Cette mesure sera donc présentée lors de la compilation de toutes les mesures de perméabilité.

2.2.1 Perméabilité des laves

Pour de nombreuses laves, les perméabilités ont été mesurées parallèlement et perpendiculairement au plan de fluidalité magmatique. Dans cette partie, seules les perméabilités mesurées parallèlement au plan de fluidalité sont présentées et discutées. La comparaison des valeurs de perméabilité mesurées dans différentes directions par rapport au plan d'écoulement sera discutée

dans la section (section 2.2.3).

La perméabilité des coulées de lave varie de presque 7 ordres de grandeur entre 10^{-4} et 10^3 mD (figure 3-68a). Bien que certaines laves aient des porosités proches de 1 %, seul un échantillon a une perméabilité inférieure à la limite de détection de l'appareil de mesure (10^{-4} mD). Les variations de perméabilité sont similaires pour les différents groupes de laves définis à partir de leur état d'altération. Cependant, deux tendances peuvent être identifiées (lignes en pointillés, figure 3-68a) :

- Les échantillons sains dont la porosité est inférieure à 5 % mais ayant des perméabilités comprises entre 10^{-4} et $5 \cdot 10^3$ mD. Ils montrent une très forte augmentation de la perméabilité pour une faible variation de la porosité. Ce comportement est caractéristique d'un réseau poreux de type fissural ;
- Pour les échantillons des faciès altérés, l'augmentation de la perméabilité est associée à une augmentation importante de la porosité. Bien que certains échantillons aient de fortes porosités, leur perméabilité est faible (10^{-2} mD).

De manière générale, plus les laves sont vésiculées et plus elles sont perméables (échantillons à cadres rouges, figure 3-68a). Cependant, la fraction de vésicules et leur taille ne semblent pas être directement corrélées à la perméabilité. Ces résultats confirment les observations réalisées en microscopie (Partie 3 -Chapitre 1 -4.1.1) et lors des analyses 2D et 3D de la porosité. La connectivité entre les vésicules est contrôlée par la fissuration et donc de petits seuils d'accès.

Pour des échantillons sans vésicules présentant un degré de fissuration élevé et ayant des porosités très proches (GD15-149 - 4 %, cadre vert figure 3-68a et GD16-15 – 4,45 %, cadre orange), les valeurs de perméabilités matricielles admettent deux ordres de grandeurs de différence. Dans le cas de GD15-149, les fissures sont ouvertes alors que celles de GD16-15 sont partiellement comblées par les oxydes de fer néoformés (figure 3-4g-h) expliquant une perméabilité beaucoup plus faible à porosité quasi identique. C'est également confirmé par les courbes d'injection de mercure (figure 3-60) sur lesquelles le réseau poreux de GD15-149 est plus hétérogène que celui de GD16-15. En effet, l'injection dans GD15-149 se fait par tous les seuils d'accès avec un accroissement net pour les vides plus petits que $0,03 \mu\text{m}$. Dans GD16-15, l'essentiel de l'injection s'effectue grâce à des seuils plus petits que $0,1 \mu\text{m}$. Les oxydes néoformés venant en revêtement des fissures pourraient colmater les grands seuils d'accès en les réduisant à des diamètres inférieurs à $0,1 \mu\text{m}$.

Le développement de l'altération hydrothermale est associé à une augmentation de la perméabilité matricielle des laves mais les mesures sont trop dispersées et le nombre d'échantillons trop faible pour isoler des groupes à comportement particulier. Cependant deux échantillons ont des perméabilités faibles d'environ 10^{-2} mD pour des porosités fortes (GD16-05 hydrothermalisé – 21 % et GD15-150 modérément altéré – 27,6 %). Dans le cas de GD16-05, les seuils d'accès sont compris entre 3 et $7 \cdot 10^{-2} \mu\text{m}$. Parmi tous les échantillons, c'est celui qui a le seuil de percolation le mieux défini (figure 3-62). La taille de ses seuils d'accès est confirmée par les observations réalisées en

lame mince (figure 3-11g-h) qui montrent une matrice totalement recristallisée et majoritairement composée de minéraux argileux, elle peut expliquer cette valeur faible de perméabilité. Pour l'échantillon GD15-150, cette valeur de perméabilité (10^{-2} mD) est étonnante car la porosité est composée de grandes vésicules millimétriques et la courbe d'injection de mercure montre que plus de la moitié de la porosité est accessible pour des seuils d'accès compris entre 10 et 100 μm (figure 3-61). Cela tient au fait que cet échantillon est très anisotrope avec des zones à grandes vésicules libres, ayant servi pour la porosité ; et des zones où les vésicules sont comblées par des argiles, ayant servi pour la perméabilité. Cet exemple montre la complexité de caractérisation des échantillons où l'altération est localisée.

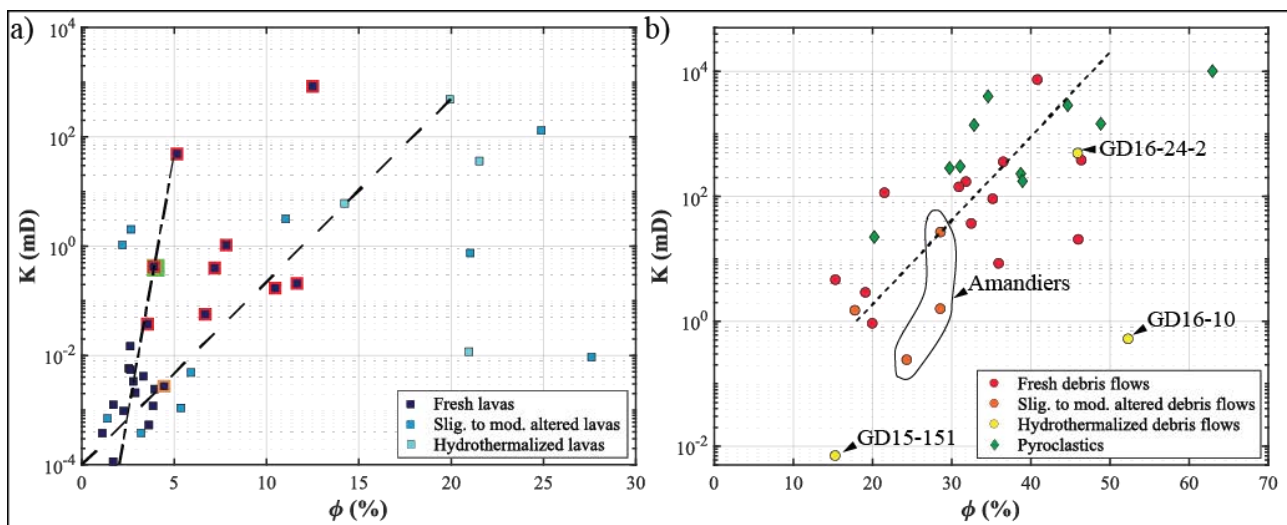


Figure 3-68 - Perméabilité en fonction de la porosité par saturation au mercure des coulées de lave (a) et des unités volcanosédimentaires (b).

2.2.2 Perméabilité des coulées de débris et pyroclastites

Tout comme les laves, la perméabilité des dépôts pyroclastiques varie sur plus de 6 ordres de grandeur (figure 3-68b). La grande majorité des échantillons ont des perméabilités qui dépassent 1 mD. A porosité équivalente, les dépôts pyroclastiques sont plus perméables que les coulées de débris saines. Les coulées de débris et les pyroclastites sont nettement plus perméables que les laves. Un échantillon de ponce a atteint la limite supérieure de mesure de 10 D. Ces dépôts à la fois poreux et perméables ont les caractéristiques requises pour stocker et faire circuler aisément des fluides dans leur matrice. Les relations entre la porosité et la perméabilité des coulées de débris et de pyroclastites ne montre pas le comportement fissural décrit pour les laves, ce qui est confirmé par les observations en lame mince.

Bien que peu nombreux, les échantillons de coulées de débris altérées sont tous singuliers et il conviendrait de les traiter individuellement. Cependant, il est possible de dégager une tendance générale. A porosité équivalente, les échantillons altérés ont une perméabilité plus faible que ceux à l'état sain. Plusieurs éléments peuvent être avancés pour expliquer cela :

- il est possible que les coulées de débris modérément altérées n'étaient pas composées des mêmes éléments lorsqu'elles se sont mises en place, que les coulées de débris saines. C'est surtout le cas pour les trois échantillons modérément altérés provenant de la Plage des Amandiers (Complexe Basal) formant un petit groupe entre 24 et 28 % de porosité avec des

perméabilités comprises entre 0,2 et 20 mD (figure 3-68b). Ils sont riches en quartz primaires (fracturés et affectés par des golfes de corrosion) alors que le quartz est absent des coulées de débris saines de Terre-de-Haut et de la zone de Bouillante-Vieux-Habitants. En ce qui concerne l'échantillon GD15-138 ($\phi = 17,9\%$) de la plage de Pompierre (Terre-de-Haut), le faciès avec la matrice fine supportant des blocs andésitiques pluri-décimétrique ressemble fortement aux autres coulées de débris saines d'un point de vue granulométrique et de nature des éléments grossiers. Elle a d'ailleurs une porosité et une perméabilité similaires à celles d'échantillons sains ;

- l'échantillon hydrothermalisé présentant les plus faibles porosité et perméabilité (15,3 % - 7.10^{-3} mD) est la brèche hydrothermale de Bouillante. Cette brèche atypique est très différente des autres coulées de débris affectées par une altération hydrothermale avancée. En effet, bien que d'apparence bréchique avec des clastes de différentes couleurs, la composition de cette roche est très homogène (quartz, adulaire, pyrite, calcite). La silicification a totalement modifié le réseau poreux expliquant ces valeurs de porosité et de perméabilité. A l'inverse, l'échantillon GD16-10 présente une forte altération qui a modifié notablement sa structure initiale. Cependant, les plagioclases sont peu transformés et les pyroxènes seulement partiellement remplacés. Cet échantillon a une porosité de 52 % pour une perméabilité de seulement 0,5 mD. Le réseau poreux est très hétérogène puisque la saturation au mercure se fait sur tout l'intervalle de mesure (Figure 3-65). De plus, les observations en lame mince montrent une porosité inter-granulaire ouverte, très partiellement comblée par des minéraux argileux et des oxydes qui viennent en revêtement des parois de pores. Ce n'est pas le cas des clastes d'andésite altérés où la porosité est très faible. La mesure de perméabilité a été réalisée sur un de ces clastes finement recristallisé dont la structure macroscopique est comparable à celle de la matrice. Cette structure explique la valeur faible de perméabilité alors que la porosité matricielle est forte. Cela est cohérent avec les valeurs de perméabilité mesurées dans les laves altérées ;
- l'enfouissement des coulées de débris saines poreuses et perméables sous d'autres unités volcaniques contribue à leur compaction qui diminue la taille, le volume poreux ce qui limite les capacités de transfert des roches ;
- l'altération produit des phases minérales bien plus petites que les minéraux initiaux. Ces minéraux néoformés viennent précipiter sur les parois de pores diminuant ainsi la porosité et la perméabilité.

La conservation de porosité et perméabilité matricielles élevées dans les échantillons de coulées de débris altérés indique que l'enfouissement et les transformations minérales n'imperméabilisent pas ces formations qui peuvent participer activement aux transferts de fluides.

2.2.3 Comparaison des perméabilités verticales et horizontales

Comme mentionné précédemment, des mesures de perméabilité ont été effectuées parallèlement au plan d'écoulement des laves et perpendiculairement à ce plan pour étudier une éventuelle anisotropie de perméabilité. La perméabilité matricielle mesurée parallèlement au plan d'écoulement de la lave n'est pas systématiquement plus élevée que celle mesurée perpendiculairement à ce plan (figure 3-69). Pour les laves saines, moins d'un ordre de grandeur

sépare les deux directions. Les échantillons pour lesquels les valeurs de perméabilité mesurées perpendiculairement sont supérieures ont une fissuration verticale marquée. A l'inverse, des valeurs de perméabilité plus importantes dans le plan de fluidalité caractérisent des échantillons avec des vésicules allongées dans ce plan ou ayant un débit planaire visible à l'œil nu. L'échantillon GD15-23 prélevé dans un niveau à larges vacuoles a plus de 3 ordres de grandeur de différence entre les deux directions (841 et 0,387 mD). Dans ce cas, ce sont clairement les vésicules qui contrôlent les écoulements.

Les échantillons légèrement à modérément altérés présentés figure 3-69 sont majoritairement issus du Complexe Basal. Le débit planaire, défini comme une schistosité de pression-dissolution par Legendre (2018), s'est développé dans le plan d'écoulement de la lave et a créé un plan d'anisotropie très favorable aux écoulements générant jusqu'à 4 ordres de grandeur de différence entre les deux directions. Mais ces plans sont souvent colmatés par des minéraux insolubles composés majoritairement par des oxydes de manganèse qui tendent à diminuer leur perméabilité. Les échantillons où les plans ne sont pas scellés se débitent facilement et la mesure de perméabilité ne concerne que la matrice comprise entre 2 plans successifs. Cette matrice non vésiculée et dont les pores résultent de la dissolution partielle des minéraux primaires possède une perméabilité très faible, inférieure au mD. Par contre, la transformation par circulations hydrothermales des plans de fluidalité en plans de schistosité entraîne une forte augmentation de la perméabilité dans ces plans.

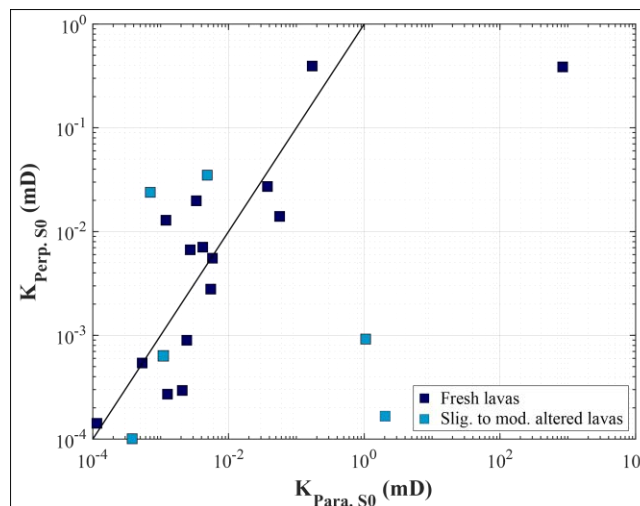


Figure 3-69 - Perméabilité orthogonale au plan de fluidalité en fonction de la perméabilité parallèle à la fluidalité d'une sélection de laves saines et faiblement à modérément altérées. La droite indique l'égalité des perméabilités parallèles et perpendiculaires au plan d'écoulement.

2.2.4 Synthèse des mesures de porosité et perméabilité

En fonction de ces deux caractéristiques, les matériaux volcaniques sains constituent deux groupes différents. Les laves saines et les dépôts volcano-sédimentaires sains forment deux lignes de tendance de la relation porosité-perméabilité (en tirets et pointillés respectivement, figure 3-70), illustrant deux types de réseau poreux : fissural pour les laves et tubulaires-sphériques pour les coulées de débris et pyroclastites. Les échantillons altérés ont des porosités et des perméabilités

intermédiaires entre les groupes d'échantillons sains. L'altération tend à diminuer la porosité et la perméabilité des unités volcaniques détritiques et à augmenter ces deux propriétés pour les laves, atténuant ainsi les hétérogénéités initiales. Si on suppose que les états altérés sont des états fossilisés d'un paléo-système géothermique, ces valeurs peuvent être considérées comme représentatives d'un système actif en profondeur mais soumis à de fortes pressions de fluides qui équilibrent les pressions lithostatiques. Ces formations ont donc des propriétés réservoirs, stockage et transferts acceptables malgré l'importante modification des structures.

Ces mesures montrent que les propriétés matricielles sont suffisantes pour développer un réservoir géothermique. A ces éléments viennent s'ajouter les propriétés du réseau de fractures qui aura ses caractéristiques propres en fonction de leur taux de scellement.

La représentativité des mesures effectuées sur les échantillons de laves peut être considérées comme bonne, car les observations en microscopie optique et électronique attestent d'une homogénéité des structures. Le volume des carottes de 25 mm de diamètre et 21 mm de longueur suffit pour avoir un volume représentatif pour ces faciès, c'est également le cas pour les échantillons de matrice fine de coulée de débris et de dépôts pyroclastiques fins. En revanche, pour les laves dans lesquelles le taux de vacuoles est très variable, pour les faciès où le colmatage par des minéraux néoformés est localisé ou encore pour les faciès de coulées de débris fortement altérées où la distinction entre matrice et clastes devient difficile. La variabilité des mesures montre qu'il n'est pas aisé de définir les volumes élémentaires représentatifs

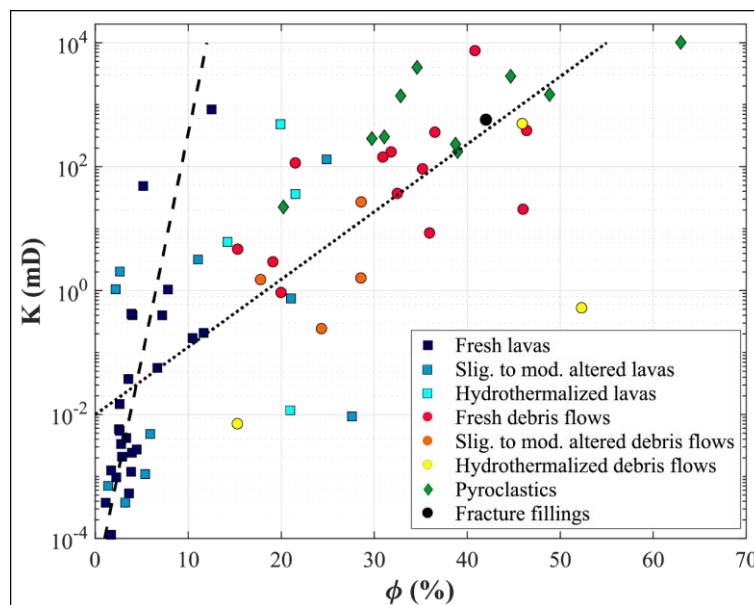


Figure 3-70 - Perméabilité en fonction de la porosité par saturation au mercure pour tous les groupes d'échantillons.

3 Les propriétés thermiques et acoustiques

3.1 Les coulées de lave

La conductivité thermique des laves varie entre 0,76 et 2,02 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ sans que l'état d'altération soit un élément discriminant (figure 3-71a). La valeur maximale est mesurée pour un échantillon de coulée de lave hydrothermalisée. Ces échantillons de laves hydrothermalisées ont une conductivité thermique trop forte eu égard de leur forte porosité (figure 3-71b) ; elle leur est conférée par quelques minéraux secondaires à forte conductivité thermique (quartz, pyrite) supérieure à celle des plagioclases et pyroxènes (Clauser et Huenges, 1995) présents dans les laves saines. Ils sont d'ailleurs situés au-dessus de la droite de régression linéaire $\lambda = -0,027 \phi + 1,8$. La conductivité thermique moyenne des laves affectées par des transformations hydrothermales poussées est similaire à celles des laves saines à modérément altérées (1,65 - 1,68 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$). Les échantillons du Complexe Basal ayant un débit planaire à espacement centimétrique (Anse Tillet, Pointe Rifflet, plage de Clugny) ont des conductivités thermiques supérieures à 1,65 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ (figure 3-71a).

Les vitesses de propagation d'onde P vont de 500 (limite inférieure de détection de l'appareil de mesure) à plus de 6200 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Les vitesses de propagation d'onde P les plus élevées sont mesurées pour les laves saines peu fissurées et peu poreuses. Les échantillons légèrement altérés comme les échantillons du Complexe Basal ayant un débit planaire à espacement centimétrique (Anse Tillet, Pointe Rifflet, plage de Clugny) ont des V_P supérieures à 4500 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Ce débit planaire, lorsqu'il n'est que partiellement comblé par des minéraux insolubles, fait chuter les vitesses de plusieurs centaines de mètres par seconde. Les laves fortement hydrothermalisées se distinguent par leur V_P moyenne nettement plus basse, de 1668 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ alors qu'elles sont égales à 4589 et 3947 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, respectivement, pour les laves saines et légèrement à modérément hydrothermalisées.

Les valeurs faibles mesurées dans les laves très altérées proviennent de la texture héritée des processus hydrothermaux. Les phases secondaires qui remplacent les phases primaires, sont de très petites tailles. A l'exception des remplissages de fractures où les cristaux de quartz, gypse, calcite et pyrite peuvent avoir des tailles centimétriques ; dans la partie matricielle, les chlorite, illite, muscovite, jarosite, épidote et quartz ont des tailles de quelques micromètres. Les contacts entre les cristaux micrométriques créent des discontinuités ralentissant la propagation d'ondes. Ces transformations minéralogiques ont également affecté la matrice microlithique et produit des micro-fissures souvent ouvertes qui sont également des discontinuités pour les ondes P. A l'inverse, les laves saines ont une très bonne continuité entre une matrice finement cristallisée très compacte et des phénocristaux automorphes qui propagent plus facilement les ondes P.

Les laves saines ont un intervalle de variation des V_P très large (2876 -6233 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Seulement trois échantillons, qui sont les plus fissurés, ont des vitesses inférieures à 4000 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Le contenu en vésicules va également faire baisser la vitesse (figure 3-71a). Si la disposition des pores en plans bien

marqués parallèlement aux plans de fluidalité tend à faire baisser V_P d'environ 500 m.s^{-1} , la disposition aléatoire des pores ne semble pas affecter ces vitesses.

En effet, les mesures de vitesses étant effectuées dans les trois directions, la présence de pores alignés et allongés dans un plan diminue fortement la V_P dans deux directions, ce qui n'est pas le cas lorsque les pores sont disposés de manière plus aléatoire. Dans ce dernier cas, la continuité de la phase solide existe dans la matrice et aucune discontinuité majeure n'empêche l'onde de passer.

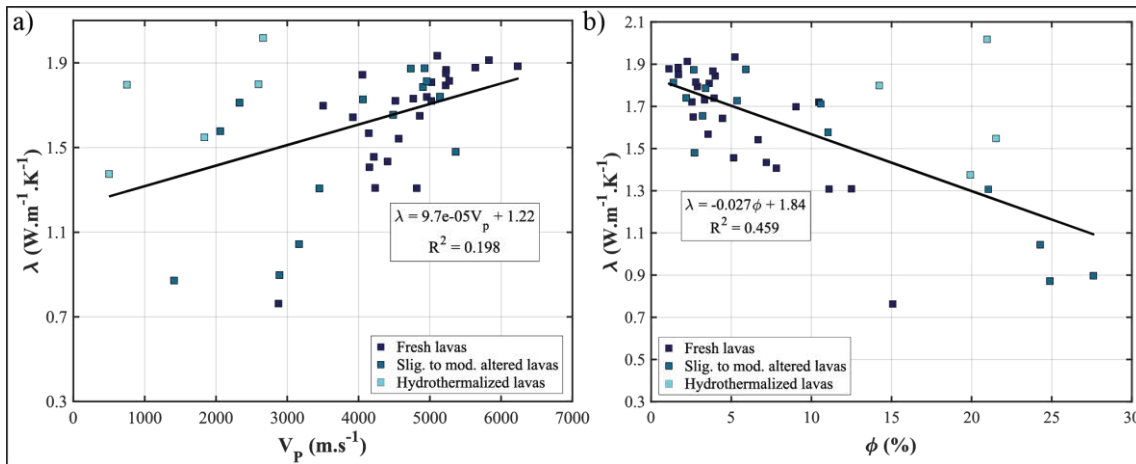


Figure 3-71 - a) Conductivité thermique en fonction de la vitesse de propagation des ondes P des échantillons de lavas. b) Conductivité thermique en fonction de la porosité par injection de mercure.

La relation linéaire liant ces deux propriétés à un coefficient très faible égal à 0,198 (figure 3-71a) ce qui montre qu'il n'y a pas de lien direct entre elles et que ces variabilités de vitesse et de conductivité thermique sont dépendantes de plusieurs facteurs : composition minéralogique, densités, porosité, forme et disposition des pores qui n'ont pas le même poids pour ces deux propriétés. C'est donc la matrice non vésiculée qui permet d'atteindre des vitesses supérieures à 5000 m.s^{-1} et des conductivités thermiques proches de $1,9 \text{ W.m}^{-1} .\text{K}^{-1}$. Les autres échantillons, notamment ceux prélevés à la base du Chameau ou à l'Anse Rodrigue (Terre-de-Haut) et certains dans le Complexe Basal (Plage de la Perle) sont plus poreux, affectés par de nombreuses fissures qui traversent les phénocristaux et la matrice microlithique abaissant fortement V_P et λ .

V_P est inversement corrélée à la porosité (figure 3-72a, $\phi = -0,0047 V_P + 28$ avec $R^2 = 0,64$) et à la perméabilité (figure 3-72b). Deux comportements distincts apparaissent avec :

- une chute lente de la perméabilité conjointement à l'augmentation de V_P pour les échantillons altérés et sains faiblement perméables (droite en tirets). Dans ce cas, c'est la fine porosité matricielle qui contrôle les propriétés de la roche ;
- une chute très rapide de perméabilité avec très peu de variation de V_P (droite en pointillés) concernant les échantillons sains ayant les vitesses les plus faibles. Dans ce cas, les porosités fissurale et vacuolaire contrôlent ces caractéristiques physiques des roches.

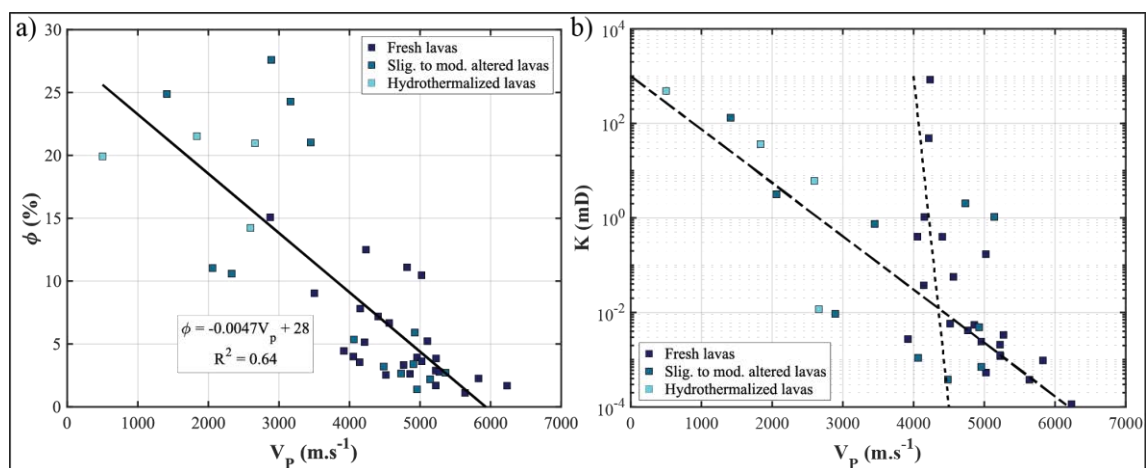


Figure 3-72 - a) Porosité en fonction de la vitesse de propagation des ondes P des échantillons de laves. b) Perméabilité en fonction de V_p .

3.2 Coulées de débris et pyroclastites

Les dépôts pyroclastiques et les coulées de débris ont des conductivités thermiques comprises entre 0,26 et 1,81 $W.m^{-1}.K^{-1}$ et des V_p variant de 500 à 3623 $m.s^{-1}$ (figure 3-74a). Les valeurs maximales ont été mesurées sur la brèche hydrothermale de Bouillante qui est en dehors de la tendance générale. En effet, c'est la seule roche, parmi les roches hydrothermalisées, qui soit entièrement recristallisée avec quartz, adulaire, calcite, jarosite et minéraux argileux (smectite, illite) et dont la cohésion est excellente. Pour les autres échantillons, la tendance générale est un accroissement de V_p conjointement à λ . Les groupes d'échantillons sont relativement bien marqués :

- les dépôts pyroclastiques ont des conductivités thermiques inférieures à 0,7 $W.m^{-1}.K^{-1}$ à l'exception d'un bloc scoriacé (1 $W.m^{-1}.K^{-1}$). Les V_p augmentent progressivement en passant des ponces, aux blocs cendro-ponceux, aux cendres et enfin aux blocs scoriacés qui ont les vitesses les plus élevées ;
- les coulées de débris forment un groupe intermédiaire avec pour la grande majorité des échantillons, des vitesses de 1700 - 2700 $m.s^{-1}$ et des conductivités entre 0,4 et 1 $W.m^{-1}.K^{-1}$;
- les échantillons légèrement à modérément altérés ont des vitesses de 1700 - 2700 $m.s^{-1}$ et des conductivités entre 0,9 et 1,2 $W.m^{-1}.K^{-1}$. Ils sont plus conductifs que les coulées de débris saines ;
- les coulées de débris hydrothermalisées (à l'exception de la brèche hydrothermale de Bouillante) ont des vitesses faibles ($< 1900 m.s^{-1}$), inférieures aux coulées de débris saines et légèrement à modérément altérées. Leurs conductivités thermiques sont comparables aux autres coulées de débris.

La conductivité thermique pour les unités volcano-sédimentaires est inversement corrélée à la porosité (figure 3-73b) selon la relation : $\lambda = -0,021 \phi + 1,43$, avec $R^2 = 0,51$. Ces roches ayant des porosités élevées, pour la plupart supérieures à 20 %, possèdent donc un comportement isolant et

ne peuvent pas, à l'état sec, bien transférer la chaleur.

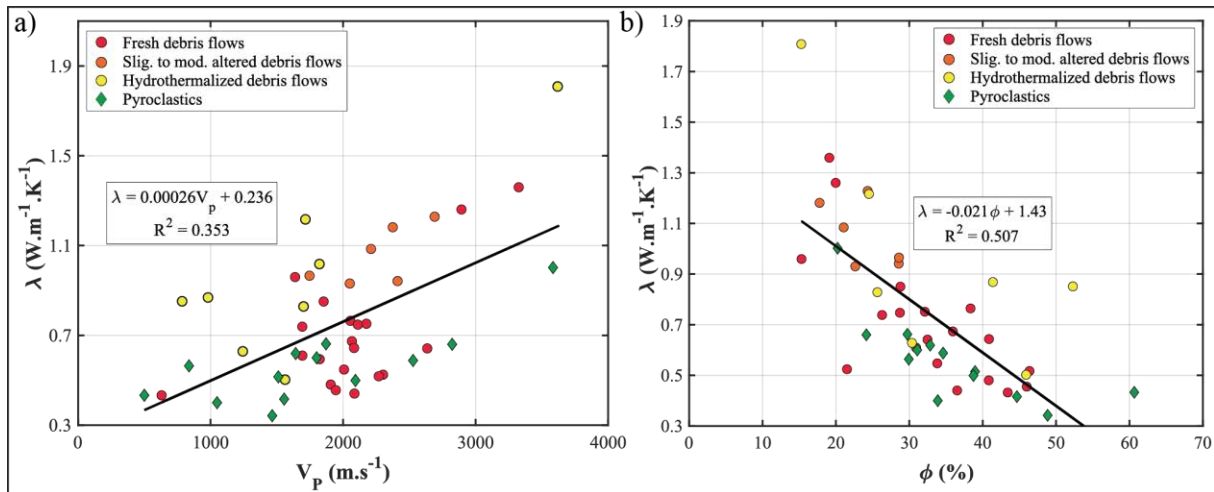


Figure 3-73 - a) Conductivité thermique en fonction de la vitesse de propagation des ondes P des échantillons volcano-sédimentaires. b) Conductivité thermique en fonction de la porosité par injection de mercure.

V_p est également inversement corrélée à la porosité (figure 3-74a) mais à V_p identique il peut y avoir des variations de porosité de plus de 10 % au sein du même groupe. Cette différence est peut être due à des contenus différents en clastes andésitiques faiblement poreux, à la granulométrie ou encore à la morphologie des contacts.

Les mesures de perméabilité montrent une décroissance alors que V_p augmente (figure 3-74b). Cependant, à V_p équivalentes, des écarts de perméabilité de presque 2 ordres de grandeurs existent entre des échantillons. Cette variabilité peut être attribuée à l'hétérogénéité initiale des coulées de débris dont la taille des clastes est très hétérogène. Elle provoque une variation de la tortuosité du réseau poreux inter-granulaire et donc une modification de perméabilité. Plus les clastes sont grossiers, plus la tortuosité du réseau poreux augmentent V_p et diminuent K. La variabilité de la cimentation peut également expliquer cette relation, une cimentation plus importante de la matrice dans ces roches à clastes centimétriques va faciliter la propagation de l'onde mais va faire chuter la perméabilité.

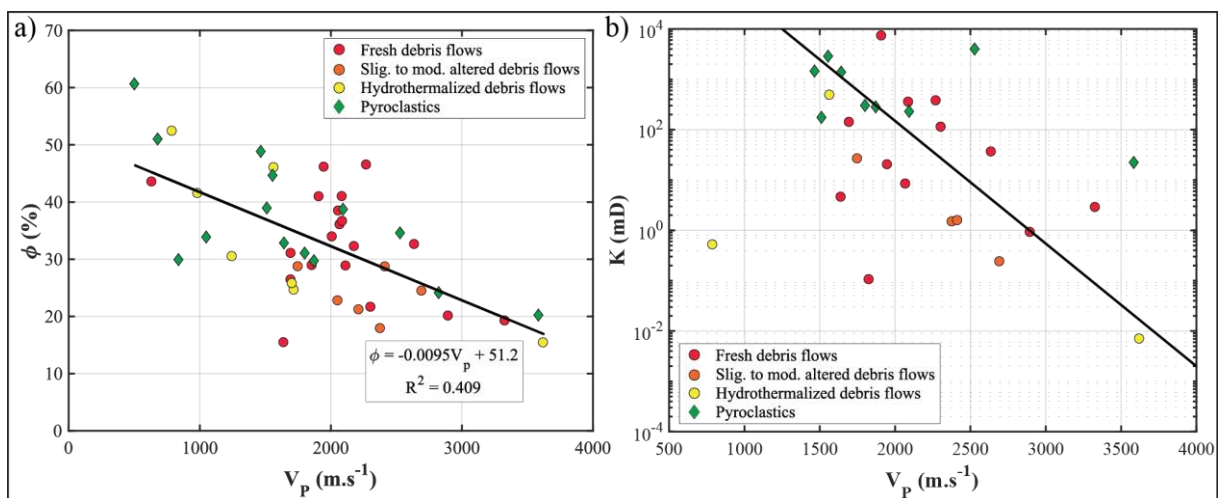


Figure 3-74 - a) Porosité en fonction de la vitesse de propagation des ondes P des échantillons volcano-sédimentaires. b) Perméabilité en fonction de V_p .

3.3 Diffusivité et chaleur spécifique

Outre la conductivité, la diffusivité thermique a également été mesurée (figure 3-75a). Elle varie entre 0,26 et 1,4 mm².s⁻¹ et suit parfaitement l'évolution de la conductivité thermique selon la relation : $\lambda = 2,2D - 0,251$, avec $R^2 = 0,87$. Par ordre croissant, les faciès les plus diffusifs sont : les pyroclastites ; les coulées de débris ; les laves. Les transformations hydrothermales augmentent légèrement la diffusivité des coulées de débris mais semblent n'avoir que peu d'effet sur les laves. Les deux roches les plus diffusives sont la lave hydrothermalisée riche en pyrite de Grande Anse (TdH) et la brèche hydrothermale de Bouillante. La diffusivité dépend donc de l'état de cristallisation des roches, de leur porosité et de la composition minéralogique. Trop peu d'échantillons permettent de conclure à un effet des remplissages de fractures.

La combinaison des densités apparentes, des conductivités et diffusivités thermiques permet le calcul de la chaleur spécifique (figure 3-75b). A l'exception de deux échantillons très argileux ayant des densités apparentes très faibles (1 à 1,2) et par conséquent des chaleurs spécifiques très élevées ($\approx 1,6 \text{ kJ.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), tous les autres échantillons ont des chaleurs spécifiques inférieures à $1,2 \text{ kJ.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. La dispersion des valeurs est plus grande dans les coulées de débris et pyroclastites (0,6 à 1,2 kJ.kg⁻¹.K⁻¹) que dans les laves (0,7 à 1,1 kJ.kg⁻¹.K⁻¹) et donc, en moyenne, il est nécessaire d'apporter plus d'énergie aux dépôts volcano-sédimentaires pour accroître leur température. La grande majorité des faciès affectés par l'altération supergène ou hydrothermale ont une chaleur spécifique comprise entre 0,8 et 1,1 kJ.kg⁻¹.K⁻¹. L'altération tend donc à homogénéiser cette caractéristique.

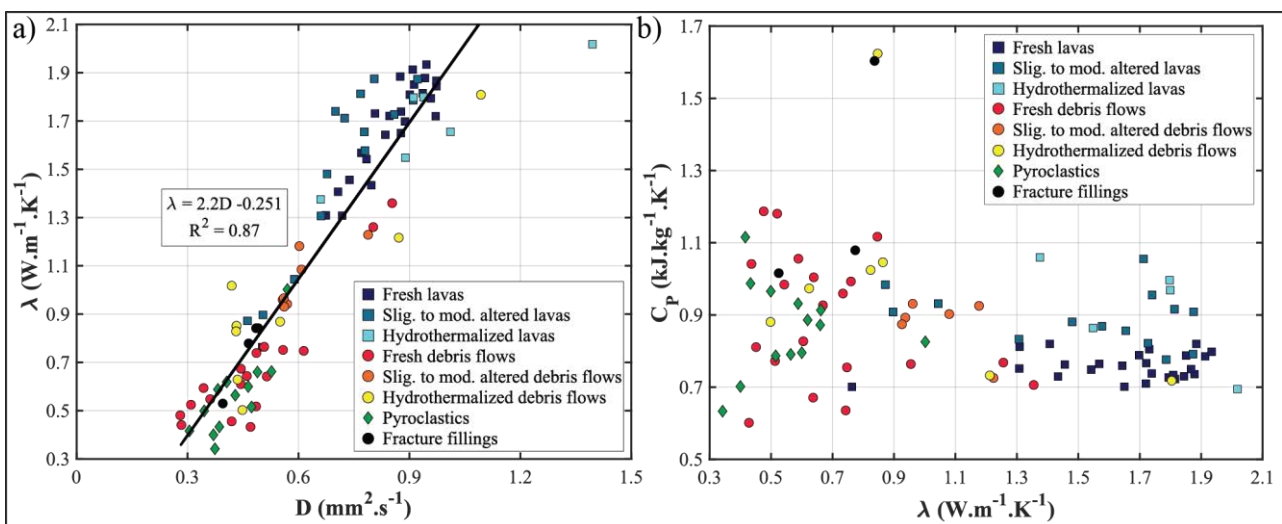


Figure 3-75 - a) Conductivité thermique en fonction de la diffusivité thermique pour tous les groupes d'échantillons. b) Chaleur spécifique en fonction de la conductivité thermique.

3.4 Synthèse des propriétés thermiques et acoustiques

La comparaison des mesures de conductivité thermique et de vitesse de propagation des ondes P montre que les coulées de laves saines à modérément altérées ont des caractéristiques plus favorables aux transferts de chaleur et à la propagation des ondes acoustiques que les laves hydrothermalisées, les dépôts volcano-sédimentaires et les remplissages de fracture (figure 3-76a). La corrélation des deux propriétés suit la relation : $\lambda = 0,00027 V_p + 0,375$, avec $R^2 = 0,61$, pour

tous les faciès sauf les laves hydrothermalisées.

La corrélation inverse entre la conductivité thermique et la porosité est également bonne pour tous les faciès (figure 3-76b) : $\lambda = -0,03 \phi + 1,8$, avec $R^2 = 0,79$. Les roches les plus poreuses sont logiquement les plus isolantes.

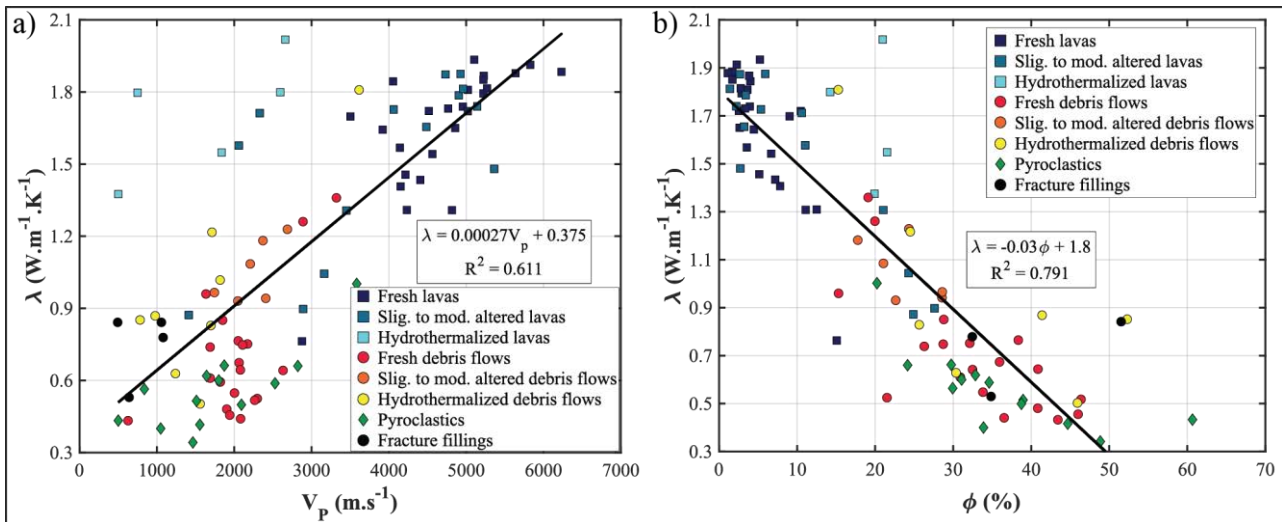


Figure 3-76 - a) Conductivité thermique en fonction de la vitesse de propagation des ondes P pour tous les groupes d'échantillons. b) Conductivité thermique en fonction de la porosité par injection de mercure.

Les vitesses de propagation d'ondes P sont fortement dépendantes de la valeur de porosité connectée comme l'indique la relation linéaire entre les deux propriétés (figure 3-77a) : $\phi = -0,0087 V_p - 47,4$, avec $R^2 = 0,75$. Cette dépendance influence également la relation inverse entre V_p et K (figure 3-77b).

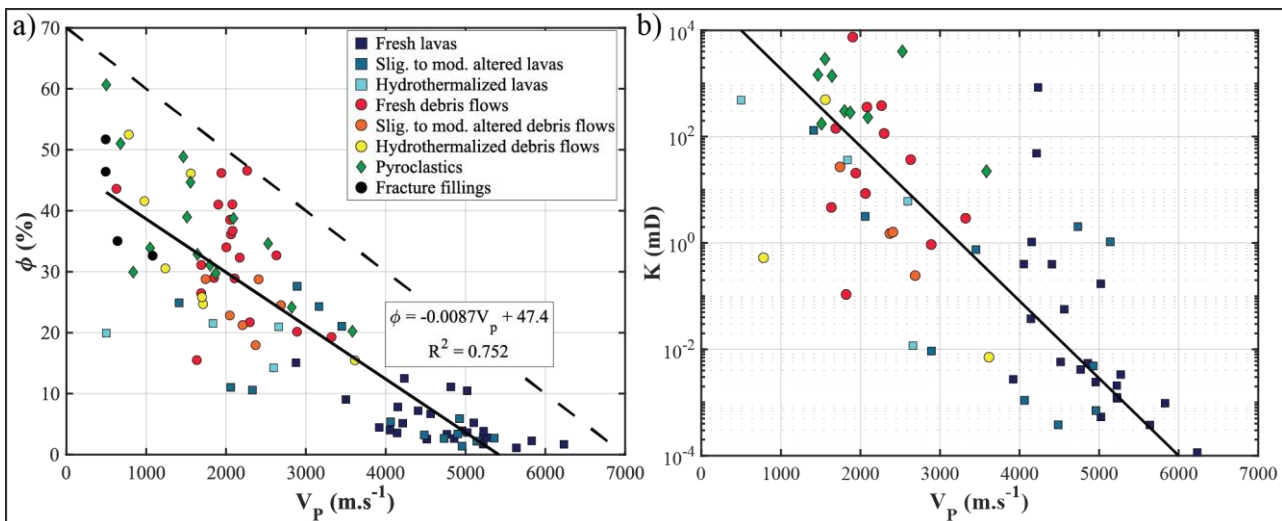


Figure 3-77 - a) Porosité en fonction de la vitesse de propagation des ondes P pour tous les groupes d'échantillons. b) Perméabilité en fonction de V_p .

3.5 Ondes acoustiques et propriétés mécaniques

3.5.1 Mesures de VP à pression de confinement isotrope

L'ensemble des propriétés sont mesurées dans des conditions de surface. L'évolution des structures en profondeur est un élément important pour estimer les capacités du réservoir potentiel. La distribution spatiale de V_P à pression de confinement isotrope variable a été quantifiée sur une sphère taillée dans un échantillon de coulée de lave andésitique provenant de la Grande Vallée de Vieux-Habitants (figure 3-78a). Les mesures sont effectuées sur l'échantillon sec. Sa porosité connectée est faible (2 à 3 %) et essentiellement constituée par des micropores dans la mésostase et par des fissures. L'échantillon a été prélevé au niveau d'une faille N150 et dans le prolongement de la faille majeure N020 (figure 3-78a) sur laquelle des indices de circulations hydrothermales ont été relevés avec de nombreuses fentes à gypse. Le bloc d'andésite basaltique a été prélevé dans une zone de faible densité de fractures (figure 3-78b) et il est limité par trois fractures orientées N211-84, N301-84 et N045-90. Une scanline réalisée sur l'affleurement a permis de mesurer les joints de refroidissement et une zone de fracturation associée à la mise en place d'un filon orienté N020-030. Les orientations N000-010 et N020-030 constituent les deux familles majeures de fractures, deux familles mineures sont également présentes : N040-050 et N130-140 (figure 3-78c).

Les mesures de vitesses effectuées à 0,1 MPa, comprises entre 4000 et 5500 m.s⁻¹ sont concordantes avec les mesures réalisées sur les blocs (figure 3-78d). Elles montrent une anisotropie isotrope transverse de l'ordre de 26 % (figure 3-78h) orientée parallèlement aux directions de fractures majeures. Les vitesses dans la direction perpendiculaire sont inférieures d'environ 1000 m.s⁻¹. L'anisotropie de vitesse disparaît quasi totalement lors du passage au palier de pression de confinement suivant, à 10 MPa. Cela signifie que les structures à l'origine de l'anisotropie se sont fermées. En effet, bien qu'aucune structure ne soit visible macroscopiquement, cette anisotropie pourrait être due à une foliation magmatique microscopique dans la lave.

Ensuite lors de la montée de la pression de confinement par paliers jusqu'à 400 MPa et lors de la redescente jusqu'à la pression atmosphérique, l'échantillon montre un comportement isotrope quasi parfait. Les différences de vitesses, comprises entre 100 et 200 m.s⁻¹, sont négligeables. Ces résultats sont confirmés par des écarts entre les courbes de vitesses maximales et minimales qui décroissent progressivement lors de la montée (figure 3-78g).

Le calcul des différences de vitesses entre palier successifs (ΔV_P (Δp), figure 3-78e) révèle que l'évolution la plus importante se produit entre 0,1 et 10 MPa. Pour toutes les autres projections la différence est inférieure à 200 m.s⁻¹. La courbe d'hystérésis de l'anisotropie de V_P n'admet des valeurs non nulles que pour les deux premiers paliers à la montée. Il n'y a donc qu'un réseau de fissures qui se ferment lors du passage à 10 MPa.

La vitesse maximale mesurée à pression ambiante décroît de 0,1 à 20 MPa lors de la montée et elle est plus basse à la fin de la descente que la valeur initiale. Cette différence peut être liée à la

marge d'erreur du dispositif.

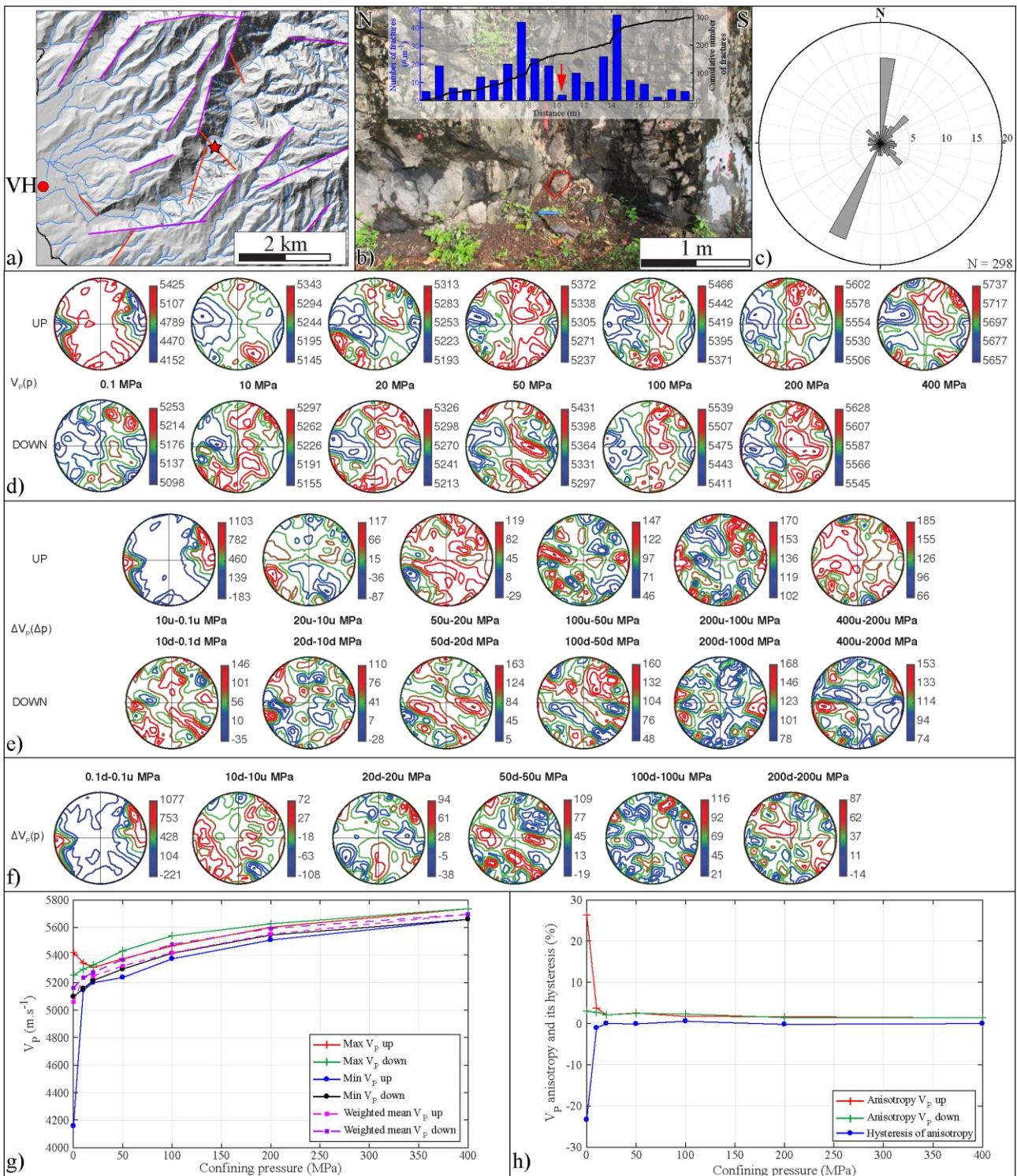


Figure 3-78 – Résultats de l'acquisition des V_p sur sphère d'andésite (GD15-127) à différentes pressions de confinement. a) Localisation de l'échantillon (étoile rouge) avec failles majeures relevées sur le terrain (lignes rouges) et linéaments majeurs (violet). MNT RGE alti 5 m et réseau hydrographique (bleu) fournis par l'IGN. b) Photo de l'affleurement de coulée de lave andésitique où a été prélevé l'échantillon (cadre rouge). Densité de fracture par mètre (histogramme) et nombre cumulé de fractures le long de la scanline (courbe noire) avec localisation de l'échantillon sur la scanline (flèche rouge). c) Fréquence des fractures mesurées sur l'affleurement b) par la méthode de scanline. d) V_p ($m.s^{-1}$) mesurées lors de la montée et de la redescente de pression de confinement. Projection dans un canevas de Schmidt. e) Différences de vitesse des paliers de pression 2 à 2 à la montée et à la descente. f) Différence entre les V_p mesurées à la montée et à la descente. g) Évolution des vitesses à la montée et à la descente. h) Anisotropie et hystérésis des V_p .

L'évolution de la vitesse moyenne prenant en compte les 132 directions, indique une bonne corrélation avec les pressions de confinement lorsque les fissures sont fermées. La pente de la courbe de V_P en fonction de la pression change peu au-dessus de 10 MPa. Dès que les fissures sont fermées, il n'y a presque plus d'évolution. Les fissures sont donc faibles et inélastiques.

Pour conclure, l'étude de la variabilité de V_P dans cette andésite basaltique montre qu'un seul jeu de fissures, orientées dans la même direction que les joints de refroidissement et les fractures majeures proches est responsable de l'anisotropie de vitesse. Ces fissures montrent une faible résistance mécanique et un faible coefficient de forme ainsi qu'une faible rugosité puisque la variation de vitesse au-delà de 10 MPa est quasi nulle. Une faible pression de confinement suffit à fermer ces fissures ce qui signifie que l'enfouissement des coulées de laves conduit à une fermeture rapide des fissures (avant 500 m de profondeur) mais si une pression fluide existe dans le matériau, même faible, ces fissures pourront être maintenue ouvertes.

3.5.2 Les coefficients mécaniques

En l'absence d'essais mécaniques, des mesures de vitesses de propagation des ondes S sont réalisées, elle permettent de calculer le coefficient de Poisson et le module d'Young. La figure 3-79 présente les résultats des mesures de vitesses ainsi que les calculs de ν et E .

Pour l'ensemble des échantillons, la distribution en fonction des faciès des valeurs de vitesse des ondes P est similaire à celle décrite à partir des valeurs de vitesse des ondes S, comme le montre la relation linéaire entre les vitesses de propagation des deux types d'onde (figure 3-79a et c). La majorité des laves saines ont les valeurs de vitesse les plus élevées supérieure à 3500 m.s⁻¹ et 2000 m.s⁻¹ pour V_P et V_S respectivement), ces valeurs diminuent avec l'intensité de l'altération. Les laves très vésiculées ont des valeurs basses et leurs valeurs augmentent avec l'intensité de l'altération. Les pyroclastites ont des valeurs faibles (inférieures à 2500 m.s⁻¹ et 1500 m.s⁻¹ pour V_P et V_S respectivement), ces valeurs ont tendance à augmenter avec l'altération.

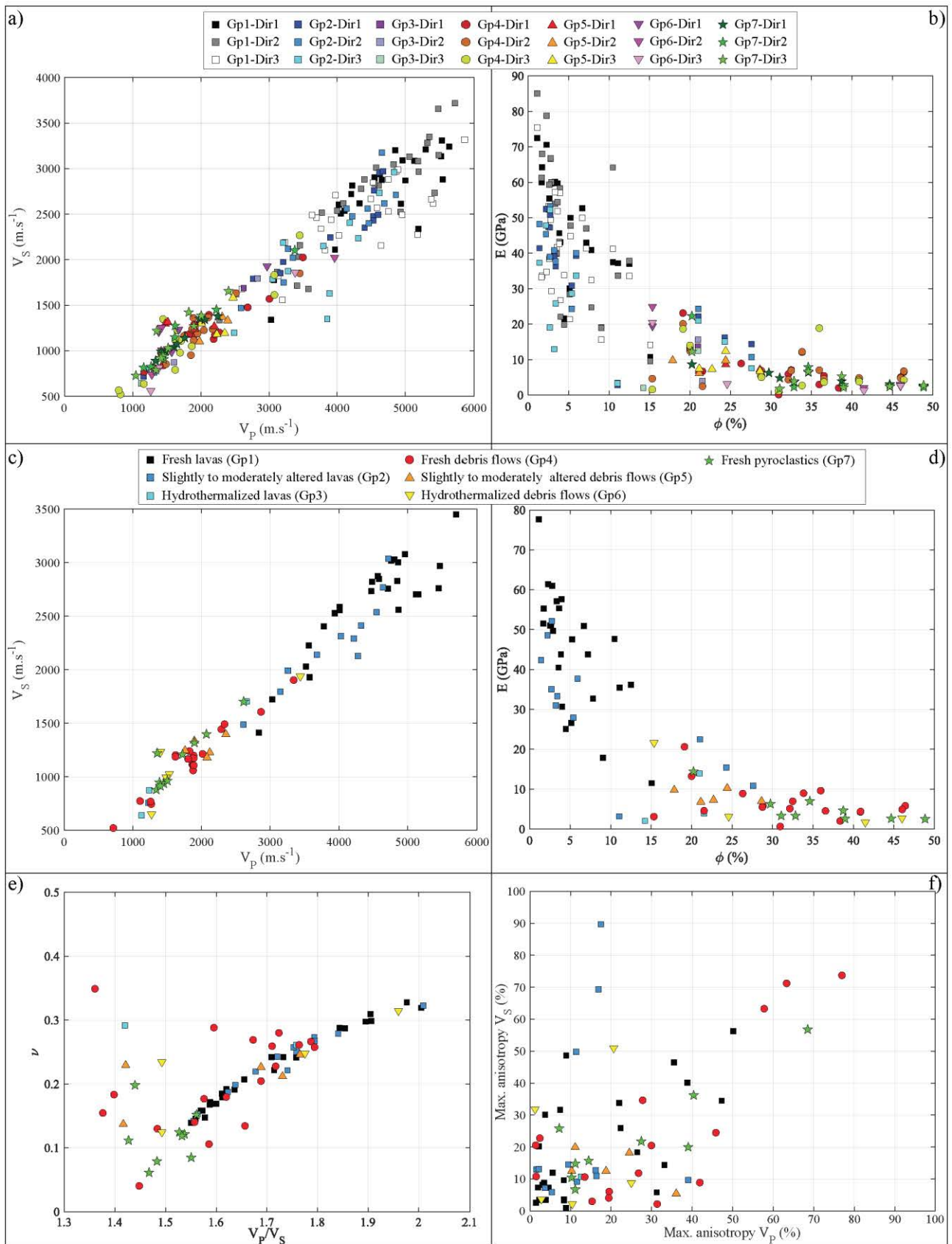
Les vitesses de propagation des ondes P et S ont été mesurées dans les 3 directions des blocs. La dispersion des vitesses mesurées dans les trois directions est significative des anisotropies liées aux différentes structures : vésicules, fissures dans les laves et la stratification dans les coulées de débris et les pyroclastites. Les variations de vitesse mesurées pour un même échantillon dans les laves sont plus importantes que celles mesurées dans les coulées de débris et pyroclastites ce qui signifie que les anisotropies des laves sont plus fortes. Toutefois, plus de la moitié des blocs de laves saines ont des variations de V_P entre les trois directions de mesure inférieures à 300 m.s⁻¹, ils sont donc considérés comme isotropes. Ces échantillons isotropes ont des structures différentes, ils peuvent présenter une microporosité inter-microlite, des échantillons ont des vésicules à sphéricité élevée qui sont réparties de manière uniforme dans la matrice et dont la connexion s'effectue par des fissures d'orientation aléatoire. Les échantillons anisotropes ont des différences de V_P dans les trois directions supérieures à 300 m.s⁻¹ et elles peuvent atteindre 1900 m.s⁻¹ dans le bloc GD15-126 prélevé dans la

même coulée de lave que GD15-127 dont une sphère a été testée sous pression de confinement (cf §3.5.1), son anisotropie initiale à pression ambiante est de 1300 m.s^{-1} . Ces anisotropies de vitesses sont également mesurées pour les V_S mais ne suivent pas exactement celles de V_P (figure 3-79f). Les anisotropies maximales pour V_P et V_S sont mesurées pour les échantillons présentant un débit planaire marqué lié à une foliation magmatique. Des anisotropies moins importantes sont observées pour les échantillons présentant une direction de fissuration et/ou de vésiculation préférentielle.

En revanche, certaines laves isotropes en V_P , ont une anisotropie modérée de V_S . Les ondes de cisaillement semblent être plus sensibles aux différences de texture des laves saines et notamment aux vésicules même si elles paraissent sphériques et disposées aléatoirement. Dans les laves faiblement à modérément altérées, seul un échantillon présente encore des vésicules. Son anisotropie est forte en V_S avec une différence de 600 m.s^{-1} et faible en V_P . Pour les échantillons ayant un débit schisteux marqué, les anisotropies de V_S sont beaucoup plus élevées que celles de V_P . Il semble que les ondes de cisaillement soient plus discriminantes pour les échantillons fortement structurés. En revanche, pour les échantillons affectés par une altération très avancée, dont la structure est profondément modifiée, le pointé du premier temps d'arrivée de l'onde S est difficile. Des observations similaires ont été faites pour les coulées de débris hydrothermalisées où l'amplitude de l'onde est très faible ; à l'exception de la brèche hydrothermale de Bouillante où V_S est proche de 2000 m.s^{-1} avec une quasi isotropie dans cette roche totalement recristallisée et où la fissuration est peu développée.

Dans les coulées de débris saines, faiblement à modérément altérées et les pyroclastites, le pointé de l'onde S est également délicat dû à une amplitude faible de l'onde. Pour ces matériaux, plus la matrice est compacte et plus les ondes sont rapides. Comme pour les laves les fissures qui sont pour la plupart uniquement recouvertes sur leurs épontes d'oxydes de fer diminuent les vitesses. Aucune influence de la taille des clastes sur les vitesses d'ondes ne peut être mise en évidence. En effet, de nombreux lahars ont des éléments de taille centimétrique, mais leurs matrices n'ont pas toujours la même cohésion. Pour les pyroclastites, les ondes traversent avec beaucoup de difficulté les cendres mêmes bien litées comme celles présentent sur le flanc ouest de la Soufrière au niveau de Baillif. Cette forte atténuation des ondes est liée à la structure interne composée de billes dont l'agencement par des contacts très ponctuels crée une porosité très élevée. Certains échantillons de cendres n'ont d'ailleurs pas pu être mesurés en V_P car aucun signal exploitable n'a pu être obtenu. Seuls les faciès cendreux très compacts (GD15-19) ont des V_P autour de 2000 m.s^{-1} et des V_S compris entre 1000 et 1200 m.s^{-1} . Des vitesses légèrement supérieures sont mesurées dans les ponces. Les échantillons avec des éléments de ponces centimétriques agglomérées entre elles ont des V_P et V_S inférieures aux ponces décimétriques compactes montrant que les contacts entre les éléments atténuent les ondes. Un échantillon de scories soudées à chaud (GD15-15) présente des V_P comprises entre 2400 et 3400 m.s^{-1} et V_S comprises entre 1300 et 2100 m.s^{-1} ce qui est comparable à certaines laves saines très poreuses et fissurées. Cela montre que la liaison des éléments à chaud améliore

notamment V_P et V_S .



Les hétérogénéités de V_P et V_S mesurées se traduisent par de fortes variations du module de Young et du coefficient de Poisson (figure 3-79b, d-e). La variabilité du module d'Young dans les coulées de lave est très élevée, de 2 à 85 GPa et ne semble pas être contrôlée que par la porosité connectée même si on note une légère tendance décroissante de E lorsque ϕ augmente. Les échantillons de laves saines ayant les plus faibles modules d'élasticité (entre 11 et 30 GPa) sont soit les plus fissurés ou ayant des vésicules à facteur de forme faible, soit ceux localisés en périphérie de coulée et plus sujet à une altération supergène précoce ou à un début de bréchification. Tous les autres échantillons ont des modules d'Young élevés (> 40 GPa) caractéristiques de matériaux compétents. Les plans de foliation magmatique tout comme les plans de schistosité dans les laves faiblement à modérément altérées diminuent significativement la rigidité du matériau. Plus l'altération progresse, plus cette rigidité diminue. Les transformations minéralogiques dans les laves limitent la création de fissures rectilignes.

Dans les coulées de débris et pyroclastites, les modules d'élasticité sont beaucoup plus faibles et à l'exception de scories soudées à chaud et de coulées de débris à matrice très compacte dont le module d'Young dépasse 20 GPa, la grande majorité des échantillons ont des modules inférieurs à 10 GPa. Une nouvelle fois, la brèche hydrothermale de Bouillante parmi les coulées de débris hydrothermalisées se distingue avec un module d'Young proche de 22 GPa dû à la silicification. La porosité et l'altération ne semblent pas clairement contrôler les propriétés élastiques des coulées de débris et les pyroclastites.

Les différences de module d'Young entre les laves, les coulées de débris et les pyroclastites se traduit par des différences de comportements mécaniques à l'affleurement (figure 3-80). Les laves saines ont une densité de fracturation très importante qu'elle soit héritée du refroidissement ou liée à des événements tectoniques ultérieurs reflétant un comportement cassant (figure 3-80a). Ce n'est pas le cas des coulées de débris et pyroclastites qui localisent la déformation fragile en couloirs d'épaisseurs pluri-décimétriques à pluri-métriques (figure 3-80b, c-d) et traduisent un comportement bien moins compétent. L'altération hydrothermale diminue la rigidité des matériaux et facilite le développement d'une déformation ductile.

Le coefficient de Poisson et le rapport V_P/V_S sont fortement dépendants pour la plupart des échantillons (figure 3-80e). Certains échantillons de types pyroclastites et coulées de débris sortent de cette tendance probablement lié aux difficultés à pointer correctement les temps d'arrivée. La variabilité du coefficient de Poisson est très importante. Il est compris entre 0,06 et 0,15 pour les pyroclastites ; 0,1 et 0,25 pour les coulées de débris saines ; 0,14 et 0,33 pour les laves saines à modérément altérées ; 0,2 à 0,25 pour les coulées de débris modérément altérées. L'interprétation de ce coefficient n'est pas aisée ; cela montre que les laves et coulées de débris sont des roches consolidées, ce qui n'est pas le cas des pyroclastites qui seront bien plus compressibles que les autres types de matériau.

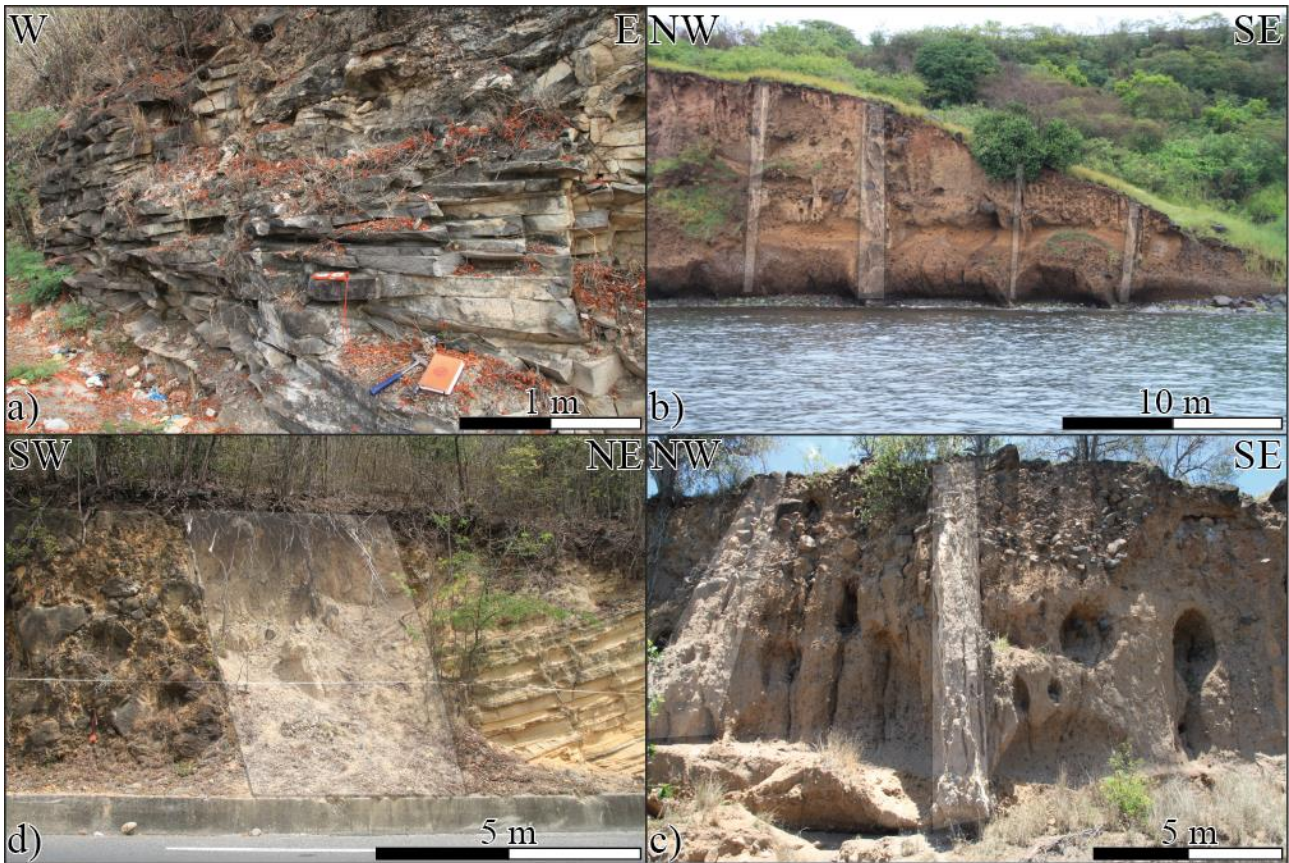


Figure 3-80 – Déformation fragile répartie ou localisée dans les différents faciès. a) Coulée de lave de l’Anse à la Barque densément affectée par des joints de refroidissement à espacements décimétrique. b) Coulée de débris entre Rocroy et Val de l’Orge avec des couloirs de fractures régulièrement espacés. c) Un de ces couloirs de fractures à Val de l’Orge. d) Faille de Malendure ayant un jeu normal de plusieurs mètres sans que les dépôts encaissants ne présentent de fracturation marquée.

4 Effets de la saturation sur les propriétés physiques

Afin d'étudier l'influence de la saturation du réseau poreux par un fluide sur les propriétés physiques, λ et V_P ont été mesurés sur les échantillons de coulées de lave après saturation avec de l'eau du robinet pendant plusieurs jours. Pour des raisons de manque de solidité, les échantillons de coulées de débris et de pyroclastites n'ont pas été placés dans l'eau. Pour la majorité des échantillons les valeurs obtenues en condition saturée sont supérieures à celles mesurées à l'état sec (figure 3-81). D'ailleurs, le ratio des deux mesures de conductivité thermique augmente proportionnellement à la porosité connectée avec un accroissement de plus de 60 % pour les échantillons ayant plus de 25 % de porosité (figure 3-81a). Cette augmentation de λ est due à la différence de conductivité thermique entre l'air isolant ($0,025 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et l'eau de λ supérieure ($0,6 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) qui sont contenus dans les pores successivement. La diffusivité thermique augmente également avec le changement de fluide de saturation du réseau poreux. La quantité de chaleur stockée est donc plus importante dans un matériau saturé par de l'eau. Pour les échantillons dont la conductivité thermique saturée par de l'eau est inférieure à celle mesurée sur les échantillons secs deux cas de figures peuvent être pris en considération. Lorsque que les rapports sont proches de 1 mais inférieurs à cette valeur, cela concerne des échantillons à faible porosité, la variation de conductivité est faible et dans l'intervalle de précision de l'appareil (environ 5%). En revanche, pour les échantillons dont le ratio est inférieur à

0,9, il s'agit d'échantillons modérément altérés et très fracturés ou à débit planaire marqué, c'est l'ouverture de fissures par l'eau qui pourrait faire décroître λ et V_P , notamment par gonflement des argiles. Cependant, on ne retrouve cette diminution de V_P que pour un de ces échantillons. Dans les deux cas, ces différences pourraient être dues à un léger décalage du profil d'acquisition sur des échantillons très hétérogènes.

Les mesures de V_P saturée (figure 3-81b) sont en accord avec les caractéristiques macroscopiques des échantillons et logiquement lorsque l'espace poreux vide est rempli par un fluide, la propagation de l'onde P est facilitée et V_P augmente. L'accroissement de V_P n'est pas proportionnel à la porosité connectée et la plus forte augmentation (24,5 %) se produit pour un échantillon sain affecté par de nombreuses fissures et peu poreux (4,4 %). En revanche, les accroissements sont plus faibles pour les échantillons ayant des pores alignés et étirés dans le plan de fluidalité de la lave. Les ratios inférieurs à 1 correspondent à une diminution de cohésion des échantillons liée à un gonflement des argiles pour les échantillons altérés.

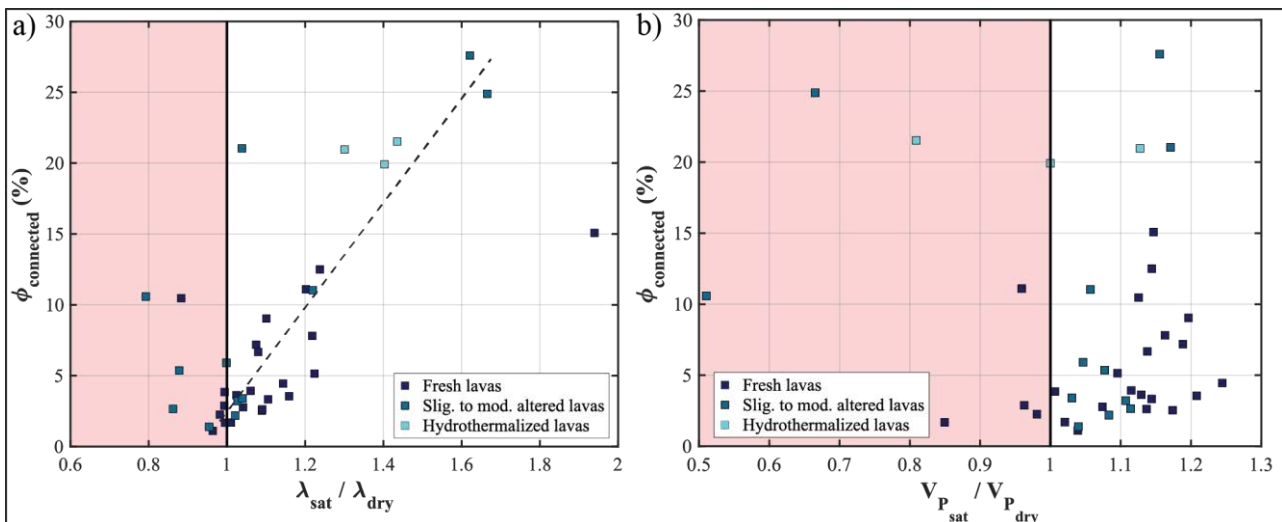


Figure 3-81 - a) Porosité connectée en fonction du ratio des conductivités thermiques mesurées sur les échantillons saturés et secs. b) Porosité connectée en fonction du ratio de vitesses d'ondes P mesurées sur les échantillons saturés et secs. Le rectangle rose indique l'intervalle où la mesure sur échantillon sec est supérieure à la mesure sur échantillon saturé.

5 Résumé des propriétés thermiques et physiques

Tous les échantillons étudiés représentatifs des hétérogénéités observées à l'échelle macroscopique ont des signatures pétrophysiques spécifiques. D'apparence assez homogène à l'affleurement, les coulées de laves ont des propriétés pétrophysiques extrêmement variables. En effet, bien que les coulées de laves soient majoritairement des andésites avec quelques andésites basaltiques et des dacites, leur conférant une relative homogénéité chimique, leur réseau poreux est complexe et induit des propriétés physiques très différentes à prendre en compte pour caractériser un potentiel système géothermique. L'analyse menée à partir d'échantillons d'affleurement permet de rendre compte de cette variabilité et de préparer une base de données qui permettra d'interpréter les données acquises dans de futurs forages que ce soit par diagraphie ou par carottage.

La caractérisation pétrophysique des coulées de débris et pyroclastites a été beaucoup plus complexe que celle des laves. En effet, la faible cohésion et la grande hétérogénéité granulométrique de ces unités limitent nettement la préparation des blocs et le découpage des éprouvettes. C'est ce qui explique leur plus faible nombre dans les mesures présentées dans ce mémoire et la quasi absence de base de données complètes sur ces unités volcano-détritiques dans la littérature.

Néanmoins, les résultats obtenus permettent de construire une première base de données, statistiquement représentative des parties matricielles de la série calco-alcaline de Guadeloupe composée à la fois de dépôts issus d'un volcanisme explosif et d'un volcanisme effusif (tableau 3-5).

5.1 Différences observées entre les techniques de mesure

Les résultats obtenus montrent tout d'abord que la caractérisation pétrophysique de dépôts si hétérogènes nécessite obligatoirement l'utilisation de différentes techniques complémentaires. Les densités apparentes ont été déterminées à la fois par triple pesée et injection de mercure ; les densités de phase solide par pycnométrie hélium et déduite des essais d'injection de mercure.

Les densités apparentes obtenues par les deux méthodes ont des médianes et moyennes proches pour la plupart des roches (différence inférieure à $0,1 \text{ g.cm}^{-3}$) mais ce n'est pas le cas pour les roches hydrothermalisées où les écarts entre médianes et moyennes sont très élevés ($0,2$ à $0,4 \text{ g.cm}^{-3}$). Les écarts de densité de phase solide sont faibles pour les laves ($< 0,05 \text{ g.cm}^{-3}$) mais sont plus élevés pour les coulées de débris et pyroclastites. La densité de phase solide obtenue par l'injection d'hélium est toujours supérieure à celle calculée par l'injection de mercure. C'est dû à la taille des échantillons utilisés pour la porosimétrie mercure dont le volume ne peut dépasser 5 cm^3 et n'analyse donc que la partie matricielle de ces dépôts. A l'inverse, le volume d'analyse pour la triple pesée et le pycnomètre à hélium peut être de plusieurs dizaines de cm^3 permettant de mesurer à la fois la matrice et quelques clastes. La différence de volume poreux saturé dans le cas des deux techniques peut également expliquer les différences de densités. En effet, le volume poreux saturé par pycnométrie à l'hélium est supérieur à celui saturé par injection de mercure. Les différences observées sont donc liées aux techniques de caractérisation, volume de l'échantillon et propriété du fluide saturant.

Les mesures de vitesse d'onde compressive sur échantillons secs avec les deux dispositifs montrent des vitesses supérieures de 100 à 200 m.s⁻¹ avec l'appareil Pundit pour la grande majorité des groupes étudiés. Comme les mesures ont été réalisées exactement sur les mêmes blocs, cette faible différence est imputable aux dispositifs utilisés. L'autre hypothèse est le calendrier expérimental. En effet, les mesures de vitesses ont été faites sur échantillons de laves secs puis saturés avec le dispositif Pundit avant d'être séchés à nouveau à 60 °C et mesurés en conditions sèches avec l'appareil Mistras. La saturation aurait endommagé les échantillons donnant des vitesses plus faibles après séchage. C'est peu probable, car la différence de vitesse devrait être proportionnelle à l'avancée de l'altération. En revanche, la différence observée pour les laves faiblement à modérément altérées sont de l'ordre de 600 m.s⁻¹. Une telle différence reste sans explication.

5.2 Bilan des propriétés matricielles des différents faciès

Les résultats obtenus montrent que dans la même unité lithologique, les caractéristiques matricielles peuvent être extrêmement variables. C'est le cas pour la coulée de lave andésitique saine de l'Anse à la Barque (figure 3-82) où 4 échantillons ont été prélevés le long d'un profil vertical d'environ 1,5 m. Sur ces quatre échantillons la porosité matricielle évolue de 2,5 à 12,5 % montrant l'existence d'un réseau poreux très différent composé soit essentiellement par de la microporosité, soit par un système de vésicules – fissures (figure 3-82a et d-g). Ces organisations particulières du réseau poreux se traduisent par des différences significatives de perméabilité sur environ cinq ordres de grandeur et créent également une anisotropie planaire dans le sens d'allongement des vésicules. L'anisotropie planaire facilite les écoulements matriciels dans la foliation magmatique marquée par la disposition des vésicules. Les variations de porosité sont également responsables de la variabilité des conductivités thermiques et des vitesses de propagation des ondes acoustiques le long du profil (figure 3-82c). Ces échantillons issus du même événement effusif ont une même composition chimique (variation de SiO₂ d'environ 1 %) et des compositions minéralogiques similaires avec une nette prédominance des plagioclases (> 90 % des phénocristaux) ; la variabilité des propriétés pétrophysiques est uniquement due à la porosité. Cette affirmation est confirmée par les résultats obtenus sur l'échantillon GD15-24 (cadre jaune, figure 3-82b), dont la porosité est la plus faible et les autres propriétés mesurées dans le plan de fluidalité de la lave et perpendiculairement sont isotropes.

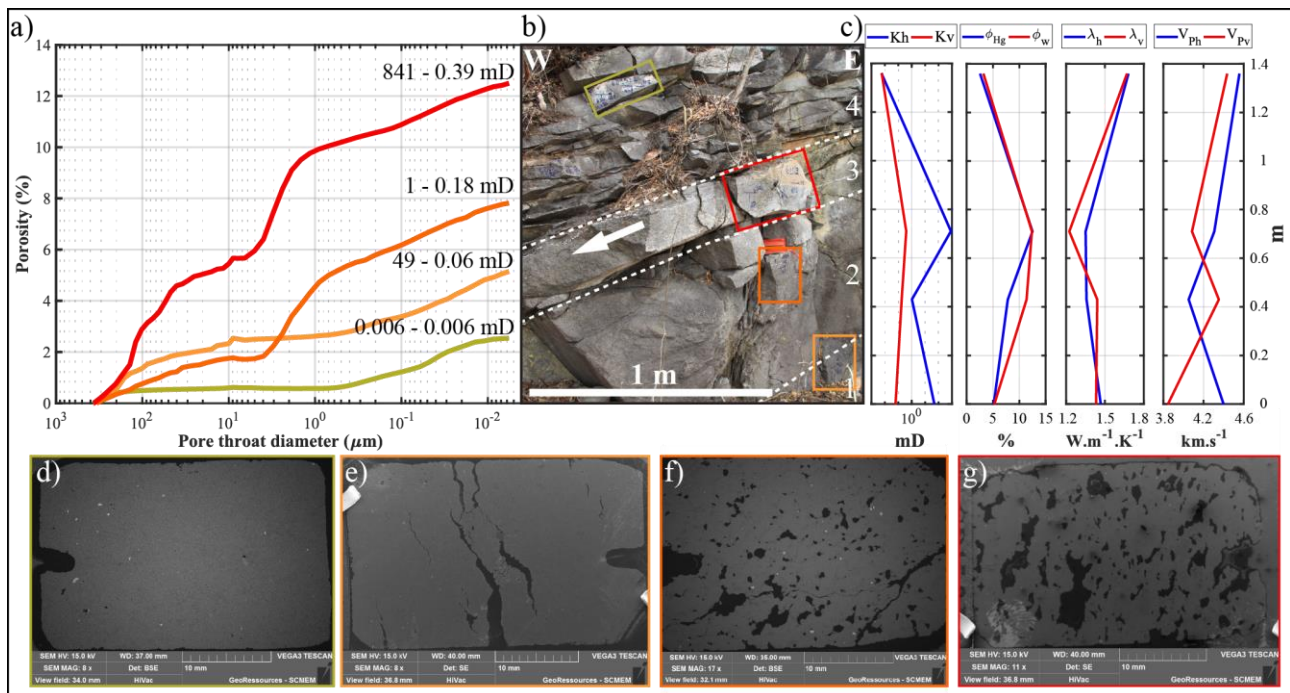


Figure 3-82 - Évolution des propriétés physiques le long d'un profil vertical d'une coulée de lave andésitique de la Pointe de l'Anse (Vieux-Habitants). a) Courbes d'injection mercure de 4 échantillons avec les valeurs de perméabilités parallèles (valeurs de gauche) et perpendiculaires (valeurs de droite) au plan d'écoulement de la lave. b) Positions des échantillons encadrées avec des couleurs identiques aux courbes d'injection de mercure et délimitation des zones à densités de vacuoles et de fractures différentes. c) Profil vertical des propriétés physiques mesurées dans le plan et perpendiculaire au plan d'écoulement de la lave. d) Échantillon GD15-24 sans vésicule ni fractures. e) Échantillon GD15-25 avec des vésicules très allongées. f) GD15-26 avec vésicule et fractures. g) GD15-23 avec grandes vésicules.

Outre la coulée de lave de la Pointe de l'Anse, les résultats montrent que les laves ont des porosités primaires faibles, généralement inférieures à 5 % mais localement, dans des niveaux à forte densité de vacuoles, elles peuvent dépasser 10 %. La connectivité du réseau poreux est rarement contrôlée par les grandes vésicules mais surtout par les fissures qui les lient entre elles et qui ont des seuils d'accès de quelques micromètres. L'altération hydrothermale contribue à transformer progressivement les phases primaires en commençant par les pyroxènes, et en les remplaçant par des phases néoformées dont la nature dépend de la température et de la nature des fluides et de la durée. Les phases néoformées (illite, smectite, ...) sont le plus souvent des microlithes de minéraux dont la porosité inter-particulaire est plus élevée que celle des minéraux primaires. L'altération est donc responsable de deux procédés antagonistes : le premier est un comblement de la porosité primaire expliquant l'absence de vésicules dans les échantillons très altérés ; le second est une création de porosité secondaire liée à la recristallisation de la roche et l'apparition de fissures (Mielke et al., 2015, Mielke et al., 2017). Le bilan de l'altération est la formation d'une porosité supérieure à 15 %, une augmentation significative de la perméabilité de plusieurs ordres de grandeur, un maintien de la conductivité thermique autour de 1,6–1,7 W.m⁻¹.K⁻¹ lié à l'apparition de minéraux à conductivité thermique très élevée telle que la pyrite ; et une forte diminution des vitesses d'ondes de compression (de 2000 m.s⁻¹) et de cisaillement d'environ 1000 m.s⁻¹ provoquant une diminution significative des modules d'élasticité.

Les coulées de débris et pyroclastites saines ont des caractéristiques matricielles plus favorables au stockage et à la circulation de fluides que les laves saines. En effet leur porosité primaire dépasse 20 % et les perméabilités sont élevées, du mD jusqu'à 10 D. Contrairement aux laves, les seuils d'accès à la porosité connectée ne sont pas contrôlés par les fissures mais par la géométrie de l'espace inter-particulaire et donc par la taille et la nature des particules. Pour les coulées de débris où les clastes sont majoritairement issus de fragments de laves, la porosité inter-particulaire domine. Lorsque ces clastes sont essentiellement composés de cendres et de ponces, la porosité intra-particulaire contribue de façon non négligeable à la porosité connectée. Ces dépôts volcaniques à forte porosité ont des conductivités thermiques deux à trois fois inférieures aux laves saines et ils atténuent fortement les ondes de compression et de cisaillement car les contacts entre particules constituent une série de discontinuités qui absorbent l'énergie des ondes. Cela explique les vitesses de propagation des ondes P deux à trois fois inférieures à celles des laves et des modules d'élasticité très faibles (< 10 GPa).

L'altération des coulées de débris n'a pas le même impact sur les propriétés pétrophysiques que celui observé dans les laves. Les minéraux néoformés précipitant dans la porosité primaire diminuent la porosité initiale et ce phénomène n'est pas totalement compensé par le développement d'une microporosité entre les microlithes secondaires. Cependant la porosité des coulées de débris altérées reste élevée (médiane à 28 %). Même si la perméabilité n'a pas été mesurée sur suffisamment d'échantillons pour être considérée comme représentative, elle est faible (médiane 0,51 mD).

Les échantillons du paléo-système géothermique de la partie centrale de Terre-de-Haut comprennent des coulées de laves dont certaines sont tellement transformées qu'elles ne permettent pas le prélèvement de blocs pour les mesures pétrophysiques ; et des dépôts à très faible cohésion de coulées de débris dans lesquelles certains blocs sont suffisamment cohérents pour permettre le carottage après mise en place d'un revêtement en résine epoxy. Même si les faciès les plus transformés n'ont pas été caractérisés, les autres faciès ont de bonnes propriétés réservoirs malgré une histoire complexe qui comprend une ou des phases d'altération, d'enfouissement ou d'exhumation. Cette histoire complexe n'a pas supprimé les propriétés favorables de la matrice pour le stockage et la circulation de fluides.

Les remplissages de fractures composés par des filons brèchiques multicolores argilisés dans le Complexe Basal et par des plaquages blanchâtres riche en silice amorphe dans la zone de Bouillante-Vieux-Habitants ont été très difficiles à caractériser car difficile à découper et impossible à carotter. Néanmoins les échantillons analysés ont des porosités supérieures à 30 % et des conductivités thermiques faibles ($0,5 - 1 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Leur faible cohésion atténue fortement les ondes acoustiques et la plupart des échantillons ont des vitesses inférieures à 500 m.s^{-1} , seuil de détection de l'outil de mesure.

Toutes les mesures pétrophysiques sont réalisées sur la matrice et pour pouvoir estimer les propriétés de l'ensemble du réservoir, les objets de taille supérieure doivent être intégrés. En effet, les laves sont affectées par une forte densité de fractures d'origine primaire ou secondaire dont l'impact sur les transferts de fluide est non négligeable. Les coulées de débris ont des teneurs variables en blocs de lave peu poreux et peu perméable qui peuvent faire baisser la perméabilité et la porosité de l'ensemble de la formation. Tous ces éléments seront discutés dans le chapitre suivant.

Tableau 3-5 - Synthèse des propriétés pétrophysiques mesurées sur les 8 groupes d'échantillons avec la médiane, la moyenne, les valeurs minimale et maximale ainsi que le nombre de mesures (n).

Lithological class	Alteration		$\rho_{b\ Hg}$ [g.cm ⁻³]	$\rho_{b\ H2O}$ [g.cm ⁻³]	$\rho_{s\ Hg}$ [g.cm ⁻³]	$\rho_{s\ He}$ [g.cm ⁻³]	Φ_{Hg} [%]	Φ_w [%]	Φ_{He} [%]	K [mD]	Magnetic susceptibility [x 10 ⁻³ SI]
Andesite lava	Fresh	Median	2,56	2,64	2,71	2,75	4,23	3,61	3,88	0,006	11,6
		Average	2,55	2,61	2,70	2,74	6,79	5,03	5,58	19	13,92
		Min	2,06	2,14	2,59	2,61	1,11	0,03	1,40	0,0001	2,06
		Max	2,71	2,77	2,80	2,85	22,83	19,70	23,89	841	26,8
		n	29	211	29	81	32	210	56	46	41
	Moderately altered	Median	2,44	2,49	2,60	2,62	5,91	4,07	4,63	5	11,97
		Average	2,31	2,42	2,59	2,61	11,03	7,89	10,72	8	13,34
		Min	1,86	1,60	2,44	2,50	1,39	0,04	1,23	0,0001	3,58
		Max	2,61	2,64	2,70	2,74	27,60	32,19	35,88	131	27,62
		n	15	33	15	26	15	32	19	17	23
	Highly altered	Median	2,20	2,02	2,69	2,73	19,92	22,49	25,26	21	0,0865
		Average	2,21	2,05	2,72	2,71	18,68	21,71	25,30	132	5,99
		Min	2,07	1,97	2,58	2,61	14,23	17,11	22,58	0,01	-0,04
		Max	2,31	2,25	2,90	2,80	21,53	26,05	27,56	485	21,47
		n	5	7	5	8	5	6	5	4	7
Debris flow	Fresh	Median	1,67	1,64	2,42	2,60	32,38	34,17	36,89	39	7,54
		Average	1,66	1,73	2,45	2,58	32,61	32,39	35,63	537	9,3555
		Min	1,27	1,33	2,20	2,30	15,39	15,86	15,90	0,10	3,89
		Max	2,22	2,29	2,69	2,80	46,46	44,83	45,55	7247	24,9
		n	22	26	22	45	22	26	23	16	20
	Moderately altered	Median	1,95	1,89	2,54	2,61	24,40	25,72	28,41	1,5	17,17
		Average	1,91	1,89	2,52	2,57	26,45	26,84	29,60	6	13,19
		Min	1,40	1,40	2,41	2,17	17,85	19,09	19,64	0,24	3,96
		Max	2,19	2,14	2,58	2,67	41,75	42,79	45,69	26	18,37
		n	7	7	7	12	7	7	6	5	7
	Highly altered	Median	1,87	1,50	2,53	2,62	28,08	41,47	36,26	0,51	0,14
		Average	1,69	1,65	2,50	2,59	32,41	35,82	33,22	161	0,94
		Min	1,21	1,21	2,26	2,36	15,36	11,89	12,00	0,007	-0,17
		Max	2,17	2,30	2,65	2,70	52,37	50,64	48,35	482	5,04
		n	5	7	5	9	6	5	4	3	7
Pyroclastics	Fresh	Median	1,57	1,52	2,40	2,65	34,24	41,96	42,33	845	6,595
		Average	1,48	1,53	2,39	2,61	37,81	43,53	44,82	2087	8,84
		Min	0,60	0,62	1,61	2,21	20,23	21,62	21,58	22	4,88
		Max	2,18	2,42	2,83	2,79	62,97	73,95	76,14	10132	19,33
		n	15	20	15	30	16	17	16	10	14
Fracture fillings	Moderately to highly altered	Median	1,40	1,39	2,27	2,37	34,93	37,10	38,82	361	5,68
		Average	1,38	1,37	2,23	2,35	37,96	37,52	39,30	361	6,33
		Min	1,08	1,08	1,94	2,11	25,89	32,02	32,98	165	4,57
		Max	1,56	1,58	2,53	2,51	51,60	43,22	49,62	558	9,38
		n	9	8	9	16	9	6	6	2	4

Lithological class	Alteration	λ_{dry} [W.m ⁻¹ .K ⁻¹]	D _{dry} [x 10 ⁻⁶ m ² .s ⁻¹]	C _{dry} [kJ.kg ⁻¹ .K ⁻¹]	λ_{sat} [W.m ⁻¹ .K ⁻¹]	D _{sat} [x 10 ⁻⁶ m ² .s ⁻¹]	C _{sat} [kJ.kg ⁻¹ .K ⁻¹]	V _{p, dry} Pundit [m.s ⁻¹]	V _{p, sat} Pundit [m.s ⁻¹]	V _{p, dry} Meters [m.s ⁻¹]	V _{p, sat} Meters [m.s ⁻¹]	v	E [GPa]
Andesite lava	Fresh	1,698	0,892	0,752	1,827	1,042	0,675	4677	5276	4579	2666	0,21	44,01
	Average	1,631	0,849	0,758	1,773	1,066	0,661	4558	5137	4451	2622	0,22	44,88
	Min	0,675	0,486	0,701	1,356	0,689	0,415	942	2994	2274	1336	0,06	9,57
	Max	2,029	1,016	0,820	1,994	1,522	0,930	6833	5917	5862	3717	0,38	85,02
	n	134	73	29	67	67	29	104	68	74	74	74	74
Moderately altered	Median	1,642	0,730	0,895	1,689	1,018	0,706	4450	4626	3885	2241	0,25	32,31
	Average	1,519	0,724	0,892	1,634	1,097	0,675	3943	3936	3492	2137	0,24	29,99
	Min	0,759	0,404	0,777	1,039	0,705	0,366	939	465	621	716	0,06	2,85
	Max	1,953	0,990	1,055	1,970	1,922	1,057	5667	5638	4860	3175	0,43	53,25
	n	72	42	16	36	36	16	50	36	39	36	36	36
Highly altered	Median	1,741	0,919	0,969	2,129	0,940	1,094	1868	2915	1607	1621	0,17	12,54
	Average	1,706	0,963	0,917	2,259	1,086	1,041	1832	2394	1831	1324	0,20	9,57
	Min	1,162	0,613	0,695	1,849	0,837	0,926	742	1202	657	640	0,15	2,04
	Max	2,107	1,475	1,059	2,817	1,483	1,103	2937	3058	2834	1794	0,29	15,63
	n	24	15	7	9	9	7	9	5	7	5	5	5
Debris flow	Fresh	0,657	0,463	0,875	-	-	-	2012	-	1873	1182	0,21	4,90
	Average	0,571	0,483	0,886	-	-	-	217	-	1906	1213	0,20	6,69
	Min	0,342	0,228	0,600	-	-	-	635	-	616	516	0,02	0,00
	Max	1,387	0,969	1,185	-	-	-	3403	-	3504	2263	0,35	23,00
	n	97	59	23	-	-	-	63	-	49	48	40	44
Moderately altered	Median	1,055	0,588	0,896	-	-	-	2287	-	2102	1282	0,24	7,36
	Average	1,067	0,617	0,873	-	-	-	2198	-	2071	1271	0,22	8,21
	Min	0,837	0,523	0,724	-	-	-	1191	-	1479	1102	0,12	6,10
	Max	1,337	0,872	0,929	-	-	-	2887	-	2473	1583	0,33	12,39
	n	36	18	7	-	-	-	27	-	12	14	10	10
Highly altered	Median	0,828	0,491	0,972	-	-	-	1570	-	1425	1109	0,24	2,90
	Average	0,975	0,587	0,998	-	-	-	1698	-	1846	1217	0,23	8,83
	Min	0,455	0,334	0,716	-	-	-	376	-	819	560	0,07	1,30
	Max	1,946	1,134	1,622	-	-	-	3867	-	3962	2023	0,38	24,95
	n	33	24	8	-	-	-	24	-	13	12	8	9
Pyroclastics	Fresh	0,568	0,433	0,876	-	-	-	1771	-	1520	1076	0,13	3,71
	Average	0,690	0,417	0,863	-	-	-	1942	-	1610	1150	0,11	5,19
	Min	0,220	0,240	0,633	-	-	-	594	-	426	729	0,01	1,78
	Max	1,734	0,605	1,116	-	-	-	4025	-	3378	2103	0,24	22,30
	n	66	43	15	-	-	-	38	-	31	27	23	23
Fracture fillings	Moderately to highly altered	0,827	0,467	1,077	-	-	-	857	-	-	-	-	-
	Average	0,772	0,466	1,231	-	-	-	813	-	-	-	-	-
	Min	0,457	0,370	1,014	-	-	-	320	-	-	-	-	-
	Max	0,987	0,540	1,602	-	-	-	1276	-	-	-	-	-
	n	21	11	15	-	-	-	15	-	-	-	-	-

6 Comparaison avec des données pétrophysiques publiées

Peu d'études rassemblant à la fois des analyses pétrographiques et des mesures thermiques et physiques pour ces types de roches volcaniques sont disponibles. A notre nonnaissance, il n'existe actuellement aucune étude publiée comparant des mesures réalisées sur des échantillons provenant de forage et celle réalisées sur des échantillons prélevés à l'affleurement sur des lithologies similaires. Cependant, de nombreuses études fournissent des mesures pétrophysiques acquises sur des roches volcaniques provenant soit de forages, soit d'échantillons d'affleurement en vue de : 1 – caractériser des champs géothermiques actifs (Stimac et al., 2004; Rejeki et al., 2005; Wyering et al., 2014; Mielke et al., 2016; Cant et al., 2018) ; 2 – quantifier les propriétés de transport dans les roches pyroclastiques (Bernard, 1999; Bernard et al., 2007) ; 3 – évaluer le potentiel de certaines lithologies à accueillir un réservoir géothermique (Lenhardt and Götz, 2011, 2015; Pola et al., 2012, 2014) ; 4 – caractériser le réseau poreux et les propriétés mécaniques des andésites (Farquharson et al., 2015; Heap et al., 2015; Heap et Kennedy, 2016) ; 5 – rechercher des zones altérées au sein d'édifices volcaniques par mesures de polarisation induite (Ghorbani et al., 2018).

Malheureusement, la comparaison des données pétrophysiques publiées sur les coulées de débris et les pyroclastites avec celles de Guadeloupe n'est pas évidente. En effet, la terminologie des dépôts volcaniques est complexe et les auteurs nomment le plus souvent les dépôts selon le processus volcanique qui a conduit à leur formation (e.g. nuées ardentes péléennes) ou bien certains termes génériques comme « tuf » sont trop vagues pour permettre une comparaison avec d'autres études. De plus, lorsque ces dépôts volcano-clastiques sont étudiés, les analyses portent plutôt sur les blocs de laves que sur la matrice ce qui n'apporte pas vraiment d'informations supplémentaires puisqu'elles caractérisent à nouveau des éléments de lave (Bernard, 1999; Bernard et al., 2007; Heap et al., 2015). Cette démarche repose sur la meilleure cohésion des éléments de lave, plus facile à découper que les éléments matriciels peu cohésifs.

Le tableau 3-6 résume les principales propriétés pétrophysiques publiées : densité apparente, porosité, perméabilité, conductivité thermique, chaleur spécifique et vitesse de propagation des ondes compressives.

Les études de Bernard (1999) et Bernard et al. (2007) regroupent les seules données pétrophysiques publiées sur des échantillons prélevés dans les Caraïbes. Elles permettent donc une comparaison sur des roches d'âge similaire et placées sur le même arc volcanique. Les coulées de laves massives de Guadeloupe et de Martinique ont des porosités équivalentes, mais celles de Martinique ont des perméabilités supérieures d'un à deux ordres de grandeur. L'essentiel des coulées de Martinique sont vésiculées et ont des porosités et des perméabilités supérieures.

Farquharson et al. (2015); Heap et al. (2015); et Heap et Kennedy (2016) ont défini les relations entre porosité et perméabilité et le comportement mécanique des roches andésitiques des stratovolcans andésitiques de Colima (Mexique) et du mont Ruapehu (Nouvelle-Zélande). Ils ont mesuré des porosités plus élevées dans les laves (10,6 – 17 %) expliquant des perméabilités supérieures de 3 à 4 ordres de grandeur à celles mesurées en Guadeloupe. A l'inverse, les andésites affectées par une altération de haute température ont une porosité et une perméabilité beaucoup plus faibles, respectivement 4,4 % et 0,05 mD, que celles de la Guadeloupe. Pour des porosités identiques, les laves de Nouvelle-Zélande et de Guadeloupe ont pratiquement les mêmes conductivités thermiques et vitesses d'ondes P (4,2 – 2,3 – 4,2 % ; 1,7 – 1,7 – 1,68 W.m⁻¹.K⁻¹ ; 4579 – 4300 – 4500 m.s⁻¹ ; Mielke et al., 2016). Les laves ayant des porosités plus élevées affichent une diminution significative de la conductivité thermique et des vitesses de propagation des ondes P (Mielke et al., 2016). Ce comportement est cohérent avec ce que l'on a observé et confirme que V_P et λ sont contrôlées principalement par la porosité et la structure du réseau poreux.

Mielke et al. (2015) ont observé une diminution de la porosité et de la perméabilité avec l'augmentation de la profondeur qui est associée au développement de l'altération hydrothermale dans le champ géothermique de Tauhara. Ce n'est pas le cas en Guadeloupe où les laves hydrothermalisées de Terre-de-Haut montrent des augmentations significatives de la porosité et de la perméabilité par rapport aux échantillons sains. Dans les laves altérées de Guadeloupe, l'altération provoque une augmentation de la densité de fissures et micro-fissures ainsi qu'un remplacement des plagioclases et pyroxènes par des minéraux plus poreux créant une forte microporosité. Ce phénomène prépondérant devant le colmatage de la porosité primaire par les phases néoformées a également été décrit à Solfatara en Italie par Pola et al. (2012) où l'altération hydrothermale contribue à augmenter la porosité des laves. En revanche, ces auteurs ont également mis en évidence une légère diminution de la porosité dans le stade le plus avancé d'altération hydrothermale pour lequel la texture de la roche est totalement perdue avec une matrice qui est entièrement argilisée.

Les coulées de débris de Guadeloupe, les lahars du volcan de Colima (Heap et al., 2015) et les tufs d'Ischia (Italie, Pola et al., 2012) ont des porosités supérieures à 20 %. Ces tufs et brèches andésitiques hydrothermalisés ont des propriétés pétrophysiques très variables qu'il est difficile de comparer à nos échantillons. Cependant, la plupart des unités décrites dans la littérature ont des porosités et perméabilités supérieures à 15 % et 1 mD respectivement.

En général, les pyroclastites de Guadeloupe ont des porosités (34 %) et des perméabilités (845 mD) plus faibles que les scories et ponces provenant du volcan de Colima (Farquharson et al., 2015) et de la Montagne Pelée (Bernard et al., 2007). Une diminution significative de ces propriétés a été observée par Lenhardt et Götz (2011) dans les dépôts de cendres fortement soudés et légèrement altérés. Seules peu de données sont disponibles pour des roches pyroclastiques très altérées mais les données obtenues à partir des carottes de forage révèlent des porosités supérieures à 10 %, des perméabilités autour de 30 mD et des valeurs de conductivité thermique deux fois plus basses que

celles des laves. La séquence pyroclastique de Solfatara, affectée par une altération avancée, a une porosité supérieure à 40 %. De telles valeurs de porosité et de perméabilité mesurées à l'affleurement et sur des carottes de forage montrent que la compaction des pores envisagée pendant l'enfouissement et/ou l'altération pour les pyroclastites saines ne se produit finalement pas ou qu'elle est loin de fermer totalement le réseau poreux.

Pour conclure, la comparaison des données d'affleurement et de celles issues de forage, tirées de la littérature, montrent d'importantes similitudes. L'avancée de l'altération hydrothermale améliore les capacités de stockage et de transfert de fluides des laves et ne les modifie pas de manière significative pour les pyroclastites et les coulées de débris. Les échantillons altérés ont quasiment tous des porosités supérieures à 20 % et des perméabilités comprises entre 0,1 et 10 mD. Ces propriétés ont été mesurées uniquement sur la matrice, à petite échelle.

Tableau 3-6 – Comparaison à d'autres données pétrophysiques publiées. Les données issues d'affleurement sont soit en caractères normaux (valeurs médianes) soit en italiques (valeurs moyennes). Les mesures issues de forage sont en gras (valeurs médianes). Les nombres d'échantillons sont entre parenthèses. Degrés d'altération : F – sain ; SA – légèrement altéré ; - MA – Modérément altéré ; HA – Altération hydrothermale très avancée. Détails : D – dôme ; BAF – coulées de cendres et blocs ; NA – nuées ardentes ; AF – dépôts de coulées de cendres. Références : 1 - Bernard, 1999 ; 2 - Bernard et al., 2007 ; 3 - Lenhardt et Götz (2011) ; 4 – Lenhardt et Götz, 2015 ; 5 - Pola et al., 2012 ; 6 - Pola et al., 2014 ; 7 - Wyring et al., 2014 ; 8 - Mielke et al., 2015 ; 9 - Farquharson et al., 2015 ; 10 - Heap et al., 2015 ; 11 - Mielke et al., 2016 ; 12 - Heap et Kennedy, 2016.

Lithological class	Detail	Country	Alteration degree	ρ_b [g.cm ⁻³]	Φ [%]	K [mD]	λ [W.m ⁻¹ .K ⁻¹]	C_p [kJ.kg ⁻¹ .K ⁻¹]	V_p [m.s ⁻¹]	Ref		
Lava	Dome	Andesite	FR	F	2.64 (211)	4.2 (29)	0.006 (46)	1.698 (134)	0.75 (29)	4579 (74)	This study	
		Lava block	FR	F		12.1 (1)	4 (1)	1.07 (1)		2078 (1)	1 - 2	
		Lava block	FR	F		9.8 (1)	2 (1)	1.2 (1)		2501 (1)	1 - 2	
		Dense lava flows	FR	F		3.5 (3)	0.1 (3)	1.565 (2)		4645 (3)	1 - 2	
		<i>Adesite - Dacite</i>	<i>MX</i>	<i>F</i>		<i>30 (5)</i>	<i>1 (24)</i>	<i>1.5 (24)</i>			<i>3 - 4</i>	
			<i>IT</i>	<i>F</i>		<i>2.38 (11)</i>	<i>11.0 (3)</i>			<i>4390 (11)</i>	<i>5 - 6</i>	
		Andesite	MX			2.40 (9)	10.6 (9)	61 (9)			9	
		Andesite	MX	F			11.2 (8)				10	
		Andesite	NZ	F		2.55 (32)	2.3 (32)	2 (12)	1.70 (36)	0.72 (30)	4300 (30)	11
		Andesite	NZ	F		2.32 (3)	10.1 (3)	0.5 (3)	1.61 (3)	0.58 (3)	3700 (3)	11
		Andesite	NZ	F		2.38 (8)	13.0 (8)	101 (7)	1.19 (8)	0.52 (8)	3200 (7)	11
		Andesite	NZ	F		2.59 (8)	4.2 (8)	0.5 (7)	1.68 (8)	0.63 (8)	4500 (8)	11
	Andesite	NZ	F			16.9 (19)	41 (19)				12	
	Block-and-ash-flows	Dense lava blocks	FR	F		7 (2)	0.6 (2)	1.5 (2)		4995 (2)	1 - 2	
		Vesicular lava blocks	FR	F		26.45 (4)	1013 (4)	0.9 (3)		2845 (4)	1 - 2	
		Vesicular lava blocks	FR	F		28 (6)	5066 (6)	1.165 (2)		2310 (4)	1 - 2	
		Vesicular lava blocks	MX	F		16.95 (16)					10	
		Nuées ardentes	Vesicular lava blocks	FR	F		17.15 (10)	51 (10)			3647 (6)	1 - 2
			Vesicular lava blocks	FR	F		25.1 (5)	1013 (5)	0.91 (2)		2537 (5)	1 - 2
		Andesite	Andesite	FR	SA - MA	2.49 (33)	5.91 (15)	5 (17)	1.642 (72)	0.9(16)	4450 (50)	This study
				IT	SA	2.50 (5)	15.0 (3)				4140 (5)	5 - 6
			IT	MA	1.94 (7)	18.6 (3)				3160 (7)	5 - 6	
	Andesite		NZ	SA	2.37 (24)	9.52 (24)	0.04 (24)	1.32 (24)	0.74 (24)		8	
	Andesite		FR	HA	2.02 (7)	19.92 (5)	21 (4)	1.741 (24)	0.97 (7)	1868 (9)	This study	
			IT	HA	1.65 (8)	32.0 (3)				3110 (8)	5 - 6	
			IT	HA	1.50 (7)	26.8 (3)				2790 (7)	5 - 6	
	Andesite		NZ	SA - HA	2.53 (15)	6.84 (15)				4154 (15)	7	
	Andesite		MX	HA		7.6 (7)					10	
Andesite	NZ		HA		4.4 (8)	0.05 (8)				12		
Debris flow	Lahar, Avalanches		FR	F	1.64 (26)	32.38 (22)	39 (16)	0.657 (97)	0.88 (23)	2012 (63)	This study	
	<i>Tuff</i>		<i>IT</i>	<i>F</i>	<i>1.54 (4)</i>	<i>25.5 (3)</i>				<i>1140 (4)</i>	<i>5 - 6</i>	
	Lahar	MX	F		24 (7)					10		
	Lahar, Avalanches	FR	SA - MA	1.89 (7)	24.40 (7)	1.5 (5)	1.055 (36)	0.90 (7)	2287 (27)	This study		
	Lahar, Avalanches	FR	HA	1.5 (7)	28.08 (6)	0.5 (3)	0.828 (33)	0.97 (8)	1570 (24)	This study		
	<i>Tuff breccia</i>				15.2 (5)	20 (5)	0.8 (6)			3 - 4		
	<i>Mass flow deposits</i>	<i>MX</i>	<i>HA</i>							3 - 4		
	<i>Tuff</i>	<i>IT</i>	<i>HA</i>	<i>1.81 (3)</i>	<i>29.7 (3)</i>				2250 (3)	5 - 6		
	Andesite breccia	NZ	HA	2.66 (12)	1.68 (12)				4163 (12)	7		
	Andesite breccia	NZ	HA	1.71 (12)	38.67 (12)	1 (12)	0.72 (12)	0.66 (12)		8		
	Pyroclastics	Scoria, Pumice and Ashes	FR	F	1.52 (20)	34.24 (16)	845 (10)	0.568 (66)	0.88 (15)	1771 (38)	This study	
		Block-and-ash flow										
Indurated ashes		FR	F		13.9 (6)	6 (6)	1.33 (2)		3970 (5)	1 - 2		
Scoriaceous blocks		FR	F		35.2 (3)	2026 (3)	0.57 (3)		3421 (3)	1 - 2		
Pumices		FR	F		57.4 (7)	811 (6)			1986 (5)	1 - 2		
Scoria		MX		1.43 (4)	46.7 (4)	405 (4)				9		
Pumice		MX		1.07 (4)	58.25 (4)	2026 (4)				9		
Scoria		NZ			60.9 (2)	30397 (2)				12		
Ash-flow deposit		<i>Incipiently welded</i>	<i>MX</i>	<i>SA</i>		<i>37.7 (7)</i>	<i>5 (7)</i>	<i>0.5 (5)</i>			<i>3 - 4</i>	
		<i>Partially welded</i>	<i>MX</i>	<i>SA</i>		<i>33.0 (25)</i>	<i>61 (25)</i>	<i>0.6 (17)</i>			<i>3 - 4</i>	
		<i>Moderately welded</i>	<i>MX</i>	<i>SA</i>		<i>21.3 (29)</i>	<i>20 (29)</i>	<i>0.9 (33)</i>			<i>3 - 4</i>	
		<i>Densely welded</i>	<i>MX</i>	<i>SA</i>		<i>1.6 (6)</i>	<i>0.4 (6)</i>	<i>1.7 (13)</i>			<i>3 - 4</i>	
		<i>Ignimbrite</i>	<i>IT</i>	<i>SA</i>	<i>0.98 (13)</i>	<i>65.0 (3)</i>				<i>1140 (13)</i>	<i>5 - 6</i>	
		Ash tuffs	NZ	SA - HA	1.57 (125)	40.56 (125)	30 (125)	0.79 (125)	0.63 (125)		8	
		Ignimbrite	NZ	HA	2.35 (37)	10.90 (37)				3489 (36)	7	
		<i>Pyroclastic</i>	<i>IT</i>	<i>HA</i>	<i>1.48 (8)</i>	<i>41.5 (3)</i>				<i>2180 (8)</i>	<i>5 - 6</i>	
		<i>Pyroclastic</i>	<i>IT</i>	<i>HA</i>	<i>1.54 (9)</i>	<i>44.8 (3)</i>				<i>2060 (9)</i>	<i>5 - 6</i>	
		<i>Pyroclastic</i>	<i>IT</i>	<i>HA</i>	<i>1.43 (7)</i>					<i>1650 (7)</i>	<i>5 - 6</i>	
Tuffs	NZ	HA	2.12 (10)	17.64 (10)				2798 (10)	7			

Chapitre 3 - Organisation spatiale des faciès et développement de l'altération hydrothermale

Les analyses pétrophysiques ont permis de dresser un inventaire des propriétés des faciès les plus représentés à l'affleurement sur les côtes ouest et nord de Basse-Terre et l'île de Terre-de-Haut. Mais l'étude de ces propriétés n'est pas suffisante pour comprendre comment se met en place le volume réservoir qui pourra être exploité. Ce chapitre s'attache à décrire : la géométrie et la disposition des différents dépôts volcaniques entre eux ; comment se propage l'altération dans les dépôts bréchiques, les pyroclastites et les coulées de lave et enfin à proposer un modèle géologique conceptuel décrivant les étapes générales de mise en place d'un système géothermique. L'intégration des informations structurales dans les modèles conceptuels sera effectuée dans la discussion finale.

1 Agencement des dépôts

L'empilement des dépôts volcaniques successifs forme des systèmes à géométrie complexe mis en place durant des intervalles de temps très courts (quelques dizaines à centaines de milliers d'années). Cette complexité peut s'apparenter à celle rencontrée dans des systèmes sédimentaires tels que les systèmes fluviaux où des chenaux de faible épaisseur se superposent avec des directions variées dans des faciès de plaine d'inondation ; comme des coulées de laves au milieu des coulées de débris et des pyroclastites. Pour comprendre l'organisation de ces ensembles volcaniques dans lesquels se développent des systèmes géothermiques, il est nécessaire d'estimer, au moins partiellement, les éléments majeurs suivants : 1 – volume de chaque famille de faciès ; 2 - géométrie des drains et structures permettant les écoulements ; et 3 – évolution des propriétés pétrophysiques lors de l'enfouissement et des processus hydrothermaux.

Peu de données décrivant les volumes et l'organisation des faciès volcaniques sont disponibles sur l'archipel de Guadeloupe. Samper et al. (2009) ont calculé des volumes de 2,5 et 1,5. 10^8 m³ pour les coulées de lave de La Coulisse et l'Habituée à l'extrémité sud de la Basse-Terre. Ces volumes peuvent être considérés comme la limite supérieure des volumes de coulées de lave rencontrées sur l'île. Komorowski et al. (2005) ont également observé des coulées de lave épaisses (quelques dizaines de mètres) qui s'étendent depuis les édifices du Complexe Grande-Découverte Soufrière jusqu'à la mer sur environ 10 km. Ils ont constaté que les dépôts pyroclastiques sont peu abondants à l'affleurement à cause de l'importante érosion fluviale et de leur remobilisation lors de la formation des avalanches de débris. Cependant, l'éruption Pintade (42000 BP), a mené à la formation de la

caldeira de la Grande Découverte et à la mise en place de coulées de ponces et de scories avec un volume estimé de $1 \text{ à } 3.10^9 \text{ m}^3$ sur une surface d'environ 120 km^2 . Boudon et al. (1992, 2007, 2008) ont documenté les volumes et les étendues des avalanches de débris à terre et en mer pour de nombreuses îles des Caraïbes avec une attention particulière pour la Guadeloupe. Les auteurs ont notamment mis en évidence la succession d'au moins 8 éruptions liées à des effondrements d'édifice de volumes restreints lors des derniers 7800 ans, mettant en place des avalanches de débris ($1 \text{ à } 5.10^8 \text{ m}^3$). Ces avalanches recouvrent le flanc sud-ouest de la Soufrière et la plupart ont parcouru 9 km du sommet du volcan jusqu'à la mer. L'une des avalanches de débris les plus volumineuse (5.10^8 m^3) date de 3100 ans et recouvre une surface de 28 km^2 .

A partir de toutes les observations de terrain sur les îles de Basse-Terre, Terre-de-Haut et Saint-Kitts ; et en tenant compte des données présentes dans la littérature, un bloc synthétique et simplifié rend compte de l'agencement des dépôts volcaniques et leur relation avec les zones de failles majeures (figure 3-83).

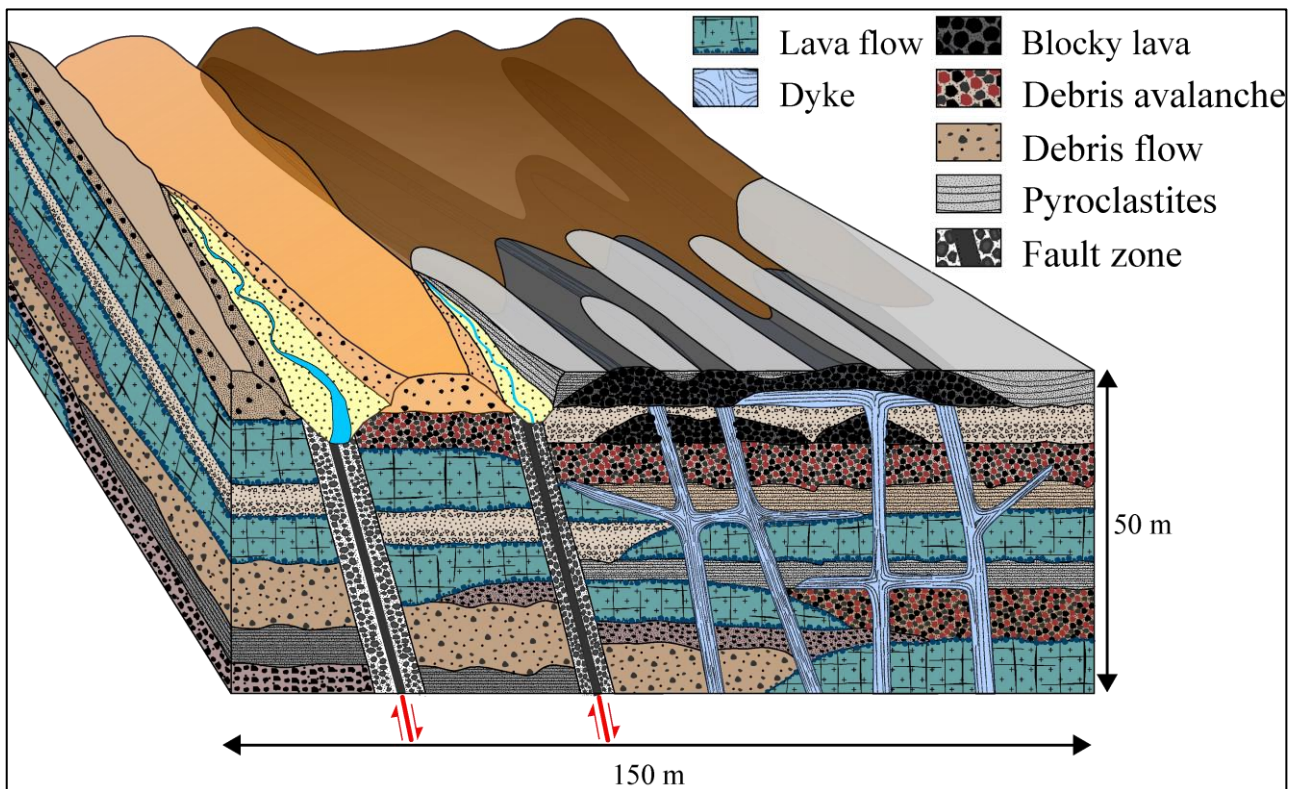


Figure 3-83 – Bloc diagramme synthétique montrant la disposition type des dépôts volcaniques sur les îles volcaniques actives.

Les coulées de lave à faibles porosité et perméabilité matricielles mais à fortes densités de fractures alternent avec des dépôts bréchiques présentant les propriétés inverses. Cette disposition des dépôts volcaniques rend donc toute modélisation complexe puisque le volume représenté figure 3-83 est à peine équivalent à une demi cellule, généralement de 100 m de côté au minimum. L'obtention d'un milieu équivalent moyennant toutes les hétérogénéités lithologiques et pétrophysiques n'est donc pas triviale. La mise en place de cellules de convection comme le propose Lachassagne et al. (2009) (figure 1-55) avec des circulations ascendantes et descendantes dans les failles, et des circulations entre failles par la base et le sommet du réservoir est assez difficile à expliquer avec

l'agencement réel des dépôts. Ceci est d'autant plus vrai que les circulations de fluides dans leur modèle sont mises parallèlement et perpendiculairement aux directions de dépôts, sans tenir compte d'une anisotropie potentielle dans cette direction. En regardant la géométrie du système, on peut raisonnablement penser que les boucles de convection se développent directement dans les plans de failles et que le fluide se propage ensuite depuis ces failles vers les lithologies poreuses et perméables permettant de développer l'altération.

2 Développement de l'altération hydrothermale

Les analyses pétrophysiques ont révélé des différences importantes entre les propriétés matricielles des coulées de débris et pyroclastites d'une part et les coulées de lave d'autre part. Ces différences mesurées à l'échelle de l'échantillon sont aussi visibles à l'échelle de l'affleurement que ce soit à Terre-de-Haut, sur la Basse-Terre (figure 3-84) ou à Saint-Kitts (figure 3-85). La coulée de débris de Pointe l'Ermitage a une matrice fortement altérée alors que les clastes de lave ne sont que très peu affectés par l'altération (figure 3-84a). L'altération se propage donc beaucoup plus rapidement dans la matrice des coulées de débris que dans les blocs de lave. La coulée de lave de Tête Rouge-La Batterie (figure 3-84b-e) se trouve dans une zone où l'altération hydrothermale a entraîné la formation de veines de gypse et d'une matrice de couleur jaune lui conférant des caractéristiques comparables à la partie nord de Grande Anse. Cette zone hydrothermalisée se situe à l'intersection de failles majeures NNE-SSO et ESE-ONO.

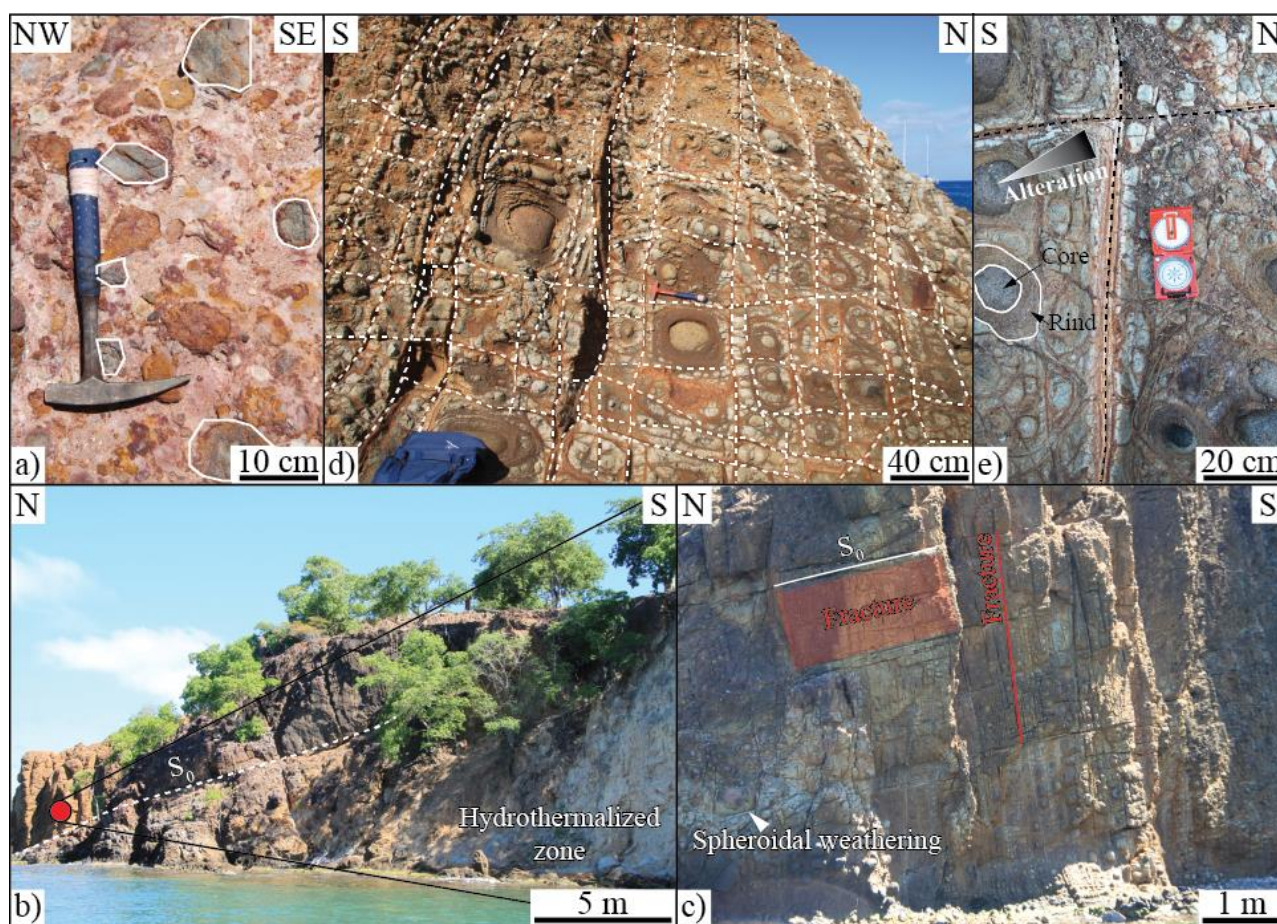


Figure 3-84 – Altération d'une coulée de débris et d'une lave. a) Altération différentielle entre les blocs d'andésite peu altérés, la matrice et les clastes pyroclastiques très altérés de la Pointe de l'Ermitage (VH). b) Au nord, coulée de lave de Tête Rouge la Batterie (TdH), au sud une zone fortement hydrothermalisée avec fentes à gypse et matrice jaunâtre. c) La coulée de lave est affectée par une altération en boules marquée, dont la propagation est permise par la combinaison de 3 plans sub-orthogonaux (2 de fractures et 1 de fluidalité). d) Détail des réseaux de joints subhorizontaux et verticaux divisant la coulée en blocs de formes cubiques de tailles pluri-décimétriques. Tous les blocs sont affectés par des fractures en pelure d'oignon séparant un cœur sain d'une croûte altérée. Les striations de couleur rouille sont une combinaison de bande de Liesegang et de fractures en pelure d'oignon (Jamtveit et al., 2011). e) La circulation préférentielle de fluide des joints vers l'intérieur des blocs crée un gradient d'altération favorisé par les joints étroitement espacés.

La coulée de lave formant la Pointe n'a pas subi cette altération avancée, la matrice n'a pas été transformée (figure 3-84b). Elle est pourtant affectée par un réseau dense de joints de refroidissement et de fractures, orientés parallèlement et perpendiculairement à la foliation magmatique (Aydin et Degraff, 1988; Degraff et Aydin, 1993; Mathieu, 2010; Massiot et al., 2017). Ces discontinuités débitent la lave en une série de blocs de tailles pluri-décimétriques. Chacun de ces blocs est affecté par une altération en boules créant des fractures en pelure d'oignon (Røyne et al., 2008; Jamtveit et al., 2009, 2011) qui séparent un cœur sain d'une croûte altérée (Sak et al., 2010). Ces fractures qui débitent les blocs en enveloppes concentriques améliorent la porosité et la perméabilité en grand de la coulée. Cependant les circulations hydrothermales sont concentrées dans certains couloirs de fractures et se propagent peu vers les blocs affectés par les fractures en pelure d'oignon (figure 3-84b-e). Ces observations impliquent que soit l'altération hydrothermale s'est produite avant la mise en place de la coulée de lave supérieure, soit que celle-ci a joué le rôle d'un écran imperméable empêchant la circulation des fluides hydrothermaux dans la coulée supérieure.

Le constat est identique dans la zone hydrothermalisée de Frigate Bay à Saint-Kitts (figure 3-85). Dans cette zone, une coulée de lave et une coulée de débris sont juxtaposées. La matrice de la coulée de débris est pulvérulente, fortement transformée et elle est de couleurs blanche à orangée (figure 3-85c). Les circulations les plus importantes s'effectuent dans le plan de stratification ce qui montre que l'anisotropie de dépôt des coulées de débris conditionne la progression de l'altération. Cette transformation est un peu moins avancée dans les blocs de lave décimétriques à métriques inclus dans la matrice. Cependant ces blocs sont traversés par de nombreux filons blancs subhorizontaux qui ont localisé les transformations minérales et qui sont fortement argilisés (figure 3-85d). La coulée de lave voisine à une structure presque totalement préservée. Elle est affectée par une légère altération en boules et les seules traces de circulations hydrothermales sont localisées dans des fractures majeures (figure 3-85e-f). La progression de l'altération depuis le centre des fractures vers les épontes dessine une série de bandes multicolores.

Ces deux exemples montrent à quel point la cinétique d'altération hydrothermale est dépendante de la lithologie. Les coulées de débris s'altèrent beaucoup plus rapidement que les coulées de lave bien qu'elles soient naturellement fracturées. Ces observations indiquent que le réseau poreux des coulées de débris ne s'effondre pas lorsque ces roches sont enfouies. L'enfouissement ne réduit pas ou peu les propriétés réservoirs favorables des coulées de débris. Les différences de porosité et de perméabilité subsistent ce qui explique aussi pourquoi dans la falaise de Grande Anse (TdH), la distinction entre les unités volcano-sédimentaires et les coulées de lave est encore possible. L'imprégnation de la matrice de la coulée de débris par le fluide hydrothermal contribue à accélérer l'altération des blocs de lave. Enfin, la présence de l'altération hydrothermale sur les épontes des fractures dans la coulée de lave indique qu'au moins une partie des fractures restent ouvertes et permettent les circulations fluides.

Que ce soit dans le Complexe Basal, à Terre-de-Haut ou à Saint Kitts, l'altération hydrothermale est toujours plus avancée dans les unités volcano-sédimentaires que dans les coulées de lave. Ainsi, pour développer l'altération visible dans la partie centrale de Terre-de-Haut qui permet de transformer presque totalement toutes les lithologies, il est indispensable que la circulation des fluides hydrothermaux se fassent sur une durée suffisamment longue.

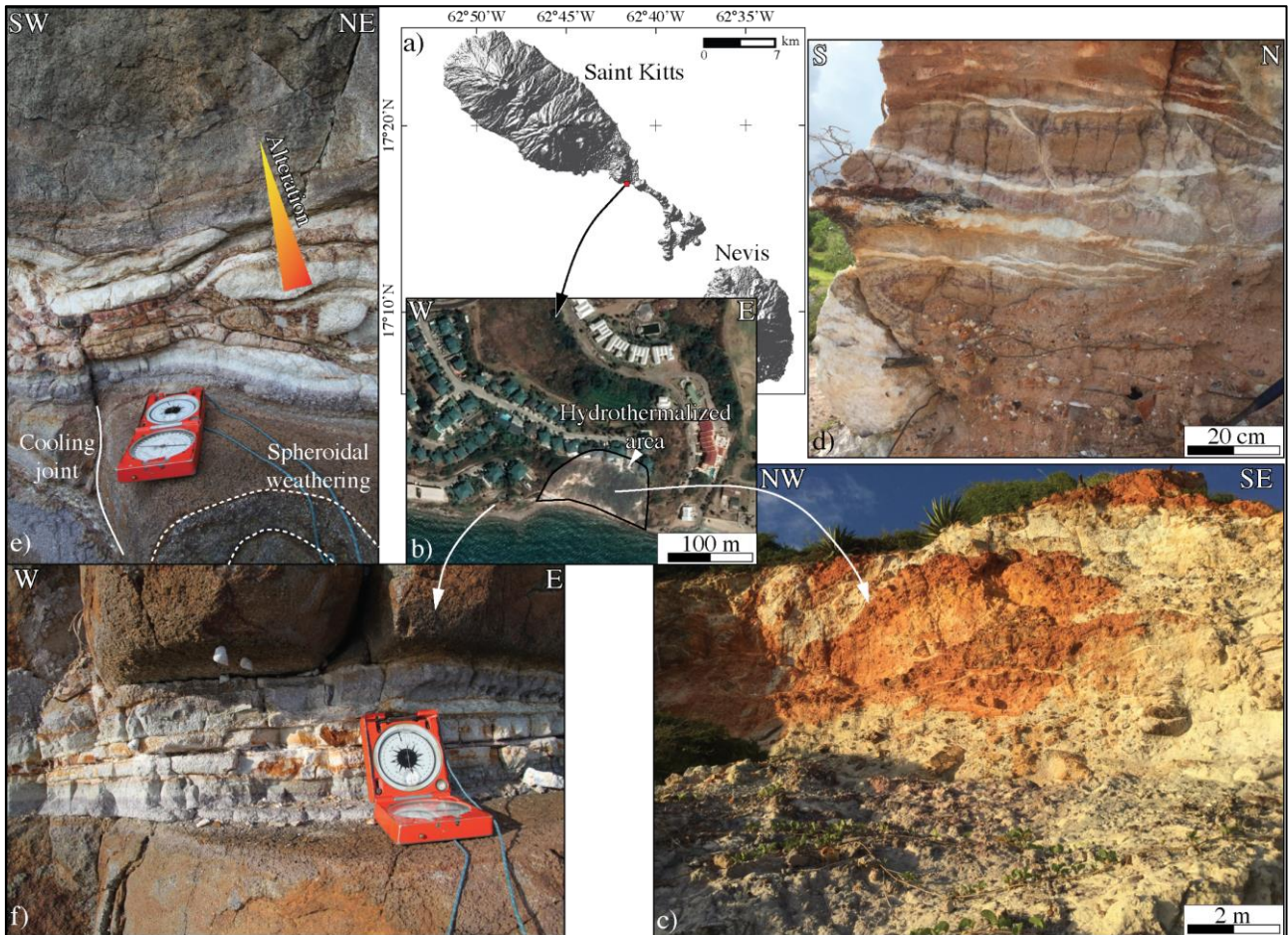


Figure 3-85 – Évolution latérale de l'altération dans la zone de Frigate Bay. a) L'île de Saint-Kitts avec localisation de la zone de Frigate Bay (carré rouge). Données USGS SRTM1. b) Localisation de la zone hydrothermalisée (image Google Earth). c) Coulée de débris affectée par des circulations hydrothermales. L'altération n'est pas constante sur tout l'affleurement. Elle est la plus forte dans des drains suivant la surface de stratification du dépôt. d) Bloc de lave métrique dans la coulée de débris moins affecté par l'altération que la matrice encaissante. e et f) Coulée de lave affectée par une altération en boule supergène et des circulations hydrothermales dans les fractures.

3 Apport des données pétrophysiques dans la compréhension de la progression des altérations hydrothermales

Les observations de terrain, structurales, pétrologiques et organisation des faciès, les analyses et les mesures en laboratoire, observations microstructurales et analyses chimiques et pétrophysiques, permettent de proposer un premier modèle de développement d'un système géothermique dans des îles volcaniques actives comme celles de l'arc récent des Antilles. La figure 3-86 propose un scénario en cinq étapes permettant d'expliquer la transformation des roches volcaniques saines en des roches hydrothermalisées. Ce modèle conceptuel ne prend, pour l'instant, pas en compte précisément les réseaux de failles, il sera complété dans la discussion finale. De plus, il repose sur l'hypothèse que le système géothermique se forme sur les flancs du volcan actif. Ce schéma n'est pas celui du champ de Bouillante où les manifestations aériennes du volcanisme le plus proche est à 15 km. Bien que transposable aux îles de l'arc actif, le modèle est surtout pensé pour le développement d'un système géothermique dans la zone de prospection de Vieux-Habitants. Les acquisitions magnétotelluriques de Teranov laissent penser qu'il existe un tel système dans la zone d'intérêt.

Les cinq étapes proposées sont les suivantes :

1 – Mise en place des dépôts volcaniques (figure 3-86, état 0).

Les éruptions successives produisent majoritairement des laves andésitiques et des pyroclastites. La viscosité élevée des laves génère des flancs pentus et instables propices à la formation de dépôts béchiques d'avalanche et de coulées de débris qui pourraient être déclenchés par une explosion phréatique, un séisme majeur ou de fortes précipitations (Boudon et al., 2008). Les observations de terrain ont montré que les flancs du volcan sont composés par une alternance de coulées de laves, de pyroclastites et de coulées et avalanches de débris qui s'organisent du sommet de l'édifice volcanique jusqu'à la côte (figure 3-83). Ces dépôts ne sont pas continus latéralement et ont des épaisseurs très variables entre les parties proximales et distales. Il existe donc deux sources d'hétérogénéités majeures liées à la mise en place des dépôts volcaniques, qui accroissent significativement la complexité géométrique des conduits de circulation des fluides. A cela s'ajoute la présence des filons et des failles recoupant toute la pile de séries volcaniques (Rowland et Sibson, 2004; Scibek et al., 2016).

2 – Saturation de la porosité primaire des dépôts volcaniques par les fluides météoriques (figure 3-86, état 1).

La pluviométrie sur la Guadeloupe est extrêmement variable entre la côte ouest (≈ 1 m/an) et le sommet du volcan actif (≈ 10 m/an). Les dépôts volcaniques se saturent donc rapidement en fluide météorique après leur mise en place et subissent une altération supergène. Si les dépôts sont rapidement enfouis, ils ne seront que très peu affectés par l'altération supergène. Les fortes porosités et perméabilités matricielles mesurées dans les pyroclastites et coulées de débris facilitent la

saturation par les eaux météoriques. L'eau s'infiltré également le long des fractures et des niveaux vésiculés présents dans les laves. La saturation des dépôts volcaniques sur les flancs de l'édifice volcanique crée un gradient de charge accentué par le fort dénivelé.

3 – Enfouissement des dépôts et début de l'altération hydrothermale (figure 3-86, état 2).

Le Complexe Basal pourrait être un analogue de ce stade avec des transformations minéralogiques partielles et une préservation des structures primaires des faciès. L'activité volcanique de l'édifice actif permet d'enfouir continuellement les dépôts. Ils sont placés rapidement à des températures élevées ($> 200\text{ °C}$) à faible profondeur et donc faible pression lithostatique grâce à un gradient thermique particulièrement fort (Manga et al., 2012). Les conditions de températures élevées sont mises en évidence par la précipitation de phases néoformées (muscovite, chlorite, épidote), comme dans les roches altérées du système géothermique de Terre-de-Haut. En utilisant des mesures isotopiques sur du lithium, Millot et al. (2010) ont démontré que le fluide géothermal de Bouillante est en équilibre avec un réservoir composé de roches appartenant au complexe filonien de la croûte océanique. Ce réservoir agit comme une zone privilégiée pour le mélange de fluide entre les eaux météoriques superficielles et l'eau de mer. Il se trouve juste sous la zone de transition entre les formations andésitiques volcaniques et le plancher océanique basaltique, soit une profondeur comprise entre 3 et 5 km. Puis le fluide est transporté verticalement par les failles qui créent des cellules de convection (Bouchot et al., 2008). Le contexte tectonique est favorable puisque les structures majeures appartiennent à des familles d'orientation différentes (cf Partie 2, Calcagno et al., 2012), créant de nombreuses intersections de failles favorables pour les circulations verticales de fluides (Haffen, 2012; Walter, 2016). Ces failles peuvent se connecter aux réseaux de fractures présents dans les laves améliorant la porosité et la perméabilité à grande échelle du système. Le fluide géothermal migre des zones de failles vers les coulées de laves fracturées et les faciès à haute porosité matricielle permettant la dissolution des phases primaires et la précipitation de phases secondaires.

4 – Enfouissement des roches dans les zones chaudes du système géothermique (figure 3-86, état 3).

L'enfouissement des roches se poursuit. Avec l'augmentation de la pression lithostatique, une fraction de la macroporosité des coulées de débris et surtout des pyroclastites subit une réduction de volume à cause de la compaction, mais l'importance de ce phénomène peut être limitée si la pression fluide est suffisante pour éviter l'effondrement des macropores. Les observations de terrain et mesures en laboratoire sur les coulées de débris hydrothermalisées montrent que la réduction du volume poreux de la matrice est très faible.

D'après les profils de température acquis dans les puits de Bouillante, la température atteint $240\text{-}260\text{ °C}$ et reste presque constante pour des profondeurs comprises entre 500 et 1800 m (Sanjuan et al., 2000, 2004; Mas et al., 2006; Bouchot et al., 2008, 2010), indiquant une cellule de convection à circulation rapide dans cet intervalle.

D'après les analyses pétrophysiques, la transformation des phases primaires et le remplacement par les phases secondaires diminuent légèrement les porosités et perméabilités des coulées de débris et pyroclastites, entraînant un accroissement de leur conductivité thermique. Les mécanismes de remplacements minéralogiques créent des fissures dans les laves (Røyne et al., 2008; Jamtveit et al., 2009), ce qui accroît considérablement, la porosité, la perméabilité, la circulation et les surfaces disponibles pour les interactions fluide-roche. Il serait donc possible que les cellules de convection passent par les dépôts volcaniques et pas seulement par les failles.

Des fissures ont été observées dans les laves altérées du Complexe Basal et de Terre-de-Haut avec des densités plus importantes, notamment dans les phénocristaux, que dans les laves saines. Il n'a pas été possible d'identifier si la mise en place de ces fissures est conditionnée par les remplacements minéralogiques, par la tectonique ou une combinaison de ces mécanismes. La formation des fissures se fait certainement à ce stade où le système hydrothermal est actif.

5 – Exhumation et l'arrêt du fonctionnement (figure 3-86, état exhumé).

Il s'agit de la dernière étape, elle est observée dans la partie centrale de Terre-de-Haut, une fois que le système géothermique est refroidi et/ou lorsqu'il est amené à la surface.

Les indices collectés à Terre-de-Haut indiquent que le refroidissement du système géothermique a conduit au remplissage partiel des fractures et des litages par des produits de plus basse température, de la calcite et du gypse dont la concentration diminue en s'éloignant des intersections de failles majeures. Les veines de gypse sont principalement localisées dans les coulées de débris et pyroclastites ce qui indique une préservation de la perméabilité dans ces dépôts volcaniques. Le refroidissement du système induit également une phase d'argilisation mais elle ne semble pas très avancée dans la partie centrale de Terre-de-Haut.

Plusieurs explications peuvent être avancées pour expliquer l'arrêt de fonctionnement du système : la migration de l'activité volcanique et de la source de chaleur ; une forte érosion ; le changement de comportement de certaines failles passant de conduit à barrière ; ou l'apparition de nouvelles failles transportant le fluide hydrothermal ailleurs. L'érosion de la chaîne volcanique contribue à l'exhumation du paléo-système géothermique.

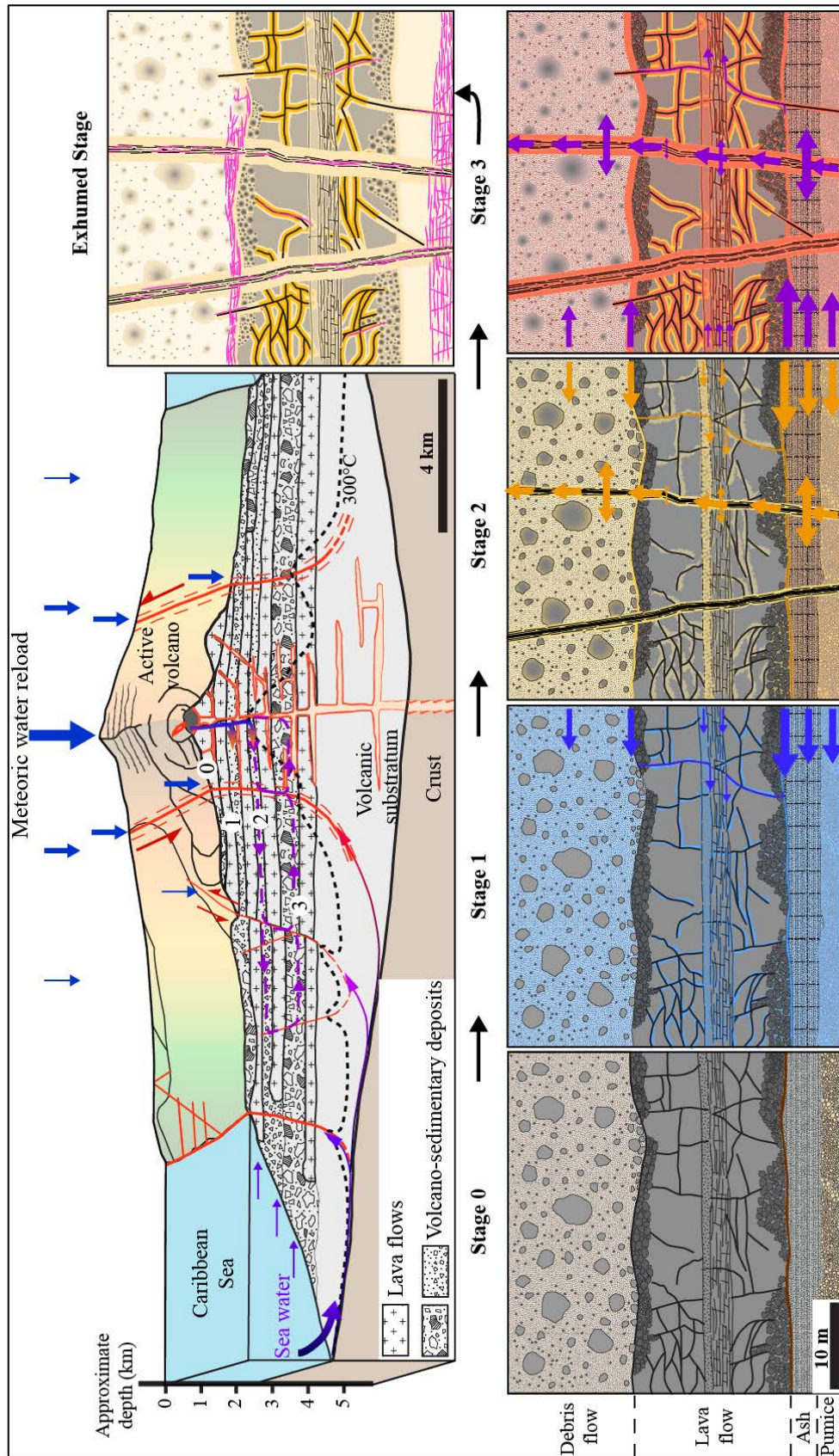


Figure 3-86 – Modèle géologique conceptuel d' un système géothermique sur une île volcanique telle que Basse-Terre. L' épaisseur des dépôts volcaniques a été exagérée dans le modèle pour améliorer la visibilité, mais elle est respectée pour les dépôts dans chaque petit encart de 20 m de côté représentant une séquence lithostratigraphique élémentaire d' un stratovolcan comme la Soufrière. État 0 ou initial – Dépôt des différents produits volcaniques et des unités associées à la déstabilisation des flancs instables du volcan. État 1 – Saturation de la porosité primaire par les fluides météoriques sur les flancs du volcan. La taille des flèches est proportionnelle à l' écoulement. État 2 – Les contraintes tectoniques induisent la formation de fractures et de failles recoupant les dépôts. Les fluides météoriques sont remplacés par un mélange d' eau de mer et d' eau météorique grâce aux circulations dans les failles. Ce fluide chaud imprègne la matrice rocheuse et contribue au remplacement des minéraux magmatiques par des phases secondaires. État 3 – Les faciès volcaniques sont enfouis entre 500 et 2000 m et sont en contact avec un fluide à 250 °C qui accélère les transformations minéralogiques. Les limites entre les dépôts bréchiques et les laves sont des surfaces d' écoulement préférentiel pour les fluides. Les joints de refroidissement peuvent être réutilisés par la déformation fragile et se connecter à d' autres joints et fractures améliorant la connectivité. État final – L' érosion ramène en surface les formations hydrothermalisées. L' exhumation conduit à une argillisation partielle et au colmatage partiel des fractures par du gypse, de la pyrite et de la calcite (traits roses).

Partie 4 - Discussions, conclusions générales

Table des matières de la Partie 4

CHAPITRE 1 - COMPARAISON DES RESULTATS AUX DONNEES GEOPHYSIQUES	347
1 DONNEES MAGNETIQUES.....	347
2 DONNEES MAGNETOTELLURIQUES	351
CHAPITRE 2 - MODELES GEOLOGIQUES SCHEMATIQUES DES ILES DE BASSE-TERRE ET TERRE-DE-HAUT	355
CHAPITRE 3 - REFLEXION SUR L'APPROCHE DE TRAVAIL ET PERSPECTIVES	361
1 ISOLEMENT DES EPISODES D'ALTERATIONS HYDROTHERMALES.....	361
2 TRANSITION D'ECHELLE STRUCTURALE ET PETROPHYSIQUE.....	362
3 AMELIORATION DES INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUES	364

Les deux parties précédentes nous ont permis de présenter les résultats des caractérisations structurales et pétrophysiques des îles de Basse-Terre et de Terre-de-Haut avec également la présentation de plusieurs zones d'intérêt sur Saint-Kitts. Chacune de ces parties s'est achevée par une synthèse des résultats obtenus et leur comparaison avec les données disponibles dans la littérature.

Cette dernière partie est structurée autour de trois objectifs majeurs. Le premier comprend une comparaison des données magnétiques sur l'île de Terre-de-Haut et magnétotelluriques sur le quart sud-ouest de la Basse-Terre avec nos données structurales et pétrophysiques. Le second objectif consiste à préciser le modèle de système géothermique établi à la fin de la partie 3 en y intégrant le système de failles et de fractures ainsi que des résultats complémentaires des acquisitions géophysiques. Le troisième objectif comprend une réflexion sur la démarche de ce travail et propose des perspectives pour compléter les résultats obtenus et pour améliorer encore la compréhension des systèmes géothermiques dans l'arc des Petites Antilles voire dans les arcs volcaniques de subduction.

Chapitre 1 - Comparaison des résultats aux données géophysiques

1 Données magnétiques

1.1 Application à la localisation des zones hydrothermalisées

Gailler et al. (2014) ont mesuré une légère atténuation des susceptibilités magnétiques à proximité de la côte le long de la baie de Bouillante et en forage au niveau de la zone exploitée. Cette atténuation n'est ni liée à un approfondissement de la bathymétrie, ni à un approfondissement de la source magnétique ou un changement de morphologie dans le socle sismique (Thinon et al., 2010). Les auteurs expliquent cette atténuation comme liée soit à l'altération hydrothermale, soit aux températures élevées. La zone d'atténuation a une extension de 1,7 km dans la direction NS et environ 1 km en EO.

Nous avons observé une réduction significative de la susceptibilité magnétique, allant jusqu'à deux ordres de grandeur, sur les échantillons de Terre-de-Haut affectés par une altération hydrothermale avancée. Par contre, les échantillons ayant subi une altération hydrothermale faible à modérée ne montrent pas de variation de la susceptibilité magnétique par rapport aux échantillons sains. La transformation des roches doit donc être très poussée pour supprimer le signal magnétique initial. La forte décroissance de susceptibilité est liée à un remplacement des oxydes de Fe-Ti primaires à susceptibilité très élevée (titanomagnétite et titanomaghémite) par de la pyrite et de la jarosite dû à une remobilisation du fer. La recherche des zones à faible susceptibilité magnétique, par prospection aérienne par exemple, pourrait permettre d'identifier les zones affectées par des transformations hydrothermales passées ou actuelles.

La thèse de Jeanne Mercier de Lépinay (IPGS, GEOTREF) se concentre en partie sur les acquisitions magnétiques à terre et en mer et leur traitement afin d'améliorer la compréhension structurale des îles récentes de l'archipel de Guadeloupe. Un levé magnétique a été réalisé autour de l'île de Terre-de-Haut afin d'identifier les prolongements potentiels des structures fragiles et de la zone hydrothermalisée de la partie centrale de l'île (figure 4-1a). La carte d'anomalie magnétique ne montre pas de structure linéaire claire pouvant être associée à des failles. Elle fait surtout ressortir une anomalie positive entre Terre-de-Haut et l'îlet à Cabrit qui s'étend jusqu'à Terre-de-Bas. La raison de cette anomalie positive est inconnue. Elle ne semble pas être liée à un relief volcanique.

Bazin et al. (2010) et Feuillet et al. (2011a) rapportent les témoignages d'Habitants de Terre-de-Haut ayant observé la formation en mer, entre Terre-de-Bas, l'îlet à Cabrit et le Pain de Sucre (dans la zone d'anomalie magnétique positive), d'une trainée circulaire de plusieurs centaines de mètres de diamètre dans les minutes suivant la secousse du 14 février 2005. Un témoignage indique même la formation d'un geyser avec des projections d'eau et de fumée. Ce phénomène pourrait être lié à des émissions gazeuses et liquides sous-marines. Feuillet et al. (2011a) indiquent que ces circulations de fluides ne sont pas surprenantes puisque les séismes se sont produits à proximité de l'axe du volcanisme actif. La zone d'anomalie magnétique positive pourrait donc être encore utilisée pour des circulations de fluides actuelles alors que l'activité volcanique de l'archipel des Saintes s'est arrêtée il y a $0,888 \pm 0,009$ Ma (Zami et al., 2014). Cependant, la positivité de l'anomalie magnétique n'est pas en accord avec l'existence d'une zone altérée par des circulations de fluides. Un traitement du signal magnétique est donc nécessaire pour améliorer la compréhension de cette zone.

Le traitement du signal par l'opérateur de réduction au pôle fourni plus d'information sur le prolongement de la zone hydrothermalisée en mer (figure 4-1b). La réduction au pôle est une transformation communément appliquée aux jeux de données magnétiques pour faciliter leur interprétation (Baranov, 1957). Le signal magnétique est généralement bipolaire ce qui peut biaiser l'interprétation des minima et maxima ; la réduction au pôle migre les maxima des anomalies afin de les replacer au-dessus des sources magnétiques. Ainsi, un maximum réduit au pôle indique la présence d'un corps fortement magnétisé tandis que les minima correspondent à l'existence de corps ou de zones faiblement magnétisés (Salem et al., 2007).

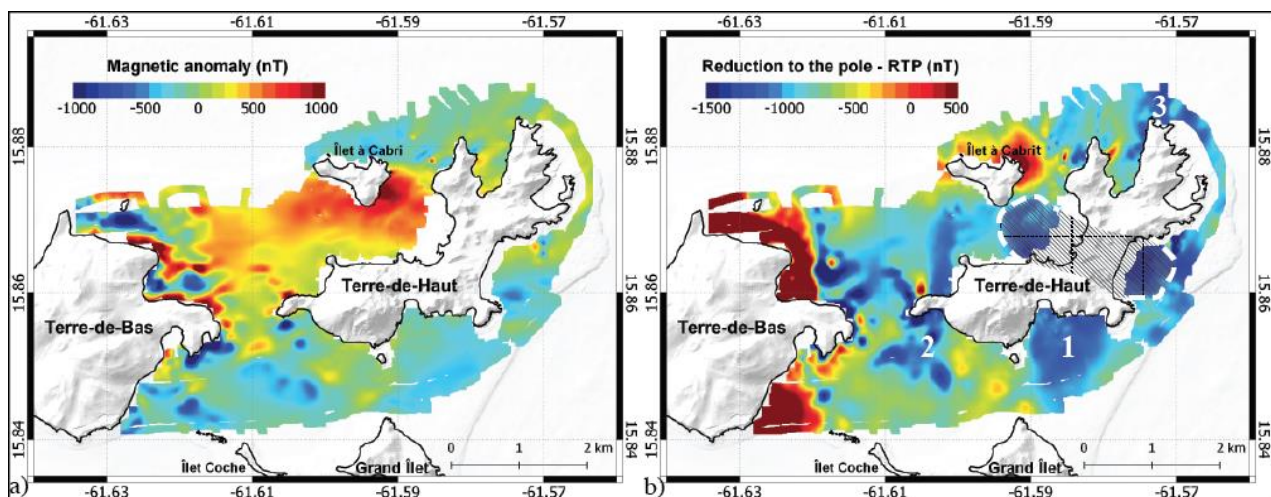


Figure 4-1 – a) Carte d'anomalie magnétique acquise autour des îles de Terre-de-Haut et de Terre-de-Bas. b) Carte de réduction au pôle (Mercier de Lépnay, en cours).

La carte de réduction au pôle affiche des contrastes beaucoup plus marqués que la carte d'anomalie magnétique. Les observations de terrain ont montré que ces contrastes ne résultent pas de contacts lithologiques entre les coulées de laves, les coulées de débris et les dépôts pyroclastiques.

Au niveau de la partie centrale de l'île, deux zones d'anomalies magnétiques négatives sont disposées selon un axe N110-120 et sont situées dans le prolongement du paléosystème géothermique

identifié par Verati et al. (2016). Cette zone s'étend sur 2,5 km dans la direction ESE-ONO et a moins de 1 km dans la direction perpendiculaire. Cette forte anomalie négative indique que le volume rocheux sous-jacent est très faiblement magnétique. Ce résultat est parfaitement concordant avec les mesures de susceptibilité magnétique réalisées sur les affleurements et échantillons affectés par des transformations hydrothermales de haut degré dans la zone de l'aéroport et celle de Grande Anse. Même si nous n'avons pas accès à l'épaisseur de la zone d'altération, ses dimensions, en surface, sont proches de celles déterminées par Bouchot et al. (2010) pour le champ géothermique de Bouillante. La carte de réduction au pôle fait également apparaître d'autres zones à très faible magnétisme, dont une orientée N160-000 qui se connecte directement à la zone hydrothermalisée majeure de la partie centrale au niveau de Tête Rouge la Batterie où une forte argilisation et des fentes à gypse ont été observées (figure 4-1b n°1). L'anomalie négative y est moins forte dans sa partie sud, au niveau de l'Anse Figuier où les indices de paléo-circulation montrent des transformations moins importantes limitées aux fractures dans les coulées de lave. Un approfondissement de la zone hydrothermale pourrait être à l'origine de la zone de faible susceptibilité magnétique. A l'ouest du Chameau, au niveau de l'Anse Crawen, trois bandes d'anomalies négatives d'extension plus réduite se recoupent selon des directions N010, N085 et N140 (figure 4-1b n°2). Des indices de paléo-circulations hydrothermales ont été identifiées dans la matrice des coulées de débris de l'Anse Crawen. Ces circulations sont d'intensités beaucoup plus faibles que celles qui affectent la partie centrale de l'île. Cela peut s'expliquer par l'activité d'une seule famille de failles au niveau de l'anse qui limite les transferts de fluides. A l'extrémité est de Terre-de-Haut, un couloir N175 concentre également une anomalie négative. Des indices de circulations hydrothermales ont également été rencontrés au niveau de la baie de Pompierre dans le prolongement de ce couloir (figure 4-1b n°3).

La surface cumulée d'anomalie négative sur la carte de réduction au pôle est d'environ 6 km². Si l'on prend seulement une porosité de 10 % pour ces formations transformées, alors le volume de fluide disponible dans ce système géothermique était de 6.10⁷ m³ par tranche de 100 m d'épaisseur de réservoir. Même si l'on considère par approximation basse que seulement 10 % de ce volume aurait pu être exploité, le système géothermique de Terre-de-Haut représentait une ressource considérable d'énergie ; certainement supérieure à celle de Bouillante (volume estimé à 3.10⁷ m³ par Sanjuan et al., 2004)

Tous ces résultats nous permettent de modifier légèrement le schéma structural à grande échelle de Terre-de-Haut et de proposer une carte schématique expliquant la répartition des zones hydrothermalisées (figure 4-2). Si, cette exploitation structurale des données magnétiques change peu la distribution directionnelle des structures participant aux circulations de fluides, elle permet de préciser leur extension et d'étendre considérablement les fractures et failles observées à terre et d'ajouter des failles en mer. La carte de réduction au pôle semble montrer que certaines des limites de ces anomalies négatives semblent être contrôlées par des structures orientées N060. Ces discontinuités qui ne présentent pas d'indices de circulation à terre semblent constituer en réalité des

barrières pour les écoulements à grande échelle.

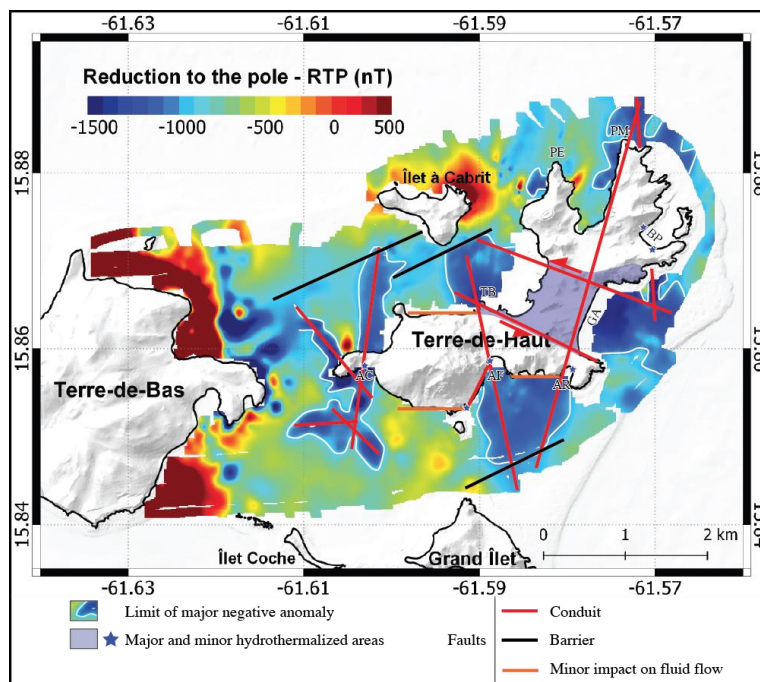


Figure 4-2 - Interprétation structurale de la carte de réduction au pôle. Abréviations : AC – Anse Crawen ; AF – Anse Figuier ; AR – Anse Rodrigue ; GA – Grande Anse ; BP – Baie de Pompière ; PM – Pointe Morel ; PE – Pointe à l'Eau ; TB – Tête Rouge la Batterie.

1.2 Synthèse

La comparaison des données acquises dans cette thèse et les cartes magnétiques établies par Jeanne Mercier de Lépinay se révèlent d'un intérêt primordial pour la localisation et l'interprétation des zones hydrothermalisées. Les études structurales et pétrophysiques ont permis d'identifier les chemins de circulation de fluides hydrothermaux à terre et de déterminer les caractéristiques des roches hydrothermalisées avec notamment la perte de signal magnétique. Ces analyses ont permis d'être discriminant puisque seules les roches les plus altérées ont perdu leur signal magnétique et quel que soit le faciès volcanique, les roches saines à modérément altérées possèdent toujours un signal magnétique fort. En revanche, les caractérisations à terre et les études du MNT sur le plateau insulaire ne permettent pas d'identifier la prolongation des structures. Le fait que certaines de ces structures qui ont un rôle hydraulique majeur n'aient pas d'expression topographique pourrait être un indice pour un mouvement plutôt décrochant de ces accidents.

Les levés magnétiques apportent une grande quantité d'information en mer mais ne peuvent être interprétés sans étude géologique. Les deux techniques d'investigation sont donc parfaitement complémentaires. Il conviendra d'intégrer toutes ces informations pour construire un modèle synthétique de réservoir géothermique dans le chapitre suivant.

2 Données magnétotelluriques

2.1 Description d'une coupe de résistivité

L'acquisition des données magnétotelluriques permet d'avoir une coupe de résistivité électrique du sous-sol de la surface jusqu'à plusieurs kilomètres de profondeur. De nombreuses stations d'acquisition (149 dont 103 utiles) ont été mises en place par Teranov permettant de couvrir tout le quart sud-ouest de la Basse-Terre et de calculer par inversion 3D des sections de résistivité de la Soufrière jusqu'à Bouillante (figure 4-3a).

La section de résistivité obtenue à partir du modèle 3D calculé par Imagir montre que deux zones du PER sont conductives avec des valeurs de résistivité inférieures à 5 Ω .m dont l'une se situe à proximité de la Soufrière (figure 4-3a-b). Une troisième zone conductive est visible au niveau de Bouillante avec une profondeur très faible. Ces horizons conducteurs peuvent être assimilés à des caprocks dus à la précipitation de smectite notamment lors de circulations hydrothermales.

Dans le PER, les zones conductives sont allongées dans les directions des failles majeures répertoriées dans la littérature : NE-SO, NO-SE et E-O (Boudon et al., 1988; Feuillet et al., 2002; Calcagno et al., 2012).

A proximité de la Soufrière, le conducteur est clairement marqué et a une forme de dôme (figure 4-3a,1 et pointillés). Cette forme ressemble à celle créée par les zones d'upflow situées à l'aplomb des volcans (Moeck, 2014; Stimac et al., 2015). Cependant, il semble que cet upflow soit séparé de celui associé à la cheminée magmatique (figure 4-3a, 2) du volcan actif de la Soufrière qui présente aussi un conducteur dont la base a une forme de dôme mais à une profondeur plus importante. Sous le dôme conducteur situé au nord-ouest de la Soufrière, il existe une unité résistive bien délimitée et profonde qui pourrait être interprétée comme un probable réservoir (figure 4-3a, 3). Dans cette partie de l'île, le fluide contenu dans le réservoir contient certainement une composante météorique et magmatique très forte par rapport à la composante marine car ce système est bien plus à l'intérieur des terres que celui de Bouillante (figure 4-3a, 4).

2.2 Modèles de circulation

A partir de cette section de réactivité, il est possible de construire plusieurs modèles de circulation de fluides dépendant principalement de la position et de la nature des sources de chaleur. Pour la zone d'étude, trois sources de chaleur peuvent être envisagées :

- un flux de chaleur régional qui est forcément présent ;
- une source de chaleur au niveau de la Soufrière constituée par une chambre magmatique dont la profondeur n'est pas connue avec précision. Villemant et al. (2014) et Rosas-Carbajal et al. (2016) placent la chambre principale entre 6 et 8 km et des intrusions récentes entre 3 et 6 km ;
- une source de chaleur sous le champ de Bouillante. Bouchot et al. (2008) font l'hypothèse d'un pluton en cours de refroidissement (400 à 500 °C) depuis 0,5 Ma à 7 km de profondeur.

Une quatrième source de chaleur aurait pu également être proposée. Il s'agit de la production de chaleur par radioactivité des roches composant le système étudié. Les analyses géochimiques ont montré des teneurs en K (% K₂O : 0,55-1,56 %), Th (0,936-4,415 ppm) et U (0,277-1,182 ppm) très faibles signifiant que la production radiogénique de ces roches est faible. La formule utilisée pour le calcul de la production radiogénique de chaleur (H , en $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$) est fournie par Rybach (1976), Cermak et Rybach (1982) et Haenel et al. (1988) : $H = 10^{-2} \rho_b (9,52 c_U + 2,56 c_{Th} + 3,48 c_K)$ où ρ_b est la masse volumique en $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$; c_U et c_{Th} sont les concentrations massiques en U et Th exprimées en ppm ; et c_K est la concentration en K exprimée en pourcentage massique et calculée à partir de la teneur en K₂O. Sur les 41 échantillons analysés, la production de chaleur radiogénique varie entre 0,09 et 0,69 $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$. Ces valeurs sont cohérentes avec les données rassemblées par Hasterok et Webb (2017) sur plusieurs milliers d'échantillons d'andésites basaltiques et d'andésites ; et les mesures en forage en mer dans l'arc des Petites Antilles (Manga et al., 2012). Les coulées de laves hydrothermalisées sont 2 à 3 fois plus productives que les laves saines. Néanmoins, la production de chaleur de ces roches est négligeable comparée à celle des rhyolites et granites (Schön, 2015; Hasterok et Webb, 2017) et surtout ne permet pas d'expliquer le flux de chaleur de 0,1 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ mesurée par Manga et al. (2012) au niveau de l'arc des Petites Antilles.

A partir de nos résultats et de ceux de la thèse d'Alexiane Favier, les chemins de percolation pour les fluides hydrothermaux comprennent majoritairement les zones de failles et les fractures et dans une moindre mesure la porosité matricielle et les plans de schistosité.

Le premier modèle de circulation considère l'activité de toutes les sources de chaleur (figure 4-3b). C'est le modèle le plus simple à mettre en place et le plus logique au vu des résultats acquis. Les transferts de fluides et de chaleur se font verticalement par les failles et les couloirs de fracturation majeurs et surtout au niveau de leurs intersections. Ainsi l'anisotropie liée à la stratigraphie des dépôts volcaniques semble mineure par rapport à l'effet de la tectonique. Les transferts latéraux de fluides

sont probablement restreints et sont en accord avec les différences très marquées entre les gaz du système géothermique de Bouillante et de la Soufrière (Sanjuan et al., 2001).

Dans le deuxième et le troisième modèle, il n'y a plus de pluton dans la zone de Bouillante (figure 4-3c-d). Pour expliquer la présence du champ géothermique, il est indispensable que les transferts latéraux se fassent sur une distance longue depuis la Soufrière pour alimenter le champ. Pour expliquer ces transferts latéraux, il est possible de proposer deux hypothèses. Soit les transferts de fluides et de chaleur se font horizontalement par les plans de schistosité de pression-dissolution décrits par Verati et al. (2018) ; soit ils utilisent directement la porosité matricielle et les contacts lithologiques des dépôts volcaniques. La migration verticale se fait ensuite le long des failles. Ce modèle doit intégrer le fait que des sources beaucoup plus froides sont situées entre Bouillante et la Soufrière, et doit comprendre un découplage entre un aquifère superficiel et des circulations profondes. Ce niveau de découplage pourrait être formé par les loupes de glissement de la zone de Vieux-Habitants-Baillif, qui formerait un voile imperméable sub-horizontale qui sépare les deux ensembles hydrogéologiques.

Enfin, dans le dernier modèle, c'est le flux basal qui est nettement dominant. Les transferts de fluides se font presque exclusivement par les failles et fractures verticales. Ce modèle est très peu probable car il ne permet pas d'expliquer la localisation d'anomalies thermiques très localisées comme celle présente à Bouillante.

Malheureusement, il n'a pas été possible d'effectuer la comparaison des données magnétiques et magnétotelluriques car le levé magnétique de précision réalisé à Terre-de-Haut n'a été fait que dans des zones très réduites sur la Basse-Terre et aucune acquisition MT n'est disponible sur Terre-de-Haut.

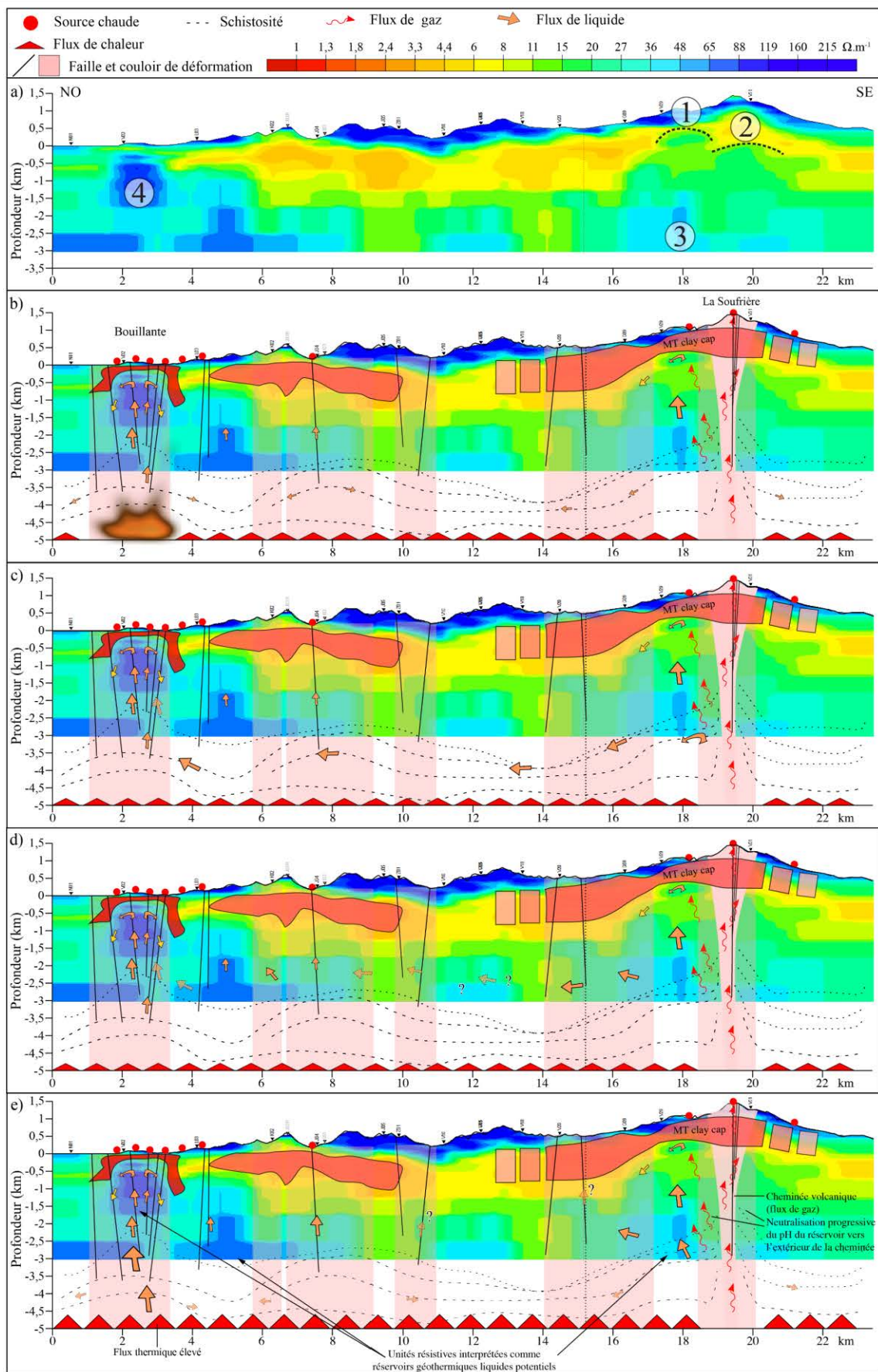


Figure 4-3 – Coupe de résistivité établie entre la Soufrière et Bouillante (Teranov, 2017). a) Coupe extraite du modèle 3D, détails des numéros dans le texte. b) Premier modèle conceptuel de circulation avec des chambres magmatiques sous Bouillante et la Soufrière et un flux de chaleur régional moyen (60 mW.m^{-2}). c) Second modèle sans chambre magmatique sous Bouillante. d) Variante du second modèle mais avec des transferts latéraux plus superficiels. e) Dans le dernier modèle, le flux de chaleur basal est prépondérant et estimé à 100 mW.m^{-2} .

Chapitre 2 - Modèles géologiques schématiques des îles de Basse-Terre et Terre-de-Haut

Ce chapitre présente quelques modèles géologiques des structures permettant de comprendre la mise en place de systèmes géothermiques sur les îles de Basse-Terre et Terre-de-Haut.

La première partie se compose d'une discussion des modèles déjà proposés pour Terre-de-Haut, et propose un nouveau modèle pour la mise en place de la zone hydrothermalisée. La seconde partie propose à partir de l'ensemble des données disponibles un modèle de fonctionnement du système hydrothermal potentiel dans la zone du PER.

Le premier modèle propose un scénario pour la mise en place de la zone hydrothermalisée dans la partie centrale de Terre-de-Haut (figure 4-4). Les travaux de Jacques et al. (1984) et Zami et al. (2014) n'ont pas permis de dater les roches affectées par l'altération hydrothermale. Dans ce modèle, les roches hydrothermalisées constituent la partie la plus ancienne de l'île. Leur antériorité permettrait d'expliquer qu'elles localisent l'altération contrairement aux édifices plus récents (Le Chameau et le Morne Morel) qui sont peu ou pas affectées par des paléo-circulations hydrothermales.

Le modèle est en partie basé sur le schéma structural de Verati et al. (2016) qui propose la formation d'un graben au centre de l'île contrôlé par des failles E-O. Cette hypothèse va dans le sens des travaux de Jacques et Maury (1988a, 1988b) qui supposent la formation d'une caldeira au niveau de Grande Anse. L'affaissement du bloc central entraînerait l'augmentation de sa température et d'accélérerait les cinétiques d'altération hydrothermale.

Ce graben est ensuite recoupé par des failles normales orientées NNE-SSO limitant une série de blocs basculés. Les têtes de blocs constitueraient les zones où les transformations hydrothermales sont les plus fortes telles que la plage de Grande Anse et Tête Rouge la Batterie.

La mise en place du Chameau et des intrusions saines à faiblement altérées pourrait intervenir à la fin de fonctionnement du système hydrothermal situé dans le graben.

Bien que traduisant les directions d'extension parallèle et perpendiculaire à l'arc (Feuillet et al., 2002), ce modèle est supporté par peu d'éléments que ce soit sur la mise en place du graben où sur le basculement des blocs. En effet, les études de terrain n'ont pas permis de reconnaître les failles normales bordières de ce graben. Aucun escarpement orienté E-O ou NNE-SSO n'a été observé sur

l'île ou dans le prolongement de ces failles en mer sur le MNT 5m. De plus, l'existence d'un tel graben nécessiterait une forte exhumation de la partie centrale de l'île pour l'exposer aujourd'hui entièrement à l'affleurement.

En utilisant les éléments structuraux majeurs, une deuxième hypothèse peut être proposée. Les failles normales E-O borderaient un horst qui expliquerait l'exhumation de la zone centrale. Il signifierait que les parties externes de l'île se sont affaissées ce qui, au regard de la topographie actuelle est très peu probable.

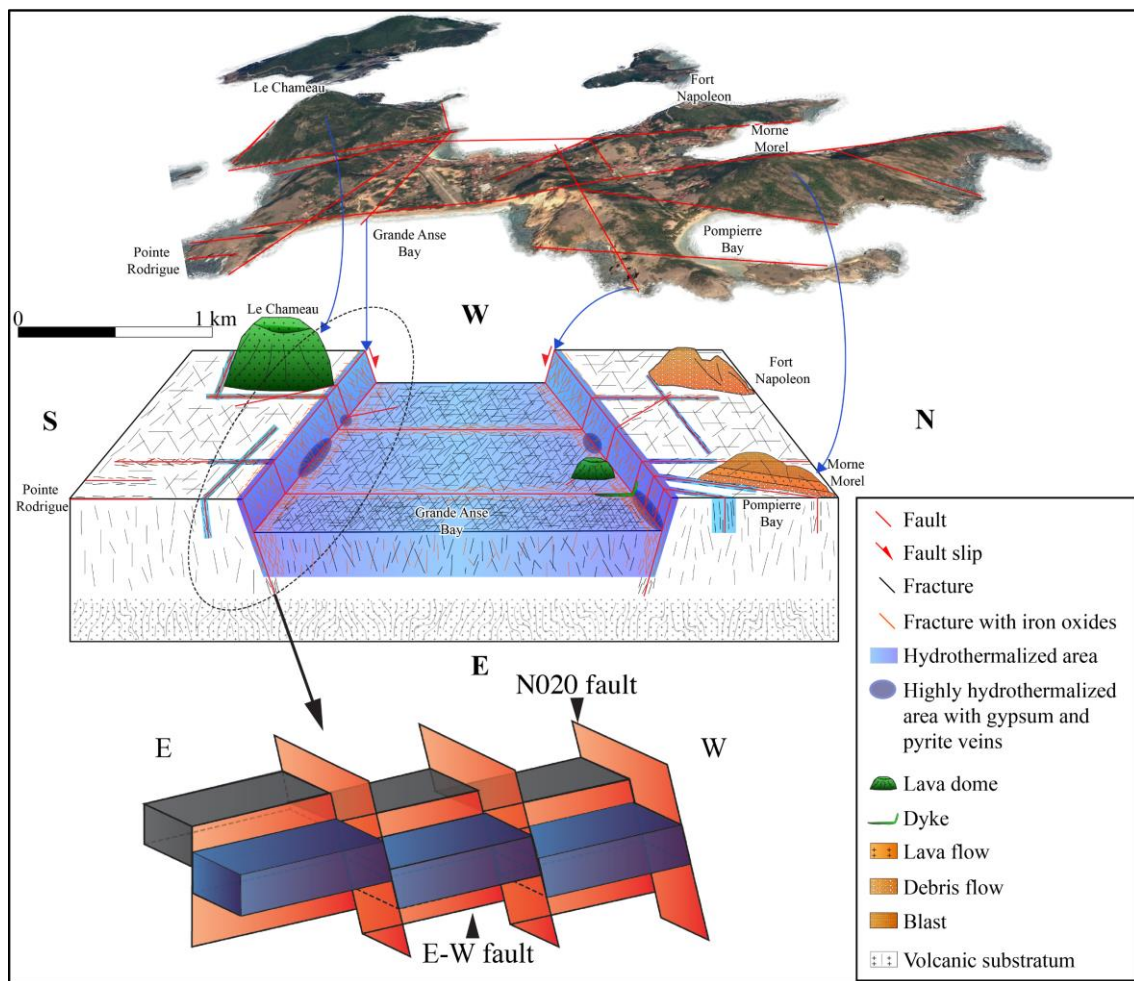


Figure 4-4 – Modèle structural schématique de l'île de Terre-de-Haut. Ce modèle est basé sur un effondrement de la partie centrale de l'île associé à la mise en place d'un graben E-O. Ce graben est recoupé par des failles normales NNE-SSO formant une série de blocs basculés. Image satellite issue de Google Earth.

La compilation des données de terrain et leur comparaison avec la carte magnétique réduite aux pôles permet d'établir un autre modèle pour Terre-de-Haut (figure 4-5).

L'absence d'escarpement dans la partie centrale de l'île et les nombreux décrochements sénestres de petite dimension nous ont conduit à proposer que la zone hydrothermalisée soit associée au fonctionnement d'un décrochement sénestre orienté N110-120. Les failles SSE-NNO à NNE-SSO contribuent également aux circulations hydrothermales et permettent d'étendre le système géothermique.

Si le contrôle structural définit la géométrie du système géothermique, la propagation de

l'altération hydrothermale à l'échelle des formations volcaniques est dépendante du faciès. En effet, la caractérisation pétrophysique et l'analyse des analogues dans le Complexe Basal et dans la zone de Frigate Bay à Saint-Kitts ont montré de forts contrastes entre les faciès. Les fortes porosités et perméabilités matricielles des coulées de débris et dépôts pyroclastiques leur permettent de faire circuler les fluides plus rapidement que dans la matrice des coulées de laves. Cela donne en profondeur des zones d'altération organisées en « sapin de Noël » le long des failles.

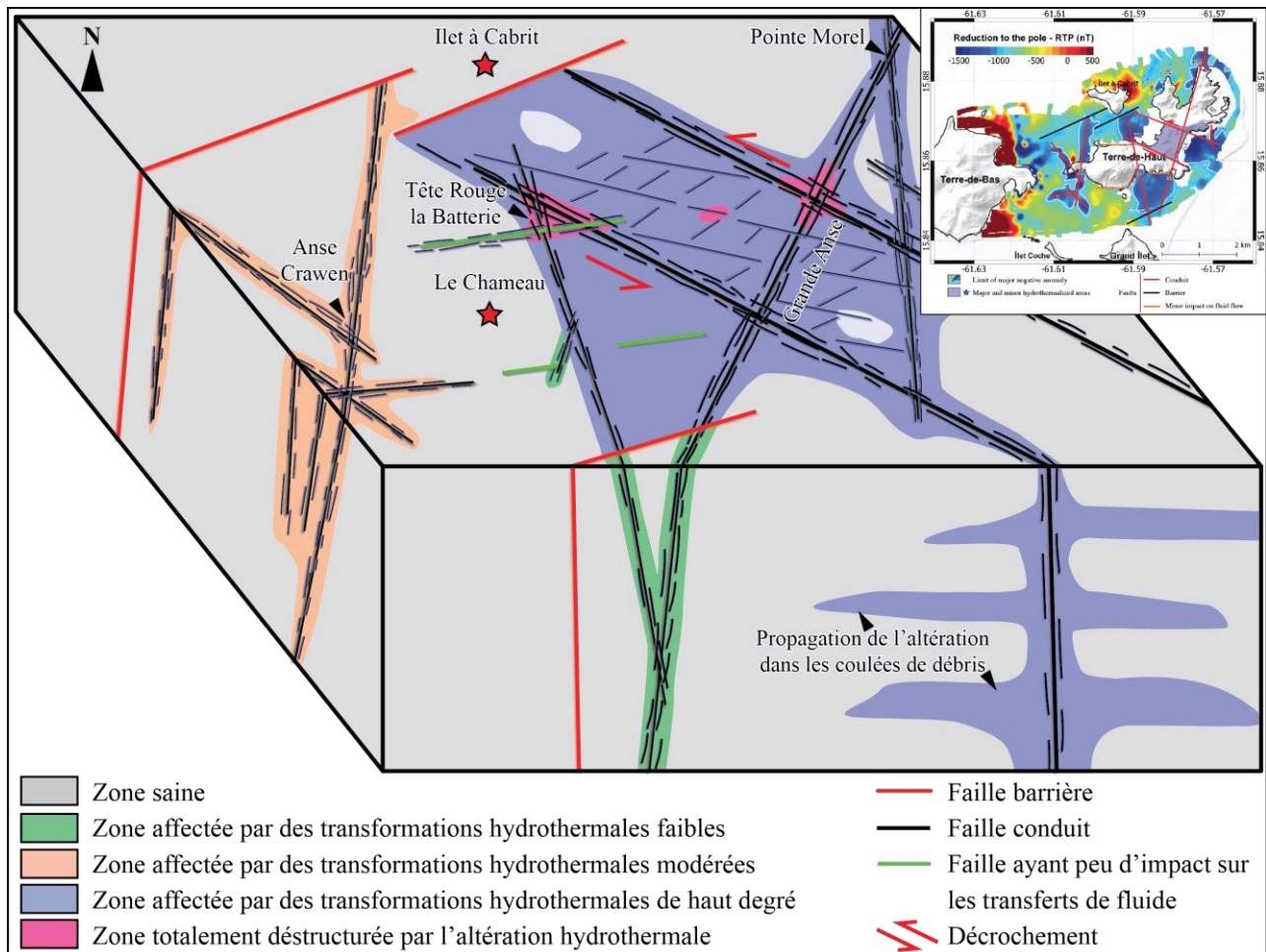


Figure 4-5 – Modèle schématique permettant de voir la disposition des zones hydrothermalisées sur l'île de Terre-de-Haut et sur son plateau insulaire. Il est construit à partir des observations réalisées sur le terrain, des analyses en laboratoire et des levés magnétiques en mer acquis et traités par Jeanne Mercier de Lépinay.

Dans des dépôts récents de cendres provenant de la dernière éruption de la Soufrière (1976) et d'avalanche de débris (< 50 ka), Salaün et al. (2011) ont identifié un assemblage hydrothermal caractérisé par de la smectite + des polymorphes de la silice ± pyrite/jarosite ± gypse. Cet assemblage est typique de l'altération hydrothermale de basse température (< 300 °C et plus probablement < 150 °C) par des fluides acides sulfatés et se retrouve fréquemment dans les volcans andésitiques accueillant un système hydrothermal lié à un volcanique actif. Ces transformations se font en proche surface car les dépôts de la Soufrière n'ont pas subi d'enfouissement. La jarosite peut se former soit par interaction avec la roche et de l'acide sulfurique, soit par une oxydation supergène de la pyrite ou directement à partir d'H₂S (Salaün et al., 2011). D'après Zimelman et al. (2005), la pyrite se forme

par réaction de l' H_2S présent dans le fluide magmatique avec le Fe présent dans les roches. Le gypse se forme par activité fuméroltienne ou par évaporation des fluides acides. Certaines études indiquent en revanche que la formation de gypse se fait à partir de l'oxydation supergène de la pyrite (Jacques and Maury, 1988a, 1988b; Rye, 2005). Si cette oxydation de la pyrite se produit, la formation de gypse doit produire une dilatation du réseau de fractures car le rapport de densité pyrite/gypse est de 2,17 (Schön, 2015). La précipitation du gypse pourrait donc expliquer la forte ouverture du réseau de fractures de Grande Anse, Tête Rouge la Batterie et de la butte de l'aérodrome. Cela conduit à une surestimation des ouvertures de fractures en surface par rapport à celles qu'elles avaient au niveau du système géothermique actif.

Les travaux de thèse d'Alexiane Favier et notre étude ont démontré, dans la partie nord de Grande Anse, la présence d'au moins un épisode d'altération hydrothermale de haute température ($> 200\text{ }^\circ\text{C}$) avec de la chlorite, de l'illite, de la prehnite, de la pyrophyllite et de l'épidote. La partie nord de Grande Anse a donc subi plusieurs épisodes hydrothermaux avec certainement un système de haute température à faible profondeur ($< 1\text{ km}$) qui lors de son exhumation a été localement affecté par une altération de type fuméroltienne le long des failles N-S à NNE-SSO altérant les minéralogies secondaires et mettant en place des argiles typiques de cette activité (Brousse and Thonon, 1967). L'orientation de ces failles est d'ailleurs cohérente avec les grandes fractures qui recoupent le dôme de la Soufrière.

À partir des observations réalisées à Terre-de-Haut, de l'analyse structurale multi-échelle menée sur la Basse-Terre, et des résultats de modélisation analogique issus des travaux de Mathieu et al. (2011), un modèle est également proposé pour le quart sud-ouest de la Basse-Terre (figure 4-6).

Le modèle prend en compte quatre familles directionnelles de failles :

- N010-020 formant la grande cicatrice de la Grande Rivière de Vieux-Habitants ;
- N060-070 constituée de grandes fractures avec des indices de paléo-circulations hydrothermales au sud de Vieux-Habitants ;
- N080-100 correspondant à l'extrémité ouest du système de failles de Marie-Galante. C'est sur ce système que se développent le graben et le champ géothermique de Bouillante au nord et dans la partie sud, il est constitué d'un faisceau de failles allant de la Soufrière jusqu'à la côte Caraïbe. Alors que ce système joue un rôle majeur dans les transferts de fluides à Bouillante, son importance au niveau du PER est apparemment moindre ;
- N150-160 formant le système transtensif sénestre de Bouillante-Montserrat sur lequel vient se terminer le graben de Bouillante et donc le système de failles de Marie-Galante.

L'axe volcanique majeur de la partie centrale de la Basse-Terre s'est développé selon cette direction N150-160. En effet, Mathieu et al. (2011) proposent qu'un décrochement sénestre actif entre le volcan de La Soufrière et Bouillante dans le prolongement direct du système de failles de Bouillante-Montserrat décrit par Feuillet (2000). Nous pensons que ce décrochement pourrait être parallèle au système Bouillante-Montserrat et être responsable des transferts de fluides hydrothermaux et de magma. L'existence d'un tel décrochement selon cette direction permettrait aussi d'expliquer les importantes transformations hydrothermales observées au niveau des Mamelles, au sud de la Chaîne Septentrionale.

A partir de ce drain central majeur, les fluides hydrothermaux sont dispatchés sur les autres systèmes de failles avec les NNE-SSO qui pourraient jouer un rôle majeur sur les transferts de fluides dans le PER. Si ces failles servent ou ont servi au drainage de fluides, elles peuvent avoir des cœurs hydrothermalisés facilitant l'initiation de la grande loupe de glissement.

Cette loupe de glissement pourrait être l'autre élément majeur permettant de contraindre les réseaux hydrothermaux et d'expliquer l'absence de manifestations de surface dans le secteur du PER. La profondeur de la surface de glissement est estimée entre 300 et 400 m. Il conviendra de préciser sa géométrie et sa profondeur par des acquisitions géophysiques supplémentaires.

Si la base de la loupe de glissement et les dépôts récents d'avalanches de débris possèdent bien un caractère imperméable dans la direction verticale, la recharge d'un système géothermique dans le PER ne peut se faire que par la chaîne volcanique, par l'amont des bassins versants ou par la mer. Au niveau des édifices récents et particulièrement de La Soufrière, les fluides hydrothermaux chauds

remontent à l'aplomb du volcan. La recharge météorique crée un gradient de charge opposé qui va permettre aux fluides de pénétrer par les failles, de se réchauffer et de se propager vers la côte par les fractures et les faciès ayant de bonnes caractéristiques réservoirs (voir modèle « pétrophysique » figure 3-86).

Pour le modèle plus détaillé au niveau du PER, aucune échelle n'a été mise, mais la localisation des zones clés est précisée. Un mouvement normal avec un décalage est proposé sur les failles de Bouillante pour illustrer la structure du graben. Sur toutes les autres failles E-O et NNE-SSO, les pendages et les rejets sont inconnus. Les vitesses de mouvement vertical calculées par Feuillet (2000) sur les failles sont inférieures 1 mm.an^{-1} . La majeure partie du sud de la Basse-Terre est âgée de moins d'1 Ma. Il est donc très probable que même les failles majeures aient des rejets inférieurs à 100 m.

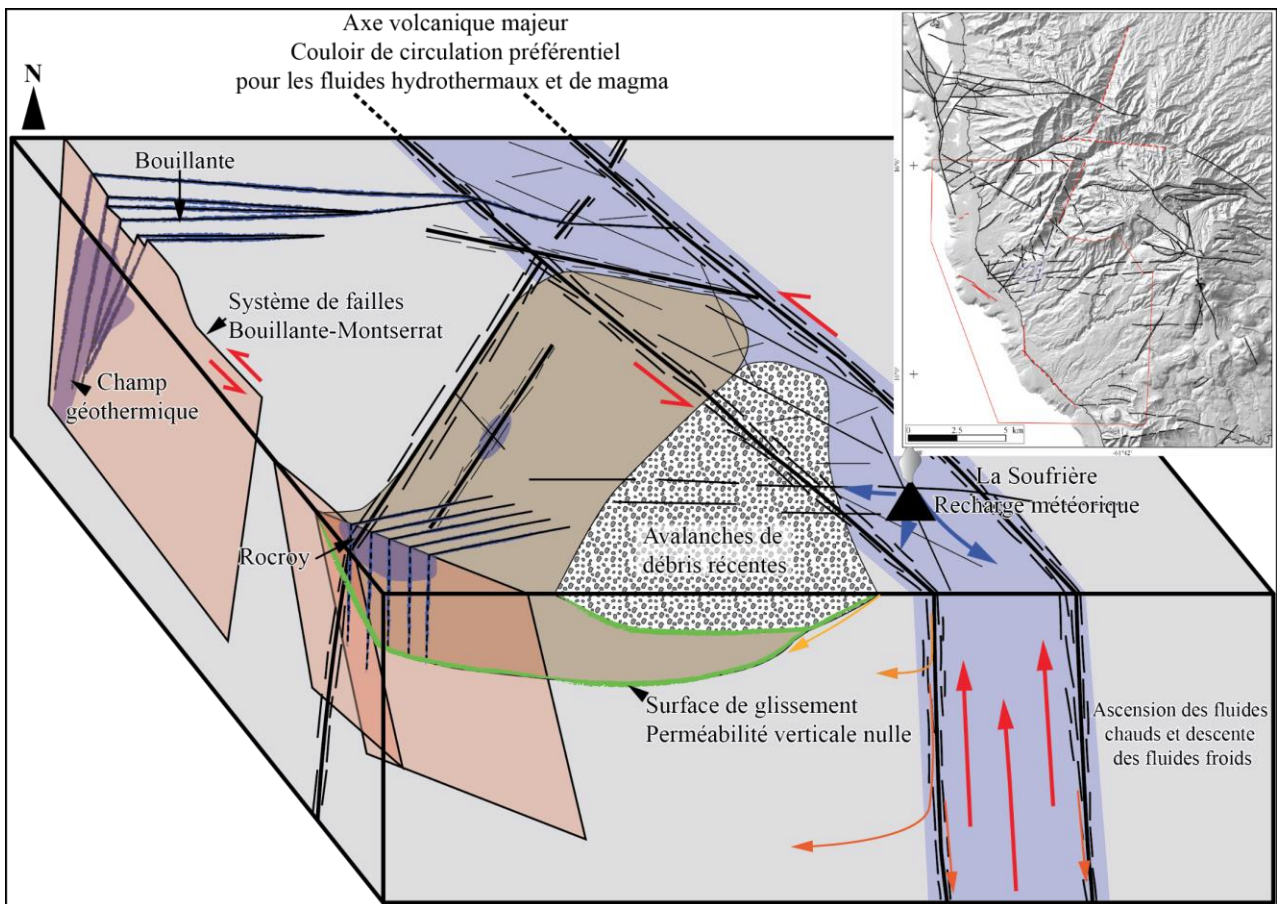


Figure 4-6 - Modèle schématique permettant de voir la disposition des zones hydrothermalisées (en bleu) sur le quart sud-ouest de la Basse-Terre. Contrairement aux autres structures, la zone de décrochement sénestre dans la partie centrale de l'île, parallèle au système transtensif sénestre de Bouillante-Montserrat, n'a pas été observée mais est fortement supposée. Son existence conditionnerait les transferts de fluides et de magma à grande échelle.

Chapitre 3 - Réflexion sur l'approche de travail et perspectives

Ce court chapitre a pour objectifs de présenter une réflexion sur la démarche employée et de proposer quelques perspectives.

1 Isolement des épisodes d'altérations hydrothermales

Les travaux réalisés dans cette étude ont permis d'identifier l'impact des transformations liées à l'altération hydrothermale sur le squelette matricielle et la réorganisation du réseau poreux. Ces modifications texturales sont responsables d'une évolution significative des propriétés physiques des roches. Toutes les propriétés sont impactées par ces changements. C'est parfaitement cohérent puisque la roche hydrothermalisée est une roche « nouvelle », ne présentant que très peu de caractères communs avec le protolithe.

Les mesures ont été réalisées sur des échantillons ayant pu subir, au cours des phases d'enfouissement et d'exhumation, plusieurs épisodes d'altération liés à des fluides différents. Ces épisodes d'altération se superposent et peuvent également modifier le stade précédent.

Prochainement, il devrait être possible de construire le calendrier des transformations hydrothermales et de définir les chemins d'altération prograde et rétrograde de la roche. Pour ce faire la compilation des résultats des autres thèses GEOTREF (en cours d'acquisition) est indispensable. Ces résultats comprennent :

- la datation des minéraux hydrothermaux de haute température comme l'alunite ou les micas blancs qui permettrait de positionner des jalons dans le fonctionnement du système géothermique qui a conduit à la fois aux transformations hydrothermales observées à Terre-de-Haut et dans la zone de Rocroy au sud de Vieux-Habitants ;
- des analyses DRX sur roches totales et sur les minéraux argileux pour localiser précisément chaque zone d'altération associée à une paragenèse particulière ;
- de la microthermométrie des inclusions fluides sur les quartz hydrothermaux pour identifier leur température de formation. Contrairement au gypse, à la calcite et à la pyrite, l'occurrence de quartz est plus forte dans la matrice que dans les fractures. Ce quartz pourrait résulter d'un épisode antérieur ;
- des analyses de microsondes sur les chlorites pour l'utilisation de géothermomètres

(Bourdelle et Cathelineau, 2015) permettant de définir leur température de cristallisation et établir s'il agit de chlorite de haute ou de basse température.

Ces résultats pourraient être complétés par des analyses isotopiques sur le S pour la pyrite, le S et l'O du gypse, l'O et le C de la calcite afin de tracer l'origine des fluides provoquant les transformations hydrothermales.

Si une zonation par degré d'altération est possible, il conviendra de séparer en détail les groupes d'échantillons déjà réalisés et de les compléter par un nouvel échantillonnage ciblant chaque zone. Des mesures pétrophysiques complémentaires devront être effectuées sur ces nouveaux échantillons. Il sera ainsi possible d'estimer la contribution de chaque phase et de chaque type d'altération à l'évolution finale du système observé à Grande Anse. Une partie de ce travail a déjà été réalisée avec l'analyse des roches affectées par des transformations faibles à modérées. Il reste donc à définir précisément les impacts des altérations hydrothermales et de haute température et celui de l'altération supergène liée à l'exhumation.

2 Transition d'échelle structurale et pétrophysique

La démarche utilisée dans ce manuscrit s'inscrit dans une méthodologie de caractérisation des systèmes géothermiques par une approche multiscalaire et multitechnique. Nous avons vu que l'étude d'analogues à l'affleurement était d'un intérêt majeur pour multiplier les points d'observation sur des volumes importants de roches. Contrairement à un forage exploratoire, notre étude ne permet pas d'identifier les conditions de fond ou d'obtenir des échantillons issus du système géothermique actif en profondeur. Cependant, cette étude a permis de décrire la diversité des objets structuraux, d'analyser les faciès volcaniques majeurs et d'avoir une vision globale des transformations hydrothermales en se basant sur plusieurs îles volcaniques. D'autre part, la faible cohésion observée dans les dépôts volcaniques affectés par une altération hydrothermale de haut degré, exception faite de la brèche silicifiée de Bouillante, ne permettra certainement pas de remonter des carottes entières.

Malgré tous les résultats acquis et leur cohérence aux différentes échelles, la continuité d'échelle a été difficile à établir entre l'île (orthophotographies, MNT), l'affleurement et l'échantillon. Bien que la continuité d'échelle pour les distributions de longueurs de fractures ait été largement démontrée avec des lois de puissance (Le Garzic et al., 2011; Bertrand et al., 2015), notre étude n'a pas permis de mettre en évidence une telle continuité. En effet, une tendance a été observée permettant de définir une loi de puissance générale valable pour les fractures d'origine tectonique, mais le passage à l'échelle de l'affleurement et l'étude des fractures centimétriques ne suit pas cette loi. La raison tient à la présence de fractures créées par les altérations supergène et hydrothermale. Les fractures servant au stockage de fluide dans les formations altérées ne suivent donc par la même loi de puissance que les fractures tectoniques servant surtout aux écoulements. Cette différence d'expression de la fracturation empêche une modélisation simple du réseau de fractures et nécessite l'utilisation de modèles à double porosité par exemple. Cependant, lors de la modélisation du

réservoir, l'impact des fractures infra-décamétriques est négligé. Les propriétés de ces fractures sont intégrées dans la partie matricielle du réservoir. Le réseau de fractures créé par l'altération sera plutôt utile pour la modélisation des interactions fluide-roche et le calcul de coefficients mécaniques de la matrice.

La transition d'échelle est également complexe pour les mesures pétrophysiques. En effet, les mesures sont réalisées sur des volumes restreints de quelques cm^3 à quelques dm^3 . Leur extension à l'échelle de l'affleurement nécessite donc de multiplier les analyses pour ne pas qu'une hétérogénéité locale devienne une hétérogénéité majeure. Brace (1980) a démontré que des écarts de perméabilité de plusieurs ordres de grandeur pouvaient exister entre l'échantillon et l'affleurement. Dans le cas des laves, cet écart est certainement vérifié car les mesures matricielles présentent déjà 7 ordres de grandeurs et ne permettent pas de tenir compte de la perméabilité du réseau de joints de refroidissement. Dans les coulées de débris et les dépôts pyroclastiques, les différences de perméabilité mesurées à l'affleurement et au laboratoire devraient être moindres car le réseau de fractures est très peu développé. Cependant, nos mesures ne nous ont pas permis de tenir compte de l'impact des blocs dans les coulées de débris. Le calcul des propriétés pétrophysiques dans ce type de dépôts pourrait être réalisé à partir de traitement d'images en isolant la matrice fine des blocs et en pondérant chaque partie par ses propriétés respectives.

Le passage de la porosité mesurée en laboratoire à celle inconnue de l'affleurement pourrait passer par des mesures de résistivité sur le terrain et en laboratoire. En réalisant des acquisitions de tomographie électrique sur des dépôts épais, il est possible d'accéder uniquement à la résistivité de ce dépôt. En échantillonnant ce dépôt volcanique, des mesures de résistivité et de porosité peuvent être effectuées au laboratoire. En comparant les deux résistivités obtenues sur le terrain et en laboratoire, il est possible d'établir une loi de changement d'échelle et de remonter à la porosité équivalente de l'affleurement en utilisant la loi d'Archie.

Un point d'amélioration majeur dans la caractérisation pétrophysique multi-échelle des échantillons volcaniques peu cohésifs, altérés ou non, est le développement d'une méthodologie pour les traiter plus efficacement que ce soit au niveau du prélèvement que des mesures. Les difficultés de prélèvement et de préparation de ce type d'échantillon explique le faible nombre de données disponibles dans la littérature. Pourtant ils représentent des volumes considérables de matériaux et constituent des enjeux majeurs pour :

- la stabilité des édifices volcaniques qui sont pour la plupart constitués de matériaux à faible cohésion. C'est un enjeu humain majeur puisque ces dépôts sont souvent impliqués dans des lahars dévastateurs pour les infrastructures et pouvant être meurtriers ;
- la compréhension des aquifères superficiels. Dans les îles Caraïbes, les pénuries d'eau

potable sont fréquentes en période sèche. La réalisation de barrages est quasiment impossible à cause des crues éclairs pouvant intervenir en période humide. Une meilleure compréhension de la géométrie des coulées de débris et dépôts pyroclastiques est donc indispensable pour mieux gérer les ressources en eau dans ces formations ayant d'excellentes propriétés réservoirs ;

- comprendre le rôle de ces formations au sein des systèmes géothermiques.

De multiples essais d'amélioration du prélèvement et de découpe des échantillons moins destructives pour la structure interne ont été testées durant ces travaux de thèse. La méthode retenue a été la mise en place de résine à prise rapide pour constituer des coques autour des échantillons. La résine pénètre peu dans la porosité et permet d'avoir des mesures fiables. Cependant, cette technique présente malgré tout un fort taux de perte à cause de la fissuration de la résine lorsque qu'elle est appliquée en couche mince. Une solution pourrait être de développer des dispositifs expérimentaux permettant de faire directement des mesures à l'affleurement.

3 Amélioration des interprétations géophysiques

Les méthodes géophysiques et la géologie seules ne permettent pas de conclure sur l'existence d'un système géothermique en profondeur. Cependant, la combinaison des deux disciplines se révèle indispensable à la réalisation d'une prospection géothermique efficace. Il reste encore beaucoup de travail pour comprendre comment interpréter précisément les acquisitions géophysiques avec des éléments géologiques.

La caractérisation des propriétés magnétiques des faciès volcaniques à différents degrés d'altération en laboratoire et l'utilisation d'opérateurs mathématiques pour améliorer le traitement des données géophysiques a été un des points clés pour déterminer l'étendue des zones hydrothermalisées à Terre-de-Haut. Ce travail peut être poursuivi en déterminant avec plus de précision le stade d'altération qui atténue presque totalement le signal magnétique en remplaçant les minéraux ferrimagnétiques. Ceci permettrait d'utiliser les levés magnétiques pour définir l'intensité d'altération des roches en profondeur.

Pour mieux contraindre l'analyse de la MT, des mesures de résistivité en laboratoire sur les différents faciès volcaniques doivent être réalisées. Elles permettraient également de faciliter l'interprétation des acquisitions de tomographie de résistivité électrique qui seront réalisées avant la fin de l'année. Ces acquisitions seront menées à travers la surface de glissement de Vieux-Habitants en utilisant des profils de 2 à 5 km de longueur afin d'atteindre une profondeur d'investigation de 400 à 1000 m. Cela permettra de voir si la base de la loupe joue bien un rôle majeur dans la quasi absence de sources thermales dans la zone de Vieux-Habitants.

Conclusion générale

Les travaux présentés dans ce manuscrit contribuent à la définition d'un modèle géologique pour les systèmes géothermiques de haute température en contexte d'île à volcanisme actif qui soit applicable à la Guadeloupe et plus largement à différentes îles des Caraïbes. Ces travaux ont été réalisés dans le cadre du programme GEOTREF financé par le gouvernement français dans le cadre des investissements d'avenir, ce programme a pour but de développer un démonstrateur dans le PER de Vieux Habitants.

Le potentiel géothermique de haute température des îles volcaniques actives est aujourd'hui largement reconnu. Les réservoirs ciblés sont situés à des profondeurs inférieures à 2000 m, ils ont couramment des températures supérieures à 200 °C grâce à la source de chaleur fournie par la chambre magmatique. Le réservoir est généralement développé dans des formations volcaniques souvent récentes et la perméabilité est assurée par des réseaux complexes de failles et de fractures.

Ce modèle géologique peut être construit grâce à une démarche multidisciplinaire et multiscalaire permettant de comprendre comment sont régis les écoulements aux différentes échelles et de définir des cibles précises.

Cette étude avait ainsi pour but d'améliorer la compréhension du système géothermique d'un point de vue structural et pétrophysique. Les objectifs principaux de ce travail étaient : 1 - l'identification et la caractérisation structurale des chemins de percolation des fluides ; 2 - une caractérisation pétrophysique des roches volcaniques à différents stades d'altération hydrothermale pour suivre l'évolution des propriétés avec le développement des transformations ; et 3 – l'établissement d'un modèle géologique du système géothermique pour la zone de Vieux-Habitants à partir des résultats structuraux et pétrophysiques.

Comme le système actif n'est pas un objet accessible, l'étude s'est basée sur l'analyse d'analogues sur lesquels une démarche multiscalaire et multitechniques a été employée. Plusieurs analogues ont été sélectionnés permettant l'accès à des roches affectées par différents degrés d'altération et de caractériser la diversité des éléments structuraux. Ces analogues sont situés dans la zone de Bouillante-Vieux-Habitants, dans la partie nord de la Basse-Terre, dans les îles de Terre-de-Haut et de Saint-Kitts. Les caractérisations structurale et pétrophysique se sont surtout focalisées sur les zones de Vieux-Habitants et de Terre-de-Haut qui présentent respectivement la possibilité de décrire la structuration à partir des données de surface pour la première et le réservoir exhumé pour la seconde.

La caractérisation structurale réalisée sur chacune des zones a permis de mettre en évidence une expression des fractures homogène avec des directions cohérentes avec celles rencontrées au niveau de l'archipel Guadeloupéen et de l'arc des Petites Antilles en général.

A l'échelle régionale, les failles ESE-ONO et NNO-SSE à NNE-SSO constituent des drains majeurs pour les fluides hydrothermaux. Les intersections de ces failles concentrent les transformations hydrothermales les plus avancées à Terre-de-Haut avec une déstructuration totale des roches et la précipitation de volumes importants de minéralisations secondaires dont certaines sont tardives. La disposition des zones hydrothermalisées, l'absence d'escarpement à terre et en mer, la présence de nombreux décrochements à petite échelle et de zones fortement bréchifiées contenant des blocs monogéniques nous ont conduit à interpréter ces grandes structures comme des décrochements sénestres participant au drainage des fluides sur de grandes distances. Ces décrochements concentrent la majeure partie de la déformation fragile.

A l'échelle de l'affleurement, l'expression de la fracturation est dépendante de la nature du faciès volcanique. Les laves ont une fracturation marquée avec de nombreuses fractures primaires résultant de la contraction thermique lors de leur refroidissement dont certaines débitent les coulées de lave en dalles. A ces structures primaires se superposent des fractures d'origine tectonique localisées dans des couloirs de forte déformation. Dans les dépôts pyroclastiques et les coulées de débris, la fracturation est beaucoup plus discrète et se localise dans de grands couloirs de fracturation. La caractérisation de la fracturation à l'affleurement a également montré l'augmentation des densités de fracturation dans les zones affectées par des transformations hydrothermales. La précipitation de volumes importants de gypse, pyrite et calcite dans les fractures confirme que les fractures de faible extension participent activement aux circulations de fluides hydrothermaux. Même si tout le réseau ne sert pas à la percolation de fluides, de nombreuses fractures restent ouvertes et permettent le développement de l'altération hydrothermale.

Des indices de paléo-circulations hydrothermales sont présents dans toutes les zones d'étude. Ils sont épars dans la zone de Vieux-Habitants et omniprésents à Terre-de-Haut. La quasi absence d'indice à Vieux-Habitants, à seulement quelques kilomètres du volcan actif de la Soufrière, est interprétée comme un blocage des mouvements verticaux des fluides hydrothermaux. Ce blocage résulte de l'action combinée de volumineux dépôts d'avalanches de débris qui nappent la topographie dans la partie sud du PER et de l'importante surface de glissement qui s'initie sur la cicatrice proche des sources de la Grande Rivière de Vieux-Habitants. Ce glissement sectoriel majeur s'étendrait du volcan de Matélie jusqu'à la côte où il pourrait recouvrir les failles NO-SE formant la ligne de côte. La surface de glissement crée un écran imperméable et canalise certainement les fluides chauds ascendants vers la côte d'où l'absence de résurgence connue à terre.

La compilation multi-échelle des pointés de fractures n'a pas permis d'identifier une loi mathématique commune à l'ensemble des distributions de longueur. En effet, bien qu'une tendance générale ait été observée, les distributions de longueur des fractures à petite échelle nécessitent l'utilisation de plusieurs lois de puissance. Ce résultat est cohérent avec la diversité d'origine de ces

fractures. En effet, à l'échelle régionale, la tectonique contrôle la déformation fragile mais à celle du réservoir, le réseau se compose de fractures d'origines primaire et secondaire liées à la tectonique et à différents processus d'altérations hydrothermale et supergène.

Pour effectuer la caractérisation pétrophysique des roches volcaniques pouvant composer le système géothermique, les faciès majeurs affleurant sur les zones d'étude ont été échantillonnés puis séparés en trois catégories : laves, coulées de débris et dépôts pyroclastiques. Selon des critères macroscopiques (couleur et cohésion) et microscopique (degré de transformation des minéraux), les échantillons de chaque catégorie ont été divisés en sous-groupes d'altération. La caractérisation pétrophysique a été effectuée sur tous les groupes d'altération afin de comprendre l'impact des transformations hydrothermales sur l'évolution des propriétés pétrophysiques. De plus, le système géothermique prospecté n'est pas forcément un système mûre avec des roches fortement altérées. Il peut s'agir d'un système juvénile dans lequel les roches n'ont pas encore eu le temps de subir une altération prononcée.

L'assemblage minéralogique des roches saines est simple et très largement dominé par les plagioclases. Les autres minéraux représentés sont essentiellement des pyroxènes (ortho et clinopyroxènes) des oxydes de Fe-Ti et de rares amphiboles. Les premiers stades d'altération sont caractérisés par un remplacement en pseudomorphose des pyroxènes par des paragenèses composées par de la chlorite, du quartz, de la calcite, de la pyrite et des oxydes de fer. Les roches affectées par l'altération hydrothermale de haut degré dans la partie centrale de Terre-de-Haut présentent un remplacement très important des minéraux magmatiques primaires. Les pyroxènes ont presque tous disparus tandis que les plagioclases ont subi des degrés variables de remplacement.

La composition des roches hydrothermalisées est beaucoup plus complexe que celle des roches saines. Les minéraux observés dans la partie centrale de Terre-de-Haut sont caractéristiques de transformations hydrothermales de haute température (> 200 °C) : prehnite, épidote, pyrophyllite... Le remplacement des phases primaires par des phases secondaires modifie considérablement le squelette matriciel des roches hydrothermalisées. Les observations mettent en évidence un comblement partiel des pores primaires et la création de cavités de dissolution qui ne sont pas totalement remplies par les minéralisations secondaires.

Le réseau poreux des laves se caractérise par une combinaison de fractures, de vésicules, de fissures et de micropores. Il est très différent de celui des coulées de débris et dépôts pyroclastiques qui contiennent essentiellement une porosité matricielle constituée de pores inter et intragranulaires. Les propriétés physiques des roches sont très contrastées et sont dépendantes du faciès et du degré d'altération. Les porosités mesurées sur les roches varient de 1 à 70 %, les perméabilités couvrent plus de 8 ordres de grandeur, les vitesses de propagation des ondes compressives vont de moins de 500 m.s^{-1} à plus de 6000 m.s^{-1} et les conductivités thermiques oscillent entre $0,2$ et $2,1 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Globalement les laves saines ont des propriétés matricielles réservoirs médiocres (porosité et

perméabilités médianes de 4,2 % et 6.10^{-18} m^2) mais propagent bien la chaleur (conductivité de $1,7 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

Pour les coulées de débris saines, les porosités et perméabilités sont beaucoup plus élevées (37 % et 4.10^{-14} m^2). Il en est de même pour les dépôts pyroclastiques (42 % et 8.10^{-13} m^2). En revanche, les conductivités thermiques respectives sont très faibles (0,66 et $0,57 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

L'altération hydrothermale diminue les contrastes entre les formations en améliorant les propriétés réservoirs des laves (porosité de 25 % et perméabilité de 2.10^{-14} m^2) et en diminuant légèrement celles des autres dépôts. La conductivité thermique change peu dans les laves. L'effet de l'augmentation de porosité est compensé par l'apparition de phase de forte conductivité comme la pyrite. Dans les coulées de débris la diminution de porosité augmente la conductivité thermique. Ces modifications des propriétés physiques et thermiques sont liées à la restructuration du squelette matricielle et du réseau poreux. L'altération hydrothermale, en remplaçant les minéraux primaires par des phases de plus petite dimension diminue la taille des seuils d'accès aux pores et supprime les grands pores primaires par colmatage grâce à la précipitation de produits secondaires. Cela permet une homogénéisation du réseau poreux.

Les coefficients mécaniques calculés à partir des vitesses de propagation des ondes compressives et de cisaillement ont permis de confirmer les observations réalisées sur les affleurements. Le module d'Young est beaucoup plus fort dans les laves (44 GPa) que dans les coulées de débris (4,9 GPa) et les dépôts pyroclastiques (3,7 GPa) expliquant les plus fortes densités de fractures dans les laves par une plus forte rigidité dans ces formations.

Un des éléments majeurs de cette étude a également été la mise en évidence d'une atténuation très prononcée du signal magnétique dans les roches les plus hydrothermalisées liée à la disparition des minéraux de ferrimagnétiques (titanomagnétite, titanomaghémite). Ce résultat permet d'interpréter les zones à faible signal magnétique reconnues sur les levés aéromagnétiques comme des zones fortement hydrothermalisées. Il est donc possible de cibler des zones d'intérêt pour des acquisitions magnéto-telluriques permettant de confirmer ou non la présence d'un système géothermique sous-jacent.

Bien que contemporains, le Complexe Basal et la partie centrale de Terre-de-Haut ne présentent pas du tout les mêmes degrés de transformations hydrothermales. Le Complexe Basal présente de nombreux indices de paléo-circulations hydrothermales affectant les filons et transformant partiellement les roches avec le développement de schistosité. A Terre-de-Haut, les minéralisations de haute température et la préservation de porosité et de perméabilité confirme que la partie centrale de l'île est un paléo réservoir géothermique. Si à l'échelle régionale, le développement du système géothermique passe surtout par l'existence de grandes failles et fractures, à l'échelle du réservoir, ce sont les faciès volcaniques qui contrôlent les écoulements. Ils ne servent pas seulement au stockage de fluides mais participent activement à leurs transferts. L'étude de zones où l'altération

hydrothermale n'a pas encore totalement déstructuré les roches comme à Saint-Kitts ou dans le Complexe Basal a permis de mettre en évidence que les interfaces entre les différents dépôts constituent des chemins de circulation préférentiels.

L'anisotropie liée à la mise en place des dépôts, structuration des bases de coulées et organisation des dépôts volcano-sédimentaires, joue donc un rôle majeur sur les écoulements.

Pour conclure, cette étude confirme l'intérêt de l'approche multiscalaire et multi-méthodes sur analogues pour contraindre l'ensemble des propriétés structurales et pétrophysiques des systèmes géothermiques développées en contexte volcanique actif. Ces travaux ont permis d'améliorer la compréhension de l'impact des transformations hydrothermales sur les caractéristiques texturales et physiques des roches volcaniques. Ils ont également mis en évidence l'importance des intersections de failles dans le développement de zones hydrothermalisées et l'indispensable complémentarité des études géologiques et géophysiques dans la prospection des systèmes géothermiques. L'ensemble de ces éléments ont permis de construire un modèle géologique.

Par la suite, il conviendrait de compléter cette étude par le développement d'une méthodologie permettant d'accéder à la caractérisation pétrophysique sur l'ensemble des formations et non seulement sur la matrice ce qui permettrait par exemple d'intégrer l'impact des joints de refroidissement dans les laves ou l'hétérogénéité des formations volcano-sédimentaires.

Cette méthodologie pourrait utiliser la comparaison de données de puits et de données acquises en laboratoire sur analogue et sur échantillons de forage. Enfin, pour le développement efficace d'un système géothermique dans la zone de Vieux-Habitants, la caractérisation de la géométrie de la grande surface de glissement paraît indispensable. Des acquisitions de tomographie de résistivité électrique à travers cette surface serait un bon moyen de contraindre son extension et son épaisseur.

Références

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D.M., 2011. *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. Cambridge University Press.
- Andreieff, P., Bouysse, P., Westercamp, D., 1979. Reconnaissance géologique de l'arc insulaire des Petites Antilles. Résultats d'une campagne à la mer de prélèvements de roches entre Sainte-Lucie et Anguilla. No. 80SGN086MAR. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Aretz, A., Bär, K., Götz, A.E., Sass, I., 2016. Outcrop analogue study of Permocarboniferous geothermal sandstone reservoir formations (northern Upper Rhine Graben, Germany): impact of mineral content, depositional environment and diagenesis on petrophysical properties. *International Journal of Earth Sciences* 105, 1431–1452. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1263-2>
- Arnórsson, S., Thórhallsson, S., Stefánsson, A., 2015. Chapter 71 - Utilization of Geothermal Resources. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, Amsterdam, 1235–1252. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00071-7>
- Aydin, A., Degraff, J.M., 1988. Evolution of Polygonal Fracture Patterns in Lava Flows. *Science* 239, 471–476. <https://doi.org/10.1126/science.239.4839.471>
- Bächler, D., Kohl, T., Rybach, L., 2003. Impact of graben-parallel faults on hydrothermal convection—Rhine Graben case study. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, Heat Flow and the Structure of the Lithosphere* 28, 431–441. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(03\)00063-9](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(03)00063-9)
- Baker, P.E., 1985. Volcanic hazards on St Kitts and Montserrat, West Indies. *Journal of Geological Society, London* 142, 279–295.
- Baker, P.E., 1984. Geochemical evolution of St Kitts and Montserrat, Lesser Antilles. *Journal of the Geological Society* 141, 401–411. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0401>
- Baker, P.E., 1969. The geological history of Mt. Misery volcano, St. Kitts, West Indies. *Overseas Geology and Mineral Resources* 207–233.
- Bangs, N.L., Christeson, G.L., Shipley, T.H., 2003. Structure of the Lesser Antilles subduction zone backstop and its role in a large accretionary system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, 14. <https://doi.org/10.1029/2002JB002040>
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22, 359–383.
- Bazin, S., Feuillet, N., Duclos, C., Crawford, W., Necessian, A., Bengoubou-Valerius, M., Beauducel, F., Singh, S.C., 2010. The 2004–2005 Les Saintes (French West Indies) seismic aftershock sequence observed with ocean bottom seismometers. *Tectonophysics* 489, 91–103. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.005>
- Beaufort, D., Westercamp, D., Legendre, O., Meunier A., 1990. The fossil hydrothermal system of Saint Martin, Lesser Antilles: geology and lateral distribution of alterations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 219–243.
- Belghoul, A., 2007. Caractérisation pétrophysique et hydrodynamique du socle cristallin. Université de Montpellier, France.
- Benavente, D., Martínez-Martínez, J., Jáuregui, P., Rodríguez, M.A., del Cura, M.A.G., 2006. Assessment of the strength of building rocks using signal processing procedures. *Construction and Building Materials* 20, 562–568. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2005.01.043>
- Bernard, B., 2008. Etude des dépôts d'avalanches de débris volcaniques: analyse sédimentologiques d'exemples naturels et identification des mécanismes de mise en place. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Bernard, M.-L., 1999. Etude expérimentale des propriétés physiques des roches pyroclastiques de la Montagne Pelée (French). Université de Paris 07, France.
- Bernard, M.-L., Zamora, M., Géraud, Y., Boudon, G., 2007. Transport properties of pyroclastic rocks from Montagne Pelée volcano (Martinique, Lesser Antilles). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112, B05205. <https://doi.org/10.1029/2006JB004385>
- 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>
- Bertrand, L., 2017. Etude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires. Université de Lorraine, France.
- Bertrand, L., Géraud, Y., Le Garzic, E., Place, J., Diraison, M., Walter, B., Haffen, S., 2015. A multiscale analysis

- of a fracture pattern in granite: A case study of the Tamariu granite, Catalunya, Spain. *Journal of Structural Geology* 78, 52–66. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.013>
- Bertrand, L., Jusseaume, J., Géraud, Y., Diraison, M., Damy, P.-C., Navelot, V., Haffen, S., 2018. Structural heritage, reactivation and distribution of fault and fracture network in a rifting context: Case study of the western shoulder of the Upper Rhine Graben. *Journal of Structural Geology, Spatial Arrangement of Fractures and Faults* 108, 243–255. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.09.006>
- Bézèlgues-Courtade, S., Bes-de-Berc, S., 2007. Inventaire et caractérisation des sources thermales de Guadeloupe. No. BRGM/RP-55060-FR.
- Bissainte-Lubino, M., 1995. Le complexe volcanique des monts caraïbes de guadeloupe (arc des petites antilles). Etude pétrographique, mineralogique et géochimique. Université Paris 6, France.
- Blanc, F., 1983. Corrélations chronologiques et géochimiques des formations volcaniques du sud de la basse terre de Guadeloupe (petites Antilles) : début du cycle récent. phdthesis. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France.
- Bonadonna, C., Costa, A., Folch, A., Koyaguchi, T., 2015. Chapter 33 - Tephra Dispersal and Sedimentation. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, Amsterdam, 587–597. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00033-X>
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B., 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics* 39, 347–383. <https://doi.org/10.1029/1999RG000074>
- Bouchot, V., Traineau, H., Guillou-Frottier, L., Thinon, I., Baltassat, J.-M., Fabriol, H., Bourgeois, B., Lasne, E., 2010. Assessment of the Bouillante Geothermal Field (Guadeloupe, French West Indies): Toward a Conceptual Model of the High Temperature Geothermal System. *Proceedings World Geothermal Congress* 8 p.
- Bouchot, V., Traineau, H., Sanjuan, B., Gadalia, A., Guillou-Frottier, L., Thinon, I., Fabriol, H., Bourgeois, B., Baltassat, J.-M., Pajot, G., Jousset, P., Lasne, E., Genter, A., 2008. Modèle conceptuel du champ géothermique haute température de Bouillante, Guadeloupe, Antilles françaises. Rapport final. Rapport BRGM No. RP-57252-FR. BRGM.
- Boudon, G., 1987. Mécanismes éruptifs et mode de mise en place des dépôts d'éruptions explosives dirigées : exemples de la soufrière (Guadeloupe) et de la montagne Pelée (Martinique). Université Paris 7.
- Boudon, G., Dagain, J., Semet, M.P., Westercamp, D., 1988. Notice explicative de la carte géologique à 1/20 000 du massif volcanique de la Soufrière (Département de la Guadeloupe, Petites-Antilles).
- Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Semet, M.P., 2008. A new scenario for the last magmatic eruption of La Soufrière of Guadeloupe (Lesser Antilles) in 1530 A.D. Evidence from stratigraphy radiocarbon dating and magmatic evolution of erupted products. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Evaluating Explosive Eruption Risk at European Volcanoes Contribution from the EXPLORIS Project* 178, 474–490. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.006>
- Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J.-C., Deplus, C., Semet, M.P., 2007. Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: diversity of scale, processes, and temporal recurrence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112, 28.
- Boudon, G., Semet, M.P., Vincent, P.M., 1992. Les Eruptions a ecroulement de flanc sur le volcan de la Grande-Decouverte (La Soufriere) de Guadeloupe; implications sur le risque volcanique. *Bulletin de La Société Géologique de France* 163, 159–167.
- Boudon, G., Semet, M.P., Vincent, P.M., 1987. Magma and hydrothermally driven sector collapses: The 3100 and 11,500 y. B.P. eruptions of la Grande Decouverte (la Soufrière) volcano, Guadeloupe, French West Indies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 33, 317–323. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90021-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90021-7)
- Boudon, G., Semet, M.P., Vincent, P.M., 1984. Flank failure-directed blast eruption at Soufrière, Guadeloupe, French West Indies: A 3,000-yr-old Mt. St. Helens? *Geology* 12, 350–353. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<350:FFBEAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<350:FFBEAS>2.0.CO;2)
- Boulanouar, A., Rahmouni, A., Boukalouch, M., Samaouali, A., Géraud, Y., Harnafi, M., Sebbani, J., 2013. Determination of Thermal Conductivity and Porosity of Building Stone from Ultrasonic Velocity Measurements. *Geomaterials* 03, 138–144. <https://doi.org/10.4236/gm.2013.34018>
- Bour, O., Davy, P., 1997. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution.

Water Resources Research 33, 1567–1583. <https://doi.org/10.1029/96WR00433>

- Bourdelle, F., Cathelineau, M., 2015. Low-Temperature chlorite geothermometry: A graphical representation based on a T-R₂+Si diagram. *European Journal of Mineralogy* 27, 617–626. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467>
- Bouysse, P., 1983. The Lesser Antilles Island Arc: structure and geodynamic evolution. Service Géologique National. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Bouysse, P., Westercamp, D., 1990. Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics* 175, 349–380.
- Bouysse, P., Westercamp, D., 1988. Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire : l'exemple des Petites Antilles. *Géologie de La France* 3–38.
- Bouysse, P., Westercamp, D., Andreieff, P., 1990. The Lesser Antilles Island Arc. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 110, 16.
- Brace, W.F., 1980. Permeability of crystalline and argillaceous rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 17, 241–251. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(80\)90807-4](https://doi.org/10.1016/0148-9062(80)90807-4)
- Briden, J.C., Rex, D.C., Faller, A.M., Tomblin, J.F., 1979. K-Ar geochronology and palaeomagnetism of volcanic rocks in the Lesser Antilles island arc. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 291, 485–528. <https://doi.org/10.1098/rsta.1979.0040>
- Brousse, R., Thonon, P., 1967. Argiles d'origine fumérolle dans les formations volcaniques. *Bulletin du Groupe français des Argiles* 19, 61–69. <https://doi.org/10.3406/argil.1967.1079>
- Brown, R.J., Andrews, G.D.M., 2015. Chapter 36 - Deposits of Pyroclastic Density Currents. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, Amsterdam, 631–648. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00036-5>
- Butler, R.F., 1998. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. *Electronic Edition* 23.
- Cacace, M., Blöcher, G., Watanabe, N., Moeck, I., Börsing, N., Scheck-Wenderoth, M., Kolditz, O., Huenges, E., 2013. Modelling of fractured carbonate reservoirs: outline of a novel technique via a case study from the Molasse Basin, southern Bavaria, Germany. *Environmental Earth Sciences* 70, 3585–3602. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2402-3>
- Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025–1028.
- Calcagno, P., Bouchot, V., Thinon, I., Bourguin, B., 2012. A new 3D fault model of the Bouillante geothermal province combining onshore and offshore structural knowledge (French West Indies). *Tectonophysics, Modelling in Geosciences* 526–529, 185–195. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.012>
- Callot, J.-P., Ribes, C., Kergaravat, C., Bonnel, C., Temiz, H., Poisson, A., Vrielynck, B., Salel, J.-F., Ringenbach, J.-C., 2014. Salt tectonics in the Sivas basin (Turkey): crossing salt walls and minibasins. *Bulletin de La Société Géologique de France* 185, 33–42. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.1.33>
- Cant, J.L., Siratovich, P.A., Cole, J.W., Villeneuve, M.C., Kennedy, B.M., 2018. Matrix permeability of reservoir rocks, Ngatamariki geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geothermal Energy* 6, 2. <https://doi.org/10.1186/s40517-017-0088-6>
- Carlut, J., Quidelleur, X., Courtillot, V., Boudon, G., 2000. Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0 to 1 Ma lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies): Implications for time-averaged field models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 835–849. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb03616.x>
- Castelltort, S., Goren, L., Willett, S.D., Champagnac, J.-D., Herman, F., Braun, J., 2012. River drainage patterns in the New Zealand Alps primarily controlled by plate tectonic strain. *Nature Geoscience* 5, 744–748. <https://doi.org/10.1038/ngeo1582>
- Cecchi, E., Wyk de Vries, B., Lavest, J.-M., 2004. Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes. *Bulletin of Volcanology* 67, 72–91. <https://doi.org/10.1007/s00445-004-0369-3>
- Cermak, V., Rybach, L., 1982. Thermal properties: Thermal conductivity and specific heat capacity of minerals and rocks. *Physikalische Eigenschaften Der Gesteine*. G. Angewandte, Landolt-Börnstein Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, Neue Serie, Berlin, Heidelberg and New York, 305–343.

- Chadima, M., 2011. Application of magnetic susceptibility susceptibility as a function of temperature, field and frequency.
- Chambefort, I., Buscarlet, E., Wallis, I.C., Sewell, S., Wilmarth, M., 2016. Ngatamariki Geothermal Field, New Zealand: Geology, geophysics, chemistry and conceptual model. *Geothermics, Taupo Volcanic Zone Geothermal Systems, New Zealand: Exploration, Science and Development* 59, 266–280. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.07.011>
- Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Bonson, C.G., Nicol, A., Schöpfer, M.P.J., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology* 31, 117–127. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.009>
- Choi, J.-H., Edwards, P., Ko, K., Kim, Y.-S., 2016. Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews* 152, 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>
- Christeson, G.L., Bangs, N.L., Shipley, T.H., 2003. Deep structure of an island arc backstop, Lesser Antilles subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, 17. <https://doi.org/10.1029/2002JB002243>
- Clarke, S.F., Moore, R.B., Ferguson, E.W., Picard, M.Z., 1996. Criteria and methods for fracture-trace analysis of the New Hampshire bedrock aquifer - ScienceBase-Catalog. No. Open-File Report 96-479.
- Claude, C., Meunier, J.-D., Chabaux, F., Dussouillez, P., Pelt, E., Hamelin, B., Traoré, D., Colin, F., 2016. Timescale of spheroidal weathering of a 293kyr-old basaltic lava from Réunion Island, Indian Ocean. *Chemical Geology, Deciphering Time-Dependent Processes in Soil and Weathering Profile Evolution* 446, 110–125. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.05.018>
- Clauser, C., Huenges, E., 1995. Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. In: Ahrens, T.J. (Ed.), *Rock Physics & Phase Relations*. American Geophysical Union, 105–126. <https://doi.org/10.1029/RF003p0105>
- Cordey, F., Cornée, J.-J., 2009. New radiolarian assemblages from La Désirade Island basement complex (Guadeloupe, Lesser Antilles arc) and Caribbean tectonic implications. *Bulletin de La Société Géologique de France* 180, 399–409. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.180.5.399>
- Cornée, J.-J., Léticée, J.-L., Münch, P., Quillévéré, F., Lebrun, J.-F., Moissette, P., Braga, J.-C., Melinte-Dobrinescu, M., Min, L.D., Oudet, J., Randrianasolo, A., 2012. Sedimentology, palaeoenvironments and biostratigraphy of the Pliocene–Pleistocene carbonate platform of Grande-Terre (Guadeloupe, Lesser Antilles forearc). *Sedimentology* 59, 1426–1451. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01311.x>
- Corsini, M., Lardeaux, J.M., Verati, C., Voitus, E., Balagne, M., 2011. Discovery of Lower Cretaceous synmetamorphic thrust tectonics in French Lesser Antilles (La Désirade Island, Guadeloupe): Implications for Caribbean geodynamics. *Tectonics* 30. <https://doi.org/10.1029/2011TC002875>
- Coutant, O., Bernard, M.L., Beauducel, F., Nicollin, F., Bouin, M.P., Roussel, S., 2012. Joint inversion of P-wave velocity and density, application to La Soufrière of Guadeloupe hydrothermal system. *Geophysical Journal International* 191, 723–742. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05644.x>
- Cox, S.C., Menzies, C.D., Sutherland, R., Denys, P.H., Chamberlain, C., Teagle, D. a. H., 2015. Changes in hot spring temperature and hydrogeology of the Alpine Fault hanging wall, New Zealand, induced by distal South Island earthquakes. *Geofluids* 15, 216–239. <https://doi.org/10.1111/gfl.12093>
- Cox, S.F., 2010. The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids* 10, 217–233. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x>
- Cromwell, C.W., 1999. A re-appraisal of BasseTerre valley aquifer, St. Kitts (1978-1999).
- Cumming, W., Mackie, R., 2007. 3D MT resistivity imaging for geothermal resource assessment and environmental mitigation at the Glass Mountain KGRA, California. *Transactions - Geothermal Resources Council* 331–334.
- David, C., 1991. La perméabilité et la conductivité électrique des roches dans la croûte : expériences en laboratoire et modèles théoriques. Université de Strasbourg 1.
- Davis, G.H., Bump, A.P., Garcia, P.E., Ahlgren, S.G., 2000. Conjugate Riedel deformation band shear zones. *Journal of Structural Geology* 22, 169–190. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00140-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00140-6)
- De Min, L., 2014. Sismo-stratigraphie multi-échelles d'un bassin d'avant-arc : Le bassin de Marie-Galante, Petites Antilles. Université Antilles-Guyane, France.

- De Min, L., Lebrun, J.-F., Cornée, J.-J., Münch, P., Léticée, J.L., Quillévéré, F., Melinte-Dobrinescu, M., Randrianasolo, A., Marcaillou, B., Zami, F., 2015. Tectonic and sedimentary architecture of the Karukéra spur: A record of the Lesser Antilles fore-arc deformations since the Neogene. *Marine Geology* 363, 15–37. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.02.007>
- De Reynal de Saint Michel, A., 1966. Carte géologique détaillée de la France: Département de la Guadeloupe, Feuille de Basse-Terre et des Saintes., scale 1/50000, Ministère de l'Ind.
- Degraff, J.M., Aydin, A., 1993. Effect of thermal regime on growth increment and spacing of contraction joints in basaltic lava. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98, 6411–6430. <https://doi.org/10.1029/92JB01709>
- Degraff, J.M., Aydin, A., 1987. Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth. *Geological Society of America Bulletin* 99, 605. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<605:SMOCJA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<605:SMOCJA>2.0.CO;2)
- DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America Plate Motion. *Geophysical Research Letters* 27, 437–440. <https://doi.org/10.1029/1999GL005436>
- Deville, E., Guerlais, S.-H., Callec, Y., Griboulard, R., Huyghe, P., Lallemand, S., Mascle, A., Noble, M., Schmitz, J., 2006. Liquefied vs stratified sediment mobilization processes: Insight from the South of the Barbados accretionary prism. *Tectonophysics* 428, 33–47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.011>
- Dezayes, C., Baltassat, J.-M., Famin, V., Berc, S.B. de, 2016. Potential interest areas for the development of geothermal energy in La Reunion Island. Presented at the European Geothermal Congress : EGC 2016, 9.
- Dixon, T.H., Farina, F., DeMets, C., Jansma, P., Mann, P., Calais, E., 1998. Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations. *Journal of Geophysical Research* 103, 157–182. <https://doi.org/10.1029/97JB03575>
- Draper, D.S., Johnston, A.D., 1992. Anhydrous PT phase relations of an Aleutian high-MgO basalt: an investigation of the role of olivine-liquid reaction in the generation of arc high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112, 501–519. <https://doi.org/10.1007/BF00310781>
- Dumas, P., Garabetian, T., Pinzuti, V., Marchitelli, C., 2018. 2017 EGEC Geothermal market report. Key Findings. No. Seventh Edition.
- Edmonds, M., Kohn, S.C., Hauri, E.H., Humphreys, M.C.S., Cassidy, M., 2016. Extensive, water-rich magma reservoir beneath southern Montserrat. *Lithos* 252–253, 216–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.026>
- Escartín, J., Leclerc, F., Olive, J.-A., Mevel, C., Cannat, M., Petersen, S., Augustin, N., Feuillet, N., Deplus, C., Bezos, A., Bonnemains, D., Chavagnac, V., Choi, Y., Godard, M., Haaga, K.A., Hamelin, C., Ildéfonse, B., Jamieson, J.W., John, B.E., Leleu, T., MacLeod, C.J., Massot-Campos, M., Nomikou, P., Paquet, M., Rommevaux-Jestin, C., Rothenbeck, M., Steinführer, A., Tominaga, M., Triebe, L., Campos, R., Gracias, N., Garcia, R., Andreani, M., Vilaseca, G., 2016. First direct observation of coseismic slip and seafloor rupture along a submarine normal fault and implications for fault slip history. *Earth and Planetary Science Letters* 450, 96–107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.024>
- Esteban, L., Pimienta, L., Sarout, J., Piane, C.D., Haffen, S., Geraud, Y., Timms, N.E., 2015. Study cases of thermal conductivity prediction from P-wave velocity and porosity. *Geothermics* 53, 255–269. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.06.003>
- Farquharson, J., Heap, M.J., Varley, N.R., Baud, P., Reuschle, T., 2015. Permeability and porosity relationships of edifice-forming andesites; a combined field and laboratory study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 297, 52–68. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.03.016>
- Farquharson, J.I., Heap, M.J., Lavallée, Y., Varley, N.R., Baud, P., 2016. Evidence for the development of permeability anisotropy in lava domes and volcanic conduits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 323, 163–185. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.05.007>
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology, Fault Zones* 32, 1557–1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Faulkner, D.R., Lewis, A.C., Rutter, E.H., 2003. On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. *Tectonophysics* 367, 235–251. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00134-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00134-3)

- Feuillet, N., 2000. Sismotectonique des petites Antilles: liaison entre activité sismique et volcanique. Thèse de doctorat. Université Paris Diderot - Paris 7, France.
- Feuillet, N., Beauducel, F., Jacques, E., Tapponnier, P., Delouis, B., Bazin, S., Vallée, M., King, G.C.P., 2011a. The Mw = 6.3, November 21, 2004, Les Saintes earthquake (Guadeloupe): Tectonic setting, slip model and static stress changes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116, B10301. <https://doi.org/10.1029/2011JB008310>
- Feuillet, N., Beauducel, F., Tapponnier, P., 2011b. Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116, (26 pp.). <https://doi.org/10.1029/2010JB008443>
- Feuillet, N., Leclerc, F., Tapponnier, P., Beauducel, F., Boudon, G., Le Friant, A., Deplus, C., Lebrun, J.-F., Necessian, A., Saurel, J.-M., Clément, V., 2010. Active faulting induced by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity: New insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data. *Geophysical Research Letters* 37, L00E15. <https://doi.org/10.1029/2010GL042556>
- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., Jacques, E., 2002. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research* 107. <https://doi.org/10.1029/2001JB000308>
- Feuillet, N., Tapponnier, P., Manighetti, I., Villemant, B., King, G.C.P., 2004. Differential uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton normal fault (Guadeloupe, French West Indies). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109. <https://doi.org/10.1029/2003JB002496>
- Fletcher, R.C., Buss, H.L., Brantley, S.L., 2006. A spheroidal weathering model coupling porewater chemistry to soil thicknesses during steady-state denudation. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 444–457. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.055>
- Forbes, A.E.S., Blake, S., McGarvie, D.W., Tuffen, H., 2012. Pseudopillow fracture systems in lavas: Insights into cooling mechanisms and environments from lava flow fractures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 245–246, 68–80. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.07.007>
- Forbes, A.E.S., Blake, S., Tuffen, H., 2014. Entablature: fracture types and mechanisms. *Bulletin of Volcanology* 76, 820. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0820-z>
- Frolova, J.V., Ladygin, V.M., Rychagov, S.N., 2010. Petrophysical Alteration of Volcanic Rocks in Hydrothermal Systems of the Kuril-Kamchatka Island Arc. Presented at the Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 7.
- Gabrielsen, R.H., Braathen, A., Dehls, J., Roberts, D., 2002. Tectonic lineaments of Norway. *Norwegian Journal of Geology / Norsk Geologisk Forening* 82, 153–174.
- Gadalia, A., 2013. Exploration géothermique de la zone de Vieux Habitants. Etat des connaissances géologiques. Rapport d'avancement No. BRGM/RP-62569-FR.
- Gadalia, A., Bouchot, V., Bourdon, E., 2013. Exploation géothermique de la zone de Vieux-Habitants (Guadeloupe) - Acquisition de données géologiques. No. BRGM/RP-62845-FR.
- Gadalia, A., Gstalter, N., Westercamp, D., 1988. La chaîne volcanique de Bouillante, Basse-Terre de Guadeloupe, (Petites Antilles): Identité pétrographiques, volcanologique et géodynamique. *Géologie de La France* 101–130.
- Gailler, L.-S., Bouchot, V., Martelet, G., Thion, I., Coppo, N., Baltassat, J.-M., Bourgeois, B., 2014. Contribution of multi-method geophysics to the understanding of a high-temperature geothermal province: The Bouillante area (Guadeloupe, Lesser Antilles). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 275, 34–50. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.002>
- Gal, F., Gadalia, A., Decouchon, E., Tailame, A.L., 2014. Compléments d'exploration géothermique, zone de Vieux-Habitants, Guadeloupe: géochimie janvier/février 2013. Rapport final No. BRGM/RP-62839-FR.
- Gaudin, D., Beauducel, F., Allemand, P., Delacourt, C., Finizola, A., 2013. Heat flux measurement from thermal infrared imagery in low-flux fumarolic zones: Example of the Ty fault (La Soufrière de Guadeloupe). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 267, 47–56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.09.009>
- Gaudin, D., Beauducel, F., Coutant, O., Delacourt, C., Richon, P., de Chabalière, J.-B., Hammouya, G., 2016. Mass and heat flux balance of La Soufrière volcano (Guadeloupe) from aerial infrared thermal imaging. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 320, 107–116. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.007>
- Gaudin, D., Finizola, A., Delcher, E., Beauducel, F., Allemand, P., Delacourt, C., Brothelande, E., Peltier, A., Di

- Gangi, F., 2015. Influence of rainfalls on heat and steam fluxes of fumarolic zones: Six months records along the Ty fault (Soufrière of Guadeloupe, Lesser Antilles). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 302, 273–285. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.015>
- Geotermica Italiana srl, 1992. Exploration for geothermal resources in the Eastern Caribbean. No. TCD CON 15/90-RLA/87/037.
- Géraud, Y., Diraison, M., Orellana, N., 2006. Fault zone geometry of a mature active normal fault: A potential high permeability channel (Pirgaki fault, Corinth rift, Greece). *Tectonophysics, Natural Laboratories on Seismogenic Faults* 426, 61–76. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.02.023>
- Germa, A., 2008. Evolution volcano-tectonique de l'île de la Martinique (arc insulaire des Petites Antilles): nouvelles contraintes géochronologiques et géomorphologiques. Université Paris 11, France.
- Ghorbani, A., Revil, A., Coperey, A., Soueid Ahmed, A., Roque, S., Heap, M.J., Grandis, H., Viveiros, F., 2018. Complex conductivity of volcanic rocks and the geophysical mapping of alteration in volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 357, 106–127. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.014>
- Gillespie, P.A., Johnston, J.D., Loriga, M.A., McCaffrey, K.J.W., Walsh, J.J., Watterson, J., 1999. Influence of layering on vein systematics in line samples. *Geological Society, London, Special Publications* 155, 35–56. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.155.01.05>
- Gillespie, P.A., Walsh, J.J., Watterson, J., Bonson, C.G., Manzocchi, T., 2001. Scaling relationships of joint and vein arrays from The Burren, Co. Clare, Ireland. *Journal of Structural Geology* 23, 183–201. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00090-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00090-0)
- Gillot, P.Y., Hildenbrand, A., Lefèvre, J.C., Albore-Livadie, C., 2006. The K/Ar dating method: principle, analytical techniques, and application to Holocene volcanic eruptions in Southern Italy. *Vulcanologica Acta* 18, 55–66.
- Goff, F., Janik, C.J., 2000. Geothermal systems. *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press. Haraldur Sigurdsson, 817–834.
- Goldstein, B., Hiriart, G., Tester, J., Gutierrez-Negrin, L., Bertani, R., Bromley, C., Huenges, E., Ragnarsson, A., Mongillo, M., Lund, J.W., Rybach, L., Zui, V., Muraoka, H., 2012. Geothermal Energy, Nature, Use, and Expectations. *Encyclopedia of Sustainability Science and Technology*. Springer, New York, NY, 4190–4201. https://doi.org/10.1007/978-1-4419-0851-3_309
- Grossenbacher, K.A., McDuffie, S.M., 1995. Conductive cooling of lava: columnar joint diameter and stria width as functions of cooling rate and thermal gradient. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 69, 95–103. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00032-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00032-1)
- Guisseau, D., Mas, P.P., Beaufort, D., Girard, J.P., Inoue, A., Sanjuan, B., Petit, S., Lens, A., Genter, A., 2007. Significance of the depth-related transition montmorillonite-beidellite in the Bouillante geothermal field (Guadeloupe, Lesser Antilles). *American Mineralogist* 92, 1800–1813. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2398>
- Hadi, J., Harrison, C., Keller, J., Rejeki, S., 2005. Overview of Darajat Reservoir Characterization: A Volcanic Hosted Reservoir. Presented at the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 11.
- Haenel, R., Stegena, L., Rybach, L. (Eds.), 1988. *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination: with Guidelines and Recommendations of the International Heat Flow Commission*, Solid Earth Sciences Library. Springer Netherlands.
- Haffen, S., 2012. Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Bundsandstein d'Alsace. Université de Strasbourg, France.
- Haffen, S., Geraud, Y., Rosener, M., Diraison, M., 2017. Thermal conductivity and porosity maps for different materials: A combined case study of granite and sandstone. *Geothermics* 66, 143–150. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.12.005>
- Harris, A.J.L., Rowland, S.K., 2015. Chapter 17 - Lava Flows and Rheology. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, Amsterdam, 321–342. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00017-1>
- Hartley, M.E., Thordarson, T., 2009. Melt segregations in a Columbia River Basalt lava flow: A possible mechanism for the formation of highly evolved mafic magmas. *Lithos, The Genesis and Significance of Adakitic, High-Mg Andesites, and Other Refractory Magmas in Intra-Oceanic Forearc Settings* 112, 434–446. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.003>

- Hasterok, D., Webb, J., 2017. On the radiogenic heat production of igneous rocks. *Geoscience Frontiers* 8, 919–940. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.03.006>
- Heap, M.J., Farquharson, J.I., Baud, P., Lavalée, Y., Reuschle, T., 2015. Fracture and compaction of andesite in a volcanic edifice. *Bulletin of Volcanology* 77. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0938-7>
- Heap, M.J., Kennedy, B.M., 2016. Exploring the scale-dependent permeability of fractured andesite. *Earth and Planetary Science Letters* 447, 139–150. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.004>
- Heap, M.J., Wadsworth, F.B., 2016. Closing an open system: Pore pressure changes in permeable edifice rock at high strain rates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 315, 40–50. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.02.011>
- Houghton, B., Carey, R.J., 2015. Chapter 34 - Pyroclastic Fall Deposits. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, Amsterdam, 599–616. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00034-1>
- Howell, J.A., Martinius, A.W., Good, T.R., 2014. The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. Geological Society, London, Special Publications 387, SP387.12. <https://doi.org/10.1144/SP387.12>
- Hrouda, F., Buriánek, D., Krejčí, O., Chadima, M., 2015. Magnetic fabric and petrology of Miocene sub-volcanic sills and dykes emplaced into the SW Flysch Belt of the West Carpathians (S Moravia, Czech Republic) and their volcanological and tectonic implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 290, 23–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.12.001>
- Jacques, D., Maury, R., 1988a. Carte géologique à 1/20000, département de la Guadeloupe., BRGM, Service Géologique Nationale, Orléans, scale 1/20000, BRGM, Service Géologique Nationale, Orléans, BRGM, Service Géologique Nationale, Orléans. ed.
- Jacques, D., Maury, R., 1988b. L'archipel des Saintes (Guadeloupe, Petites Antilles): géologie et pétrologie. *Géologie de la France*, 11.
- Jacques, D., Maury, R.C., Bellon, H., 1984. Géologie et géochronologie 40K-40Ar des îles des Saintes (Guadeloupe). *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre* 299, 721–726.
- Jamtveit, B., Kobchenko, M., Austrheim, H., Malthe-Sorensen, A., Royne, A., Svensen, H., 2011. Porosity evolution and crystallization-driven fragmentation during weathering of andesite. *Journal of Geophysical Research* 116. <https://doi.org/10.1029/2011JB008649>
- Jamtveit, B., Putnis, C.V., Malthe-Sorensen, A., 2009. Reaction induced fracturing during replacement processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 157, 127–133. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0324-y>
- Jany, I., 1989. Neotectonique au sud des grandes antilles : collision (ride de beata, presqu'île de bahoruco) : subduction (fosse de los muertos), transtension (passage d'anegada). Université Pierre et Marie Curie Paris 6, Paris, France.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, T63–T67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Jelinek, V., 1977. *The Statistical Theory of Measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks and Its Application*. Geofyzika.
- Just, J., Kontny, A., 2012. Thermally induced alterations of minerals during measurements of the temperature dependence of magnetic susceptibility: a case study from the hydrothermally altered Soultz-sous-Forêts granite, France. *International Journal of Earth Sciences* 101, 819–839. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0668-9>
- Kattenhorn, S.A., Schaefer, C.J., 2008. Thermal–mechanical modeling of cooling history and fracture development in inflationary basalt lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 170, 181–197. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.10.002>
- Katz, Y., Weinberger, R., Aydin, A., 2004. Geometry and kinematic evolution of Riedel shear structures, Capitol Reef National Park, Utah. *Journal of Structural Geology* 26, 491–501. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.003>
- Kennedy, B.M., Wadsworth, F.B., Vasseur, J., Ian Schipper, C., Mark Jelinek, A., von Aulock, F.W., Hess, K.-U., Kelly Russell, J., Lavallée, Y., Nichols, A.R.L., Dingwell, D.B., 2016. Surface tension driven processes densify and retain permeability in magma and lava. *Earth and Planetary Science Letters* 433, 116–124.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.031>

- Killick, A.M., 2003. Fault Rock Classification: An aid to structural interpretation in mine and exploration geology. *South African Journal of Geology* 106, 395–402. <https://doi.org/10.2113/106.4.395>
- Kim, Y.-S., Sanderson, D.J., 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth Science Reviews* 68, 317–334. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.003>
- Klinkenberg, L.J., 1941. The Permeability Of Porous Media To Liquids And Gases. Presented at the Drilling and Production Practice, American Petroleum Institute.
- Kloubek, J., 1981. Hysteresis in porosimetry. *Powder Technology* 29, 63–73. [https://doi.org/10.1016/0032-5910\(81\)85005-X](https://doi.org/10.1016/0032-5910(81)85005-X)
- Komorowski, J.-C., Boudon, G., Michel, S., Beauducel, F., Anténor-Habazac, C., Bazin, S., Hammouya, G., 2005. Guadeloupe. Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles. Seismic Research Unit, University of the West Indies, 279.
- Komorowski, J.-C., Legendre, Y., Caron, B., Boudon, G., 2008. Reconstruction and analysis of sub-plinian tephra dispersal during the 1530 A.D. Soufrière (Guadeloupe) eruption: Implications for scenario definition and hazards assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Evaluating Explosive Eruption Risk at European Volcanoes* 178, 491–515. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.11.022>
- Kunii, D., Smith, J.M., 1960. Heat transfer characteristics of porous rocks. 6, 71–78. <https://doi.org/10.1002/aic.690060115>
- Lachassagne, P., Marechal, J.C., Sanjuan, B., 2009. Hydrogeological model of a high-energy geothermal field (Bouillante area, Guadeloupe, French West Indies). *Hydrogeology Journal* 17, 1589. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0486-3>
- Lardeaux, J.-M., Münch, P., Corsini, M., Cornée, J.-J., Verati, C., Lebrun, J.-F., Quillévére, F., Melinte-Dobrinescu, M., Léticée, J.-L., Fietzke, J., Mazabraud, Y., Cordey, F., Randrianasolo, A., 2013. La Désirade island (Guadeloupe, French West Indies): a key target for deciphering the role of reactivated tectonic structures in Lesser Antilles arc building. *Bulletin de La Société Géologique de France* 184, 21–34. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.184.1-2.21>
- Lattard, D., Engelmann, R., Kontny, A., Sauerzapf, U., 2006. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system: Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111, B12S28. <https://doi.org/10.1029/2006JB004591>
- Le Bas, M.J., Maitre, R.W.L., Streckeisen, A., Zanettin, B., IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. 27, 745–750.
- Le Garzic, E., 2010. Distribution multi-échelle de la fracturation dans les réservoirs cristallins : Influence de l'héritage structural. Exemples des marges obliques proximales du golfe d'Aden et de Catalogne. Université de Strasbourg, France.
- Le Garzic, E., de L'Hamaide, T., Diraison, M., Géraud, Y., Sausse, J., de Urreiztieta, M., Hauville, B., Champanhet, J.-M., 2011. Scaling and geometric properties of extensional fracture systems in the proterozoic basement of Yemen. Tectonic interpretation and fluid flow implications. *Journal of Structural Geology* 33, 519–536. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.01.012>
- Leclerc, F., Feuillet, N., Deplus, C., 2016. Interactions between active faulting, volcanism, and sedimentary processes at an island arc: Insights from Les Saintes channel, Lesser Antilles arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17, 2781–2802. <https://doi.org/10.1002/2016GC006337>
- Legendre, L., 2018. Cinématique des déformations fragiles dans la partie Nord de l'arc des Petites Antilles. Université des Antilles Pointe-à-Pitre, France.
- Legendre, Y., Gadalia, A., Bouchot, V., Devesnoges, Q., Bourdon, E., Coppo, N., Gal, F., Mathieu, F., Thinon, I., 2014. Reconnaissance préliminaire du potentiel géothermique de Haute Energie de la zone de Vieux-Habitants - Volcan du Sans-Toucher (GHEZAB). Rapport final No. BRGM/RP-63665-FR.
- Lenhardt, N., Götz, A.E., 2015. Geothermal reservoir potential of volcanoclastic settings: The Valley of Mexico, Central Mexico. *Renewable Energy* 77, 423–429. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2014.12.034>
- Lenhardt, N., Götz, A.E., 2011. Volcanic settings and their reservoir potential: An outcrop analog study on the Miocene Tepoztlán Formation, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 204, 66–75. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.03.007>

- Lesparre, N., Boyle, A., Grychtol, B., Cabrera, J., Marteau, J., Adler, A., 2016. Electrical resistivity imaging in transmission between surface and underground tunnel for fault characterization. *Journal of Applied Geophysics* 128, 163–178. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.03.004>
- Limberger, J., Calcagno, P., Manzella, A., Trumpy, E., Boxem, T., Pluymaekers, M.P.D., van Wees, J.-D., 2014. Assessing the prospective resource base for enhanced geothermal systems in Europe. *Geothermal Energy Science* 2, 55–71. <https://doi.org/10.5194/gtes-2-55-2014>
- Lockwood, J.P., Lipman, P.W., 1980. Recovery of datable charcoal beneath young lavas: Lessons from Hawaii. *Bulletin Volcanologique* 43, 609–615. <https://doi.org/10.1007/BF02597697>
- Lund, J.W., Boyd, T.L., 2016. Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review. *Geothermics* 60, 66–93. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.11.004>
- Macdonald, G.A., 1953. Pahoehoe, aa, and block lava. *American Journal of Science* 251, 169–191. <https://doi.org/10.2475/ajs.251.3.169>
- Macdonald, R., Hawkesworth, C.J., Heath, E., 2000. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews* 49, 1–76. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00069-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00069-0)
- Manga, M., Hornbach, M.J., Le Friant, A., Ishizuka, O., Stroncik, N., Adachi, T., Aljahdali, M., Boudon, G., Breitzkreuz, C., Fraass, A., Fujinawa, A., Hatfield, R., Jutzeler, M., Kataoka, K., Lafuerza, S., Maeno, F., Martinez-Colon, M., McCanta, M., Morgan, S., Palmer, M.R., Saito, T., Slagle, A., Stinton, A.J., Subramanyam, K.S.V., Tamura, Y., Talling, P.J., Villemant, B., Wall-Palmer, D., Wang, F., 2012. Heat flow in the Lesser Antilles island arc and adjacent back arc Grenada basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13, Q08007. <https://doi.org/10.1029/2012GC004260>
- Marett, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12, 973–986. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90093-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E)
- Martínez-Martínez, J., Benavente, D., García del Cura, M.A., 2007. Petrographic quantification of brecciated rocks by image analysis. Application to the interpretation of elastic wave velocities. *Engineering Geology* 90, 41–54. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.12.002>
- Martínez-Martínez, J., Benavente, D., García-del-Cura, M.A., 2011. Spatial attenuation: The most sensitive ultrasonic parameter for detecting petrographic features and decay processes in carbonate rocks. *Engineering Geology* 119, 84–95. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.02.002>
- Martin-Kaye, P.H.A., 1959. *Geology of the Leeward and British Virgin Islands*.
- Martin-Kaye, P.H.A., Overseas Geological Surveys (Great Britain), 1969. *A summary of the geology of the Lesser Antilles*. H.M.S.O., London.
- Mas, A., Guisseau, D., Patrier Mas, P., Beaufort, D., Genter, A., Sanjuan, B., Girard, J.P., 2006. Clay minerals related to the hydrothermal activity of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 380–400. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.010>
- Massiot, C., Nicol, A., Townend, J., McNamara, D.D., Garcia-Sellés, D., Conway, C.E., Archibald, G., 2017. Quantitative geometric description of fracture systems in an andesite lava flow using terrestrial laser scanner data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 341, 315–331. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.036>
- Mathieu, L., 2010. *The structure of Guadeloupe, Maderas and Mt Cameroon volcanoes and the impact of strike-slip movements*. Université Blaise Pascal - Clermont Ferrand II; Trinity College Dublin.
- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Pilato, M., Troll, V.R., 2011. The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones; analogue models and natural examples. *Journal of Structural Geology* 33, 898–906. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.03.003>
- Maury, R.C., Westbrook, G.K., Baker, P.E., Bouysse, P., Westercamp, D., 1990. *Geology of the Lesser Antilles. The Geology of North America H, The Caribbean Region*, 141–166.
- Mayer, K., Scheu, B., Montanaro, C., Yilmaz, T.I., Isaia, R., Aßbichler, D., Dingwell, D.B., 2016. Hydrothermal alteration of surficial rocks at Solfatara (Campi Flegrei): Petrophysical properties and implications for phreatic eruption processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 320, 128–143. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.020>
- McCaffrey, K.J.W., Sleight, J.M., Pugliese, S., Holdsworth, R.E., 2003. Fracture formation and evolution in crystalline rocks: Insights from attribute analysis. *Geological Society, London, Special Publications* 214, 109–124. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.214.01.07>

- Micklethwaite, S., Ford, A., Witt, W., Sheldon, H.A., 2015. The where and how of faults, fluids and permeability – insights from fault stepovers, scaling properties and gold mineralisation. *Geofluids* 15, 240–251. <https://doi.org/10.1111/gfl.12102>
- Mielke, P., Bär, K., Sass, I., 2017. Determining the relationship of thermal conductivity and compressional wave velocity of common rock types as a basis for reservoir characterization. *Journal of Applied Geophysics* 140, 135–144. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.04.002>
- Mielke, P., Nehler, M., Bignall, G., Sass, I., 2015. Thermo-physical rock properties and the impact of advancing hydrothermal alteration — A case study from the Tauhara geothermal field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.04.007>
- Mielke, P., Weinert, S., Bignall, G., Sass, I., 2016. Thermo-physical rock properties of greywacke basement rock and intrusive lavas from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 324, 179–189. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.002>
- Milicich, S.D., Chambefort, I., Wilson, C.J.N., Charlier, B.L.A., Tepley, F.J., 2018. The hydrothermal evolution of the Kawerau geothermal system, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 353, 114–131. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.01.012>
- Milicich, S.D., Clark, J.P., Wong, C., Askari, M., 2016. A review of the Kawerau Geothermal Field, New Zealand. *Geothermics, Taupo Volcanic Zone Geothermal Systems, New Zealand: Exploration, Science and Development* 59, 252–265. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.06.012>
- Millot, R., Scaillet, B., Sanjuan, B., 2010. Lithium isotopes in island arc geothermal systems: Guadeloupe, Martinique (French West Indies) and experimental approach. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 1852–1871. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.12.007>
- Minissale, A., 1991. The Larderello geothermal field: a review. *Earth-Science Reviews* 31, 133–151. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(91\)90018-B](https://doi.org/10.1016/0012-8252(91)90018-B)
- Mitchell, T.M., Faulkner, D.R., 2009. The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology* 31, 802–816. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.05.002>
- Moeck, I., Schandelmeier, H., Holl, H.-G., 2009. The stress regime in a Rotliegend reservoir of the Northeast German Basin. *International Journal of Earth Sciences* 98, 1643–1654. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0316-1>
- Moeck, I.S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 37, 867–882. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>
- Morgan, S., Jones, R., Conner, J., Student, J., Schaner, M., Horsman, E., Blanquat, M. de S., 2017. Magma sheets defined with magnetic susceptibility in the Maiden Creek sill, Henry Mountains, Utah, USA. *Geology* 45, 599–602. <https://doi.org/10.1130/G38932.1>
- Morgan, S., Stanik, A., Horsman, E., Tikoff, B., de Saint Blanquat, M., Habert, G., 2008. Emplacement of multiple magma sheets and wall rock deformation: Trachyte Mesa intrusion, Henry Mountains, Utah. *Journal of Structural Geology* 30, 491–512. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.01.005>
- Munch, P., Cornee, J.-J., Lebrun, J.-F., Quillevere, F., Verati, C., Melinte-Dobrinescu, M., Demory, F., Smith, B., Jourdan, F., Lardeaux, J.-M., De Min, L., Leticée, J.-L., Randrianasolo, A., 2014. Pliocene to Pleistocene vertical movements in the forearc of the Lesser Antilles subduction: insights from chronostratigraphy of shallow-water carbonate platforms (Guadeloupe archipelago). *Journal of the Geological Society* 171, 329–341. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-005>
- Nagle, F., Stipp, J.J., Fisher, D.E., 1976. K-Ar geochronology of the Limestone Caribbees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies. *Earth and Planetary Science Letters* 29, 401–412. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90145-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90145-X)
- Nasruddin, Idrus Alhamid, M., Daud, Y., Surachman, A., Sugiyono, A., Aditya, H.B., Mahlia, T.M.I., 2016. Potential of geothermal energy for electricity generation in Indonesia: A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 53, 733–740. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2015.09.032>
- Nédélec, A., Bouchez, J.-L., Wever, P. de, 2011. *Pétrologie des granites: structure, cadre géologique*. Vuibert : Société géologique de France, Paris, France.
- Oliva-Urcia, B., Kontny, A., Vahle, C., Schleicher, A.M., 2011. Modification of the magnetic mineralogy in basalts due to fluid–rock interactions in a high-temperature geothermal system (Krafla, Iceland). *Geophysical*

- Ollier, C.D., 1971. Causes of spheroidal weathering. *Earth-Science Reviews* 7, 127–141. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(71\)90005-5](https://doi.org/10.1016/0012-8252(71)90005-5)
- Pambudi, N.A., 2017. Geothermal power generation in Indonesia, a country within the ring of fire: Current status, future development and policy. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2017.06.096>
- Panaiotu, C., Necula, C., Merezeanu, T., Panaiotu, A., Corban, C., 2011. Anisotropy of magnetic susceptibility of quaternary lava flows from the east Carpathians. *Romanian Reports in Physics* 63, 526–534.
- Patonin, A.V., 2003. Anisotropy of the rock drill core elastic properties at uniaxial loading. *Russian Journal of Earth Sciences* 5, 299–306. <https://doi.org/10.2205/2003ES000130>
- Patrier, P., Beaufort, D., Mas, A., Traineau, H., 2003. Surficial clay assemblage associated with the hydrothermal activity of Bouillante (Guadeloupe, French West Indies). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126, 143–156. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00133-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00133-1)
- Patrier, P., Bruzac, S., Pays, R., Beaufort, D., Bouchot, V., Verati, C., Gadalia, A., 2013. Occurrence of K-feldspar-bearing hydrothermal breccias in the Bouillante geothermal field (Basse Terre – Guadeloupe). *Bulletin de La Société Géologique de France* 184, 119–128. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.184.1-2.119>
- Peacock, D.C.P., Dimmen, V., Rotevatn, A., Sanderson, D.J., 2017. A broader classification of damage zones. *Journal of Structural Geology* 102, 179–192. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.08.004>
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Phillips, J.C., Humphreys, M.C.S., Daniels, K.A., Brown, R.J., Witham, F., 2013. The formation of columnar joints produced by cooling in basalt at Staffa, Scotland. *Bulletin of Volcanology* 75, 715. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0715-4>
- Pichavant, M., Mysen, B.O., Macdonald, R., 2002. Source and H₂O content of high-MgO magmas in island arc settings: an experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, lesser antilles arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2193–2209. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00891-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00891-2)
- Pinti, D.L., Castro, M.C., Lopez-Hernandez, A., Han, G., Shouakar-Stash, O., Hall, C.M., Ramirez-Montes, M., 2017. Fluid circulation and reservoir conditions of the Los Humeros Geothermal Field (LHGF), Mexico, as revealed by a noble gas survey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 333–334, 104–115. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.01.015>
- Place, J., 2010. Caractérisation des chemins de circulations de fluides dans le réseau poreux d'un batholite granitique : Application au site géothermique de Soultz-sous-Forêts. Université de Strasbourg, France.
- Pola, A., Crosta, G., Fusi, N., Barberini, V., Norini, G., 2012. Influence of alteration on physical properties of volcanic rocks. *Tectonophysics* 566–567, 67–86. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.017>
- Pola, A., Crosta, G.B., Fusi, N., Castellanza, R., 2014. General characterization of the mechanical behaviour of different volcanic rocks with respect to alteration. *Engineering Geology* 169, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.11.011>
- Popov, Y.A., Pribnow, D.F.C., Sass, J.H., Williams, C.F., Burkhardt, H., 1999. Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. *Geothermics* 28, 253–276. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(99\)00007-3](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(99)00007-3)
- Poussineau, S., 2005. Dynamique des magmas andésitiques : approche expérimentale et pétrostructurale : application à la Soufrière de Guadeloupe et à la Montagne Pelée. Université d'Orléans, France.
- Pozzi, J.-P., Le Mouel, J.-L., Rossignol, J.C., Zlotnicki, J., 1979. Magnetic observations made on la soufriere volcano (guadeloupe) during the 1976–1977 crisis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5, 217–237. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(79\)90017-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90017-9)
- Pruess, K., Bodvarsson, G.S., 1984. Thermal Effects of Reinjection in Geothermal Reservoirs With Major Vertical Fractures. *Journal of Petroleum Technology* 36, 1 567-1 578. <https://doi.org/10.2118/12099-PA>
- Rad, S., Rivé, K., Vittecoq, B., Cerdan, O., Allègre, C.J., 2013. Chemical weathering and erosion rates in the Lesser Antilles: An overview in Guadeloupe, Martinique and Dominica. *Journal of South American Earth Sciences* 45, 331–344. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.004>

- Ratouis, T.M.P., Zarrouk, S.J., 2016. Factors controlling large-scale hydrodynamic convection in the Taupo Volcanic Zone (TVZ), New Zealand. *Geothermics, Taupo Volcanic Zone Geothermal Systems, New Zealand: Exploration, Science and Development* 59, 236–251. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.09.003>
- Reidel, S.P., Camp, V.E., Martin, B.S., Tolan, T.L., Wolff, J.A., 2016. The Columbia River Basalt Group of western Idaho and eastern Washington—Dikes, vents, flows, and tectonics along the eastern margin of the flood basalt province. In: Lewis, R.S., Schmidt, K.L. (Eds.), *Exploring the Geology of the Inland Northwest*. Geological Society of America, 127–150. [https://doi.org/10.1130/2016.0041\(04\)](https://doi.org/10.1130/2016.0041(04))
- Rejeki, S., Hadi, J., Suhayati, I., 2005. Porosity Study for Detail Reservoir Characterization in Darajat Geothermal Field, West Java, Indonesia. *Proceedings, World Geothermal Congress, Antalya, Turkey*.
- Reyes, A.G., 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43, 279–309. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90057-M](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90057-M)
- Reyes-Dávila, G.A., Arámbula-Mendoza, R., Espinasa-Pereña, R., Pankhurst, M.J., Navarro-Ochoa, C., Savov, I., Vargas-Bracamontes, D.M., Cortés-Cortés, A., Gutiérrez-Martínez, C., Valdés-González, C., Domínguez-Reyes, T., González-Amezcuca, M., Martínez-Fierros, A., Ramírez-Vázquez, C.A., Cárdenas-González, L., Castañeda-Bastida, E., Vázquez Espinoza de los Monteros, D.M., Nieto-Torres, A., Campion, R., Courtois, L., Lee, P.D., 2016. Volcán de Colima dome collapse of July, 2015 and associated pyroclastic density currents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 320, 100–106. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.015>
- Ricci, J., 2014. Évolution spatio-temporelle du volcanisme de Basse-Terre (Guadeloupe, Petites Antilles) revisitée à partir de nouvelles données géochronologiques, géochimiques et géomorphologiques. Université Paris 11, France.
- Ricci, J., Lahitte, P., Quidelleur, X., 2015a. Construction and destruction rates of volcanoes within tropical environment: Examples from the Basse-Terre Island (Guadeloupe, Lesser Antilles). *Geomorphology* 228, 597–607. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.002>
- Ricci, J., Quidelleur, X., Lahitte, P., 2015b. Volcanic evolution of central Basse-Terre Island revisited on the basis of new geochronology and geomorphology data. *Bulletin of Volcanology* 77, 84. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0970-7>
- Ricci, J., Quidelleur, X., Pallares, C., Lahitte, P., 2017. High-resolution K-Ar dating of a complex magmatic system: The example of Basse-Terre Island (French West Indies). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.07.013>
- Ringebach, J., Kergaravat, C., Ribes, C., Darnault, R., Haller, D., Salel, J., Callot, J., 2015. Salt Tectonics in the Sivas Basin (Turkey): Outstanding Seismic Analogues From Outcrops. *International Conference and Exhibition, Melbourne, Australia 13-16 September 2015, SEG Global Meeting Abstracts. Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists*, 122–122. <https://doi.org/10.1190/ice2015-2209379>
- Riveros, K., Veloso, E., Campos, E., Menzies, A., Véliz, W., 2014. Magnetic properties related to hydrothermal alteration processes at the Escondida porphyry copper deposit, northern Chile. *Mineralium Deposita* 49. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0514-7>
- Robertson, R.E.A., 2005. St. Kitts. *Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles*. Lindsay J. M., Robertson R. E. A., Shepherd J. B., Shahiba A., 279.
- Roduit, N., 2007. JMicroVision : un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent. Université de Genève, Suisse.
- Roobol, M.J., Smith, A.L., 2015. Geological map of St. Kitts, West Indies.
- Roobol, M.J., Smith, A.L., Wright, J.V., 1981. Revisions in the pyroclastic stratigraphy of Mt Misery volcano, St. Kitts, Lesser Antilles: ¹⁴C ages and recognition of pyroclastic flow deposits. *Journal of the Geological Society* 138, 713–718. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.138.6.0713>
- 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. *Scientific Reports* 6, 1–11. <https://doi.org/10.1038/srep29899>
- Rosener, M., 2007. Etude pétrophysique et modélisation des effets des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte géothermique de Soultz-sous-Forêts. Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

- Rousset Tournier, B., 2001. Transferts par capillarité et évaporation dans des roches - Rôle des structures de porosité. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, Strasbourg, France.
- Rowland, J.V., Sibson, R.H., 2004. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geofluids* 4, 259–283. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2004.00091.x>
- Rowland, J.V., Simmons, S.F., 2012. Hydrologic, Magmatic, and Tectonic Controls on Hydrothermal Flow, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Implications for the Formation of Epithermal Vein Deposits. *Economic Geology* 107, 427–457. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.3.427>
- Royer, J.J., Michard, A., Danis, M., Albarède, F., 1985. Arguments isotopiques et hydrochimiques en faveur d'une venue hydrothermale dans la nappe du Trias Inférieur (région de Vittel, Vosges). *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences* 301, 163–166.
- Røyne, A., Jamtveit, B., Mathiesen, J., Malthé-Sørensen, A., 2008. Controls on rock weathering rates by reaction-induced hierarchical fracturing. *Earth and Planetary Science Letters* 275, 364–369. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.035>
- Ruzié, L., Moreira, M., Crispi, O., 2012. Noble gas isotopes in hydrothermal volcanic fluids of La Soufrière volcano, Guadeloupe, Lesser Antilles arc. *Chemical Geology* 304–305, 158–165. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.012>
- Rybach, L., 1976. Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters. *Pure and Applied Geophysics* 114, 309–317. <https://doi.org/10.1007/BF00878955>
- Rye, R.O., 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical Geology, Geochemistry of Sulfate Minerals: A Tribute to Robert O. Rye* 215, 5–36. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.034>
- Sadowski, G., 2012. A Short Review on the Importance of Collonades, Entablatures and “Fault-Joints.” *Soils and Rocks* Vol.:35, 297.
- Sak, P.B., Navarre-Sitchler, A.K., Miller, C.E., Daniel, C.C., Gaillardet, J., Buss, H.L., Lebedeva, M.I., Brantley, S.L., 2010. Controls on rind thickness on basaltic andesite clasts weathering in Guadeloupe. *Chemical Geology* 276, 129–143. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.05.002>
- Salaün, A., Villemant, B., Gérard, M., Komorowski, J.-C., Michel, A., 2011. Hydrothermal alteration in andesitic volcanoes: Trace element redistribution in active and ancient hydrothermal systems of Guadeloupe (Lesser Antilles). *Journal of Geochemical Exploration, Geochemistry for Geological-Environmental Studies* 111, 59–83. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.06.004>
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J., Ravat, D., Smith, R., 2007. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge* 26, 1502–1505. <https://doi.org/10.1190/1.2821934>
- Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P., Gillot, P.Y., 2012. Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): Competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma. *Geomorphology* 136, 132–147. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.009>
- Samper, A., 2007. Etude géochronologique, aspects géomorphologiques et géochimiques du volcanisme de l'île de Basse Terre (Guadeloupe), et datation des structures d'effondrement de flanc majeures de l'arc des Petites Antilles. Université de Paris-Sud, France.
- Samper, A., Quidelleur, X., Komorowski, J.-C., Lahitte, P., Boudon, G., 2009. Effusive history of the Grande Découverte Volcanic Complex, southern Basse-Terre (Guadeloupe, French West Indies) from new K–Ar Cassagnol–Gillot ages. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 187, 117–130. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.016>
- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P., Mollex, D., 2007. Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island: Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc). *Earth and Planetary Science Letters* 258, 175–191. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.030>
- Sanjuan, B., Brach, M., 2015. Geochemical Monitoring of the Thermal Manifestations Located Near the Bouillante Geothermal Power Plant, in Guadeloupe (FWI). *Procedia Earth and Planetary Science, 11th Applied Isotope Geochemistry Conference AIG-11* 13, 25–29. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2015.07.006>
- Sanjuan, B., Brach, M., Lasne, E., 2001. Bouillante geothermal field: mixing and water/rock interaction processes at 250°C. In: Cidu, R. (Ed.), *Water Rock Interaction, WRI-10, International Symposium on Water Rock Interaction*. A.A. Balkema Publishers, Villasimius, Italy, 911–914.

- Sanjuan, B., Lasne, E., Brach, M., 2000. Bouillante Geothermal Field (Guadeloupe, West Indies): Geochemical monitoring during a thermal simulation operation. Presented at the Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, 8.
- Sanjuan, B., Le Nindre, Y.-M., Menjot, A., Sbai, A., Brach, M., Lasne, E., 2004. Travaux de recherche liés au développement du champ géothermique de Bouillante (Guadeloupe). Rapport BRGM No. RP-53136-FR. BRGM.
- Sanjuan, B., Traineau, H., 2008. Development of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French West Indies). IGA News Quaterly n°73, 5–9.
- Schön, J.H., 2015. Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. Elsevier.
- Scibek, J., Gleeson, T., McKenzie, J.M., 2016. The biases and trends in fault zone hydrogeology conceptual models: global compilation and categorical data analysis. 16, 782–798. <http://dx.doi.org/10.1111/gfl.12188>
- Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* 18, 1031–1042. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(96\)00032-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00032-6)
- Sibson, R.H., 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. Geological Society, London, Special Publications 78, 69–84. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.078.01.07>
- Sibson, R.H., Rowland, J.V., 2003. Stress, fluid pressure and structural permeability in seismogenic crust, North Island, New Zealand. *Geophysical Journal International* 154, 584–594. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01965.x>
- Sigurdsson, O., 2010. The Reykjanes seawater geothermal system-Its exploitation under regulatory constraints. Presented at the Proceedings Geothermal Congress 2010, 7.
- Simpson, M.P., Bignall, G., 2016. Undeveloped high-enthalpy geothermal fields of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geothermics, Taupo Volcanic Zone Geothermal Systems, New Zealand : Exploration, Science and Development* 59, 325–346. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.08.006>
- Siratovich, P., Davidson, J., Villeneuve, M., Gravley, D., Kennedy, B., Cole, J., Wyering, L., Price, L., 2012. Physical and mechanical properties of the Rotokawa Andesite from production wells RK 27 _ L2, RK 28 and RK 30. Proceedings New Zealand Geothermal Workshop 19-21 November.
- Siratovich, P., Heap, M.J., Villeneuve, M., W Cole, J., Reuschlé, T., 2014. Physical property relationships of the Rotokawa Andesite, a significant geothermal reservoir rock in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geothermal Energy* 1, 10. <https://doi.org/10.1186/s40517-014-0010-4>
- Sizun, J.-P., 1995. Modifications des structures de porosité de grès lors de transformations pétrographiques dans la diagenèse et l'hydrothermalisme : application au trias de la marge ardéchoise et du fosse rhénan. Université de Strasbourg, France.
- Sousa, L.M.O., Suárez del Río, L.M., Calleja, L., Ruiz de Argandoña, V.G., Rey, A.R., 2005. Influence of microfractures and porosity on the physico-mechanical properties and weathering of ornamental granites. *Engineering Geology* 77, 153–168. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.10.001>
- Spörli, K.B., Rowland, J.V., 2006. 'Column on column' structures as indicators of lava/ice interaction, Ruapehu andesite volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 294–310. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.004>
- Stanchits, S.A., Lockner, D.A., Ponomarev, A.V., 2003. Anisotropic Changes in P-Wave Velocity and Attenuation during Deformation and Fluid Infiltration of Granite. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93, 1803–1822. <https://doi.org/10.1785/0120020101>
- Stanek, M., 2013. Structural and petrophysical characterisation of granite : intended for radioactive waste stocking. Université de Strasbourg, France.
- Stanek, M., Geraud, Y., Lexa, O., Spacek, P., Ulrich, S., Diraison, M., 2013. Elastic anisotropy and pore space geometry of Schlieren granite : direct 3D measurement at high confining pressure combined with microfabric analysis. *Geophysical Journal International* 194, 383–394.
- Stein, S., Engeln, J.F., Wiens, D.A., Fujita, K., Speed, R.C., 1982. Subduction seismicity and tectonics in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 87, 8642–8664. <https://doi.org/10.1029/JB087iB10p08642>
- Steinthórsson, S., Sveinbjörnsdóttir, A.E., 1981. Opaque minerals in geothermal well no. 7, Krafla, Northern Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 10, 245–261. <https://doi.org/10.1016/0377->

- Stimac, J., Goff, F., Goff, C.J., 2015. Chapter 46 - Intrusion-Related Geothermal Systems. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, Amsterdam, 799–822. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00046-8>
- Stimac, J.A., Powell, T.S., Golla, G.U., 2004. Porosity and permeability of the Tiwi geothermal field, Philippines, based on continuous and spot core measurements. *Geothermics, Philippine Geothermal Systems Response to Production* 33, 87–107. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2003.03.002>
- Surma, F., Geraud, Y., 2003. Porosity and Thermal Conductivity of the Soultz-sous-Forêts Granite. *Pure and Applied Geophysics* 160, 1125–1136. <https://doi.org/10.1007/PL00012564>
- Symithe, S., Calais, E., de Chabaliér, J.B., Robertson, R., Higgins, M., 2015. Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 2014JB011779. <https://doi.org/10.1002/2014JB011779>
- Tanikawa, W., Shimamoto, T., 2006. Klinkenberg effect for gas permeability and its comparison to water permeability for porous sedimentary rocks. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 3, 1315–1338.
- Tardani, D., Reich, M., Roulleau, E., Takahata, N., Sano, Y., Pérez-Flores, P., Sánchez-Alfaro, P., Cembrano, J., Arancibia, G., 2016. Exploring the structural controls on helium, nitrogen and carbon isotope signatures in hydrothermal fluids along an intra-arc fault system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 184, 193–211. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.04.031>
- Tarling, D., Hrouda, F. (Eds.), 1993. *Magnetic Anisotropy of Rocks*. Springer Netherlands.
- ten Brink, U., Lin, J., 2004. Stress interaction between subduction earthquakes and forearc strike-slip faults: Modeling and application to the northern Caribbean plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109, B12310. <https://doi.org/10.1029/2004JB003031>
- Teranov, 2017. Rapport de synthèse des études géologiques. Contribution à l'étude du potentiel géothermique du PER de Vieux-Habitants (Basse-Terre de la Guadeloupe).
- Thébault, E., Finlay, C.C., Beggan, C.D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coïsson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kuang, W., Lalanne, X., Langlais, B., Lèger, J.-M., Lesur, V., Lowes, F.J., Macmillan, S., Manda, M., Manoj, C., Maus, S., Olsen, N., Petrov, V., Ridley, V., Rother, M., Sabaka, T.J., Saturnino, D., Schachtschneider, R., Sirol, O., Tangborn, A., Thomson, A., Toffner-Clausen, L., Vigneron, P., Wardinski, I., Zvereva, T., 2015. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space* 67, 79. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>
- Thinon, I., Guennoc, P., Bitri, A., Truffert, C., 2010. Study of the Bouillante Bay (West Basse-Terre Island shelf): contribution of geophysical surveys to the understanding of the structural context of Guadeloupe (French West Indies-Lesser Antilles). *Bulletin de La Société Géologique de France* 181, 51–65.
- Thörn, J., Fransson, Å., 2013. Fracture Aperture Measurement and Consequences for Grouting. *Proceedings of the 7th Nordic Grouting Symposium, Gothenburg, Sweden* 183–193.
- Traineau, H., Sanjuan, B., Lasne, E., 2015. Main results of a long-term monitoring of the Bouillante geothermal reservoir during its exploitation. Presented at the Proceedings World Geothermal Congress 2015, 9.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 2007. *Structural geology*, 2nd ed. ed.
- Vallance, J.W., Iverson, R.M., 2015. Chapter 37 - Lahars and Their Deposits. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, Amsterdam, 649–664. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00037-7>
- van Wyk de Vries, B., Davies, T., 2015. Chapter 38 - Landslides, Debris Avalanches, and Volcanic Gravitational Deformation. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, Amsterdam, 665–685. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00038-9>
- van Wyk de Vries, B., van W. de Kerle, N., Petley, D., 2000. Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology* 28, 167–170. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<167:SCFACV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<167:SCFACV>2.0.CO;2)
- Verati, C., Lardeaux, J.-M., Favier, A., Corsini, M., Philippon, M., Legendre, L., 2018. Arc-related metamorphism in the Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles active island arc): First report and consequences. *Lithos*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.005>
- Verati, C., Mazabraud, Y., Lardeaux, J.-M., Corsini, M., Schneider, D., Voitus, E., Zami, F., 2016. Tectonic

- evolution of Les Saintes Archipelago (Guadeloupe, French West Indies); relation with the Lesser Antilles arc system. *Bulletin de La Societe Geologique de France* 187, 3–10. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.187.1.3>
- Verati, C., Patrier-Mas, P., Lardeaux, J.M., Bouchot, V., 2014. Timing of geothermal activity in an active island-arc volcanic setting: First ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating from Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French West Indies). *Geological Society, London, Special Publications* 378, 285–295. <https://doi.org/10.1144/SP378.19>
- Villemant, B., Komorowski, J.C., Dessert, C., Michel, A., Crispi, O., Hammouya, G., Beauducel, F., De Chabaliere, J.B., 2014. Evidence for a new shallow magma intrusion at La Soufrière of Guadeloupe (Lesser Antilles). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 285, 247–277. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.002>
- Vinciguerra, S., Del Gaudio, P., Mariucci, M.T., Marra, F., Meredith, P.G., Montone, P., Pierdominici, S., Scarlato, P., 2009. Physical properties of tuffs from a scientific borehole at Alban hills volcanic district (central Italy). *Tectonophysics, Understanding Stress and Deformation in Active Volcanoes* 471, 161–169. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.010>
- Vinciguerra, S., Trovato, C., Meredith, P.G., Benson, P.M., Troise, C., Natale, G.D., 2006. Understanding the Seismic Velocity Structure of Campi Flegrei Caldera (Italy): From the Laboratory to the Field Scale. *Pure and Applied Geophysics* 163, 2205–2221. <https://doi.org/10.1007/s00024-006-0118-y>
- Vye-Brown, C., Self, S., Barry, T.L., 2013. Architecture and emplacement of flood basalt flow fields: case studies from the Columbia River Basalt Group, NW USA. *Bulletin of Volcanology* 75, 697. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0697-2>
- Walter, B., 2016. Réservoirs de socle en contexte extensif : genèse, géométries et circulations de fluides : exemples du rift intracontinental du lac Albert (Ouganda) et de la marge proximale d’Ifni (Maroc). Université de Lorraine, France.
- Walter, B., Géraud, Y., Bartier, D., Kluska, J.-M., Diraison, M., Morlot, C., Raison, F., 2018. Petrophysical and mineralogical evolution of weathered crystalline basement in western Uganda: Implications for fluid transfer and storage. *AAPG Bulletin* 102, 1035–1065. <https://doi.org/10.1306/0810171610917171>
- Washburn, E.W., 1921a. The Dynamics of Capillary Flow. *Physical Review* 17, 273–283. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.17.273>
- Washburn, E.W., 1921b. Note on a Method of Determining the Distribution of Pore Sizes in a Porous Material. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 7, 115–116.
- Westbrook, G.K., Ladd, J.W., Buhl, P., Bangs, N., Tiley, G.J., 1988. Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex. *Geology* 16, 631–635. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0631:CSOAAW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0631:CSOAAW>2.3.CO;2)
- Westercamp, D., 1988. Magma generation in the Lesser Antilles: geological constraints. *Tectonophysics* 149, 145–163.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilmarth, M., Stimac, J., 2015. Power density in geothermal fields. *Proceedings. Presented at the World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*, 7.
- Wilson, C.J.N., Rowland, J.V., 2016. The volcanic, magmatic and tectonic setting of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, reviewed from a geothermal perspective. *Geothermics, Taupo Volcanic Zone Geothermal Systems, New Zealand: Exploration, Science and Development* 59, 168–187. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.06.013>
- Woodcock, N.H., Mort, K., 2008. Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geological Magazine* 145, 435–440. <https://doi.org/10.1017/S0016756808004883>
- Wyering, L.D., Villeneuve, M., Kennedy, B., Gravley, D.M., Siratovich, P., 2017. Using drilling and geological parameters to estimate rock strength in hydrothermally altered rock – A comparison of mechanical specific energy, R/N-W/D chart and Alteration Strength Index. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.05.008>
- Wyering, L.D., Villeneuve, M., Wallis, I., Siratovich, P., Kennedy, B., Gravley, D.M., Cant, J.L., 2014. Mechanical and physical properties of hydrothermally altered rocks, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 288. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.10.008>
- Yi, J., Wang, P., Gao, Y., Yao, R., Zhao, R., Chen, C., 2015. Vesicle distribution in basalt lava flow units in the

- Mesozoic rift basins of northeast China and its application in gas reservoir prediction. *Canadian Journal of Earth Sciences* 53, 59–70. <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0004>
- Zami, F., Quidelleur, X., Ricci, J., Lebrun, J.-F., Samper, A., 2014. Initial sub-aerial volcanic activity along the central Lesser Antilles inner arc: New K–Ar ages from Les Saintes volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 287, 12–21. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.09.011>
- Zamora, M., Sartois, G., Chelini, W., 1994. Laboratory measurements of ultrasonic wave velocities in rocks from the Campi Flegrei volcanic system and their relation to other field data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 13553–13561. <https://doi.org/10.1029/94JB00121>
- Zhao, J., Tso, C.P., 1993. Heat transfer by water flow in rock fractures and the application to hot dry rock geothermal systems. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 30, 633–641. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(93\)91223-6](https://doi.org/10.1016/0148-9062(93)91223-6)
- Zimbelman, D.R., Rye, R.O., Breit, G.N., 2005. Origin of secondary sulfate minerals on active andesitic stratovolcanoes. *Chemical Geology, Geochemistry of Sulfate Minerals: A Tribute to Robert O. Rye* 215, 37–60. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.056>
- Zinsner, B., Pellerin, F.M., 2007. *A geoscientist's guide to petrophysics*, Editions Technip. ed, IFP Publications. Paris, France.

Table des figures

Figure 0-1 – a) Localisation du PER (en rouge) et de l'unique volcan actif de Guadeloupe (la Soufrière). Fond RGE ALTI 5 m. b) Modèle schématique conceptuel expliquant, à l'échelle de l'île de Basse-Terre, l'origine et la localisation du champ géothermique de Bouillante (d'après Lachassagne et al., 2009).	21
Figure 0-2 – a) Localisation des trois zones d'études majeures de cette thèse (en rouge). Fond RGE alti 5 m. b) Principales structures et complexes volcaniques de Basse-Terre (d'après Feuillet et al., 2002; Samper et al., 2007; Mathieu, 2010; Mathieu et al., 2011; Calcagno et al., 2012). c) Schéma structural et carte géologique de Terre-de-Haut (d'après Verati et al., 2016).	23
Figure 0-3 – Diagramme de Lindal d'après le nom d'un ingénieur chimiste islandais représentant les usages potentiels de la vapeur des fluides chauds en fonction de leur température (d'après Arnórsson et al., 2015).	24
Figure 0-4 – Capacité mondiale installée (en MWe) entre 1950 et 2015 et production d'électricité (en GWh) (d'après Bertani, 2016).	26
Figure 0-5 – Capacité de production d'électricité par la géothermie en 2015 (12,6 GWe d'après Bertani, 2016).	27
Figure 0-6 – Champs géothermiques installés dans le monde et limites majeures de plaques tectoniques (d'après Moeck, 2014). Types de systèmes géothermiques et exemples de champs associés : CV – transfert de chaleur dominé par la convection et CD – transfert de chaleur dominé par la conduction.	28
Figure 0-7 – Densité de puissance en fonction de la température moyenne du réservoir pour 66 champs géothermiques replacés dans leur contexte géodynamique (Wilmarth et Stimac, 2015).	30
Figure 1-1 – a) Système géothermique lié à un champ volcanique typique d'un magmatisme sur zone de subduction (d'après Moeck, 2014). b) Modèle conceptuel d'un système géothermique au sein d'un stratovolcan andésitique exposant la distribution des fluides géothermaux majeurs. Le réservoir exploitable se trouve couramment dans des horizons $\geq 220^{\circ}\text{C}$. La profondeur à laquelle se situent les réservoirs est généralement $\leq 1,5$ km, tandis que la profondeur des intrusions varie de 2 à 10 km. L'extension latérale du réservoir et de l'outflow peut dépasser 20 km (d'après Stimac et al., 2015).	39
Figure 1-2 – Section de résistivité MT 3D à travers la Glass Mountain exposant la corrélation entre la résistivité et l'altération (Cumming et Mackie, 2007).	40
Figure 1-3 – Schéma montrant l'architecture possible de la chambre magmatique sous le volcan Soufrière Hills de Montserrat (d'après Edmonds et al., 2016).	41
Figure 1-4 - Schéma d'une coupe longitudinale dans une coulée de type 'a'ā ayant brûlé la végétation sur son passage (d'après Lockwood et Lipman, 1980).	42
Figure 1-5 – Hydrogrammes schématiques montrant le comportement et les changements observés dans les lahars lors de leur écoulement vers l'aval. Lorsque la distance depuis sa source augmente, le lahar incorpore des particules exogènes surtout concentrées sur son front. L'encadré B montre que les éléments grossiers sont plutôt concentrés dans le front du lahar que dans sa queue. Ces éléments peuvent former un granoclassement normal (d'après Vallance et Iverson, 2015).	45
Figure 1-6 – Exemple de dépôts sous-marins issus de trois avalanches de débris successives sur la côte ouest de la Martinique (Boudon et al., 2007). A terre, les structures en forme de fer à cheval localisent les effondrements sectoriels à l'origine des dépôts sous-marins (Montagne Pelée) et dépôts à terre (Pitons du Carbet).	46
Figure 1-7 – a) Schéma d'une coulée de lave (d'après Massiot et al., 2017). 1 – Fractures formant les colonnes bien connectées aux zones bréchifiées. 2 – Zone à forte densité de joints planaires. 3 – La zone bréchifiée à forte porosité est connectée au cœur par les fractures formant les colonnes. 4 – Forte densité de fractures formant les colonnes dans la partie supérieure de la coulée. 5 – Bifurcation des fractures dans la brèche. b) Colonne stratigraphique d'une coulée de lave basaltique de la rivière Columbia (épaisseur 13,5 m) (d'après Hartley et Thordarson, 2009). La partie gauche indique les composantes structurales et les types de vésicules. La partie droite montre les types de joints et les propriétés texturales de la lave. Vz – zone vésiculée basale (B) ou sommitale (T) ; HVS – bande horizontale de vésicules ; MV – mégavésicules ; PV – vésicules disposées sous la forme de tubes allongés ; VC – vésicules cylindriques. Degré de cristallinité : Hh – hypohyaline (intermédiaire entre hyaline et hypocristalline) ; Hc – hypocrystalline ; et Hoc – holocristalline.	51
Figure 1-8 – Images en électrons rétrodiffusés d'andésites classées par ordre de porosité croissante (d'après Heap et Kennedy, 2016). a) Réseau poreux constitué de micro-fissures dans la matrice, micro-fissures en forme d'écaille de poisson dans la cristobalite et micropores à texture diktytaxitique (cavités anguleuses abondantes). b – e) Réseau poreux à micro-fissures et vésicules de taille croissante. f) Comparaison avec le réseau poreux essentiellement vésiculaire d'un bloc scoriacé.	51
Figure 1-9 - Bloc diagramme conceptuel d'une zone de faille (d'après Choi et al., 2016). Le diagramme expose les principales composantes de l'architecture d'une zone de faille (zone endommagée, zone de transition, cœur de faille).	54

Figure 1-10 – Modèle de faille décrochante sénestre : a) à cœur simple et b) à cœurs multiples (d’après Mitchell et Faulkner, 2009).	54
Figure 1-11 – Représentation schématique des zones de failles observées de l’échelle régionale à l’échelle du terrain (d’après Le Garzic et al., 2011). FC - cœur de faille ; DZ – zone endommagée.	55
Figure 1-12 – Représentations conceptuelles de différents types de comportements hydrauliques de zone de failles (modifié par Thörn et Fransson, 2013; d’après Caine et al., 1996).	56
Figure 1-13 – Coulée de lave affectée par de l’altération supergène en boule et interprétation du réseau hiérarchique de fractures (d’après Røyne et al., 2008).	57
Figure 1-14 – Modèle mécanique de la fracturation hiérarchique et en pelure d’oignon. Les images a à f présentent 6 stades d’altération résultant du processus d’expansion de volume induit par le mécanisme de diffusion-réaction (d’après Røyne et al., 2008). Le fluide diffuse depuis les bordures externes vers l’intérieur provoquant des réactions avec la matrice résultant en une expansion locale. L’échelle de couleur indique la concentration relative de fluide. Les fractures sont représentées par les traits rouges.	59
Figure 1-15 – Schéma de la méthodologie globale utilisée pour la caractérisation des analogues de systèmes géothermiques (adapté du schéma méthodologique pour les analogues de réservoir de socle de Bertrand, 2017). Les thématiques abordées dans ce manuscrit sont en italique.	62
Figure 1-16 – Exemple de scanline réalisée sur une coulée de lave saine sur la route de la traversée de la Basse-Terre. En rouge, sont représentées toutes les fractures mesurées recoupant le profil de mesure (jaune). En bleu, exemples de fractures non prises en compte car elles n’interceptent pas le profil de mesure.	65
Figure 1-17 - a) Cliché en électrons rétrodiffusés pris en champ large d'une lame mince de lave vésiculée et extraction des pores avec JMicroVision. b) Cliché en électrons rétrodiffusés d'une titanomagnétite pris avec le détecteur EDS et cartographies respectives pour les éléments : Fe (c), Ti (d), O (e).	67
Figure 1-18 – Diagrammes de formes de l’ellipsoïde d’anisotropie (Chadima, 2011) : a) paramètre de forme en fonction du degré d’anisotropie (diagramme de Jelinek) ; b) degré de linéation magnétique en fonction du degré de foliation magnétique (diagramme de Flinn).	69
Figure 1-19 - a) Valeurs de susceptibilité magnétique attendues en fonction de la nature et de la concentration en minéraux magnétiques (Chadima, 2011). b) Courbes thermomagnétiques caractéristiques d'une andésite à altération potassique de la mine d'Escondida (Chili, Riveros et al., 2014). La chute importante de susceptibilité à 585 °C est caractéristique de la présence de magnétite pure sans titane. La décroissance plus modérée de K_{bulk} entre 350 et 400 °C correspond à la transformation de la maghémite en magnétite.	71
Figure 1-20 – Exemple de diffractogramme obtenu pour l’analyse des minéraux porteurs d’un signal magnétique élevé dans un échantillon du Complexe Basal (GD15-01). Seuls les pics correspondant à la titanomagnhémite ont été conservés. Le tableau des distances entre les plans réticulaires et les intensités respectives des pics est issu du site www.mindat.org .	71
Figure 1-21 - Schéma du dispositif de saturation à l'eau pour la mesure de la porosité connectée (phase de dégazage).	73
Figure 1-22 - Illustration de la mesure de porosité par injection de mercure sous pression et méthode d'interprétation en termes de seuils d'accès. a) Courbes d'injections brutes en 3 phases : intrusion / extrusion / intrusion. b) Courbes d'injection incrémentale avec position des intrusions maximales pour chaque phase (*). c) Définition des seuils d'accès majeurs pour la première intrusion (carré gris : seuil d'accès où l'intrusion incrémentale est maximale, étoile verte : diamètre correspondant à un minimum de 90 % de l'intrusion maximale, rectangle rouge : seuils d'accès ayant atteint au moins 40 % de l'intrusion maximale).	75
Figure 1-23 – Définition des seuils d’accès majeurs retenus pour l’interprétation de la première phase d’intrusion du protocole expérimental. L’interprétation est basée sur la valeur de l’intrusion maximale (MI) située ici entre 3.10^{-2} et 4.10^{-2} μm .	76
Figure 1-24 - a) Dimensions de la boîte englobant le pore. b) Surfaces projetées le long de chaque axe du système de coordonnées.	77
Figure 1-25 - Paramètres 2D fournis par le logiciel JMicroVision pour l'étude des pores.	78
Figure 1-26 - Schéma du dispositif de mesure de la perméabilité à l'air grâce à un perméamètre de terrain Tiny PermII.	80
Figure 1-27 - Schéma du dispositif de mesure de perméabilité sur carottes par injection de diazote.	82
Figure 1-28 – Échantillons de pyroclastites et de matrice de coulée de débris inclus dans une coque cylindrique de résine visqueuse de 40 mm de diamètre (ligne du haut) et carottes de 23 et 25 mm de diamètre.	82
Figure 1-29 - a) Caractéristiques des étalons de mesure de perméabilité exploités dans les figures b à d) avec : les perméabilités des étalons fournis par Vinci Technologies à un palier de pression donné ($K_{standard}$) et les intervalles de confiance (K_{range}) ; perméabilités mesurées avec notre dispositif au gradient de pression préconisé par Vinci Technologies ($K_{same \Delta P}$, b) ; perméabilités mesurées moyennées sur 7 paliers de pression ($K_{mean \Delta P}$, c) ; mesures de perméabilité corrigées de l'effet Klinkenberg ($K_{corr. Klinkenberg \Delta P}$, d).	84

Figure 1-30 - Schéma d'un échantillon avec représentation des éléments pris en compte dans chaque densité (modifié d'après Bertrand, 2017).	86
Figure 1-31 - Schéma du dispositif de mesure de conductivité et diffusivité thermique.	89
Figure 1-32 - Profils de conductivité thermique (en $W.m^{-1}.K^{-1}$) suivant les lignes épaisses dans les trois directions sur un échantillon de lave vésiculée. L'inflexion de la conductivité est très importante au niveau des vésicules. Pour améliorer la visibilité, les lignes de peinture noire ont été supprimées.	90
Figure 1-33 – Essai de cartographie thermique 2D sur un échantillon d'andésite de faible porosité (GD15-29 - 6,8 %) mais dont les larges vésicules s'organisent dans le plan de fluidalité : a) face de mesure avec zones en relief négatif (≈ 1 mm) créées par les vésicules ; b) juxtaposition des lignes de mesures espacées de 1 mm avec une prise de point tous les millimètres ; c) interpolation des données après suppression des effets de bordure ; d) face orthogonale montrant le plan de vésicules qui crée une anomalie sur la carte thermique c) (flèche blanches).	91
Figure 1-34 – Résultats des mesures de conductivités (a) et diffusivités (b) thermiques sur 4 étalons. Mode d'acquisition : $\lambda + D$. n – nombre de points de mesure ; σ - écart type ; Δ - écart à la valeur constructeur.	92
Figure 1-35 – Quelques spécificités singulières de la mesure de conductivité thermique : a) profils de température normaux et anormaux. Pour plus de lisibilité, les profils sont décalés en vertical ; b) affichage de 14 profils de température successifs à 10 min d'intervalle et espacés d'1 mm chacun sur un bloc d'andésite ; c) calcul de la différence de température pour vérifier que le temps d'attente est suffisant pour éviter toute saturation thermique ; d) décroissance de la puissance délivrée par la source résultant en une légère diminution de la température chaude le long du profil.	93
Figure 1-36 – Version finale des cartes thermiques sur deux faces orthogonales de l'échantillon de lave GD15-29. Les effets de ligne sont supprimées sur les acquisitions nouvelles (2).	94
Figure 1-37 – Schéma du dispositif de mesure des ondes compressives et de cisaillement.	96
Figure 1-38 – Carte géodynamique régionale (d'après Legendre, 2018). Les données bathymétriques de la zone de subduction des Petites Antilles sont issues de GEBCO et ont une résolution de 900 m. Taux de convergence d'après DeMets et al. (2000). Structures d'après Jany (1989); Bouysse et al. (1990); Feuillet et al. (2002); ten Brink et Lin (2004); Deville et al. (2006) et De Min et al. (2015).	100
Figure 1-39 – Schémas de l'évolution de la partie nord des Petites Antilles depuis l'Éocène (modifié par Legendre, 2018 ; d'après Bouysse et Westercamp, 1988)	102
Figure 1-40 – Interprétation schématique de l'histoire de la collision d'une ride asismique et de la déformation du butoir à la latitude de la Guadeloupe (d'après Bangs et al., 2003 et Christeson et al., 2003). Le butoir a évolué avec la collision de deux types de rides : compensée et non compensée. Cette évolution a produit une déformation des sédiments sus-jacents et forme une transition entre le prisme d'accrétion et les sédiments d'avant-arc.	102
Figure 1-41 – Carte tectonique des Petites Antilles (d'après Feuillet, 2000). 1 – zone de cisaillement normal-sénestre ; 2 – zone de transition ; 3 – zone de compression oblique dextre.	103
Figure 1-42 – Schéma montrant les interactions possibles entre les séismes intraplaques et interplaques et les volcans (Feuillet et al., 2011b). Les grands événements interplaques (liés au méga-chevauchement) augmentent le critère de Coulomb sur les failles superficielles de l'arc interne et créent un gradient de déformation favorable à l'ascension du magma vers les réservoirs ou la surface de la terre. Cela peut induire une activité sismique sur les failles superficielles, des éruptions ou des instabilités dans les volcans voisins. Les séismes superficiels induisent des contraintes ou des déformations supplémentaires autour des volcans. Le partitionnement du glissement induit de l'extension parallèle à l'arc dans la plaque chevauchante.	104
Figure 1-43 – Modèle de déformation de l'avant-arc d'après De Min (2014). L'érosion basale et/ou le fort couplage mécanique à l'interface de subduction pourraient produire une flexure de grande longueur d'onde du bassin et provoquer la mise en place d'une fracturation de type extradors.	105
Figure 1-44 – Carte bathymétrique, topographique et structurale de l'archipel de Guadeloupe entre Antigua et la Dominique (d'après Feuillet, 2000). Les failles normales principales sont représentées avec un trait plus épais. Flèches noires – directions locales d'extension déduites de la géométrie des failles et des structures à terre. Les âges du volcanisme ne sont plus à jour.	108
Figure 1-45 – Compilation des cartes lithologiques de la Basse-Terre. La couverture au sud de Vieux-Habitants est quasi totale (Boudon et al., 1988) alors qu'au nord de Vieux-Habitants, la couverture est partielle. L'essentiel des travaux de cartographie dans cette zone ont été réalisés par Mathieu (2010) et à l'extrémité nord par Legendre (2018).	110
Figure 1-46 – Carte géologique de la Basse-Terre d'après Mathieu (2010) avec les principaux ensembles volcaniques. Lithologies d'après Boudon et al. (1988); Mathieu (2010); et Legendre (2018) ; éléments structuraux d'après Boudon et al. (1988); Feuillet et al., (2002); et Calcagno et al. (2012). Âges selon la synthèse de Ricci et al. (2017).	111
Figure 1-47 – Localisation des principaux dépôts d'avalanches de débris et structures en fer à cheval associées (d'après Boudon et al., 2007).	114

- Figure 1-48 – Carte montrant la localisation des dépôts d’avalanche de débris et les structures récentes en forme de fer à cheval (5) du volcan de la Grande Découverte Soufrière (d’après Boudon et al., 2007). Les nombres indiquent : 1 – vieux dépôts d’avalanche de débris de la première étape de construction du volcan ($> 42,35$ ka) ; 2 – dépôts d’avalanche de débris résultant de l’effondrement de flanc à 11,5 ka ; 3 – séquence de dépôts d’avalanches de débris plus jeune que 7,7 ka ; 4 – dômes de lave et cônes de scories récents. _____ 117
- Figure 1-49 – Synthèse des données géochimiques (alcalins et silice) : a et b) sur l’île de Basse-Terre (Samper et al., 2009; Ricci, 2014; Ricci et al., 2017) ; c – d) sur les Saintes (Jacques et al., 1984; Zami et al., 2014). a et c) alcalins en fonction de la silice d’après Le Bas et al. (1986). b et d) K_2O en fonction de SiO_2 d’après Peccerillo et Taylor, (1976). I : séries tholéiitiques d’arc ; II : séries calco-alcalines. _____ 118
- Figure 1-50 – Carte géologique, morphologique et structurale de la partie sud de la Basse-Terre (d’après Feuillet et al., 2002). Les âges sont issus de Blanc (1983) et Carlut et al. (2000). La géologie et la morphologie, au nord et au sud du Complexe Grande Découverte-Carmichaël, sont basées sur l’analyse du MNT, des photographies aériennes (échelle 1/20000), des cartes topographiques (1/25000) et des travaux antérieurs (De Reynal de Saint Michel, 1966; Blanc, 1983; Boudon et al., 1988; Carlut et al., 2000). _____ 120
- Figure 1-51 – a) Schéma structural de la partie sud de la Basse-Terre et b) modèle analogique d’une zone de faille transtensive sénestre et un substratum fragile (d’après Mathieu et al., 2011). _____ 121
- Figure 1-52 – Schéma structural de la province géothermique de Bouillante construit à partir du modèle de failles 3D et des indications cinématiques déduites des profils sismiques en mer et des mesures microstructurales à terre (d’après Calcagno et al., 2012). Les flèches blanches indiquent l’extension régionale N-S. _____ 122
- Figure 1-53 – Lithologies, profils de température et distribution des minéraux secondaires dans BO-6 et dans la partie supérieure du puits BO-5. Les deux niveaux perméables sont associés aux zones endommagées des failles de Plateau (entre 500 et 590 m) et de Cocagne (à partir de 850 m) (d’après Mas et al., 2006). _____ 123
- Figure 1-54 - Modèle conceptuel le long d’une section N-S du système géothermique de Bouillante établi à partir des données de puits et de surface (d’après Bouchot et al., 2010). _____ 125
- Figure 1-55 – Modèle conceptuel des échanges thermiques et de fluides dans le champ géothermique de Bouillante. La taille de la chambre magmatique n’est pas à l’échelle (d’après Lachassagne et al., 2009). _____ 126
- Figure 1-56 – Cartes bathymétrique et structurale des Saintes d’après Leclerc et al. (2016). a) Carte bathymétrique des Saintes. Le MNT 10 m est superposé au MNT 50 m. Les isobathes sont placées tous les 10 m ; les lignes majeures tous les 50 m. Les îles sont représentées en gris. b) Carte tectonique et morphologique des Saintes. Les isobathes sont placées tous les 100 m. Les escarpements de failles ayant des indices évidents d’activité récente sont en noir, avec des traces plus épaisses pour les escarpements les plus importants. Les failles présentant une activité moins évidente sont en tirets noirs. La ligne rouge en tirets symbolise l’extension de la rupture qui a causé le séisme de 21 Novembre 2004. _____ 129
- Figure 1-57 – a) Carte de localisation des séismes calculée à partir des données OBS (positions indiquées par des triangles) acquises à la suite du séisme du 21 novembre 2004 au large des Saintes (d’après Bazin et al., 2010). Les épicentres sont colorés suivant la profondeur des hypocentres. Les étoiles indiquent les trois solutions possibles pour les deux séismes principaux. Les solutions privilégiées sont les étoiles bleu clair. b) Trois sections perpendiculaires à la faille de Roseau du nord vers le sud. Les localisations des hypocentres sont représentées. Les nuages de points permettent de tracer les plans pour la faille de Roseau et les structures antithétiques. Ces plans se prolongent jusqu’aux escarpements sous-marins. _____ 130
- Figure 1-58 – Schéma structural de l’île de Terre-de-Haut avec les principales failles observées (d’après Verati et al., 2016). _____ 131
- Figure 1-59 – Carte géologique établie par Jacques et Maury (1988a). En rouge, âges K-Ar mesurés sur roche totale par Jacques et al. (1984). En bleu, âges K-Ar mesurés sur roche totale par Zami et al. (2014). Fond RGE alti 5 m (IGN). _____ 132
- Figure 1-60 – a) Le système géothermique exhumé dans la partie nord de Grande Anse. b) Fractures de grande ouverture (1 mm à 2 cm) remplies de gypse et recoupant une matrice hydrothermalisée de coulée de débris fine ou de dépôt pyroclastique. La matrice est trop transformée pour déterminer avec certitude la nature du protolithe. c) Tomographie à rayons X d’un bloc prélevé sur l’affleurement b avec les nombreuses fentes à gypse représentant une forte proportion du bloc. d et e) Images de microscopie en électrons rétrodiffusés de fractures remplies notamment par de la pyrite, du gypse, des minéraux argileux, de la jarosite et de la calcite. _____ 135
- Figure 1-61 – Carte géologique de l’île de Saint-Kitts (d’après Roobol et Smith, 2015). _____ 139
- Figure 2-1 – Synthèse des failles répertoriées dans la littérature pour l’archipel de Guadeloupe et ses environs (d’après Boudon et al., 1988; Feuillet et al., 2002, 2010; Calcagno et al., 2012; Lardeaux et al., 2013; De Min, 2014; Leclerc et al., 2016; Verati et al., 2016). Pour plus de clarté, les symboles de failles ne sont pas affichés. _____ 144
- Figure 2-2 -Étude de l’orientation et des longueurs de tronçons de cours d’eau. a) Cours d’eau sur l’île de Basse-Terre. En bleu, les cours d’eau présents sur toute l’île. En violet, extraction des cours d’eau situés au sud du système de faille de Capesterre Bouillante. Réseau hydrographique et MNT 5 m fournis par l’IGN. b) Présentation des

tronçons dont l'extension est limitée par les intersections avec d'autres cours d'eau. c) Boîtes à moustaches des longueurs de tronçon de cours d'eau par intervalle d'orientation de 10° pour toute l'île de Basse-Terre. Histogramme des fréquences d'orientation et de longueur de ces cours d'eau. d) Idem à c pour les cours d'eau situés au sud du système de failles de Capesterre-Bouillante. _____ 146

Figure 2-3 – a) Carte des pentes avec linéaments principaux dans la partie sud de l'île (tirets blancs). b) Carte des bassins versants. Chaque couleur correspond à un bassin versant. _____ 147

Figure 2-4 – a) Représentation des linéaments majeurs de l'île de Basse-Terre, pointés sur le MNT (données RGE ALTI 5 m) à l'échelle d'observation 1/100000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et calcul : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament. _____ 148

Figure 2-5 - a) Représentation des linéaments majeurs de l'île de Basse-Terre, pointés sur les orthophotographies (données BD ORTHO) à l'échelle d'observation 1/25000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament. _____ 149

Figure 2-6 – a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 3 en comparant le MNT et les orthophotographies à l'échelle d'observation 1/100000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament. _____ 150

Figure 2-7 - a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 3 en comparant le MNT et les orthophotographies à l'échelle 1/50000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe ; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament. _____ 151

Figure 2-8 - a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 1 en utilisant le MNT à l'échelle 1/25000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéaments dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament. _____ 152

Figure 2-9 - a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 3 en utilisant le MNT et les orthophotographies à l'échelle 1/25000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament. _____ 152

Figure 2-10 - a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 2 en utilisant les orthophotographies à l'échelle d'observation 1/25000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament. _____ 153

Figure 2-11 - a) Représentation des linéaments majeurs de la partie sud de la Basse-Terre. Le pointé est effectué par l'opérateur 2 sur les orthophotographies à l'échelle d'observation 1/10000. La couleur de chaque linéament dépend de son orientation. Séparation des linéaments par classes de 10° d'orientation et représentation : b) des fréquences de linéament et de longueur cumulée dans chaque classe; c) boîtes à moustaches des longueurs de linéament dans chaque classe ; et d) longueurs moyenne et cumulée de linéament. _____ 154

Tableau 2-1 – Synthèse de l'analyse des linéaments sur la Basse-Terre. Les orientations de linéaments les plus représentées sont classées par ordre croissant par l'échelle de couleur : jaune clair, jaune sombre, orange et rouge. Abréviations : k – 1000 ; nb. – nombre ; long. – longueur ; ortho. – orthophotographies. _____ 155

Figure 2-12 – a, b et c) Analyse structurale du plateau des Saintes et de ses environs. a) Carte structurale des Saintes modifiée d'après Leclerc et al. (2016) (failles noires) et De Min (2014) (failles grises). b) Nombres (barres noires) et longueurs (barres grises) cumulés des failles représentées sur la figure a) et regroupées en classes d'azimut de 10° montrant la dominance des failles orientées N120-150°E. c) Boîtes à moustaches des longueurs de failles regroupées par classe d'azimut de 10°. d) Schéma structural à terre de Terre-de-Haut d'après Verati et al. (2016). Les âges proviennent de l'étude de Zami et al. (2014). e) Nombres (noir) et longueurs (gris) cumulés des failles représentées sur la figure d) et regroupées en classes d'azimut de 10° montrant l'existence de trois familles majeures. f) Boîtes à moustaches des longueurs de failles. _____ 157

Figure 2-13 – Étude structurale régionale des Saintes. a) Linéaments majeurs pointés sur le MNT 5 m Litto3D (IGN) pour le plateau des Saintes, les îles de Terre-de-Bas et de Terre-de-Haut. Pointé à l'échelle d'observation 1/30000. b)

Distribution de longueurs des linéaments dont la pente caractéristique suit une loi de puissance. c) Fréquence en nombre et en longueur des linéaments pointés rangés par classes d'azimut de 10°. d) Boîtes à moustaches des longueurs de linéaments. _____ 159

Figure 2-14 – Étude des linéaments à l'échelle de l'île de Terre-de-Haut. a) Linéaments majeurs pointés à l'échelle d'observation 1/10000 sur les orthophotographies de résolution 30 cm. La double flèche indique la zone sur laquelle un pointé de linéaments de détail a été effectué (figure 2-15). b) Distribution de longueurs des linéaments présentant deux pentes caractéristiques suivant des lois de puissance. c) Fréquence en nombre et en longueur des linéaments pointés rangés par classes d'azimut de 10°. d) Boîtes à moustaches des longueurs de linéament. _ 160

Figure 2-15 – Étude des linéaments entre la partie nord de Grande Anse et Roches Percées. a) Linéaments pointés à l'échelle d'observation 1/1000 sur les orthophotographies de résolution 30 cm. b) Distribution de longueurs des linéaments dont la pente caractéristique suit une loi de puissance. c) Fréquence en nombre et en longueur des linéaments pointés rangés par classes d'azimut de 10°. d) Boîtes à moustaches des longueurs de linéament. _ 161

Tableau 2-2 - Synthèse de l'analyse des linéaments sur le plateau des Saintes et Terre-de-Haut. Les orientations de linéaments les plus représentées sont classées par ordre croissant par l'échelle de couleur : jaune sombre, orange et rouge. Abréviations : nb. – nombre ; long. – longueur ; ortho. – orthophotographies. _____ 162

Figure 2-16 – Expressions de la fracturation dans les coulées de lave. a et b) Coulées de laves affectées par des fractures primaires et secondaires à la base du Chameau (TdH) : a) une série de joints parallèles à espacement décimétrique se connectent à des joints perpendiculaires débitant la lave en pavés décimétriques ; b) des fractures d'extension pluri-décimétriques à fort pendage affectent également les laves de la base du Chameau. Ces fractures majeures ont permis la circulation de fluides qui se sont propagés le long des joints de refroidissement permettant une altération avancée de la roche. c) Remplissage bréchiqique dans une fracture affectant la coulée de lave de l'Anse Thomas (Bouillante) et présentant des formes sigmoïdales analogues des structures C-S. d) Fractures connectant plusieurs plans de schistosité à l'Anse Tillet (CB). _____ 164

Figure 2-17 – a) Faille normale de Machette située à l'Anse Machette et affectant des dépôt pyroclastiques. b) Faille normale à rejet pluri-métrique au nord de Malendure recoupant une coulée de débris et des dépôts pyroclastiques. c) Faille normale avec un rejet de 7 à 8 m recoupant des coulées de débris et dépôts pyroclastiques à l'extrémité de la Pointe Malendure. _____ 165

Figure 2-18 – Fractures dans les unités volcaniques hydrothermalisées de Terre-de-Haut. a) Coulée de lave densément fracturée au niveau de la Savane. Des zones très localisées exposent un débit schiteux à espacements centimétriques. b) Roche totalement fracturée avec précipitation de pyrite dans les fractures. La bréchification de la roche par la fracturation rend son identification difficile. c) Connexion des fractures N070 sur les N160 dans un bloc de lave à l'extrémité ouest de la piste de l'aérodrome. Toutes les fractures sont remplies par de la pyrite. d) Fractures remplies par du gypse. _____ 167

Figure 2-19 – Zone de faille majeure à Sir Timothy's Hill sur l'île de Saint-Kitts. a) Localisation de la zone d'étude sur le SRTM1 (données USGS). b) Tracé des linéaments majeurs et failles sur l'image Google Earth. c) Vue panoramique à 200° de la zone de failles. d) Schéma de l'affleurement distinguant les différentes parties de la zone de faille. e) Diagrammes en rose des fractures relevées dans la coulée de lave bordant la zone de faille, la zone endommagée au sens large et le cœur de faille et nombres de fractures correspondant. f) Résultat cinématique à partir des stries mesurées dans le cœur de faille. Solution obtenue avec le logiciel Faultkin (Maret et Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2011). 1, 2 et 3 directions principales de l'ellipside de déformation : λ_1 – allongement majeur ; λ_2 – allongement intermédiaire ; λ_3 - raccourcissement. _____ 171

Figure 2-20 – a à e) Photographies caractéristiques des différents compartiments de la zone de failles (du sud (a) vers le nord (b)) et de leur transition. f) Bloc diagramme schématique de la zone de failles observée à la base de Sir Timothy's Hill. g) Schéma de détail des différents compartiments composant cette zone de failles. _____ 172

Figure 2-21 – Schéma structural de la partie sud de la Basse-Terre compilant les éléments structuraux relevés sur le terrain et les résultats de travaux antérieurs (Boudon et al., 1988; Feuillet et al., 2002; Calcagno et al., 2012) ; et compilation des mesures de fractures (localisations : étoiles rouges). Les failles rouges sont issues des interprétations de l'Université des Antilles. Les stéréogrammes complets (0 - 360°) présentent les azimuts de fractures en convention main gauche pour le pendage. Les demi-stéréogrammes incluent la pondération de l'azimut entre 0 et 180 par la longueur des fractures. _____ 176

Figure 2-22 – a) Scanline réalisée dans une coulée de lave saine sur la route de la traversée de la Basse-Terre dans la Chaîne Septentrionale. b) Position des fractures relevées sur le profil. c) Densité de fracture par mètre de profil et extensions cumulées. d) Calculs des proportions de fractures et de longueurs cumulées dans chaque classe d'orientation de 10°. e) Evolution des pendages et des coefficients de variation pour chaque classe de 10°. C_v est également donné pour toutes les fractures quelque soit l'azimut. _____ 177

Figure 2-23 – a) Scanline réalisée dans une coulée de lave saine dans la vallée de la Grande Rivière de Vieux-Habitants. b) Position des fractures relevées sur le profil. c) Densité de fracture par mètre de profil et extensions cumulées. d) Calculs des proportions de fractures et de longueurs cumulées dans chaque classe d'orientation de 10°. e) Evolution des pendages et des coefficients de variation pour chaque classe de 10°. C_v est également donné pour

toutes les fractures quelque soit l'azimut.	179
Figure 2-24 - a) Scanline réalisée dans des dépôts pyroclastiques à l'Anse à Sable, au nord de la faille de Machette. b) Position des fractures relevées sur le profil. c) Densité de fractures par mètre de profil et extensions cumulées. d) Calculs des proportions de fractures et de longueurs cumulées dans chaque classe d'orientation de 10°. e) Evolution des pendages et des coefficients de variation pour chaque classe de 10°. C _v est également donné pour toutes les fractures quelque soit l'azimut.	180
Figure 2-25 – Dalle de coulée de débris à Rocroy (VH) montrant la bonne connectivité des deux familles de fractures N020-030 et N110-130.	181
Figure 2-26 – Bilan des mesures de discontinuités fragiles sur Terre-de-Haut (convention azimut main gauche). Schéma structural et fond géologique d'après Verati et al. (2016) avec position des levés de fractures. Les stéréogrammes consistent à la fois les failles, les fractures majeures, les fractures et les débits schisteux.	184
Figure 2-27 – Bilan des mesures de fractures sur Terre-de-Haut (convention azimut main gauche). Il s'agit des mêmes mesures que sur la figure 2-26 mais les stéréogrammes sont décomposés avec les fractures (vert pour les fréquences et gris pour les plans), le débit schisteux (violet) et les failles (rouge).	185
Figure 2-28 – a) Affleurement de lave hydrothermalisée de La Savane à Terre-de-Haut avec emplacement de deux scanlines (lignes continues) et des structures majeures (en pointillés). Résolution de l'image support du pointé : 3,1 mm. b) Pointé des fractures réalisé sur ArcGIS. c) Distribution des longueurs de fracture suivant une loi de puissance. d) Les fractures sont rangées par ordre croissant de longueur et séparées par intervalles de 20 cm. Les barres représentent les fréquences de fractures et nombres moyens d'intersections de fractures sur ces classes de 20 cm. e) Densités de fractures par mètre linéaire de scanline (barres) et nombres cumulés de fractures (lignes continues) le long de ces profils de mesure. Les lignes rouges et vertes indiquent les parties à pentes légèrement plus fortes indiquant les zones de plus fortes densités de fractures (flèches).	187
Figure 2-29 – Analyse des fractures sur une dalle d'affleurement bréchifiée de l'extrémité ouest de l'aérodrome de Terre-de-Haut entre les stations de mesure de scanline 9 et 10 (figure 2-27). a) Une des cinq dalles de 2 m ² sur lesquelles ont été réalisées les pointés des fractures dans cette zone. Les images ont une résolution de 0,3 mm. b) Distribution des longueurs de fracture dont la pente caractéristique suit une loi de puissance. c) Fréquence en nombre et en longueur des fractures pointées et rangées par classes d'azimut de 10°. d) Boîtes moustaches des longueurs de fractures.	189
Figure 2-30 –a) Dalle n°4 de l'aérodrome de Terre-de-Haut sur laquelle le pointé de fracture a été réalisé. b) Pointé de fracture (en rouge) et intersections de fractures symbolisées par des points verts.	189
Tableau 2-3 - Synthèse des pointés de fractures sur les 5 dalles de l'aérodrome de Terre-de-Haut et calculs des intensités et densités de fracturation P20 et P21.	190
Figure 2-31 – a et b) Fractures d'extensions centimétriques à pluridécimétriques remplies de gypse dans la partie nord de Grande Anse. c et d) Résultats de l'acquisition de tomographie à rayons X sur un bloc hydrothermalisé et isolement du volume de gypse dans les fractures. e) Mesure des veines de gypse au niveau de Grande Anse et d'Anse Galet. f) Calcul des intensités et densités de fracture. Pour le P22, les épaisseurs sont fixées à 3 mm.	192
Figure 2-32 – Faille normale à composante décrochante sénestre à l'extrémité sud de Grande Anse recoupant la partie nord du Morne Rodrigue. a) Vue d'ensemble du couloir de déformation. b) Vue de détail de la zone déformée avec formation de lentilles de largeurs pluri-décimétriques exposant des structures C-S. c) Lentilles décimétriques exposant également des structure C-S.	193
Figure 2-33 – Déformation fragile à petite échelle dans la partie nord de Grande Anse. a à d) Détail des structures décrochantes avec minéralisation et bréchification associées dans un bloc de lave plurimétrique. e) Brèche hydrothermale formée dans la fluidatlié d'un filon orienté N035. f) Chronologie relative de deux familles de fractures aux remplissages différents, à l'intersection desquelles une petite source s'est mise en place.	194
Figure 2-34 – Données cinématiques obtenues sur Terre-de-Haut. a) Schéma structural et fond géologique d'après Verati et al. (2016). b à d) Résultats cinématiques à partir des stries mesurées dans les failles recoupant les roches hydrothermalisées. 1, 2 et 3 correspondent aux directions d'allongement majeure, intermédiaire et de raccourcissement.	195
Figure 2-35 – Schéma structural de la partie sud de l'île de Basse-Terre réalisé par les collaborateurs de GEOTREF à partir des observations de terrain et des données disponibles dans la littérature (Boudon et al., 1988; Feuillet et al., 2002; Calcagno et al., 2012). Les zones présentant des indices de paléo-circulations hydrothermales sont localisées tout comme les zones d'intérêt pour la réalisation de forages exploratoires.	198
Figure 2-36 – a) MNT à 25 m de l'archipel Guadeloupéen d'après Legendre (2018). b) Interprétation de la limite de la zone de glissement de la vallée de la Grande Rivière de Vieux-Habitants avec position des failles majeures (rouge).	201
Figure 2-37 – Résumé des directions majeures relevées à chaque échelle d'observation (figure 2-13, figure 2-14, figure 2-15, figure 2-26 et figure 2-29) et comparaison avec les données de la littérature (figure 2-12). La couleur des rectangles indique l'importance des directions dans les histogrammes de fréquence et de longueur cumulée par	

classe de 10° d'azimut : noir – famille majeure ; gris sombre – famille intermédiaire et gris clair – famille mineure. Les rectangles hachurés indiquent les familles présentes à plusieurs échelles d'observation. _____ 202

- Figure 2-38 – Carte structurale schématique de synthèse des observations réalisées sur l'île de Terre-de-Haut. Cette carte est construite à partir des mesures structurales sur le terrain, de l'analyse du MNT 5 m et des orthophotographies (résolution de 30 cm) et de l'interprétation de la localisation des zones hydrothermalisées. En tirets, failles fortement supposées mais non observées sur le terrain. _____ 205
- Figure 2-39 – Compilation des distributions de longueurs de fractures et de linéaments acquis sur Terre-de-Haut et normalisation des nombres cumulés par rapport aux surfaces utilisées pour la caractérisation à chaque échelle. Les résultats compilés comprennent les pointés de linéaments sur le plateau des Saintes (figure 2-13), de Terre-de-Haut (figure 2-14) et de la falaise hydrothermalisée de Grande Anse (figure 2-15) ; et les pointés de fractures à la Savane (figure 2-28) et à l'extrémité ouest de l'aérodrome (figure 2-29). La ligne en tirets correspond à la loi calculée sur toutes les données tandis que la ligne continue ne prend pas en compte les fractures pointées sur les dalles horizontales de l'aérodrome. _____ 207
- Figure 3-1 – Localisation des échantillons de coulées de laves. a) Au niveau de la côte ouest de la Basse-Terre. b) Dans le Complexe Basal. c) A Terre-de-Haut. Pour le code couleur du fond géologique, voir figure 1-46. Fond RGE ALTI 5 m (IGN). _____ 216
- Figure 3-2 – Coulée de lave saine à l'affleurement. a) Coulée de lave sur lahar fin à l'Anse Thomas (Thomas) avec sa brèche basale et le corps de la coulée affecté par de multiples joints. b) Zoom sur une zone riche en vésicules disposées dans le plan d'écoulement de la lave (foliation magmatique). c) Coulée de lave de la Pointe à Léopard (nord Bouillante) montrant deux parties bien distinctes avec une base à joints horizontaux parallèles et une partie supérieure avec des joints plus irréguliers. d) Zoom sur les deux parties montrant les différences de comportement mécanique entre les zones avec ou sans vésicules (GD15-105 ; 106). _____ 218
- Figure 3-3 – Résultats des comptages réalisés sur des lames minces de laves saines et nombre de points associés à chaque comptage. Sections utilisées pour les comptages : 3 mm x 2,25 mm. _____ 219
- Figure 3-4 – Clichés de microscopie optique en LPA et LPNA des coulées de laves saines. a – b) Échantillon GD15-20 – Musée du Café, VH. c – d) Échantillon GD15-152 – Base des Mamelles, Route de la traversée de Basse-Terre. e – f) Échantillon GD15-164 – Géry. g – h) Échantillon GD16-15 – Base Piton de Bouillante. La liste des abréviations minéralogiques est donnée en début de manuscrit. _____ 221
- Figure 3-5 – Laves modérément altérées de l'Anse Tillet. a, b et c) Côté nord de la plage. a) Profil de la coulée avec une zone à débit schisteux à la base (échantillon GD15-37), surmontée d'une zone à joints irréguliers puis de joints parallèles et régulièrement espacés. b) Zoom sur une zone schisteuse avec 2 schistosités de pression dissolution (S_1 et S_2) ayant des pendages différents (travaux Géoazur, en cours). c) Détail de la schistosité de pression dissolution avec contournement des xénolithes. d et e) Coulée de lave verdâtre située côté sud de la plage. d) Préservation de la structure primaire de la lave avec tous les joints de refroidissement (fractures arquées, colonnes, joints planaires) et apparition d'une altération en boules marquées dans le sommet de la coulée. e) Détail d'une zone présentant de vastes auréoles d'oxydes de fer composées majoritairement par de l'hématite (GD15-36). _____ 222
- Figure 3-6 – Coulées de laves saines affleurant le long de la route menant au sommet du Chameau. La localisation spécifique des joints à espacements centimétriques pourrait expliquer la formation des plans de schistosité dans les roches affectées par des circulations hydrothermales. a) Les joints ont des espacements inférieurs à 5 cm sur plusieurs mètres d'épaisseur dans la coulée. b) Les joints sont espacés de quelques centimètres dans un niveau de 2 m d'épaisseur dans la coulée. En montant dans la coulée, à droite de l'image, les espacements entre joints augmentent notablement. _____ 223
- Figure 3-7 – Résultats des comptages réalisés sur des lames minces de laves légèrement à modérément altérées et nombre de points associé à chaque comptage. Sections utilisées pour les comptages : 3 mm x 2,25 mm. _____ 224
- Figure 3-8 – Clichés de microscopie optique en LPA et LPNA des coulées de laves saines. a – b) Échantillon GD15-36 – Anse Tillet – Complexe Basal. c – d) Échantillon GD15-42 – Plage de Clugny – Complexe Basal. e – f) Échantillon GD15-139 – Base sud du Chameau. g – h) Échantillon GD17-08 – Grande Anse sud -TdH. _____ 226
- Figure 3-9 – Photographies d'affleurement de lave affectées par une altération hydrothermale avancée. a) Coulée de lave au niveau du col des Mamelles. Seules quelques structures primaires subsistantes permettent d'identifier le protolithe (GD15-110). b) Lave bordant la piste de l'aérodrome de Terre-de-Haut présentant une enclave moins altérée d'andésite sombre. c) Lave affectée par un débit schisteux très marqué diminuant nettement la cohésion du faciès au niveau de la Savane (TdH). d) Lave densément fracturée avec répartition non uniforme de l'altération hydrothermale dans la falaise au nord de Grande Anse (TdH). Une zone où les joints planaires sont bien visibles semble beaucoup moins altérée. _____ 227
- Figure 3-10 – Résultats des comptages réalisés sur des lames minces de laves affectées par une altération hydrothermale forte et nombre de points associé à chaque comptage. Sections utilisées pour les comptages : 3 mm x 2,25 mm. _____ 228
- Figure 3-11 – Clichés de microscopie optique en LPA et LPNA des coulées de laves saines. a – b) Échantillon GD15-110 – Col des Mamelles – Chaîne Septentrionale. c – d) Échantillon GD16-06 – Grande Anse nord – TdH. e – f) _____

- Échantillon GD16-01 – Grande Anse nord – TdH. g – h) Échantillon GD16-05 – Grande Anse nord – TdH. 231
- Figure 3-12 - Localisation des échantillons de coulées de débris et pyroclastites. a) Au niveau de la côte ouest de Basse-Terre. b) Dans le Complexe Basal. c) A Terre-de-Haut. Pour le code couleur du fond géologique, voir figure 1-46. Fond RGE alti 5 m (IGN). _____ 233
- Figure 3-13 – a) Lahars sains de la Pointe Joubert (Thomas, GD15-07) séparés par une couche décimétrique d'argiles finement litée. Des clastes centimétriques à décimétriques sont supportés par une matrice fine de granulométrie argileuse à sableuse. b) Avalanche de débris saine de l'Anse à Poulain (sud VH) présentant des blocs métriques, de nombreux blocs décimétriques à pluri-décimétriques et une faible proportion de matrice. _____ 234
- Figure 3-14 - Clichés de microscopie optique en LPA et LPNA des coulées de débris saines. a – b) Échantillon GD15-07 – Lahar de la Pointe Joubert (figure 3-13a). c – d) Échantillon GD15-13 – Lahar de la Pointe Joubert. e – f) Échantillon GD15-130 – Lahar prélevé à Vanibel – VH. g – h) Échantillon GD16-09 – Bloc de coulées de cendres et blocs sur le Morne Morel -TdH. _____ 236
- Figure 3-15 – a-b) Lahar modérément altéré avec circulation préférentielle des fluides dans la surface stratigraphique et dans les fractures créant des zones argilisées d'épaisseur pluri-centimétrique (Plage des Amandiers, CB, GD15-02 ; 03 ; 04). c-d) Coulée de débris affectée par des circulations hydrothermales à la base du Morne Morel (Plage de Pompierre, TdH) présentant une matrice très altérée (couleur orange, GD15-138) et des blocs de lave dont l'altération est plus modérée. Les circulations se concentrent surtout dans des couloirs densément fracturés orientés N120. Dans ces couloirs les blocs de laves sont très déformés et débités en plaquettes par la fracturation. ____ 237
- Figure 3-16 - Clichés de microscopie optique en LPA et LPNA des coulées de débris faiblement à modérément altérées. a – b) Échantillon GD15-02 – Lahar modérément altéré de la Plage des Amandiers (figure 3-15a). c – d) Échantillon GD15-06 – Lahar modérément altéré situé en dessous du lahar dans lequel a été prélevé GD15-02. e – f) Échantillon GD17-12 – Coulée de débris modérément altérée de la plage de Pompierre à la base du Morne Morel – TdH. g – h) Échantillon GD17-13 – Prélevé dans la même coulée de débris que GD17-12. _____ 238
- Figure 3-17 – a) Dépôt volcanique totalement transformé par les circulations hydrothermales assimilé à une coulée de débris car des blocs légèrement moins altérés sont présents et les structures communes aux laves sont absentes à l'affleurement (GD16-04 ; 11 ; 12). Quantité remarquable de gypse dans les fractures et dans la stratigraphie. Falaise nord de la plage de Grande Anse (TdH). b) Coulée de débris affectée par des circulations hydrothermales à la Pointe de l'Ermitage (VH, GD16-24 et GD17-22). Les clastes de laves moins poreux et perméables sont moins altérés que les clastes de ponce et la matrice. _____ 240
- Figure 3-18 - Clichés de microscopie optique (LPA + LPNA), et de microscopie électronique à balayage en électrons rétrodiffusés des coulées de débris affectées par une altération hydrothermale avancée. a – b) Échantillon GD15-151 – Brèche hydrothermale de Bouillante. c – d) Échantillon GD17-22 – Coulée de débris hydrothermalisée de Rocroy (figure 3-17b). e – f) Échantillon GD15-142 – Formation totalement transformée dans une zone fracturée à la base de la butte longeant l'aérodrome sans aucune trace de structure primaire et assimilé à une coulée de débris hydrothermalisée – TdH. g – h) Échantillon GD16-12 – Formation totalement transformée dans la falaise de Grande Anse avec veine de gypse (figure 3-17a). _____ 241
- Figure 3-19 – a) A droite, empilement de strates de retombées de cendres accrétonnées en sphères millimétriques et ponces centimétriques. A gauche, déferlante basale avec clastes centimétriques à décimétriques anguleux. L'écoulement pyroclastique très énergétique érode les retombées de cendres et de ponces (Monts Caraïbes). b) Succession de dépôts de cendres fines (GD16-23) et de ponces centimétriques à décimétriques sous un lahar à l'Anse du Val de l'Orge (VH). _____ 242
- Figure 3-20 - Clichés de microscopie optique (LPA + LPNA) des dépôts pyroclastiques sains. a – b) Échantillon GD15-18 – Dépôt bréchiq fin de nuée ardente – nord de Monchy. La résine bleue souligne la porosité. c – d) Échantillon GD15-38 – Dépôt de cendres et ponces jaunes finement litées du nord de Malendure. e – f) Échantillon GD16-18 – Dépôt de ponces noires de taille décimétrique situé au nord de Baillif. g – h) Échantillon GD16-19 – Dépôt de cendres grises finement litées – Cités Lignièrès – Baillif. _____ 244
- Figure 3-21 – Localisation des échantillons de remplissages de fractures. a) Au niveau de la côte ouest de Basse-Terre. b) Dans le Complexe Basal. c) A Terre-de-Haut. Pour le code couleur du fond géologique, voir figure 1-46. Fond RGE alti 5 m (IGN). _____ 245
- Figure 3-22 – Exemple de remplissage de fracture et de faille. a) Deux filons rougeâtre (GD15-32) et verdâtre (GD15-31), argilisés par des circulations hydrothermales, recoupent une coulée de lave modérément altérée (GD15-35). De la silice amorphe cristallise tardivement dans certains plans de fracture (GD15-33). b) Cœur de faille argilisé et fentes à gypse dans la vallée de la Grande Rivière de VH (GD15-120 ; 121 et 122). _____ 246
- Figure 3-23 – Synthèse des sept groupes d'échantillons utilisés pour les analyses pétrophysiques avec : les minéraux présents et leur proportions relatives ; les types de porosité. Plus le nombre de « + » est important, plus le minéral est abondant. Entre parenthèses se trouvent les minéraux identifiés par Alexiane Favier dans des échantillons similaires mais non observés dans cette étude. Les remplissages de fractures ne sont pas présentés. Chaque image fait 3,5 cm de côté. _____ 248
- Figure 3-24 – Localisation des échantillons analysés dans cette étude et des données issues de la littérature sur les îles

de Basse-Terre et Terre-de-Haut. Les données rassemblées par Ricci et al. (2017) sont issues de multiples travaux (Blanc, 1983; Carlut et al., 2000; Samper et al., 2007, 2009; Ricci et al., 2015a, 2015b, 2017). _____ 249

Figure 3-25 - Caractérisation géochimique des coulées de laves. a) Alcalins en fonctions de la silice d'après Le Bas et al. (1986). b) K_2O en fonction de SiO_2 d'après (Peccerillo et Taylor (1976). Données issues de la littérature : Complexe Basal et Chaîne Axiale (données compilées par Ricci et al., 2017) ; Terre-de-Haut (Jacques et al., 1984; Zami et al., 2014). I : séries tholéïtiques d'arc ; II : séries calc-alcalines. _____ 250

Figure 3-26 – Comparaison des mesures de susceptibilité magnétique acquises avec l'appareil de terrain et le dispositif AMS. _____ 252

Figure 3-27 - a) Courbes thermomagnétiques de trois échantillons de laves saines de la zone de Vieux-Habitants. HC : courbes de chauffe, CC : courbes de refroidissement. b) Cliché BSE de titanomagnétites associées à un phénocrystal de pyroxène (GD15-162). c) Courbes thermomagnétiques de deux échantillons de laves modérément altérées et un échantillon de minéraux insolubles remplissant partiellement les plans de schistosité des laves (GD15-01C). d) Cliché BSE d'une titanomagnétite associée à un phénocrystal de pyroxène en cours d'altération (GD15-01). e) Courbes thermomagnétiques de trois échantillons hydrothermalisés de la partie centrale de Terre-de-Haut. f) Cliché BSE d'une pyrite en cours d'altération (GD16-12). _____ 253

Figure 3-28 - Clichés en lumière réfléchi. a) Échantillon de lave saine GD16-17 (Chaîne Axiale) avec une titanomagnétite traversée par une fissure sans impact sur celle-ci. b) Échantillon GD15-36 (Complexe Basal) présentant un amas de phénocristaux de plagioclases et de titanomagnétite en cours de transformation en maghémite. c) Grossissement au niveau d'une zone densément fissurée où la titanomagnétite se transforme en maghémite au niveau des épontes de fissures. _____ 256

Figure 3-29 - Imagerie en tomographie à rayons X des éléments denses. Section d'une coulée de lave saine (a) (GD15-29, Chaîne de Bouillante) et visualisation des éléments denses en 3D (b). Section d'une lave modérément altérée (c) (GD15-01, Complexe Basal) et éléments denses en 3D (d). _____ 257

Figure 3-30 – Résultats des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique. Les échantillons sont classés par zone de prélèvement. a) Diagramme de Jelinek représentant le paramètre de forme en fonction du degré d'anisotropie de l'ellipsoïde d'anisotropie. L'encart présente le diagramme général avec les différentes formes d'ellipsoïde (Chadima, 2011). Le rectangle rouge indique la position des échantillons dans ce diagramme. b) Diagramme de Flinn représentant la linéation magnétique en fonction de la foliation magnétique. L'encart présente le diagramme de Flinn général et le cercle rouge, la position des échantillons étudiés. L'échelle de couleur correspond à la valeur de susceptibilité totale pour les échantillons présentés sur les diagrammes a et b. c) Degré d'anisotropie en fonction de la susceptibilité magnétique totale. d) Histogramme de fréquence des orientations de l'axe principale de l'ellipsoïde d'anisotropie. _____ 258

Figure 3-31 – Présentation des résultats d'ASM replacés dans la zone d'Anse à la Barque, au nord de Vieux-Habitants. a) Les flèches indiquent l'orientation de l'axe majeur de l'ellipsoïde d'anisotropie. Les coulées de laves progressant jusque dans la mer sont colorées en bleu. b) Valeur de susceptibilité magnétique totale des échantillons étudiés sur la figure a. La taille des cercles est proportionnelle à la valeur de susceptibilité. Fond RGE alti 5 m combiné avec le MNT 5 m en mer acquis lors de la campagne en mer GEOTREF (Lebrun et al., 2016). _____ 259

Figure 3-32 - a) Localisation des échantillons de coulée de lave saine sur lesquels la caractérisation 2D des pores a été réalisée. MNT Litto3D de résolution 5 m fourni par le SHOM. b) Position des échantillons dans la coulée de lave. _____ 260

Figure 3-33 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de lave saine GD15-24 (Pointe de l'Anse, VH) présentant une porosité macroscopique (V_s - vésicule) très faible. b) Zoom montrant la dominance de la porosité intergranulaire (Φ_{inter}) sur les porosités de fracture (Φ_{fract}) et intra-granulaire (Φ_{intra}). _____ 262

Figure 3-34 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave saine GD15-23 (Pointe de l'Anse, VH) avec extraction des pores (rouge) dans la zone d'intérêt (verte). b) Longueurs des pores en fonction de leurs largeurs. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10° . L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores. _____ 263

Figure 3-35 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave saine GD15-25 (Pointe de l'Anse, VH) avec extraction des pores (rouge) dans la zone d'intérêt (verte). b) Longueurs des pores en fonction de leurs largeurs. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10° . L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores. _____ 264

Figure 3-36 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave saine GD15-26 (Pointe de l'Anse, VH) avec extraction des pores (rouge) dans la zone d'intérêt (verte). b) Longueurs des pores en fonction de leurs largeurs. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10° . L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores. _____ 265

Figure 3-37 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave saine GD15-27 (Pointe de l'Anse, VH)

avec extraction des pores (rouge) dans la zone d'intérêt (verte). b) Longueurs des pores en fonction de leurs largeurs. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10°. L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores. _____ 266

Figure 3-38 - Comparaison des pores dans les parties auto-brêchifiées de la coulée de lave de la Pointe de l'Anse (GD15-27, a) et dans le cœur de la coulée (GD15-23, b). Les contours en pointillés localisent certains phénocristaux de plagioclases autour desquels les micropores de la mésostase ont une disposition particulière (a). Images en électrons rétrodiffusés. _____ 266

Figure 3-39 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave saine GD15-162 (Pointe Dibouque, VH). b) Longueurs des pores en fonction de leurs largeurs. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10°. L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores. Encart montrant l'échantillon macro avec le niveau vésiculé. _____ 267

Figure 3-40 - Les différents types de porosité dans les laves andésitiques saines avec leurs connexions mutuelles. a à e) Échantillon GD15-23, Pointe de l'Anse. a) Deux vésicules sont connectées par des fissures d'extension pluri millimétrique à centimétrique qui connectent également les pores inter-microlithes. b) Zoom sur un phénocristal de plagioclase avec des fissures de deux types : limitées au cristal et traversant le phénocristal et la matrice microlithique environnante. c et d) Fissure se divisant en un chevelu à proximité des vésicules. e) Fissures intra et trans-plagioclase. Une fissure est parallèle au contour du phénocristal (flèches). f) Large vésicule avec des fissures disposées de manière radiale et recoupant la matrice (GD15-162, Pointe Dibouque). _____ 269

Figure 3-41 - a) Image en électrons rétrodiffusés de l'échantillon de coulée de lave légèrement altérée GD15-01 (Pointe Rifflet, CB) avec extraction des pores (rouge) dans la zone d'intérêt (verte). b) Longueur des pores en fonction de leur largeur. c) Périmètres et sections de pores cumulés sur des intervalles d'orientation de 10°. L'orientation est calculée sans référence à la position réelle de l'échantillon lors de son prélèvement mais se réfère à l'horizontale de l'image. d) Porosité cumulée en fonction des largeurs de pores. _____ 270

Figure 3-42 - Les différents types de pores dans les laves faiblement à modérément altérées. a) Fracture partiellement scellée, développée dans le plan de fluidalité et recoupant un plagioclase (GD15-01, Pointe Rifflet, CB). b) grossissement sur la fracture avec les deux générations de minéralisation qui comblent la porosité secondaire (1^{ère} : minéraux argileux indifférenciés (Cl) et oxydes de fer et silice en mélange indifférencié (Fe + Si) ; 2^{ème} : oxydes de manganèse). c) Pyroxène altéré (a.Px) en cours de transformation avec porosité de dissolution (GD15-01, Pointe Rifflet, CB). d) Comblement partiel de la porosité secondaire par de la barytine et des minéraux argileux (GD15-36, Anse Tillet, CB) e) Comblement partiel : i) des fractures par des oxydes de manganèse, du quartz et de la montmorillonite ; ii) de la porosité secondaire de dissolution des pyroxènes par des minéraux argileux (GD15-141, Chameau, Terre-de-Haut). _____ 271

Figure 3-43 - Porosité des faciès de coulée de lave affectés par des transformations hydrothermales de haute température. Échantillon GD16-02 de la partie nord de Grande Anse. a) Fracture comblée totalement par de la pyrite et porosité de dissolution dans la matrice. b) Porosité de dissolution dans un plagioclase. c) Porosité de dissolution dans un pyroxène. d) Porosité de dissolution dans une pyrite. _____ 273

Figure 3-44 - Porosité des faciès de coulées de débris saines transposable à la matrice des avalanches de débris. a) à c) Échantillon GD15-30 (Anse à la Barque, VH), d) échantillon GD16-14, Grande Rivière de VH. a) Vue générale de la lame mince avec l'agencement des clastes plus ou moins arrondis pour les ponces et fragments d'andésite. b) Détail de l'organisation des clastes et revêtement argileux. c) Connectivité des porosités intergranulaire et intragranulaire via des fissures. d) Coulée de débris plus compacte avec des espaces interparticulaires réduits entre les différents clastes (Cl). _____ 275

Figure 3-45 - Porosité des faciès de coulées de débris et brèche hydrothermale affectées par des transformations hydrothermales de haute température. a) Comblement partiel d'un macropore par des oxydes de fer dans une coulée de débris (GD15-142, aérodrome Terre-de-Haut). b) Comblement partiel des fractures par de la pyrite, du gypse et la jarosite. c) et d) Brèche hydrothermale GD15-151 (Anse Marsolle, Bouillante). c) Matrice et clastes recristallisés. Dissolution des plagioclases. d) Zoom sur un pore secondaire de c) avec comblement partiel d'un pore secondaire par du quartz et de la magnétite néoformés. _____ 276

Figure 3-46 - a-c) Distribution de la porosité obtenue par tomographie à rayons X au sein d'une région d'intérêt (contour bleu) et représentation sur 3 plans orthogonaux de l'échantillon GD15-165. L'échelle de couleur sur a) indique le volume des pores. L'allongement préférentiel des pores sur les images a et c indique une disposition majeure des pores dans le plan xz bien visible sur l'image 3D d) où la matrice a été atténuée afin de faire ressortir le réseau poreux. _____ 278

Figure 3-47 - a et b) Vues 3D des pores de l'échantillon GD15-165. c et d) Isolement des pores ayant un volume supérieur à 5 cm³. _____ 279

Figure 3-48 - Exploitation des résultats de tomographie à rayons X sur l'échantillon GD15-165. a) Porosité et nombre cumulé de pores en fonction de la surface cumulée de pores. b) Sphéricité et compacité en fonction des volumes

- de pores. La courbe rouge représente l'évolution de la compacité de sphères de volumes équivalents. _____ 279
- Figure 3-49 - a-c) Distribution de la porosité obtenue par tomographie à rayons X au sein d'une région d'intérêt (contour bleu) et représentation sur 3 plans orthogonaux de l'échantillon GD15-26. L'échelle de couleur sur a) indique le volume des pores. d) Visualisation des pores sur les pourtours de la région d'intérêt. _____ 280
- Figure 3-50 - Représentation des pores de volumes supérieurs à 5 cm³ de l'échantillon GD15-26. L'unité de la grille en arrière-plan est de 10 mm. _____ 280
- Figure 3-51 - Exploitation des résultats de tomographie à rayons X sur l'échantillon GD15-26. a) Porosité et nombre cumulé de pores en fonction de la surface cumulée de pores. b) Sphéricité et compacité en fonction des volumes de pores. _____ 281
- Figure 3-52 - a) Coupe orthogonale au plan de fluidalité (S_0) de l'échantillon de lave saine GD15-29 (Pointe Dibouque). b) Visualisation 3D du réseau poreux. Maille de la grille : 10 mm. c) Porosité et nombre cumulé de pores en fonction de la surface cumulée développée par les parois de pores. d) Sphéricité et compacité des pores en fonction de leur volume. _____ 282
- Figure 3-53 - a) Masse volumique de phase solide en fonction de la masse volumique apparente des échantillons de laves. La droite en trait plein indique la ligne d'égalité des 2 masses volumiques. b) Masse volumique apparente en fonction de la porosité. _____ 286
- Figure 3-54 - Masse volumique de phase solide en fonction de la teneur en SiO₂ d'une sélection de laves. _____ 286
- Figure 3-55 - a) Masse volumique de phase solide des poudres en fonction de la masse volumique de phase solide des échantillons entiers. b) Porosité non connectée en fonction de la porosité connectée. _____ 287
- Figure 3-56 - a) Masse volumique de phase solide en fonction de la masse volumique apparente des unités volcano-sédimentaires. b) Masse volumique apparente en fonction de la porosité mercure pour ces dépôts. _____ 288
- Figure 3-57 - a) Masse volumique de phase solide en fonction de la masse volumique apparente des remplissages de fractures. b) Masse volumique apparente en fonction de la porosité mercure. _____ 288
- Figure 3-58 - a) Synthèse de toutes les masses volumiques de phase solide en fonction des masses volumiques apparentes de tous les groupes d'échantillons. b) Masses volumiques apparentes en fonction des porosités par injection de mercure. _____ 289
- Figure 3-59 - Comparaison des mesures de porosité par injection de mercure, par saturation à l'eau et à l'hélium en fonction de la densité apparente. _____ 290
- Figure 3-60 - a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de laves saines représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusions incrémentales de mercure pour les échantillons de coulées de laves saines. Les barres correspondent aux diamètres de seuils d'accès pour lesquels au moins 40 % de l'intrusion maximale a été atteinte. Les carrés gris et étoiles vertes correspondent respectivement à 100 % et 90 % de l'intrusion maximale. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. Les cadres bleus séparent les 3 groupes majeurs d'échantillons en fonction de leur porosité totale connectée. _____ 293
- Figure 3-61 - a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de laves saines faiblement à modérément altérées représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. Les flèches indiquent la provenance des échantillons : noire = Complexe Basal, grise = Terre-de-Haut, bleue = Bouillante. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de coulées de laves faiblement à modérément altérées. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. _____ 295
- Figure 3-62 - a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de laves affectées par une altération hydrothermale poussée représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de coulées de laves hydrothermalisées. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. _____ 296
- Figure 3-63 - a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de débris saines représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de coulées de débris saines. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. _____ 297
- Figure 3-64 - a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de débris faiblement à moyennement altérées représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de coulées de débris faiblement à modérément altérées. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. _____ 298
- Figure 3-65 - a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de coulées de débris affectées par une altération hydrothermale poussée représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de coulées de débris hydrothermalisées. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. _____ 299
- Figure 3-66 - a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de pyroclastites représentant la porosité cumulée

en fonction des diamètres des seuils d'accès. Les flèches indiquent la nature des différentes lithologies : noire = scories, grise = cendres et orange = ponces. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les échantillons de pyroclastites saines. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. _____ 301

- Figure 3-67 – a) Courbes d'injection de mercure pour les échantillons de remplissages de fracture représentant la porosité cumulée en fonction des diamètres des seuils d'accès. b) Bilan de l'exploitation des courbes d'intrusion incrémentale de mercure pour les remplissages et bèches de fractures. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. Les carrés rouges et cercles gris correspondent respectivement à 100 % et 90 % de l'intrusion maximale. Les échantillons sont rangés par ordre de porosité croissante. _____ 302
- Figure 3-68 - Perméabilité en fonction de la porosité par saturation au mercure des coulées de lave (a) et des unités volcano-sédimentaires (b). _____ 304
- Figure 3-69 - Perméabilité orthogonale au plan de fluidalité en fonction de la perméabilité parallèle à la fluidalité d'une sélection de laves saines et faiblement à modérément altérées. La droite indique l'égalité des perméabilités parallèles et perpendiculaires au plan d'écoulement. _____ 306
- Figure 3-70 - Perméabilité en fonction de la porosité par saturation au mercure pour tous les groupes d'échantillons. 307
- Figure 3-71 - a) Conductivité thermique en fonction de la vitesse de propagation des ondes P des échantillons de laves. b) Conductivité thermique en fonction de la porosité par injection de mercure. _____ 309
- Figure 3-72 - a) Porosité en fonction de la vitesse de propagation des ondes P des échantillons de laves. b) Perméabilité en fonction de V_P . _____ 310
- Figure 3-73 - a) Conductivité thermique en fonction de la vitesse de propagation des ondes P des échantillons volcano-sédimentaires. b) Conductivité thermique en fonction de la porosité par injection de mercure. _____ 311
- Figure 3-74 - a) Porosité en fonction de la vitesse de propagation des ondes P des échantillons volcano-sédimentaires. b) Perméabilité en fonction de V_P . _____ 311
- Figure 3-75 - a) Conductivité thermique en fonction de la diffusivité thermique pour tous les groupes d'échantillons. b) Chaleur spécifique en fonction de la conductivité thermique. _____ 312
- Figure 3-76 - a) Conductivité thermique en fonction de la vitesse de propagation des ondes P pour tous les groupes d'échantillons. b) Conductivité thermique en fonction de la porosité par injection de mercure. _____ 313
- Figure 3-77 - a) Porosité en fonction de la vitesse de propagation des ondes P pour tous les groupes d'échantillons. b) Perméabilité en fonction de V_P . _____ 313
- Figure 3-78 – Résultats de l'acquisition des V_P sur sphère d'andésite (GD15-127) à différentes pressions de confinement. a) Localisation de l'échantillon (étoile rouge) avec failles majeures relevées sur le terrain (lignes rouges) et linéaments majeurs (violet). MNT RGE alti 5 m et réseau hydrographique (bleu) fournis par l'IGN. b) Photo de l'affleurement de coulée de lave andésitique où a été prélevé l'échantillon (cadre rouge). Densité de fracture par mètre (histogramme) et nombre cumulé de fractures le long de la scanline (courbe noire) avec localisation de l'échantillon sur la scanline (flèche rouge). c) Fréquence des fractures mesurées sur l'affleurement b) par la méthode de scanline. d) V_P ($m.s^{-1}$) mesurées lors de la montée et de la redescende de pression de confinement. Projection dans un canevas de Schmidt. e) Différences de vitesse des paliers de pression 2 à 2 à la montée et à la descente. f) Différence entre les V_P mesurées à la montée et à la descente. g) Évolution des vitesses à la montée et à la descente. h) Anisotropie et hystérésis des V_P . _____ 315
- Figure 3-79 – Résumé des mesures acoustiques et calcul de coefficient mécanique. a) V_S en fonction de V_P mesurées dans les 3 directions des blocs. b) Module d'Young dans les 3 directions en fonction de la porosité mercure (porosité moyenne par échantillon). c et d) Idem à a et b mais valeur moyenne des trois directions de mesure. e) Coefficient de Poisson moyen en fonction du rapport V_P sur V_S . f) Anisotropie maximales de V_P et V_S dans les blocs. _____ 318
- Figure 3-80 – Déformation fragile répartie ou localisée dans les différents faciès. a) Coulée de lave de l'Anse à la Barque densément affectée par des joints de refroidissement à espacements décimétrique. b) Coulée de débris entre Rocroy et Val de l'Orge avec des couloirs de fractures régulièrement espacés. c) Un de ces couloirs de fractures à Val de l'Orge. d) Faille de Malendure ayant un jeu normal de plusieurs mètres sans que les dépôts encaissants ne présentent de fracturation marquée. _____ 320
- Figure 3-81 - a) Porosité connectée en fonction du ratio des conductivités thermiques mesurées sur les échantillons saturés et secs. b) Porosité connectée en fonction du ratio de vitesses d'ondes P mesurées sur les échantillons saturés et secs. Le rectangle rose indique l'intervalle où la mesure sur échantillon sec est supérieure à la mesure sur échantillon saturé. _____ 321
- Figure 3-82 – Évolution des propriétés physiques le long d'un profil vertical d'une coulée de lave andésitique de la Pointe de l'Anse (Vieux-Habitants). a) Courbes d'injection mercure de 4 échantillons avec les valeurs de perméabilités parallèles (valeurs de gauche) et perpendiculaires (valeurs de droite) au plan d'écoulement de la lave. b) Positions des échantillons encadrés avec des couloirs identiques aux courbes d'injection de mercure et délimitation des zones à densités de vacuoles et de fractures différentes. c) Profil vertical des propriétés physiques mesurées dans le plan et perpendiculaire au plan d'écoulement de la lave. d) Échantillon GD15-24 sans vésicule ni fractures. e)

Échantillon GD15-25 avec des vésicules très allongées. f) GD15-26 avec vésicule et fractures. g) GD15-23 avec grandes vésicules. _____ 324

Figure 3-83 – Bloc diagramme synthétique montrant la disposition type des dépôts volcaniques sur les îles volcaniques actives. _____ 334

Figure 3-84 – Altération d'une coulée de débris et d'une lave. a) Altération différentielle entre les blocs d'andésite peu altérés, la matrice et les clastes pyroclastiques très altérés de la Pointe de l'Ermitage (VH). b) Au nord, coulée de lave de Tête Rouge la Batterie (TdH), au sud une zone fortement hydrothermalisée avec fentes à gypse et matrice jaunâtre. c) La coulée de lave est affectée par une altération en boules marquée, dont la propagation est permise par la combinaison de 3 plans sub-orthogonaux (2 de fractures et 1 de fluidalité). d) Détail des réseaux de joints subhorizontaux et verticaux divisant la coulée en blocs de formes cubiques de tailles pluri-décimétriques. Tous les blocs sont affectés par des fractures en pelure d'oignon séparant un cœur sain d'une croûte altérée. Les striations de couleur rouille sont une combinaison de bande de Liesegang et de fractures en pelure d'oignon (Jamtveit et al., 2011). e) La circulation préférentielle de fluide des joints vers l'intérieur des blocs crée un gradient d'altération favorisé par les joints étroitement espacés. _____ 336

Figure 3-85 – Évolution latérale de l'altération dans la zone de Frigate Bay. a) L'île de Saint-Kitts avec localisation de la zone de Frigate Bay (carré rouge). Données USGS SRTM1. b) Localisation de la zone hydrothermalisée (image Google Earth). c) Coulée de débris affectée par des circulations hydrothermales. L'altération n'est pas constante sur tout l'affleurement. Elle est la plus forte dans des drains suivant la surface de stratification du dépôt. d) Bloc de lave métrique dans la coulée de débris moins affecté par l'altération que la matrice encaissante. e et f) Coulée de lave affectée par une altération en boule supergène et des circulations hydrothermales dans les fractures. _ 338

Figure 3-86 – Modèle géologique conceptuel d'un système géothermique sur une île volcanique telle que Basse-Terre. L'épaisseur des dépôts volcaniques a été exagérée dans le modèle pour améliorer la visibilité, mais elle est respectée pour les dépôts dans chaque petit encart de 20 m de côté représentant une séquence lithostratigraphique élémentaire d'un stratovolcan comme la Soufrière. État 0 ou initial – Dépôt des différents produits volcaniques et des unités associées à la déstabilisation des flancs instables du volcan. État 1 – Saturation de la porosité primaire par les fluides météoriques sur les flancs du volcan. La taille des flèches est proportionnelle à l'écoulement. État 2 – Les contraintes tectoniques induisent la formation de fractures et de failles recoupant les dépôts. Les fluides météoriques sont remplacés par un mélange d'eau de mer et d'eau météorique grâce aux circulations dans les failles. Ce fluide chaud imprègne la matrice rocheuse et contribue au remplacement des minéraux magmatiques par des phases secondaires. État 3 – Les faciès volcaniques sont enfouis entre 500 et 2000 m et sont en contact avec un fluide à 250 °C qui accélère les transformations minéralogiques. Les limites entre les dépôts bréchiques et les laves sont des surfaces d'écoulement préférentiel pour les fluides. Les joints de refroidissement peuvent être réutilisés par la déformation fragile et se connecter à d'autres joints et fractures améliorant la connectivité. État final – L'érosion ramène en surface les formations hydrothermalisées. L'exhumation conduit à une argilisation partielle et au colmatage partiel des fractures par du gypse, de la pyrite et de la calcite (traits roses). _____ 342

Figure 4-1 – a) Carte d'anomalie magnétique acquise autour des îles de Terre-de-Haut et de Terre-de-Bas. b) Carte de réduction au pôle (Mercier de Lépinay, en cours). _____ 348

Figure 4-2 - Interprétation structurale de la carte de réduction au pôle. Abréviations : AC – Anse Crawen ; AF – Anse Figuier ; AR – Anse Rodrigue ; GA – Grande Anse ; BP – Baie de Pompierre ; PM – Pointe Morel ; PE – Pointe à l'Eau ; TB – Tête Rouge la Batterie. _____ 350

Figure 4-3 – Coupe de résistivité établie entre la Soufrière et Bouillante (Teranov, 2017). a) Coupe extraite du modèle 3D, détails des numéros dans le texte. b) Premier modèle conceptuel de circulation avec des chambres magmatiques sous Bouillante et la Soufrière et un flux de chaleur régional moyen (60 mW.m⁻²). c) Second modèle sans chambre magmatique sous Bouillante. d) Variante du second modèle mais avec des transferts latéraux plus superficiels. e) Dans le dernier modèle, le flux de chaleur basal est prépondérant et estimé à 100 mW.m⁻². _ 354

Figure 4-4 – Modèle structural schématique de l'île de Terre-de-Haut. Ce modèle est basé sur un effondrement de la partie centrale de l'île associé à la mise en place d'un graben E-O. Ce graben est recoupé par des failles normales NNE-SSO formant une série de blocs basculés. Image satellite issue de Google Earth. _____ 356

Figure 4-5 – Modèle schématique permettant de voir la disposition des zones hydrothermalisées sur l'île de Terre-de-Haut et sur son plateau insulaire. Il est construit à partir des observations réalisées sur le terrain, des analyses en laboratoire et des levés magnétiques en mer acquis et traités par Jeanne Mercier de Lépinay. _____ 357

Figure 4-6 - Modèle schématique permettant de voir la disposition des zones hydrothermalisées (en bleu) sur le quart sud-ouest de la Basse-Terre. Contrairement aux autres structures, la zone de décrochement sénestre dans la partie centrale de l'île, parallèle au système transtensif sénestre de Bouillante-Montserrat, n'a pas été observée mais est fortement supposée. Son existence conditionnerait les transferts de fluides et de magma à grande échelle. _ 360

Table des tableaux

Tableau 1-1 - Tableau synthétique des assemblages minéralogiques hydrothermaux et températures de stabilité des minéraux communément rencontrés dans les systèmes géothermaux (d'après Stimac et al., 2015). Les produits d'altération typiques des minéraux magmatiques principaux sont présentés dans les zones d'altérations dominantes.	49
Tableau 1-2 - Synthèse des données géochronologies sur l'île de Basse-Terre (Blanc, 1983; Carlut et al., 2000; Samper et al., 2007, 2009; Ricci et al., 2015a, 2015b, 2017). Les âges sont donnés en milliers d'années.	112
Tableau 3-1 – Répartition des échantillons par types de dépôt et d'altération.	214
Tableau 3-2 – Résumé des mesures de susceptibilité magnétique totale prises directement sur les affleurements ou sur les blocs servant aux mesures physiques avec l'appareil portable et en laboratoire sur les carottes servant aux mesures d'ASM.	252
Tableau 3-3 - Synthèse des analyses 2D de la porosité sur les images de microscopie électronique des échantillons de laves saines.	268
Tableau 3-4 - Résumé des paramètres mesurés par tomographie à rayons X sur les trois échantillons de lave saine.	283
Tableau 3-5 - Synthèse des propriétés pétrophysiques mesurées sur les 8 groupes d'échantillons avec la médiane, la moyenne, les valeurs minimale et maximale ainsi que le nombre de mesures (n).	326
Tableau 3-6 – Comparaison à d'autres données pétrophysiques publiées. Les données issues d'affleurement sont soit en caractères normaux (valeurs médianes) soit en italiques (valeurs moyennes). Les mesures issues de forage sont en gras (valeurs médianes). Les nombres d'échantillons sont entre parenthèses. Degrés d'altération : F – sain ; SA – légèrement altéré ; - MA – Modérément altéré ; HA – Altération hydrothermale très avancée. Détails : D – dôme ; BAF – coulées de cendres et blocs ; NA – nuées ardentes ; AF – dépôts de coulées de cendres. Références : 1 - Bernard, 1999 ; 2 - Bernard et al., 2007 ; 3 - Lenhardt et Götz (2011) ; 4 – Lenhardt et Götz, 2015 ; 5 - Pola et al., 2012 ; 6 - Pola et al., 2014 ; 7 - Wyring et al., 2014 ; 8 - Mielke et al., 2015 ; 9 - Farquharson et al., 2015 ; 10 - Heap et al., 2015 ; 11 - Mielke et al., 2016 ; 12 - Heap et Kennedy, 2016.	331
Tableau 0-1 - Compositions en pourcentage d'oxydes (< L.D. : inférieur à la limite de détection).	412
Tableau 0-2 – Composition en éléments traces (< L.D. : inférieur à la limite de détection).	413
Tableau 0-3 – Mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique sur les échantillons (FL : lave saine, SML : lave faiblement à modérément altérée, HL : lave hydrothermalisée, FDF : coulée de débris saine). Précisions GPS d'environ 15 m. Kmcorr est la susceptibilité moyenne corrigée du volume réelle de la carotte servant à la mesure. L - degré de linéation magnétique ; F - degré de foliation magnétique ; P – degré d'anisotropie ; Pj – degré corrigé d'anisotropie ; T – paramètre de forme ; dec et inc – orientation et plongement des axes de l'ellipsoïde d'anisotropie.	415
Tableau 0-4 - Synthèse des mesures pétrophysiques	420

Annexes

Données

Ce chapitre contient :

- les données géochimiques acquises au SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux) de Nancy
- les données magnétiques acquises lors de la mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique
- les mesures pétrophysiques. Il s'agit des valeurs utilisées pour les graphiques. Les autres mesures réalisées sur les mêmes échantillons ne sont pas présentées ici car sont en cours d'intégration sur une base de données prochainement mise en libre accès.

Le volume de données structurales est trop important pour être présenté dans ce manuscrit.

Toutes les mesures acquises dans cette thèse peuvent être fournies par simple demande électronique à : vivien.navelot@hotmail.fr

Données Géochimiques

Ce chapitre contient toutes les résultats d'analyses géochimiques (éléments traces et majeures) réalisées au SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux).

Éléments majeurs

Tableau 0-1 - Compositions en pourcentage d'oxydes (< L.D. : inférieur à la limite de détection).

Sample	Lithotype	Longitude WGS84	Latitude greenwich	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	LOI %	Total %
GD15-11	Fresh lava (FL)	16,106387	-61,772908	55,66	20,11	7,81	0,15	2,01	9,22	3,31	0,82	0,83	0,18	0,30	100,39
GD15-20	Fresh lava	16,060991	-61,758884	56,47	19,84	7,34	0,15	2,01	8,81	3,37	0,85	0,74	0,17	-0,18	99,54
GD15-22	Fresh lava	16,090897	-61,766886	57,39	19,29	6,33	0,13	2,37	8,51	3,58	0,82	0,65	0,21	0,94	100,20
GD15-23	Fresh lava	16,090671	-61,768908	58,66	20,02	6,21	0,14	1,61	8,35	3,73	0,87	0,68	0,22	-1,88	98,59
GD15-24	Fresh lava	16,090671	-61,768908	58,35	19,81	6,20	0,14	1,60	8,37	3,68	0,86	0,67	0,21	-0,14	99,74
GD15-25	Fresh lava	16,090671	-61,768908	58,84	19,97	6,17	0,14	1,57	8,42	3,70	0,86	0,69	0,21	0,38	100,93
GD15-26	Fresh lava	16,090671	-61,768908	58,75	20,06	6,21	0,14	1,61	8,44	3,71	0,86	0,68	0,21	-0,34	100,33
GD15-27	Fresh lava	16,090897	-61,766886	58,63	20,07	6,25	0,14	1,60	8,36	3,63	0,65	0,68	0,22	0,49	100,70
GD15-29	Fresh lava	16,088033	-61,767491	56,40	17,80	9,82	0,21	3,55	7,93	3,20	0,56	0,80	0,16	0,41	100,83
GD15-105	Fresh lava	16,139626	-61,780032	60,16	16,91	8,08	0,17	1,78	6,33	4,09	1,16	0,94	0,25	0,81	100,68
GD15-106	Fresh lava	16,139626	-61,780032	60,15	16,99	8,16	0,18	1,63	6,31	4,08	1,16	0,95	0,25	1,06	100,90
GD15-126	Fresh lava	16,070851	-61,731496	55,76	19,22	8,42	0,15	2,40	8,55	3,34	0,65	0,86	0,19	0,80	100,34
GD15-135	Fresh lava	15,858820	-61,589071	63,06	17,03	4,94	0,10	1,36	5,70	3,48	1,33	0,53	0,15	1,66	99,35
GD15-149	Fresh lava	16,105497	-61,733861	60,33	17,20	7,16	0,14	1,57	5,59	4,46	0,82	0,88	0,24	1,76	100,14
GD15-159	Fresh lava	16,074025	-61,752505	61,98	18,07	6,02	0,11	1,03	5,79	3,81	1,20	0,72	0,19	1,69	100,60
GD15-162	Fresh lava	16,085605	-61,767822	56,32	17,55	9,89	0,21	3,51	7,78	3,16	0,58	0,81	0,17	0,32	100,30
GD15-163	Fresh lava	16,085206	-61,767100	56,37	17,68	9,72	0,20	3,42	7,63	3,23	0,61	0,83	0,17	0,43	100,28
GD15-164	Fresh lava	16,073925	-61,752487	61,86	18,15	6,00	0,11	0,97	6,22	3,88	1,17	0,71	0,20	1,41	100,69
GD15-166	Fresh lava	16,099765	-61,771367	56,12	17,92	9,57	0,19	3,52	8,10	3,75	0,61	0,78	0,16	0,60	100,74
GD16-15	Fresh lava	16,115771	-61,739899	60,20	19,22	4,93	0,09	0,84	6,98	3,17	1,00	0,60	0,18	1,70	99,47
GD16-17	Fresh lava	16,102545	-61,764801	56,47	20,67	6,96	0,15	1,72	9,35	3,40	0,63	0,67	0,17	0,04	100,22
GD17-11	Fresh lava	15,857483	-61,592899	62,40	16,28	6,38	0,13	2,01	5,61	3,27	1,32	0,50	0,15	2,25	100,28
GD15-01	Slightly to moderately altered lava (SML)	16,338241	-61,784857	65,27	15,64	6,26	0,11	0,33	3,46	4,62	1,55	0,73	0,17	2,56	100,70
GD15-36	Slightly to moderately altered lava	16,351010	-61,768904	59,11	17,98	6,76	0,14	1,84	6,46	4,16	1,07	0,77	0,20	1,63	100,11
GD15-37	Slightly to moderately altered lava	16,351499	-61,767574	62,29	15,84	7,76	0,08	0,71	3,97	4,68	1,49	0,94	0,23	2,45	100,43
GD15-40	Slightly to moderately altered lava	16,354616	-61,757363	59,96	16,43	9,22	0,16	1,17	4,26	4,20	1,44	1,10	< L.D.	2,37	100,30
GD15-41	Slightly to moderately altered lava	16,354778	-61,757190	60,20	15,70	8,90	0,14	1,02	4,11	3,97	1,56	1,07	0,18	3,08	99,93
GD15-42	Slightly to moderately altered lava	16,354778	-61,757190	59,21	16,31	9,35	0,14	0,66	2,88	3,48	1,57	1,12	0,13	5,31	100,14
GD15-139	Slightly to moderately altered lava	15,853208	-61,594487	60,00	16,32	6,78	0,15	2,46	4,94	3,45	1,10	0,53	0,16	4,16	100,04
GD15-140	Slightly to moderately altered lava	15,853186	-61,594649	59,75	16,30	6,80	0,20	2,39	4,96	2,49	0,73	0,56	0,16	5,79	100,14
GD15-141	Slightly to moderately altered lava	15,853208	-61,594487	61,62	16,30	6,72	0,14	2,19	5,83	3,20	1,34	0,53	0,15	2,54	100,55
GD17-08	Slightly to moderately altered lava	15,859403	-61,578999	59,97	16,45	7,26	0,20	2,11	6,03	2,92	0,89	0,49	0,21	3,75	100,27
GD17-09	Slightly to moderately altered lava	15,857686	-61,579201	64,88	17,88	3,11	0,02	0,47	4,32	3,15	1,22	0,53	0,12	4,63	100,34
GD16-03	Highly altered lava (HL)	15,867098	-61,576302	58,94	15,02	6,23	0,08	2,92	4,51	2,19	0,86	0,50	< L.D.	8,55	99,78
GD16-05	Highly altered lava	15,867225	-61,576302	66,25	18,34	2,87	< L.D.	0,45	0,53	0,45	3,99	0,62	< L.D.	5,82	99,31
GD16-06	Highly altered lava	15,866582	-61,577099	59,72	15,93	7,75	0,10	3,10	1,88	1,29	0,53	0,52	0,13	8,78	99,72
GD15-138	Slightly to moderately altered debris flow (SMDF)	15,873225	-61,571730	62,05	17,96	5,29	0,08	0,71	6,00	3,77	1,13	0,55	0,23	2,47	100,23
GD15-142	Highly altered debris flow (HDF)	15,864304	-61,582501	60,34	19,94	7,56	0,03	0,76	0,10	0,13	3,24	0,50	< L.D.	6,46	99,06
GD16-10	Highly altered debris flow	15,870341	-61,569000	57,44	19,13	6,40	0,06	1,48	6,23	3,43	0,30	0,65	< L.D.	5,05	100,15
GD15-131	Fresh pumice (FP)	16,059018	-61,728997	57,28	17,94	8,30	0,17	2,66	6,01	2,74	0,84	0,67	0,12	3,85	100,58
GD15-120	Fracture filling (FF)	16,060145	-61,736713	35,15	10,69	5,22	< L.D.	0,81	14,79	0,78	0,49	0,47	< L.D.	29,23	97,62

Éléments traces

Tableau 0-2 – Composition en éléments traces (< L.D. : inférieur à la limite de détection).

Sample	GD15-11	GD15-20	GD15-23	GD15-24	GD15-25	GD15-26	GD15-27	GD15-29	GD15-105	GD15-106	GD15-126	GD15-135	GD15-149	GD15-159	GD15-162	GD15-163	GD15-164	GD15-166	GD16-15	
Lithotype	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	FL	
H ₂ O total	%	0.24	0.30	0.37	0.39	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	
Li	ppm	8.20	8.30	8.10	7.40	8.40	8.40	8.40	8.40	8.40	8.40	8.40	8.40	8.40	8.40	8.40	8.40	8.40	8.40	
S total	%	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
As	ppm	1,1999	1,4423	1,5987	2,8854	1,0804	1,0804	1,0804	0,684	0,684	1,8421	4,0853	0,5498	4,0572	0,5632	1,9158	0,9255	105,8973	1,1601	
Ba	ppm	130,9482	151,4421	146,8207	151,4513	149,9408	149,9408	149,9408	185,4597	185,4597	111,9839	252,2657	149,2405	216,3592	112,8299	112,8299	202,472	105,8973	186,2689	186,2689
Be	ppm	0,6138	0,7044	0,734	0,7351	0,6643	0,6643	0,6643	0,7841	0,7841	0,6107	0,7933	0,727	0,7741	0,5863	0,8356	0,607	<L.D.	0,7116	
Bi	ppm	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,1595	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	1,5265	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	
Cd	ppm	0,5418	0,1933	0,5653	0,4792	0,1595	0,1595	0,1595	0,1665	0,1665	0,4363	0,1118	0,2251	0,1534	0,2267	0,3908	0,2422	0,8474	0,1609	
Co	ppm	19,2981	20,5142	20,8535	21,3841	21,8678	21,7396	16,9411	26,309	26,7182	16,3792	28,5382	20,7199	29,9582	16,3402	16,7556	29,0107	18,1629	24,6476	
Ce	ppm	53,4941	26,8843	24,1026	25,8732	31,4165	20,0466	45,8204	41,0023	33,6443	34,401	31,3625	31,4606	32,6796	31,4652	44,2414	21,5456	51,589	17,6561	
Cr	ppm	1,2447	0,933	1,559688	0,685	0,7695	1,114	0,7106	1,0038	1,136	0,7797	1,5909	0,887	0,7882	1,9606	1,0081	0,7243	9,9105	0,5229	
Cs	ppm	0,2793	0,3421	0,2578	0,2992	0,3638	0,3638	0,3638	0,427	0,427	0,3269	0,7069	0,38	0,2927	0,422	0,4641	0,2548	0,4076	0,5277	
Cu	ppm	162,57	73,197	39,918	38,3844	59,956	39,9746	37,9953	73,8379	48,6964	51,5792	20,2959	41,5712	36,9414	47,9014	60,1731	34,1089	52,4114	38,1446	
Dy	ppm	5,3032	5,0319	4,8639	5,3455	5,0547	5,0547	5,566	6,0999	7,0227	4,524	3,2766	6,0209	6,3141	4,7775	4,5702	6,6986	4,7836	5,9527	
Er	ppm	3,3193	3,1538	3,0505	3,1258	3,3578	3,13	3,4222	3,2437	4,3319	2,7678	2,0952	3,7844	2,9858	2,8307	3,6792	3,9637	2,9177	3,5903	
Eu	ppm	1,1931	1,1921	1,183	1,2589	1,3208	1,2659	1,3495	1,1721	1,4848	1,4927	1,0115	1,5991	1,5	1,1873	1,1765	1,4971	1,2162	1,3901	
Ga	ppm	19,2568	19,5623	17,2284	17,7584	17,7294	17,7294	18,377	18,3467	17,8445	17,4029	18,9783	17,1025	16,4726	16,7277	17,6229	17,0413	16,9939	16,9939	
Gd	ppm	4,6111	4,3712	4,2571	4,3873	4,4446	4,4242	4,4988	4,3468	5,9711	6,1515	2,9952	5,3779	5,6176	4,0511	3,9878	5,7362	4,2258	5,2606	
Ge	ppm	1,307	1,3235	1,3704	1,3572	1,3838	1,3838	1,3295	1,4539	1,4986	1,441	1,3818	1,4099	1,4669	1,4849	1,424	1,3599	1,4359	1,248	
Hf	ppm	2,8127	2,7585	2,7682	2,7933	2,8583	2,8447	2,8488	2,7286	2,2615	2,2742	2,9544	3,0097	4,0139	2,3225	2,3795	4,0244	2,4077	3,5069	
Ho	ppm	1,1818	1,1342	1,0932	1,129	1,129	1,1404	1,2531	1,1553	1,5259	1,5932	0,9988	0,738	1,3526	1,3721	1,0735	1,0148	1,063	1,307	
In	ppm	0,1113	0,13	0,0766	0,0851	0,0503	0,0747	0,0639	0,0832	0,0803	0,0801	0,0562	0,0968	0,053	0,0806	0,1018	0,0607	0,1493	0,0573	
La	ppm	8,0036	8,5484	8,3252	8,481	9,1786	8,9713	9,2219	6,7554	10,1196	10,1196	13,572	9,1776	10,9385	6,9414	6,7465	11,5549	7,5173	10,5431	
Lu	ppm	0,4897	0,489	0,4669	0,4858	0,5202	0,4752	0,5198	0,5038	0,6214	0,6331	0,4238	0,3806	0,5416	0,4627	0,43	0,5896	0,4447	0,5422	
Mo	ppm	0,8483	0,8314	0,8234	0,731	0,7678	0,8234	0,7587	0,7887	1,0208	0,6643	0,7526	0,8362	1,1422	0,6193	0,6243	1,1056	0,654	0,9184	
Nb	ppm	2,6918	2,3697	2,7783	2,8048	3,2968	3,2968	2,8661	2,7951	2,7823	2,1477	4,0082	2,8982	3,0952	2,3049	2,5426	3,1287	2,4146	2,937	
Nd	ppm	14,4731	14,0582	14,7366	15,9559	15,2872	14,8621	16,2094	18,361	18,8944	12,3902	14,459	16,7218	19,8246	13,1828	13,3802	20,1038	14,5282	18,0212	
Ni	ppm	2,0146	<L.D.	552,4299	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	3,4762	2,0009	<L.D.	<L.D.	2,3422	<L.D.	<L.D.	4,4483	<L.D.	
Pb	ppm	3,6771	4,0569	2,7908	3,0515	5,1133	5,584	3,9745	3,1966	4,5221	2,5068	6,9212	3,6202	3,8023	3,0813	4,2251	3,6717	2,3456	3,7266	
Pr	ppm	2,9464	2,9573	3,0964	3,3464	3,2244	3,3464	3,3464	3,8317	3,8886	2,5519	3,5585	3,4083	4,2186	2,6801	2,7046	4,0007	2,9716	3,8109	
Rb	ppm	16,9188	16,8956	17,1917	17,6158	16,5748	16,5748	15,7312	10,6142	24,4745	23,2814	36,5882	14,5779	22,598	12,3751	16,8477	22,6849	12,6369	20,6274	
Sc	ppm	25,65	20,69	18,74	19,03	18,76	19,01	19,17	24,7	28,88	28,69	12,45	27,03	20,32	24,76	24,67	19,84	24,61	13,96	
Sb	ppm	0,1253	0,1791	0,105	0,0979	0,1234	0,1443	0,0948	0,0986	0,1335	0,064	0,1206	0,0784	0,1441	0,1321	0,1527	0,1399	0,1256	0,1475	
Sm	ppm	4,1279	4,0315	4,0115	4,1644	4,488	4,2945	4,2435	4,7039	5,997	3,6895	3,2463	4,9226	5,6792	3,842	3,8532	5,6387	4,1315	5,0932	
Sr	ppm	253,7742	279,4549	294,9266	309,729	309,729	314,7057	314,7057	300,6395	264,9025	229,5881	268,737	232,6413	206,5066	259,8041	254,973	216,5861	263,2297	263,6859	
Ta	ppm	0,7998	0,2852	0,3866	0,3023	0,3355	0,2775	0,5912	0,5282	0,4048	0,4254	0,5137	0,4158	0,4464	0,242	0,469	0,341	0,4799	0,315	
Tb	ppm	0,8116	0,7614	0,7383	0,7663	0,8114	0,7661	0,7753	0,8492	0,7517	1,0347	0,9166	0,9875	0,9875	0,7176	0,9166	1,0098	0,7333	0,9231	
Th	ppm	1,2797	1,4556	1,5804	1,5897	1,6516	1,5885	1,581	1,8285	0,9475	1,8285	4,2001	1,1478	1,8237	0,9505	0,9384	1,8154	1,038	1,5543	
Tm	ppm	0,4782	0,4616	0,44	0,4579	0,4864	0,4623	0,4983	0,4702	0,608	0,6271	0,3239	0,4536	0,4304	0,5379	0,4304	0,6377	0,3635	0,5448	
U	ppm	0,4489	0,4854	0,5281	0,5019	0,4929	0,4929	0,4983	0,3172	0,6269	0,6585	1,1551	0,4072	0,6489	0,3227	0,3414	0,6377	0,3635	0,5448	
V	ppm	142,2832	117,4625	70,3263	68,8579	68,6635	69,8611	71,7236	66,1147	145,2322	90,661	90,9493	90,9493	74,6213	152,7396	150,0184	75,4528	152,7093	58,1004	
W	ppm	251,6286	114,2356	127,2216	124,6374	124,6374	124,6374	124,6374	146,5549	112,0472	124,526	163,0236	134,6388	230,3041	108,4775	176,8801	115,5201	200,04	107,0688	
Y	ppm	30,5087	30,1997	28,8565	29,8795	32,2687	30,4171	32,72	30,4601	39,3893	40,3652	26,4021	20,1006	35,6131	28,957	26,9182	37,9437	27,155	31,8719	
Yb	ppm	3,2013	3,124	3,0146	3,2985	3,0935	3,1537	3,3895	3,2197	4,1399	4,1877	2,7391	2,3251	3,5626	2,9783	2,8309	3,9042	2,8793	3,5864	
Zn	ppm	151,7139	211,7155	99,5934	69,629	150,6883	121,7364	84,8157	116,3705	108,7998	104,83	122,6622	74,9394	110,7643	62,3731	91,0169	145,6005	85,8935	209,9327	
Zr	ppm	104,4351	98,8592	98,9544	101,6796	101,6796	102,5888	101,2408	86,9246	144,031	146,3641	79,2163	107,0867	141,9778	85,1052	87,3765	141,4279	89,8745	120,4776	

Données ASM

Tableau 0-3 – Mesures d' anisotropie de susceptibilité magnétique sur les échantillons (FL : lave saine, SML : lave faiblement à modérément altérée, HL : lave hydrothermalisée, FDF : coulée de débris saine). Précisions GPS d' environ 15 m. Kmcorr est la susceptibilité moyenne corrigée du volume réelle de la carotte servant à la mesure. L - degré de linéation magnétique ; F - degré de foliation magnétique ; P - degré d' anisotropie ; T - paramètre de forme ; dec et inc - orientation et plongement des axes de l' ellipsoïde d' anisotropie.

Name	Rock type	Latitude WGS 1984 (decimal degree)	Longitude	Field A/m	Freq. Hz	Km x 10 ⁻³ SI	Vvrai Kmcorr cm ³ x 10 ⁻³ SI	L	F	P	Pj	T	U	K1dec	K1line	K2dec	K2line	K3dec	K3line	K11	K22	K33	K12	K23	K13	
GDI5-01-1	SML	16.338241	-61.784857	200	976	16612.81	10.23	16.99	1.017	1.015	1.033	1.033	-0.065	-0.073	299.4	10.9	206.2	16.1	62.3	70.4	1.0288	1.0157	0.98654	-0.00784	-0.007	-0.0062
GDI5-01-1'	SML	16.338241	-61.784857	200	976	16855.48	10.18	17.15	1.018	1.015	1.034	1.034	-0.093	-0.101	301.9	11.5	209.8	10	79.7	74.7	1.00378	1.01062	0.9856	-0.00813	-0.00683	0.00121
GDI5-01-2	SML	16.338241	-61.784857	200	976	14210.06	9.33	13.25	1.014	1.014	1.028	1.028	-0.008	-0.015	129.7	0.1	219.8	10.3	39.1	79.7	1.00534	1.00799	0.98666	-0.00712	-0.00148	-0.00187
GDI5-01-2'	SML	16.338241	-61.784857	200	976	14833.38	9.98	14.81	1.014	1.014	1.028	1.028	-0.007	-0.014	130.8	2.8	221.3	9.9	25.2	79.7	1.00556	1.00799	0.98641	-0.00725	-0.00268	-0.00268
GDI5-11-1	FL	16.106387	-61.772968	200	976	14496.26	9.96	14.45	1.014	1.013	1.028	1.028	-0.028	-0.034	130.1	2.1	220.6	12.3	30.4	77.5	0.98507	1.00775	0.98718	-0.0072	-0.00101	-0.00273
GDI5-11-1'	FL	16.106387	-61.772968	200	976	29899.94	9.96	29.79	1.017	1.015	1.031	1.031	-0.066	-0.074	113.1	28.7	210.6	13.4	322.8	57.2	0.99861	1.00857	0.99283	-0.00264	0.01037	-0.0079
GDI5-11-1-2	FL	16.106387	-61.772968	200	976	27497.51	10.06	27.67	1.017	1.014	1.032	1.032	-0.096	-0.104	109	25	205.9	14.5	323.2	60.6	0.99827	1.01033	0.9914	-0.00274	0.00979	-0.00692
GDI5-11-2	FL	16.106387	-61.772968	200	976	24448.32	8.84	21.60	1.017	1.008	1.025	1.026	-0.376	-0.381	92.4	35.8	184.3	2.6	277.9	54.1	0.99678	1.00558	0.99763	-0.00011	0.01185	-0.00079
GDI5-11-2-1	FL	16.106387	-61.772968	200	976	30921.44	10.06	31.12	1.022	1.01	1.031	1.032	-0.386	-0.392	92.4	40.3	188.5	7.2	286.7	48.8	0.99562	1.00474	0.99964	-0.00061	0.01514	-0.00179
GDI5-11-2-2'	FL	16.106387	-61.772968	200	976	31827.56	10.01	31.87	1.017	1.011	1.028	1.028	-0.219	-0.226	98.1	39.8	7.6	0.6	277	50.2	0.99808	1.00334	0.99858	-0.00085	0.01328	-0.00179
GDI5-11-11-1'	FL	16.106387	-61.772968	200	976	30050.48	9.87	29.65	1.014	1.013	1.028	1.028	-0.049	-0.055	315.5	26.2	49.1	7.3	153.4	62.6	1.00321	1.00463	0.99216	-0.00469	-0.00635	0.00877
GDI5-11-11-2	FL	16.106387	-61.772968	200	976	31555.62	10.31	32.53	1.015	1.01	1.025	1.025	-0.188	-0.194	323.8	24.2	56.7	6.4	160.6	64.9	1.00485	1.0025	0.99264	-0.00534	-0.00457	0.00814
GDI5-11-11-3	FL	16.106387	-61.772968	200	976	30934.73	10.16	31.43	1.017	1.01	1.027	1.028	-0.28	-0.286	313.1	28.2	48.8	10.5	157.2	59.5	1.00161	1.00423	0.99417	-0.00582	-0.00688	-0.00879
GDI5-11-12-1	FL	16.106387	-61.772968	200	976	29424.97	10.21	30.04	1.016	1.009	1.025	1.026	-0.288	-0.293	136.8	33.2	232.7	8.8	335.6	55.3	1.0012	1.00237	0.99643	-0.00459	-0.00681	-0.00921
GDI5-11-12-2	FL	16.106387	-61.772968	200	976	30431.11	10.06	30.62	1.013	1.014	1.027	1.027	0.028	0.022	151.6	30.8	243.5	3.1	338.7	59	1.00454	1.0019	0.99356	-0.00282	0.00493	-0.01069
GDI5-11-12-3	FL	16.106387	-61.772968	200	976	27666.53	10.31	28.52	1.014	1.012	1.026	1.026	-0.077	-0.083	144.8	31.3	238	5.3	336.7	58.1	1.00324	1.00212	0.99463	-0.00354	0.00558	-0.00976
GDI5-20-1	FL	16.090897	-61.758884	200	976	14167.98	10.03	14.21	1.005	1.017	1.018	1.018	0.456	0.453	352.3	14.3	193.7	74.7	83.7	5.4	1.0068	0.99042	1.00278	-0.00195	-0.00131	0.00099
GDI5-20-2	FL	16.090897	-61.758884	200	976	12719.38	10.01	12.74	1.004	1.006	1.015	1.015	0.404	0.404	316.2	37.6	183.9	52.1	279.1	4.1	1.00438	0.99204	1.00358	-0.00219	0.00118	0.00075
GDI5-20-2-1	FL	16.090897	-61.758884	200	976	11731.25	9.38	11.00	1.006	1.012	1.018	1.018	0.333	0.329	1.7	31.2	198.1	57.7	96.2	7.4	1.00606	0.99065	1.00329	0.00134	-0.0014	0.00275
GDI5-20-2-2	FL	16.090897	-61.758884	200	976	13645.17	9.87	13.46	1.006	1.014	1.02	1.021	0.413	0.409	2.2	34.8	216.7	49.9	104.8	17.4	1.00583	0.9908	1.00336	0.00329	-0.00377	0.00377
GDI5-20-2-3	FL	16.090897	-61.758884	200	976	13641.37	10.26	14.00	1.005	1.014	1.019	1.019	0.476	0.473	359.3	53.3	204	34.1	105.8	11.9	1.00367	0.9909	1.00543	0.00337	-0.00266	0.00307
GDI5-20-2-4	FL	16.090897	-61.758884	200	976	14836.01	10.21	15.15	1.008	1.013	1.022	1.022	0.23	0.225	349.2	51.8	189.1	36.5	91.8	9.7	1.00469	0.98891	1.0064	-0.00019	-0.00296	0.00406
GDI5-20-2-5	FL	16.090897	-61.758884	200	976	13762.3	9.96	13.71	1.003	1.016	1.019	1.019	0.664	0.662	351.7	31.3	197.4	56	89.1	11.9	1.00638	0.98931	1.00431	-0.00057	-0.00335	0.00134
GDI5-22-1	FL	16.090897	-61.766886	200	976	11364.21	10.06	11.44	1.007	1.017	1.014	1.014	0.042	0.038	268.2	9	14.2	60	173.3	28.4	0.99456	1.00675	0.99868	-0.00087	-0.00142	0.00303
GDI5-22-1-2	FL	16.090897	-61.766886	200	976	10449.2	9.82	10.26	1.003	1.012	1.015	1.015	0.16	0.16	277	29.5	61.6	55.3	177.2	16.7	0.99224	1.0052	1.00256	0.00019	-0.0016	0.00332
GDI5-22-1-3	FL	16.090897	-61.766886	200	976	11422.17	9.98	11.40	1.005	1.008	1.014	1.014	0.264	0.261	278.4	16.7	49.2	65.4	183	17.6	0.99346	1.00572	1.00082	-0.00108	-0.00125	0.00269
GDI5-22-2	FL	16.090897	-61.766886	200	976	11248.57	10.32	11.61	1.004	1.004	1.013	1.013	0.315	0.313	273.3	9.5	24.7	60.5	182.4	27.6	0.99494	1.00541	0.99966	-0.00081	-0.00055	0.00346
GDI5-22-2'	FL	16.090897	-61.766886	200	976	11317.99	9.84	11.13	1.006	1.009	1.014	1.014	0.217	0.213	274.3	19.4	44.8	61.6	177	20	0.99347	1.00592	1.00062	0.00003	-0.00188	0.00288
GDI5-22-2-1	FL	16.090897	-61.766886	200	976	9000.3	7.85	7.07	1.007	1.006	1.013	1.013	0.043	0.046	271.1	2.4	174	71.3	1.9	18.6	0.99435	1.00645	0.9992	-0.00031	-0.00034	-0.00183
GDI5-22-2-1-2	FL	16.090897	-61.766886	200	976	11681.7	10.06	11.76	1.008	1.007	1.016	1.016	-0.044	-0.047	275.1	9	164.5	65.9	8.8	22.2	0.99361	1.0075	0.99889	-0.00167	-0.00165	-0.00245
GDI5-22-2-1-3	FL	16.090897	-61.766886	200	976	11723.83	10.06	11.80	1.011	1.006	1.018	1.018	-0.28	-0.284	273.8	4	174.9	65.6	24.1	17.7	0.99327	1.00935	0.99738	-0.00124	-0.001	-0.00251
GDI5-22-2-1-4	FL	16.090897	-61.766886	200	976	11774.4	10.26	12.08	1.008	1.009	1.016	1.016	0.081	0.077	271.4	6.4	162.3	71.2	3.5	17.7	0.99248	1.00782	0.99971	-0.00067	-0.00099	-0.00251
GDI5-22-2-2	FL	16.090897	-61.766886	200	976	11370.2	10.06	11.44	1.008	1.008	1.016	1.016	-0.005	-0.009	271.5	4.2	172.2	65.6	3.4	23.9	0.99345	1.00785	0.99871	-0.0006	-0.00075	-0.00288
GDI5-22-2-2-3	FL	16.090897	-61.766886	200	976	12164.57	10.55	12.84	1.008	1.006	1.015	1.015	-0.153	-0.156	277.5	6	156.6	78.5	8.5	9.8	0.99355	1.00729	0.99915	-0.00195	-0.00102	-0.00091
GDI5-23-1	FL	16.090671	-61.768908	200	976	9610.75	9.84	9.45	1.009	1.007	1.016	1.016	-0.127	-0.131	253.8	7	164.7	8.7	24.3	78.8	0.99963	1.00744	0.99293	0.00198	-0.00157	-0.00144
GDI5-23-2	FL	16.090671	-61.768908	200	976	8155.52	9.87	8.05	1.008	1.003	1.01	1.011	-0.439	-0.441	252.3	10.2	160.2	11.4	23.2	74.6	0.99897	1.00503	0.996	0.00203	-0.00154	-0.00108
GDI5-23-2-1	FL	16.090671	-61.768908	200	976	9228.519	10.70	9.88	1.012	1.007	1.019	1.019	-0.254	-0.258	80.7	11	348.4	12	211.9	73.6	0.99829	1.00929	0.99243	0.00155	0.00095	0.00195
GDI5-23-2-2	FL	16.090671	-61.768908	200	976	9767.991	10.06	9.83	1.009	1.005	1.014	1.014	-0.228	-0.231	74.6	3.6	343.3									

Name	Rock type	Latitude	Longitude	Field	Freq.	Km x 10 ⁻³ SI	Vvrai cm ³	Kmccorr x 10 ⁻³ SI	L	F	P	Pj	T	U	K1dec	K1line	K2dec	K2line	K3dec	K3line	K11	K22	K33	K12	K23	K13
GD15-26-1*	FL	16.090671	-61.768908	200	976	8372.574	9.84	8.24	1.015	1.009	1.024	1.024	-0.228	-0.234	251.8	4.4	342.5	9	135.9	79.9	0.99942	1.01114	0.98944	0.00445	-0.00216	0.00077
GD15-26-2-1	FL	16.090671	-61.768908	200	976	8150.547	10.18	8.50	1.013	1.004	1.018	1.019	-0.504	-0.508	83.2	2.8	352.5	13.5	184.8	76.2	0.99694	1.01014	0.99292	0.00155	-0.00074	0.00108
GD15-26-2-2	FL	16.090671	-61.768908	200	976	8280.981	9.74	8.06	1.011	1.008	1.019	1.019	-0.177	-0.181	73.3	0.8	343.2	9.6	168.1	80.4	0.99538	1.0089	0.99152	0.00305	-0.00111	0.00126
GD15-27	FL	16.090897	-61.766886	200	976	10842.68	7.12	7.72	1.01	1.008	1.018	1.018	-0.068	-0.072	24.1	13	292.6	6.5	176.7	75.4	1.00662	1.00108	0.9923	0.00342	0.00074	0.00393
GD15-27-1*	FL	16.090897	-61.766886	200	976	15045.28	6.77	10.18	1.008	1.008	1.016	1.016	-0.03	-0.034	18	13.2	287.2	3.3	183.9	76.4	1.00657	1.00057	0.99285	0.00231	-0.00069	0.00355
GD15-27-2	FL	16.090897	-61.766886	200	976	15155.15	10.16	15.40	1.009	1.008	1.017	1.017	-0.068	-0.072	16.8	16.8	286.2	1.9	189.9	73.1	1.0065	1.00026	0.99324	0.00216	-0.00108	0.00449
GD15-29-1	FL	16.088033	-61.767491	200	976	2462.13	10.06	23.77	1.004	1.007	1.011	1.011	0.234	0.231	81.9	26.3	318.1	48.3	188.3	29.7	0.99589	1.00409	1.00002	-0.00026	0.00209	0.00313
GD15-29-1*	FL	16.088033	-61.767491	200	976	24782.56	9.87	24.45	1.003	1.007	1.011	1.011	0.382	0.371	77.1	9.2	181.2	56.3	341.3	32.1	0.9969	1.00372	0.99939	0.00222	-0.00151	-0.0029
GD15-29-2-1	FL	16.088033	-61.767491	200	976	25935.16	10.36	26.86	1.009	1.008	1.017	1.017	-0.072	-0.076	239.6	8.9	99.1	78.5	330.7	7.2	0.9959	1.00444	0.99966	0.00733	-0.00159	-0.00159
GD15-29-2-2	FL	16.088033	-61.767491	200	976	24426.94	10.06	24.58	1.011	1.003	1.013	1.014	-0.617	-0.619	233.1	2.1	132	79	323.5	10.8	0.99957	1.0032	0.99723	0.00622	-0.00044	-0.00061
GD15-29-2-3	FL	16.088033	-61.767491	200	976	23313.36	10.11	23.47	1.009	1.004	1.013	1.013	-0.432	-0.435	245.8	6.7	144	60.1	339.5	28.9	0.99972	1.00542	0.99739	0.00435	-0.00044	-0.00189
GD15-42-1	SNL	16.354778	-61.757190	200	976	15533.63	6.98	10.84	1.01	1.017	1.028	1.028	0.257	0.251	26.5	67.4	1.00874	1.00325	180.8	44.3	0.99979	1.0009	1.0013	-0.00015	-0.00016	0.00739
GD15-42-1-2	SNL	16.354778	-61.757190	200	976	14680.71	10.00	14.67	1.01	1.007	1.017	1.017	-0.162	-0.166	27.1	5.8	295	19.2	133.2	69.9	1.00654	1.00665	0.9928	0.00446	-0.00123	0.00249
GD15-42-2*	SNL	16.354778	-61.757190	200	976	16051.38	10.01	16.07	1.012	1.006	1.02	1.02	-0.177	-0.181	252.9	4.1	344	15.3	148.4	74.2	0.99937	1.0093	0.99132	0.00356	-0.00191	0.00157
GD15-42-3*	SNL	16.354778	-61.757190	200	976	12728.99	9.87	12.56	1.011	1.008	1.017	1.018	-0.324	-0.328	64.3	0	334.3	19.6	154.4	70.4	0.99974	1.00723	0.99303	0.00468	-0.00078	0.00164
GD15-42-3*	SNL	16.354778	-61.757190	200	976	12901.68	10.16	13.11	1.007	1.008	1.016	1.016	0.05	0.046	244	1.5	334.6	22	150.1	68	1.00081	1.00598	0.99321	0.00344	-0.00116	0.00238
GD15-105-1	FL	16.139626	-61.780032	200	976	9413.094	8.53	8.03	1.007	1.008	1.015	1.015	0.021	0.018	358.4	45.6	89.7	1.2	180.8	44.3	0.99979	1.0009	1.0013	-0.00015	-0.00016	0.00739
GD15-105-12-1	FL	16.139626	-61.780032	200	976	11382.31	10.31	11.73	1.006	1.009	1.016	1.016	0.185	0.181	190.1	38	97.8	2.9	4.2	51.9	1.0013	1.00105	0.99765	0.00443	-0.00087	-0.00752
GD15-106-11-2	FL	16.139626	-61.780032	200	976	11956.1	10.31	12.32	1.01	1.01	1.02	1.02	0.008	0.003	12.7	57.5	255.2	16.4	156.5	27.2	0.99611	0.99891	1.00499	0.00349	-0.00063	0.00809
GD15-106-11-3	FL	16.139626	-61.780032	200	976	12932.41	10.31	13.33	1.01	1.01	1.021	1.021	0.013	0.008	11.9	57.6	253.8	16.7	155	26.9	0.99611	0.99872	1.00517	0.00373	-0.00081	0.00827
GD15-106-12-1	FL	16.139626	-61.780032	200	976	10137.1	9.98	10.12	1.011	1.008	1.019	1.019	-0.133	-0.138	9.5	55.3	255	16	155.5	29.9	0.99746	0.99818	1.00436	0.00287	-0.00062	0.00815
GD15-106-12-2	FL	16.139626	-61.780032	200	976	10750.14	10.26	11.03	1.011	1.01	1.021	1.021	-0.043	-0.048	8.2	56.7	252.5	16	153.6	28.4	0.99674	0.99822	1.00505	0.00353	-0.00113	0.0087
GD15-126*	FL	16.070851	-61.731496	200	976	17814.63	10.11	18.01	1.01	1.006	1.016	1.016	-0.209	-0.212	36.4	1.3	139.8	84.5	306.2	5.4	1.00297	0.99822	0.99882	0.0076	0.0006	-0.00017
GD15-126*	FL	16.070851	-61.731496	200	976	17489.69	9.48	16.57	1.009	1.007	1.016	1.016	-0.156	-0.16	34.8	9.1	177	78.6	303.7	6.9	1.00313	0.99757	0.9993	0.00711	0.00145	0.00072
GD15-135-2	FL	15.838820	-61.589071	200	976	19455.58	8.32	19.76	1.007	1.006	1.013	1.013	-0.075	-0.079	37.6	3	153.2	83.1	322.3	55.8	1.00209	0.99851	0.99961	0.00628	-0.00075	-0.0001
GD15-135-2	FL	15.838820	-61.589071	200	976	13019.77	2.72	3.54	1.004	1.015	1.019	1.02	0.563	0.56	24.1	24.9	341.3	21.1	106.7	56.3	1.00388	1.00195	0.99417	0.00265	-0.00074	0.00116
GD15-135-2	FL	15.838820	-61.589071	200	976	11944.99	8.52	10.17	1.008	1.011	1.02	1.02	0.153	0.149	252	26.8	333.7	21.9	117.6	54.2	1.00079	1.00399	0.99522	0.00357	-0.00081	0.00145
GD15-139-2	SNL	15.833208	-61.594487	200	976	13100.01	10.23	13.40	1.001	1.004	1.005	1.005	0.607	0.607	122.6	60.3	338.7	27.1	22.9	54.2	0.99968	0.99876	1.00156	-0.00192	0.00094	0.00023
GD15-141-1	SNL	15.833208	-61.594487	200	976	18626.98	9.82	18.29	1.007	1.005	1.013	1.013	-0.152	-0.155	176.5	26.5	77.1	18.1	316.8	57	1.0043	0.99864	0.99707	0.00043	0.00183	-0.00466
GD15-141-1*	SNL	15.833208	-61.594487	200	976	16299.61	6.09	9.92	1.008	1.009	1.017	1.017	0.051	0.046	178.8	24.3	81.2	16.4	320.4	60	1.00568	0.99936	0.99496	0.00096	0.00252	-0.00603
GD15-141-2	SNL	15.833208	-61.594487	200	976	17951.64	9.40	16.87	1.009	1.006	1.015	1.015	-0.237	-0.24	192.3	5.2	100.1	22.3	294.8	67	1.00743	0.99851	0.99406	0.00224	0.00167	0.00168
GD15-141-2*	SNL	15.833208	-61.594487	200	976	17906.32	9.98	17.88	1.008	1.004	1.012	1.012	-0.28	-0.283	181.8	8.4	87.6	26.3	288	62.2	1.00629	0.99803	0.99567	0.00051	0.00165	-0.00165
GD15-152-3*	FL	16.183305	-61.758020	200	976	29086.41	9.76	28.38	1.007	1.007	1.013	1.013	0.005	0.004	78.4	45.5	309	31.9	200.2	27.3	0.99553	1.0025	1.00198	-0.00106	0.00417	0.0032
GD15-152-3*	FL	16.183305	-61.758020	200	976	27749.5	9.76	27.08	1.002	1.008	1.011	1.011	0.605	0.603	292.6	3.8	25.9	42	198.4	47.7	0.999	1.00348	0.99752	-0.00187	0.00119	0.00401
GD15-152-4-2	FL	16.183305	-61.758020	200	976	24900.63	9.43	23.48	1.006	1.002	1.008	1.009	-0.428	-0.43	346.3	14.6	85.3	31	234.5	55	1.00386	0.99858	0.99756	-0.00167	0.00057	0.00208
GD15-152-4-2*	FL	16.183305	-61.758020	200	976	26564.18	9.74	25.87	1.001	1.012	1.013	1.014	0.845	0.845	183	24.5	113.8	11.9	227.5	62.4	1.00313	1.00226	0.99461	-0.001	0.00362	0.00356
GD15-152-4-2*	FL	16.183305	-61.758020	200	976	24712.03	9.90	24.47	1.003	1.003	1.007	1.007	0.056	0.054	318.7	4.1	52.4	41.9	224.2	47.8	1.00106	1.0007	0.99824	-0.00231	0.00105	0.0014
GD15-159-1	FL	16.074025	-61.752505	200	976	13805.2	9.95	13.73	1.002	1.005	1.007	1.007	0.316	0.314	96.1	14.9	195.2	30.9	343.8	55	0.99936	1.00283	0.99778	0.00017	0.00012	-0.00214
GD15-159-2	FL	16.074025	-61.752505	200	976	13670.14	10.06	13.76	1.002																	

Name	Rock type	Latitude WGS 1984 (decimale degree)	Longitude (decimale degree)	Field A/m	Freq. Hz	Km x10 ⁻³ Sl	Vvrat cm ²	Kmcorr x10 ⁻³ Sl	L	F	P	Pj	T	U	Kldec	Kline	K2dec	K2line	K3dec	K3line	K11	K22	K33	K12	K23	K13
GD15-162-3-1	FL	16.085605	-61.767822	200	976	21016.06	9.60	20.18	1.003	1.011	1.014	1.014	0.587	0.585	56.9	21.1	307.6	40.6	167.2	42	0.99773	1.00407	0.9982	0.00239	-0.00039	0.00572
GD15-162-3-1'	FL	16.085605	-61.767822	200	976	23984.90	10.11	24.25	1.003	1.008	1.009	1.009	0.325	0.323	244.7	0.7	325.7	42.6	154	47.4	0.99334	1.00284	0.99783	0.00217	-0.00019	0.00256
GD15-162-5	FL	16.085605	-61.767822	200	976	24595.2	9.71	23.88	1.004	1.008	1.012	1.012	0.382	0.38	65.2	10.3	329.7	27.6	173.6	60.2	1.00013	1.00438	0.99548	0.00157	-0.00019	0.00256
GD15-162-5'	FL	16.085605	-61.767822	200	976	24168.13	9.66	23.35	1.001	1.009	1.011	1.011	0.74	0.739	66.1	9.1	330.7	30.5	170.9	57.9	1.00028	1.00354	0.99618	0.00088	-0.00045	0.00403
GD15-162-5''	FL	16.085605	-61.767822	200	976	24626.28	10.06	24.78	1.004	1.009	1.013	1.013	0.337	0.334	50.3	27.4	308.7	21.2	186.2	54.2	0.99949	1.0034	0.9967	0.00134	-0.00019	0.00518
GD15-162-5'''	FL	16.085605	-61.767822	200	976	25310.05	10.80	27.33	1.004	1.007	1.011	1.011	0.337	0.334	51	15.2	316.4	16.6	181.3	67.2	1.00044	1.00324	0.99532	0.00165	-0.00078	0.00316
GD15-163-1	FL	16.085206	-61.767100	200	976	21676.68	9.56	20.73	1.012	1.009	1.022	1.022	-0.127	-0.127	349.1	11.5	254	23.8	102.9	63.3	1.01025	0.99767	0.99208	-0.00176	-0.00411	0.00318
GD15-163-1'	FL	16.085206	-61.767100	200	976	22667.13	9.74	22.08	1.007	1.009	1.016	1.016	0.099	0.095	330.8	14.9	236.9	14.4	104.7	69	1.00564	1.00108	0.99328	-0.00263	-0.00375	0.00233
GD15-163-1''	FL	16.085206	-61.767100	200	976	21934.03	9.33	20.46	1.009	1.006	1.016	1.016	-0.224	-0.224	348.8	10.8	79.2	1.9	178.9	79	1.00742	0.99919	0.99339	-0.00173	-0.00036	0.00284
GD15-163-4-2'	FL	16.085206	-61.767100	200	976	20153.88	10.04	20.24	1.002	1.005	1.007	1.007	0.533	0.533	119.3	25	288	1.2	296.1	65	1.00131	1.00142	0.99727	-0.00019	-0.00115	0.00168
GD15-163-4-2''	FL	16.085206	-61.767100	200	976	21097.36	10.18	21.47	1.002	1.008	1.011	1.011	0.597	0.595	173.3	9	264.9	10	42	76.5	1.00375	1.00184	0.99441	-0.00045	-0.00119	0.00168
GD15-163-11-1	FL	16.085206	-61.767100	200	976	30040.72	10.36	31.11	1.009	1.009	1.019	1.019	-0.019	-0.024	237.2	15.9	144.6	9	26.2	71.6	1.00171	1.00585	0.99244	0.00363	-0.00328	-0.00377
GD15-163-11-2	FL	16.085206	-61.767100	200	976	31576.33	10.36	32.70	1.003	1.006	1.009	1.009	0.324	0.324	191	9.2	285.6	26.2	83.3	62	1.00393	0.99977	0.9963	0.00042	-0.00262	-0.00078
GD15-163-11-3	FL	16.085206	-61.767100	200	976	30175.06	10.06	30.36	1.006	1.01	1.015	1.015	0.16	0.284	232.1	20.9	134.1	0	44	69.1	1.00328	1.00316	0.99356	-0.00178	-0.00368	-0.00368
GD15-163-12-1	FL	16.085206	-61.767100	200	976	29885.47	10.41	31.10	1.008	1.012	1.02	1.02	0.233	0.228	205.4	13.3	300.1	19	82.5	66.5	1.00742	1.00094	0.99164	0.00257	-0.00517	-0.00214
GD15-163-12-2	FL	16.085206	-61.767100	200	976	29341.46	10.26	30.10	1.008	1.012	1.02	1.02	-0.17	-0.165	243.2	6.7	334.2	8	113.6	79.6	1.00267	1.00336	0.9901	-0.0034	-0.00272	0.00039
GD15-164-1	FL	16.073925	-61.732487	200	976	9291.072	8.52	7.91	1.003	1.006	1.008	1.008	0.345	0.344	71.5	7.6	338.8	19.3	181.9	69.2	1.00052	1.0037	0.99613	0.00078	-0.0004	0.00197
GD15-164-1'	FL	16.073925	-61.732487	200	976	8789.148	7.69	6.76	1.004	1.007	1.011	1.011	0.282	0.279	299.6	4.1	208.1	19.2	41.1	70.3	1.00155	1.0037	0.99475	-0.00173	-0.00156	-0.00156
GD15-164-1''	FL	16.073925	-61.732487	200	976	12306.16	9.42	11.60	1.006	1.007	1.013	1.013	0.117	0.114	276.9	0.5	186.8	9.4	9.7	80.6	1.0004	1.00633	0.99327	-0.00074	-0.00025	-0.00117
GD15-164-2-1	FL	16.073925	-61.732487	200	976	8666.988	8.31	7.20	1.004	1.007	1.011	1.011	0.274	0.271	323.5	3.1	233.4	3.2	97.1	85.5	1.00348	1.00254	0.99423	-0.00185	-0.00065	0.00023
GD15-164-11-1	FL	16.073925	-61.732487	200	976	9356.501	8.66	8.08	1	1.002	1.002	1.002	0.62	0.62	163	14.3	271.1	50.6	62.4	35.8	1.00049	0.99962	0.99989	-0.00052	-0.00063	-0.00043
GD15-164-11-2	FL	16.073925	-61.732487	200	976	10559.32	9.96	10.53	1.007	1.004	1.011	1.011	-0.261	-0.264	65.2	11.9	332.7	11.6	199.5	73.3	0.9999	1.00454	0.99556	0.00246	-0.00166	-0.00066
GD15-164-11-3	FL	16.073925	-61.732487	200	976	12182.97	10.60	12.92	1.002	1.004	1.011	1.011	0.007	0.287	285	10.4	195.3	8	325.3	77.6	1.00066	1.00284	0.9965	-0.00047	-0.00086	-0.00086
GD15-164-11-4	FL	16.073925	-61.732487	200	976	9732.884	10.06	9.79	1.002	1.007	1.009	1.009	0.618	0.618	97.1	8.8	3.8	20.1	209.5	67.9	1.00105	1.00313	0.99581	-0.00062	-0.00145	0.0021
GD15-164-12-1	FL	16.073925	-61.732487	200	976	11309.98	10.36	11.71	1.008	1.006	1.014	1.014	-0.083	-0.086	299.4	3.2	29.5	2	151.2	86.3	1.00141	1.00539	0.99319	-0.00326	-0.00057	0.00058
GD15-164-12-2	FL	16.073925	-61.732487	200	976	11685.3	10.31	12.05	1.004	1.007	1.01	1.01	0.297	0.295	290.2	2.1	199.2	2.7	102.1	68.9	1.00137	1.003	0.99564	-0.00086	-0.00336	0.0009
GD15-164-12-3	FL	16.073925	-61.732487	200	976	11587.81	10.36	11.67	1.004	1.004	1.008	1.008	0.161	0.163	338.8	6.3	47.3	13.3	253.5	75.3	1.00234	1.00158	0.99608	-0.002	-0.00132	-0.00001
GD15-165-4	FL	16.061078	-61.738988	200	976	9856.29	9.82	9.68	1.008	1.01	1.018	1.018	0.147	0.143	306.4	11.4	45.9	39	203.1	48.7	0.99968	1.00502	0.9953	-0.00521	0.0008	0.00564
GD15-165-4'	FL	16.061078	-61.738988	200	976	9740.243	9.82	9.56	1.007	1.009	1.016	1.016	0.08	0.076	115.8	3.5	23	38	210.3	51.8	0.99935	1.00556	0.99509	-0.00434	0.00253	0.00343
GD15-165-4''	FL	16.061078	-61.738988	200	976	9248.319	9.40	8.69	1.013	1.007	1.012	1.012	-0.306	-0.301	305	3.8	38	37.6	210.2	52.2	1.0003	1.00657	0.99365	-0.0073	0.00098	0.0034
GD15-165-4'''	FL	16.061078	-61.738988	200	976	9385.78	10.06	9.44	1.006	1.008	1.014	1.014	0.162	0.158	311.2	1.3	42.4	41.8	219.8	48.1	1.00115	1.00257	0.99628	-0.00465	0.00245	0.00316
GD15-166-2-1'	FL	16.099765	-61.771367	200	976	24414.32	10.36	25.29	1.007	1.012	1.018	1.018	0.281	0.277	229.7	17	337.9	45.5	125	39.5	1.00191	1.00054	0.99756	0.00618	-0.00604	0.00207
GD15-166-2-1''	FL	16.099765	-61.771367	200	976	24612.41	10.36	25.49	1.011	1.008	1.019	1.019	-0.189	-0.194	56.7	3.7	322.7	4.7	150.2	42.7	0.99989	1.00551	0.9954	0.00681	-0.00125	0.00363
GD15-166-3	FL	16.099765	-61.771367	200	976	27884.35	10.08	28.01	1.004	1.012	1.016	1.016	0.465	0.462	222.7	21.7	130.4	5.7	26.6	67.5	1.00308	1.0038	0.99312	0.00115	-0.00284	-0.00476
GD15-166-3'	FL	16.099765	-61.771367	200	976	25440.02	9.82	24.98	1.004	1.011	1.015	1.015	0.477	0.474	207.5	20.1	298.7	3.4	37.9	69.6	1.00416	1.00254	0.9933	0.00075	-0.00274	-0.00388
GD15-166-11-1	FL	16.099765	-61.771367	200	976	27725.79	10.31	28.58	1.006	1.013	1.019	1.019	0.2	0.363	359	23.4	6.7	143.8	1.6	40.2	83.1	1.0043	1.00621	0.98949	0.0028	-0.0016
GD15-166-11-2	FL	16.099765	-61.771367	200	976	28276.96	10.06	28.45	1.007	1.013	1.02	1.02	0.333	0.329	238.1	4.1	318.3	2.8	82.7	85	1.00507	1.00567	0.98926	0.00324	-0.00046	-0.00046
GD15-166-11-3	FL	16.099765	-61.771367	200	976	28599.29	9.82	28.08	1.01	1.011	1.021	1.021	0.081	0.076	237.1	6.9	327.3	1.7	71.4	82.9	1.00328	1.00701	0.98971	0.00424	-0.00224	-0.00105
GD15-166-12-1	FL	16.099765	-61.771367	200	976	30514.05	10.31	31.45	1.017	1.012	1.028	1.028	-0.174	-0.181	244.5	7.6	152	18.2	356.1	70.2	1.00001	1.01155	0.98844	0.00641	-0.0017	-0.00459
GD15-166-12-2	FL	16.099765	-61.771367	200	976	29506.83	10.06	29.69	1.016	1.012	1.029	1.029	-0.126	-0.133	238.7	6.8	146.1	20.9	345.7	67.9	1.00138	1.01013	0.98849	0.0074	-0.00055	-0.0051
GD15-166-12-3	FL	16.099765	-61.771367	200	976	27303.14	10.26	28.01	1.018	1.011	1.029	1.029	-0.232	-0.239	234.1	0.7	143.7	29.2	325.3	60.8	1.00204	1.00839	0.98956	0.00951	-0.00389	-0.00389
GD16-05-1	HL	15.867223	-61.576302	200	976	24312.73	9.48	8.02	1.025	1.009	1.034	1.034	-0.474	-0.48	99	77.4	223	7.1	314.3	10.3	0.99065	0.99157	1.01778	0.00399	0.00623	-0.00187
GD16-08-1	PDF																									

Mesures pétrophysiques

Le tableau 0-4 synthétise les mesures pétrophysiques sur les échantillons prélevés sur la Basse-Terre et Terre-de-Haut. Ils sont classés par lithologie et par degré d'altération selon la nomenclature suivante :

- FL : lave saine ;
- SML : lave faiblement à modérément altérée ;
- HL : lave hydrothermalisée ;
- FDF : coulée de débris saine ;
- SMDF : coulée de débris légèrement à modérément altérée ;
- HDF : coulée de débris hydrothermalisée. Au sens plus large, ce groupe contient également les faciès affectés par une altération hydrothermale très poussée pour lesquels il n'est pas possible d'identifier le protolithe ;
- FP : dépôt pyroclastique sain ;
- FF : remplissage de fracture.

Le tableau ne contient pas toutes les mesures réalisées mais seulement celles utilisées pour réaliser les graphiques. Les mesures acoustiques (ondes P et S) et thermiques (conductivité et diffusivité) sont moyennées sur les trois directions des blocs sur lesquels ont été effectuées les acquisitions.

Toutes les cases du tableau ne sont pas remplies car toutes les mesures n'ont pas pu être réalisées sur tous les échantillons. Les mesures thermiques et acoustiques en condition saturée n'ont pas été faites sur les coulées de débris, dépôts pyroclastiques et sur les remplissages de fractures. Toutes les cases remplies par un tiret signifient que la mesure n'a pu être faite ; soit par fragilité de l'échantillon ou par manque de matière. Les cases affichant « Imp. » indiquent que la mesure a été entreprise mais que l'échantillon s'est détérioré au cours de la manipulation. Enfin, les cases avec des résultats en italique indiquent que la mesure a bien été faite mais la qualité du résultat est médiocre.

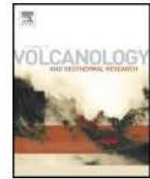
Tableau 0-4 - Synthèse des mesures pétrophysiques

Sample name	Rock type	Latitude [WGS 1984]	Longitude [WGS 1984]	ρ_{H_2} [g.cm ⁻³]	ρ_{H_2O} [g.cm ⁻³]	ρ_{H_2} [g.cm ⁻³]	ρ_{H_2O} [g.cm ⁻³]	Φ_{H_2} [%]	Φ_{H_2O} [%]	Φ_{H_2} [%]	Φ_{H_2O} [%]	$K_{\text{core}}/K_{\text{int}}$ [m ²]	K_{int} [m ²]	Magnetic susceptibility [$\times 10^{-3}$ SI]	λ_{dry} [W.m ⁻¹ .K ⁻¹]	D_{dry} [$\times 10^{-6}$ m ² .s ⁻¹]	$C_{P,\text{dry}}$ [kJ.kg ⁻¹ .K ⁻¹]	λ_{sat} [W.m ⁻¹ .K ⁻¹]	D_{sat} [$\times 10^{-6}$ m ² .s ⁻¹]	$C_{P,\text{sat}}$ [kJ.kg ⁻¹ .K ⁻¹]	$V_{P,\text{dry}}/P_{\text{sat}}$ [m.s ⁻¹]	$V_{F,\text{sat}}/P_{\text{sat}}$ [m.s ⁻¹]	$V_{P,\text{dry}}/M_{\text{sat}}$ [m.s ⁻¹]	$V_{F,\text{sat}}/M_{\text{sat}}$ [m.s ⁻¹]	E [GPa]	
GD15-11	FL	16,106387	-61,772968	2,69	2,69	2,80	2,81	3,93	4,33	4,49	2,4E-18	-	26,80	1,739	0,877	0,738	1,844	1,005	0,683	4957	5527	4863	3001	0,19	57,7	
GD15-12	FL	16,106387	-61,772968	2,42	-	2,73	2,78	11,10	-	-	-	-	3,15	1,308	0,718	0,752	1,572	0,851	0,762	4816	4619	3940	2527	0,15	35,5	
GD15-20	FL	16,060991	-61,758884	2,67	2,66	2,77	2,78	3,55	4,67	4,37	3,7E-17	-	10,33	1,568	0,77	0,764	1,817	1,246	0,547	4143	5005	4009	2586	0,14	40,5	
GD15-22	FL	16,090897	-61,766886	2,65	2,66	2,74	2,75	3,33	3,42	3,96	4,1E-18	-	9,95	1,731	0,807	0,805	1,913	1,028	0,699	4767	5453	4808	3030	0,17	57,1	
GD15-23A	FL	16,090671	-61,768908	2,36	2,39	2,70	2,79	12,50	12,39	13,56	8,3E-13	-	8,75	1,309	0,674	0,812	1,62	1,177	0,575	4233	4843	4008	2554	0,16	36,1	
GD15-24B	FL	16,090671	-61,768908	2,65	2,65	2,72	2,73	2,54	3,18	3,03	5,7E-18	-	11,72	1,721	0,846	0,766	1,875	1,09	0,648	4516	5301	4585	2846	0,18	51,0	
GD15-25	FL	16,090671	-61,768908	2,55	2,59	2,69	2,75	5,14	5,26	6,44	4,8E-14	-	9,37	1,456	0,738	0,763	1,782	1,008	0,683	4214	4616	3518	2031	0,24	26,6	
GD15-26	FL	16,090671	-61,768908	2,47	2,43	2,68	2,73	7,81	11,37	11,20	1,0E-15	-	8,47	1,407	0,707	0,820	1,714	1,001	0,705	4152	4829	3783	2405	0,16	32,7	
GD15-27	FL	16,090897	-61,766886	2,46	2,47	2,65	2,69	7,19	9,46	8,38	3,9E-16	-	12,62	1,434	0,797	0,729	1,541	1,153	0,542	4406	5236	4470	2732	0,19	43,8	
GD15-28	FL	16,090897	-61,766886	2,06	2,17	2,62	2,71	15,08	19,70	23,89	-	-	2,07	0,763	0,502	0,701	1,48	0,734	0,930	2876	3298	2832	1413	0,32	11,5	
GD15-29	FL	16,088033	-61,767491	2,60	2,63	2,79	2,81	6,67	6,80	6,38	5,6E-17	-	21,42	1,542	0,784	0,749	1,665	1,2	0,528	4563	5192	4566	2875	0,17	50,9	
GD15-105	FL	16,139626	-61,780032	2,61	2,57	2,65	2,66	1,70	3,10	3,33	1,2E-18	-	11,63	1,851	0,913	0,788	1,87	0,998	0,728	5223	5330	4760	3018	0,15	55,3	
GD15-106	FL	16,139626	-61,780032	2,62	2,63	2,67	2,69	1,69	3,24	2,54	1,1E-19	-	9,53	1,884	0,875	0,820	1,875	1,021	0,699	6233	5295	4851	2830	0,22	51,5	
GD15-126	FL	16,070851	-61,731496	2,66	2,68	2,72	2,73	2,26	2,56	1,85	9,6E-19	-	18,03	1,913	0,909	0,785	1,878	1,01	0,694	5829	5717	4963	3079	0,18	61,4	
GD15-135	FL	15,858820	-61,589071	2,42	2,42	2,66	2,70	9,04	9,86	10,25	-	-	14,20	1,698	0,888	0,789	1,869	1,092	0,706	3502	4190	3027	1722	0,24	17,9	
GD15-149	FL	16,105497	-61,733861	2,56	2,60	2,67	2,66	4,00	4,51	2,49	1,6E-15	-	15,53	1,844	0,973	0,730	-	-	-	4054	-	3561	2225	0,17	30,7	
GD15-152	FL	16,183305	-61,758020	2,71	2,71	2,74	2,75	1,11	2,39	1,40	3,7E-19	-	24,21	1,878	0,942	0,736	1,81	1,023	0,653	5638	5858	5707	3448	0,21	77,6	
GD15-159	FL	16,074025	-61,752505	2,55	2,58	2,63	2,62	2,88	2,71	1,79	2,1E-18	-	11,60	1,794	0,958	0,727	1,782	1,029	0,672	5222	5027	4712	2757	0,24	49,7	
GD15-160	FL	16,090671	-61,768908	2,40	2,38	2,71	2,74	11,64	12,68	13,33	2,1E-16	-	6,68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD15-161	FL	16,090873	-61,766944	2,64	2,63	2,71	2,74	2,61	3,95	3,75	1,5E-17	-	6,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD15-162	FL	16,085605	-61,767822	2,50	2,50	2,79	2,81	10,47	11,20	11,30	1,7E-16	-	23,42	1,72	0,971	0,710	1,519	1,468	0,415	5021	5651	5156	2705	0,30	47,6	
GD15-163	FL	16,085206	-61,767100	2,71	2,68	2,79	2,82	2,78	1,73	4,10	3,3E-18	-	25,77	1,815	0,936	0,722	1,89	1,064	0,662	5271	5661	5471	2967	0,29	60,9	
GD15-164	FL	16,073925	-61,752487	2,51	2,56	2,61	2,61	3,85	3,01	1,85	4,1E-17	-	9,71	1,867	0,973	0,750	1,856	1,046	0,694	5227	5260	4871	2557	0,31	43,8	
GD15-165	FL	16,061078	-61,758988	2,66	2,68	2,77	2,79	3,89	4,17	4,16	1,1E-16	-	10,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD15-166	FL	16,099765	-61,771367	2,70	2,74	2,80	2,83	3,62	3,22	3,27	6,9E-18	-	26,00	1,809	0,901	0,734	1,853	1,058	0,640	5023	5672	5452	2759	0,33	55,3	
GD16-15	FL	16,115771	-61,739899	2,54	2,59	2,66	2,69	4,45	0,04	3,83	2,7E-18	-	11,14	1,643	0,835	0,759	1,879	1,075	0,675	3920	4878	3575	1928	0,29	25,1	
GD16-17	FL	16,102545	-61,764801	2,67	2,68	2,74	2,76	2,63	0,03	2,89	3,5E-18	-	8,79	1,65	0,877	0,701	1,799	1,007	0,666	4858	5522	5124	2704	0,30	51,1	
GD16-20	FL	16,045975	-61,709702	2,27	2,14	2,59	2,66	12,27	15,31	19,36	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD17-11	FL	15,857483	-61,592899	2,53	2,56	2,67	2,69	5,23	5,090	4,853	-	-	21,73	1,934	0,946	0,798	-	-	-	5104	-	4481	2819	0,17	47,5	
GD15-01	SML	16,338241	-61,784857	2,46	2,48	2,54	2,54	3,21	2,95	2,39	3,8E-19	-	14,02	1,655	0,778	0,856	1,700	0,883	0,775	4484	4965	4276	2129	0,32	31,0	
GD15-35	SML	16,343346	-61,777953	1,91	1,92	2,54	2,57	24,88	26,66	24,76	-	-	13,60	0,872	0,462	0,984	1,452	0,716	1,057	1412	939	800	Imp.	-	-	-
GD15-36	SML	16,351010	-61,768964	2,61	2,60	2,67	2,66	2,19	2,50	2,06	1,0E-19	-	15,87	1,74	0,7	0,955	1,777	0,964	0,709	5142	5569	4645	2769	0,22	48,6	
GD15-37A	SML	16,351499	-61,767574	2,44	2,56	2,60	2,62	5,91	2,16	2,11	2,1E-17	-	8,55	1,875	0,805	0,909	1,873	1,038	0,704	4926	5155	4325	2411	0,27	37,7	
GD15-37A'	SML	16,351499	-61,767574	2,53	-	2,62	-	3,40	-	-	-	-	7,48	1,786	0,91	0,777	1,857	0,981	0,749	4905	5055	4026	2313	0,22	33,3	
GD15-37B	SML	16,351499	-61,767574	-	-	-	-	-	-	-	1,6E-16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD15-40	SML	16,354616	-61,757363	2,11	2,37	2,68	2,74	21,04	12,54	13,29	1,2E-15	-	5,00	1,307	0,661	0,833	1,357	1,284	0,445	3450	4039	3258	1989	0,20	22,5	
GD15-41	SML	16,354778	-61,757190	2,60	2,58	2,63	2,63	1,39	3,76	1,88	4,1E-17	-	11,70	1,813	0,768	0,916	1,731	1,16	0,579	4958	5155	4549	2536	0,27	42,3	
GD15-42	SML	16,354778	-61,757190	2,55	2,57	2,62	2,64	2,65	4,85	2,13	2,0E-15	-	11,85	1,873	0,922	0,791	1,615	1,533	0,410	4732	5272	4215	2290	0,28	35,1	
GD15-136	SML	15,858842	-61,589129	1,97	1,60	2,44	2,50	19,23	32,19	35,88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD15-139	SML	15,853208	-61,594487	2,40	2,33	2,70	2,63	11,04	12,94	11,60	2,9E-14	-	11,32	1,577	0,78	0,869	1,923	1,03	0,802	2060	2177	1226	756	0,19	3,2	
GD15-140	SML	15,853186	-61,594649	2,35	2,24	2,62	2,62	10,59	15,64	14,72	-	-	27,62	1,712	0,725	1,055	1,357	1,655	0,366	2330	1189	668	Imp.	-	-	-
GD15-141	SML	15,853208	-61,594487	2,46	2,45	2,60	2,62	5,36	8,06	6,70	1,1E-18	-	20,13	1,727	0,859	0,822	1,516	1,12	0,553	4063	4377	3682	2140	0,24	27,9	
GD15-150	SML	16,135748	-61,771444	1,86	1,96	2,57	2,63	27,60	25,96	25,36	4,4E-13	-	3,58	0,897	0,504	0,908	1,454	0,786	0,944	2891	3341	2613	1486	0,25	10,9	
GD17-08	SML	15,859403	-61,578999	2,47	2,48	2,54	2,60	2,71	5,20	4,63	-	-	17,43	1,468	0,677	0,881	-	-	-	5362	-	4820	3036	0,14	52,1	
GD17-09	SML	15,857686	-61,579201	1,86	1,90	2,45	2,56	24,28	17,27	25,54	-	-	9,88	1,044	0,589	0,931	-	-	-	3164	-	3146	1795	0,26	15,4	
GD15-110-1	HL	16,183823	-61,738589	2,31	-	2,69	2,72	-	-	-	-	-	-0,03	1,797	0,911	0,996	-	-	-	750	-	-	-	-	-	-
GD15-110-2	HL	16,183823	-61,738589	-	1,98	-	2,73	14,23	22,10	27,56	-	-	0,09	1,799	0,938	0,969	-	-	-	2596	-	1125	640	0,26	2,04	
GD16-02	HL	15,867225	-61,576302	2,20	2,07	2,65	2,68	16,78	17,11	22,58	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD16-03	HL	15,867098	-61,576302																							

Sample name	Rock type	Latitude [WGS 1984]	Longitude [WGS 1984]	ρ_{H_2} [g.cm ⁻³]	$\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ [g.cm ⁻³]	$\rho_{\text{H}_2\text{S}}$ [g.cm ⁻³]	$\rho_{\text{H}_2\text{Si}}$ [g.cm ⁻³]	Φ_{H_2} [%]	Φ_{W} [%]	$\Phi_{\text{H}_2\text{O}}$ [%]	K _{nitrogen} [m ²]	K _{calc} [m ²]	Magnetic susceptibility [$\times 10^{-3}$ SI]	λ_{dry} [W.m ⁻¹ .K ⁻¹]	D _{dry} [$\times 10^{-6}$ m ² .s ⁻¹]	C _{dry} [kJ.kg ⁻¹ .K ⁻¹]	λ_{sat} [W.m ⁻¹ .K ⁻¹]	D _{sat} [$\times 10^{-6}$ m ² .s ⁻¹]	C _{sat} [kJ.kg ⁻¹ .K ⁻¹]	V _{F dry Point} [m.s ⁻¹]	V _{F sat Point} [m.s ⁻¹]	V _{F dry Minum} [m.s ⁻¹]	V _{S minMaxum} [m.s ⁻¹]	E v	E [GPa]
GD15-07	FDf	16,109898	-61,773977	1,74	1,57	2,37	2,49	26,37	34,18	35,56	-	1,5E-09	4,89	0,736	0,488	0,958	-	-	-	1697	-	2296	1438	0,29	8,78
GD15-09	FDf	16,109898	-61,773977	1,62	1,65	2,34	2,57	31,00	34,16	35,74	1,4E-13	2,7E-13	8,00	0,607	0,446	0,825	-	-	-	1697	-	722	516	0,18	0,52
GD15-10	FDf	16,109898	-61,773977	1,53	1,53	2,31	2,54	33,89	36,57	39,75	-	-	6,13	0,545	0,363	0,982	-	-	-	2011	-	1630	1197	0,35	8,87
GD15-13	FDf	16,110360	-61,774251	1,74	1,78	2,57	2,71	32,20	31,15	34,45	-	-	10,31	0,545	0,363	0,982	-	-	-	2011	-	1630	1197	0,35	8,87
GD15-14	FDf	16,110360	-61,774251	1,45	1,51	2,35	2,54	-	37,50	40,50	-	-	6,54	0,762	0,509	0,991	-	-	-	2059	-	1266	764	0,13	1,88
GD15-30	FDf	16,088933	-61,766583	1,71	1,91	2,40	2,67	28,80	28,36	28,43	-	-	12,97	0,745	0,616	0,634	-	-	-	2116	-	1832	1234	0,13	5,38
GD15-39	FDf	16,177526	-61,778675	1,77	1,75	2,49	2,56	28,87	30,27	29,69	-	-	10,67	0,848	0,434	1,115	-	-	-	1858	-	1892	1168	0,18	5,67
GD15-103	FDf	16,149909	-61,776122	1,62	1,63	2,52	2,64	36,02	35,68	35,76	1,1E-14	5,8E-15	7,33	0,671	0,446	0,925	-	-	-	2071	-	2343	1486	0,18	9,50
GD15-111	FDf	16,071748	-61,736898	1,30	1,43	2,20	2,64	40,91	42,36	45,55	9,0E-12	-	7,28	0,478	0,282	1,185	-	-	-	1911	-	1888	1103	0,26	4,18
GD15-114	FDf	16,068843	-61,740487	1,41	1,48	2,22	2,57	36,60	42,56	42,41	5,4E-13	-	4,21	0,438	0,285	1,039	-	-	-	2090	-	1893	1102	0,23	4,42
GD15-124	FDf	16,070764	-61,731474	1,70	1,57	2,63	2,79	35,27	36,77	43,50	9,0E-14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD15-125	FDf	16,070764	-61,731474	-	1,63	-	2,74	-	39,86	41,98	1,0E-16	-	14,50	0,591	0,345	1,054	-	-	-	1828	-	1275	739	0,28	1,54
GD15-130	FDf	16,053656	-61,733103	2,02	1,42	2,57	2,64	21,59	37,08	38,14	1,3E-13	-	3,89	0,522	0,311	1,179	-	-	-	2306	-	1627	1182	0,15	4,46
GD15-153	FDf	16,078109	-61,757943	1,40	1,38	2,37	2,48	40,94	44,83	44,13	-	4,3E-14	9,87	0,641	0,462	1,002	-	-	-	2087	-	1810	1162	0,14	4,27
GD15-154	FDf	16,078109	-61,757943	1,28	1,37	2,40	2,46	-	44,76	44,10	4,1E-14	3,3E-14	7,75	0,515	0,487	0,771	-	-	-	2273	-	1873	1109	0,20	5,71
GD15-156	FDf	16,075406	-61,760453	1,27	1,33	2,36	2,37	46,08	42,54	42,57	2,0E-14	2,2E-14	6,00	0,453	0,421	0,809	-	-	-	1950	-	1893	1193	0,11	4,79
GD15-157	FDf	16,075406	-61,760453	1,37	1,52	2,42	2,61	43,49	41,47	41,88	-	7,4E-14	5,49	0,43	0,472	0,600	-	-	-	635	-	Imp.	Imp.	-	-
GD16-08	FDf	15,874138	-61,575199	2,17	2,25	2,69	2,77	19,18	17,47	16,89	1,1E-15	4,4E-15	4,05	1,357	0,855	0,704	-	-	-	3330	-	3349	1898	0,26	20,50
GD16-09	FDf	15,874138	-61,575199	2,06	2,04	2,57	2,65	20,05	22,95	22,05	1,3E-15	2,1E-15	15,73	1,258	0,804	0,766	-	-	-	2898	-	2873	1601	0,26	13,13
GD16-13	FDf	16,059829	-61,736599	2,22	2,25	2,62	2,67	15,39	15,98	15,90	-	-	24,90	0,957	0,559	0,762	-	-	-	1642	-	1112	768	0,04	2,98
GD16-14	FDf	16,070611	-61,731300	1,72	1,85	2,55	2,62	32,56	28,94	28,91	3,6E-14	2,8E-13	16,60	0,639	0,516	0,669	-	-	-	2639	-	2022	1208	0,27	6,85
GD16-21	FDf	16,040561	-61,755901	1,64	1,71	2,41	2,71	31,89	33,85	36,89	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD16-25	FDf	16,044928	-61,759201	1,71	1,66	2,49	2,54	31,35	33,48	34,80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD15-02	SMDf	16,352471	-61,724661	1,94	2,14	2,56	2,67	24,40	19,09	19,64	1,2E-15	1,4E-13	4,17	1,226	0,790	0,724	-	-	-	2695	-	2355	1395	0,23	10,24
GD15-03	SMDf	16,352471	-61,724661	1,77	1,85	2,48	2,61	28,64	29,06	29,40	-	2,3E-14	18,37	0,939	0,571	0,891	-	-	-	2416	-	2120	1225	0,21	6,95
GD15-04	SMDf	16,352471	-61,724661	1,40	1,40	2,41	2,17	41,75	42,79	45,69	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD15-06	SMDf	16,352471	-61,724661	2,19	1,84	2,54	2,57	28,67	25,01	28,25	2,6E-14	1,4E-13	18,37	0,963	0,562	0,929	-	-	-	1751	-	Imp.	Imp.	-	-
GD15-138	SMDf	15,873225	-61,571730	2,11	Imp.	2,57	2,65	17,85	Imp.	Imp.	1,4E-15	-	17,17	1,179	0,604	0,923	-	-	-	2379	-	1896	1334	0,23	9,77
GD17-12	SMDf	15,873278	-61,571800	1,95	1,89	2,52	2,65	22,71	25,72	28,57	-	-	17,17	0,928	0,563	0,872	-	-	-	2055	-	1761	1243	0,14	7,28
GD17-13	SMDf	15,873122	-61,571701	2,03	1,97	2,58	2,66	21,14	26,22	26,05	-	-	13,13	1,082	0,61	0,901	-	-	-	2215	-	2080	1178	0,25	6,80
GD15-142	HDF	15,864304	-61,582501	2,00	1,90	2,65	2,70	24,58	28,00	28,86	-	-	-0,17	1,214	0,873	0,731	-	-	-	1720	-	1531	1026	0,23	3,14
GD15-151	HDF	16,135280	-61,771237	2,17	2,30	2,57	2,62	15,36	11,89	12,00	3,2E-16	1,1E-14	5,04	1,806	1,095	0,716	-	-	-	3623	-	3439	1937	0,25	21,62
GD16-10	HDF	15,870341	-61,569000	1,21	Imp.	2,53	2,65	52,37	Imp.	Imp.	-	-	1,27	0,849	0,434	1,622	-	-	-	790	-	Imp.	Imp.	-	-
GD16-11	HDF	15,867165	-61,576500	1,87	-	2,51	2,58	25,73	-	-	-	-	-0,02	0,826	0,433	1,023	-	-	-	1706	-	819	Imp.	-	-
GD16-12	HDF	15,867165	-61,576500	-	-	-	2,58	-	-	-	-	-	-	1,015	0,421	-	-	-	-	1826	-	-	-	-	-
GD16-24	HDF	16,045309	-61,760700	-	1,47	-	2,36	30,44	50,64	-	6,3E-14	-	-0,11	0,626	0,437	0,972	-	-	-	1247	-	1403	1231	-	-
GD16-24-2	HDF	16,045309	-61,760700	1,22	1,26	2,26	2,45	46,00	47,09	48,35	4,2E-12	2,4E-13	0,14	0,5	0,45	0,879	-	-	-	1567	-	1485	995	0,12	2,71
GD17-22	HDF	16,045522	-61,761002	-	1,50	-	2,67	-	41,47	43,67	-	-	0,42	0,866	0,552	1,044	-	-	-	985	-	1273	649	0,31	1,68
GD15-15	FP	16,109756	-61,773960	2,18	2,13	2,73	2,72	20,23	21,62	21,58	1,1E-14	2,6E-14	14,03	1,002	0,57	0,826	-	-	-	3584	-	2614	1701	0,12	14,41
GD15-16	FP	16,096402	-61,768960	1,57	-	2,37	2,65	33,88	41,85	41,96	-	-	5,95	0,4	0,37	0,702	-	-	-	1049	-	1503	-	-	-
GD15-17	FP	16,096402	-61,768960	1,68	-	2,40	2,69	29,93	33,85	38,12	-	-	5,23	0,564	0,429	0,791	-	-	-	837	-	-	-	-	-
GD15-18	FP	16,096402	-61,768960	1,98	1,55	2,61	2,65	24,15	41,15	41,57	-	-	6,35	0,66	0,489	0,872	-	-	-	2823	-	1356	Imp.	-	-
GD15-19	FP	16,096402	-61,768960	1,52	1,50	2,48	2,61	38,74	41,96	42,70	2,5E-13	3,4E-14	11,60	0,499	0,345	0,966	-	-	-	2093	-	1723	1208	0,11	4,60
GD15-38	FP	16,177555	-61,778616	1,06	-	2,16	2,65	51,02	61,15	61,36	-	7,2E-10	7,27	0,256	0,288	0,881	-	-	-	678	-	446	Imp.	-	-
GD15-112	FP	16,072013	-61,736641	1,57	1,22	2,83	2,64	44,67	51,04	53,91	-	-	6,63	0,416	0,305	1,116	-	-	-	1555	-	1502	962	0,15	2,61
GD15-113	FP	16,069052	-61,740741	1,77	1,72	2,63	2,79	32,84	35,92	38,26	1,8E-12	-	4,92	0,619	0,406	0,886	-	-	-	1642	-	1388	946	0,06	3,32
GD15-131	FP	16,059018	-61,728997	0,60	0,62	1,61	2,59	62,97	73,95	76,14	1,0E-10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GD15-158	FP	16,075149	-61,739772	0,93	1,14	2,35	2,50	60,66	52,74	53,38	-	3,1E-13	6,56	0,433	0,386	0,987	-	-	-	500	-	-	-	-	-
GD16-16	FP	16,104995	-61,755100	1,30	1,44	2,55	2,60	48,85	44,77	44,50	-	4,8E-14	4,88	0,342	0,374	0,633	-	-	-	1465	-	1341	878	0,12	2,51
GD16-18	FP	16,026678	-61,745998	1,69	1,65	2,59	2,68	34,61	38,15	38,36	3,0E-12	5,8E-13	19,33	0,588	0,382	0,931	-	-	-	2528	-	2072	1397	0,08	6,98
GD16-19	FP	16,016983	-61,734600	1,62	1,63	2,35	2,68	31,08	36,33	39,26	-	-	12,10	0,6	0,464	0,795	-	-	-	1800	-	1450	936	0,08	3,31
GD16-23	FP	16,042147	-61,757301	1,35	1,																				

Article pétrophysique

Paru dans Journal of Volcanology and Geothermal Research



Petrophysical properties of volcanic rocks and impacts of hydrothermal alteration in the Guadeloupe Archipelago (West Indies)

Vivien Navelot^{a,*}, Yves Géraud^a, Alexiane Favier^{b,c}, Marc Diraison^a, Michel Corsini^b, Jean-Marc Lardeaux^b, Chrystèle Verati^b, Jeanne Mercier de Lépinay^d, Lucie Legendre^c, Gildas Beauchamps^e

^a Université de Lorraine, UMR 7359 GeoRessources, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, 2 Rue du Doyen Marcel Roubault, Vandoeuvre-lès-Nancy 54500, France

^b Université Côte d'Azur, CNRS - Observatoire de la Côte d'Azur - IRD - UMR 7329 Géoazur, 250 Rue Albert Einstein, Valbonne 06560, France

^c Université des Antilles, UMR 5243 Géosciences Montpellier, Campus de Fouillole, Pointe à Pitre 97159, Guadeloupe, France

^d Université de Strasbourg, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516 CNRS, 5 Rue René Descartes, Strasbourg 67084, France

^e Université de Cergy Pontoise, Laboratoire Géosciences et Environnement Cergy, 1 Rue Descartes, Neuville-sur-Oise 95000, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 16 January 2018

Received in revised form 12 June 2018

Accepted 17 July 2018

Available online 21 July 2018

Keywords:

Andesites

Debris flows

Pyroclastics

Petrophysical properties

Hydrothermal alteration

ABSTRACT

The results of the GEOTREF project presented here aim to develop high enthalpy geothermal energy in fractured reservoirs. They focus on active volcanic islands, especially the Basse-Terre Island (Guadeloupe Archipelago). As part of this project we measured several petrophysical properties to better understand how fluids flow in the hydrothermal system, provide a set of parameters to modelers and build datasets for future interpretation of well logs. The thermo-physical rock properties of bulk and grain density, porosity, permeability, compressional wave velocity, thermal conductivity and diffusivity, specific heat capacity of outcropping volcanic rocks from the Guadeloupe Archipelago (Lesser Antilles) were measured and a dataset was built. According to field observations, samples were grouped into three lithological classes and then separated by their degree of alteration according to macroscopic aspects and optical microscopy results. Geochemical data were obtained, and magnetic minerals identified by combining anisotropy of magnetic susceptibility and variation of magnetic susceptibility with temperature.

The lithotypes investigated were lava flows, debris flows and pyroclastics (gathering ash, pumice and scoria deposits). For lavas and debris flows, three degrees of alteration were defined; fresh, slightly to moderately altered and highly hydrothermalized. Only fresh pyroclastics were studied because the altered state was not outcropping.

Typically, samples are composed of andesite and belong to tholeiitic and calc-alkaline series. Lava porosity consists of high-density cooling joints and vesicles of different shapes, whereas pores in debris flows and pyroclastics are located both between and within particles. Median porosities and permeabilities are clearly distinct for lavas (4% and $6 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$), debris flows (33% and $4 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$) and pyroclastics (34% and $8 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$). The porosity difference implies a thermal conductivity twice to three times higher for lavas ($1.68 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$). Specific heat capacity of all lithotypes is similar ($0.75\text{--}0.97 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$).

Advancing hydrothermal alteration removes magnetic minerals and transforms initial rocks. The original plagioclases and pyroxenes in neofomed chlorite, white micas, quartz, epidote and clay minerals are replaced. This modifies the shape of the pore network. Furthermore, hydrothermal alteration results in a reduction of pore throat diameter. It tends to decrease petrophysical differences between lavas and debris flows, increasing the porosity and permeability of effusive rocks, while the opposite effects are observed for debris flows.

© 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Geothermal exploitation is well-developed in magmatic-volcanic fields where convection dominates heat transfer (Moeck, 2014). Such

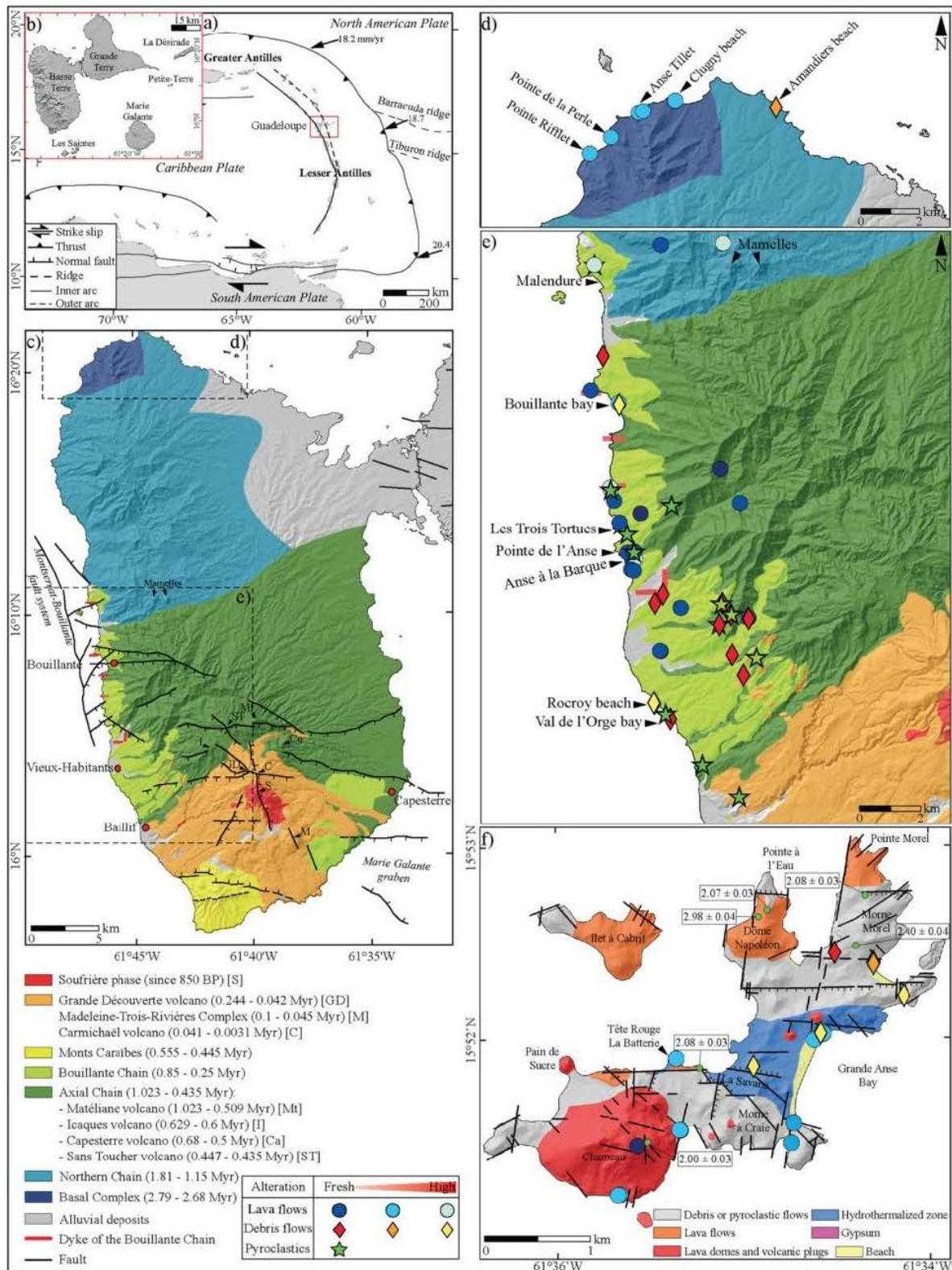
fields lie above subduction areas like in the Western Pacific (Heise et al., 2016; McNamara et al., 2016; Mielke et al., 2016; Ratouis and Zarrouk, 2016; Wilmarth and Stimac, 2015). This geological context is favorable because it is associated with a strong heat flux. Active subduction occurs in the Atlantic Ocean, along the Caribbean archipelago (Fig. 1a). The geothermal potential of the Caribbean is proved, and several sites are in the prospecting phase (Bertani, 2016). Currently, only the Bouillante field (Guadeloupe Island) is operating. Seven exploratory and production wells were drilled for the development of the Bouillante

* Corresponding author at: UMR 7359 GeoRessources, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, 2 Rue du Doyen Marcel Roubault, BP 10162, 54505 Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France.

E-mail address: vivien.navelot@univ-lorraine.fr (V. Navelot).

field (Bézèlgués-Courtade and Bes-de-Berc, 2007). Even after forty years of exploration and production, the understanding of the Bouillante geothermal system is still limited. This is due to the high

complexity of its geological context. The structural framework and location of fluid flow pathways are well-defined (Calcagno et al., 2012). The composition of hydrothermal fluid is well-documented (Bouchot et al.,



2008; Iundt and Ouzounian, 1985; Sanjuan et al., 2010, 2004, 2001, 2000; Sanjuan and Brach, 1998; Traineau et al., 2014). However, the origins of fluid and heat are still subject to debate. Only limited data have been published, and conceptual models for both fluid flow (Lachassagne et al., 2009; Lopez et al., 2011), and the reservoir geometry (Bouchot et al., 2010, 2008) remain weak.

There is a clear lack of petrological, thermal and physical data concerning volcanic rocks of Guadeloupe. Therefore, it is difficult to identify the targeted volcanic formations and the impact of hydrothermal alteration on rocks. As part of the exploration and development of high enthalpy geothermal energy to develop geothermal reservoir models, the characterization of petrophysical properties of rocks in the Vieux-Habitants area at different degrees of hydrothermal alteration (Fig. 1c) was performed. To this end, a comprehensive set of fresh or hydrothermally altered outcropping rocks was collected and outcrop analogue studies were carried out. These provide important information about geo-body size and geometry (Howell et al., 2014). They are also an inexpensive way of investigating petrophysical properties on a large set of samples. Outcrop studies are commonly used for geothermal exploration (Aretz et al., 2015; Lenhardt and Götz, 2015, 2011). Previous reservoir characterizations were carried out on similar rocks in several areas like New Zealand (Cant et al., 2018; Mielke et al., 2016, 2015; Siratovich et al., 2014), the Philippines (Stimac et al., 2004), the Faroe Islands (Ólavsdóttir et al., 2015) and Mexico (Lenhardt and Götz, 2011). These studies were performed on samples from both outcrops and cores. They supplied large datasets of petrophysical properties, providing information that could constrain numerical models to real measured properties. Overall, they highlighted: 1 - decreasing porosity and permeability with increasing depth; 2 - a decrease of porosity associated with hydrothermal alterations that result in an increase of thermal conductivity; 3 - the observation of better matrix porosity and permeability for breccia and pyroclastics than for lava.

The samples studied came from Basse-Terre Island (Basal Complex, Northern Chain and Vieux-Habitants-Bouillante areas) and Terre-de-Haut Island (Fig. 1b–f). The study described in this paper aims to characterize petrophysical matrix properties for lava flows, debris flows and pyroclastics. The long-term aim is to build a database, improve the interpretation of forthcoming borehole logging, understand how fluids flow in the different lithological classes and provide parameters for static and dynamic 3D reservoir models. These properties have been measured both on fresh rocks from the Vieux-Habitants-Bouillante area and on older rocks exhumed from the Basal Complex and Terre-de-Haut. Older rocks could have been buried under the same thermal and pressure conditions as rocks of the currently exploited Bouillante geothermal field. Indeed, the central part of Terre-de-Haut was defined as an exhumed geothermal system by Verati et al. (2016). The volcanic activity of the Basal Complex occurred coevally with Terre-de-Haut (Zami et al., 2014). We can presume that the Basal Complex was buried before its exhumation and placed at a relatively high temperature, according to an abnormally high geothermal gradient calculated in this area (Manga et al., 2012). The objectives of the data set are: 1 – to determine petrophysical properties of the pyroclastic and debris flow matrices; importantly, these are not only concentrated onto lava blocks (Bernard, 1999; Bernard et al., 2007); 2 – to define the role of hydrothermal alterations and weathering on petrography, microstructures, and their resulting petrophysical properties; 3 – to identify the contribution of different lithotypes to the reservoir geometry. Based on a first exploratory mission we decided to focus on two islands; Terre-

de-Haut and Basse-Terre. These are in approximately the same geodynamic context and have a similar volcanic activity.

2. Geological context

The Guadeloupe Archipelago is located at the convergent boundary between the North American and Caribbean tectonic plates (Fig. 1a). This convergence is accommodated by the subduction of the North and South American lithospheres under the Caribbean plate, at the relatively low velocity of approximately $2 \text{ cm} \cdot \text{yr}^{-1}$ (DeMets et al., 2000; Symithe et al., 2015). This subduction produced two successive volcanic arcs (Bouysse, 1983). The outer, older, volcanic arc was active from the Eocene to Early Miocene era. It includes several islands e.g. Grande-Terre of Guadeloupe, Marie-Galante and Petite-Terre (Fig. 1b). These are topped by the Pliocene to Holocene carbonate platforms (Munch et al., 2014) and eastern Martinique (Bouysse and Westercamp, 1990). The inner volcanic arc began its activity during the Pliocene epoch and is still active. It encompasses several islands such as Saint Kitts and Nevis, Dominica and Montserrat. Some of these islands are renowned for their seismic activity and have a well-known history of eruptions (Feuillet et al., 2010, 2002). Three islands of the Guadeloupe Archipelago belong to the more recent volcanic arc (Bouysse and Westercamp, 1990): Terre-de-Bas and Terre-de-Haut in Les Saintes Archipelago and Basse-Terre with its active volcano “La Soufrière” (Fig. 1b and c). The activity of the Grande Découverte-Soufrière Complex is a major human safety issue, especially since its last major eruption in 1976, even though this was limited to a seismic crisis and a phreatic eruption (Komorowski et al., 2005). Many studies since this date have revealed a large amount of geological, geochemical and geophysical data concerning this well-monitored volcano (e.g. Coutant et al., 2012; Gaudin et al., 2016, 2015, 2013; Lesparre et al., 2016; Pozzi et al., 1979; Rosas-Carbajal et al., 2016; Samper et al., 2009). Moreover, the recent offshore seismic activity between Les Saintes and Dominica gave a new impetus to studies of the Archipelago's structural framework (Bazin et al., 2010; Escartín et al., 2016; Feuillet et al., 2011; Leclerc et al., 2016, 2014).

2.1. Geology of Basse-Terre Island

Basse-Terre is a late Tertiary to Quaternary volcanic island, with a volcano that is still active, and which belongs to the inner arc of the Lesser Antilles. The island is made of composite volcanoes built-up by spaced pulses of activity (Davidson and De Silva, 2000). It consists of six major eruptive complexes that are successively placed from North to South according to a NNW-SSE to NW-SE direction (Fig. 1c). However, several volcanic edifices and seamounts are located distant to this general alignment and others do not enter into the progressive southward migration (Mathieu, 2010). The oldest volcanic complex is the Basal Complex outcrop in the northern part of the island. This was active between $2.79 \pm 0.04 \text{ Myr}$ ago and $2.68 \pm 0.04 \text{ Myr}$ ago (K-Ar ages, Samper et al. (2007)) and forms the Basse-Terre substratum. It is made of sub-aerial lava flows and eroded volcanic edifices (Mathieu, 2010). The calc-alkaline Northern Chain, dating from $1.81 \pm 0.03 \text{ Myr}$ to $1.15 \pm 0.02 \text{ Myr}$ ago (K-Ar ages, Samper et al. (2007)), consists of voluminous lava flows and andesite and dacite domes (Komorowski et al., 2005). The Axial and Bouillante Chains composed of Pitons de Bouillante, Matélie, Icaques, Capesterre and Sans Toucher volcanoes were formed between $1.023 \pm 0.025 \text{ Myr}$ and $0.435 \pm 0.008 \text{ Myr}$ ago (K-Ar ages, Samper et al. (2007)). These chains are characterized by

Fig. 1. a) Geodynamic setting of the Lesser Antilles arc (modified from Bouysse and Westercamp, 1990; Feuillet et al., 2002; Symithe et al., 2015). b) The Guadeloupe Archipelago. 5 m resolution DEM from IGN (Institut national de l'information géographique et forestière). c) Simplified geological map of Basse-Terre Island with major volcanic complexes and structures shown (Boudon, 1988; Mathieu, 2010). Groundmass K/Ar ages are from Blanc, 1983; Ricci et al., 2000; Ricci et al., 2015b, 2015a, 2017; Samper et al., 2007, 2009. Major faults are from Calcagno et al., 2012; Feuillet et al., 2002; Leclerc et al., 2016. d and e) Location map of samples studied with the different rock types and their degree of alteration: d) Basal Complex in the Northern part of Basse-Terre Island; e) Vieux-Habitants-Bouillante area. f) Location of samples studied and simplified geological map of Terre-de-Haut with the dominant lithotypes in each area indicated. Tectonic sketch map of the main faults. Modified from Jacques and Maury (1988a) and Verati et al. (2016) according to field observations. K-Ar ages (Myr) are from Zami et al., 2014. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

voluminous hyaloclastites covered by lava flows. On the West Coast, the volcanic activity is essentially phreatomagmatic and there is a wide range of magma compositions: olivine basalts, andesites, dacites and quartz-bearing rhyolites (Komorowski et al., 2005). The Monts Caraïbes were active from 0.555 Myr to 0.445 Myr ago (K-Ar ages, Samper et al. (2007)). Both the inactive Trois-Rivières-Madeleine Complex and the still active Grande Découverte-Soufrière Complex are younger than 0.25 Myr (K-Ar ages, Samper et al. (2007)). They are characterized by an effusive activity, which produces voluminous domes, lava flows and a more limited volume of pyroclastics (block-and-ash flows and ash and scoria flows).

The geology of the Guadeloupe Archipelago has been extensively studied since the 1970s, in particular for its geothermal resource (Bouchot et al., 2011, 2010; Calcagno et al., 2012; Patrier et al., 2003; Sanjuan and Brach, 2015, 1998). Indeed, a high-temperature (250–260 °C) geothermal field was identified in Bouillante (Fig. 1c) in the 1970s (Bouchot et al., 2010). This geothermal field has been exploited since 1985 for electricity generation. Since 2005, this geothermal plant has had a capacity of 15 MWe (Sanjuan and Traineau, 2008). This Bouillante geothermal field developed in a regional key geodynamic area is located at the intersection of the Lesser Antilles major tectonic structures (Calcagno et al., 2012; Thinon et al., 2010), accommodating the oblique convergence between the Caribbean and North American plates. Two regional fault systems come together in this area. The NW-SE Montserrat-Bouillante fault system is composed of several 'en echelon' oblique normal strike-slip faults that accommodate a sinistral motion. The ESE-WNW to E-W Bouillante-Capesterre normal fault system could be the western termination of the E-W Marie-Galante graben system.

2.2. Geology of Terre-de-Haut Island

Les Saintes Archipelago, which includes the Terre-de-Haut Island, represents the emerging part of a plateau largely covered by plio-quaternary reef carbonates (Andrieuff et al., 1979). The Terre-de-Haut Island is entirely composed of medium-K calc-alkaline andesite rocks (Jacques et al., 1984; Zami et al., 2014). This composition is typical of the central part of the recent active arc in the Lesser Antilles. The volcanic activity on the Terre-de-Haut Island began approximately at the same time as on Basse-Terre (Samper, 2007). Three volcanic phases between 2.98 ± 0.04 Myr and 2.00 ± 0.03 Myr, built the Terre-de-Haut Island (Jacques et al., 1984; Jacques and Maury, 1988b, 1988a; Zami et al., 2014). Phase I, at 2.98 ± 0.04 Myr (K-Ar age), consists of dacite lava flows and explosive breccia from the Napoléon dome (Fig. 1f). Phase II, at 2.40 ± 0.04 Myr, built up the Morne Morel, starting with explosive phreato-magmatic activity and continuing with the placing of pyroclastic flows. Phase III, from 2.08 ± 0.03 Myr to 2.00 ± 0.03 Myr, completed the build-up of the island with the development of the Pointe Morel basic andesite flows associated with the phreato-magmatic deposit and the dark andesite lava flow with two pyroxenes in the central part of Terre-de-Haut. This phase ended with the positioning of the Chameau dome and several other intrusions. The central part of the Terre-de-Haut is affected by high hydrothermal alterations that limit dating of this area, since rocks are totally transformed (Fig. 1f). Verati et al. (2016) characterized this area as an exhumed geothermal system and described paragenesis associated with hydrothermal alterations.

2.3. Hydrothermal alteration

Hydrothermal alterations in the central part of Terre-de-Haut consist in the development of smectite, kaolinite, and veins of quartz, pyrite and gypsum (Jacques and Maury, 1988a). Verati et al. (2016) specified the high-temperature association. They observed three such events. The first is composed of chlorite and epidote aggregates developed as pseudomorphs of primary magmatic clinopyroxenes and plagioclases.

The second consists in chlorite, serpentine and oxide aggregates developed at the expense of orthopyroxenes. Veins filled either by chalcidony, pyrite and quartz, or chlorite, smectite and goethite aggregates re-cut these new minerals. The third comes from an advanced argillic alteration consisting in the development of kaolinite, illite and smectite (montmorillonite). High gypsum and pyrite contents are observed in the most altered areas. All of these elements match a high-temperature hydrothermal paragenesis developed in an epithermal context (Patrier et al., 2013).

Verati et al. (2016) also demonstrated that the development of this highly hydrothermalized area is controlled by the intersection of two major normal fault systems N090-N110 and N130-140 (Fig. 1f), which have approximately the same directions as those observed in the Bouillante geothermal field (Fig. 1c).

3. Material and methods

3.1. Samples

According to field observations, we distinguished three major classes of rock type: lava flows, coarse breccia and pyroclastics. Breccia gathers coarse and poorly sorted heterogeneous deposits like debris avalanches, debris flows and lahars. Coarse breccia is further called debris flows because this is the dominant brecciated rock type. Debris flows are composed of fine-grained matrices (from clay to fine pebbles) that support a significant content of cobbles and boulders. Pyroclastics group fine-grained indurated and homogeneous deposits containing ashes, pumices and scoria. The largest elements are decimeter-sized pumices. Lava and debris flows can also be separated into three groups according their degree of alteration. The aim is not to distinguish weathering and hydrothermal alterations, but to understand the general impacts of alteration on petrophysical properties. Weathering and hydrothermal alterations of samples are not separated, but a difference is made between fresh, slightly to moderately altered, and highly altered samples (Fig. 2). Fresh samples are the more numerous, because altered samples are restricted to very limited areas (see Table 2 for distribution of samples by lithotypes). Only fresh pyroclastics were sampled, because the altered states did not outcrop in the areas studied. Alteration was defined firstly according macroscopic observations and secondly using a selection of representative thin sections. To be comprehensive, each outcropping lithological class was sampled.

Fresh samples were collected in the Vieux-Habitants-Bouillante area and on Terre-de-Haut Island. Samples with slight to moderate weathering and/or hydrothermal alteration were collected in the Basal Complex, the Northern Chain, the Bouillante Chain and Terre-de-Haut Island. Finally, the highly hydrothermalized samples were collected in Mamelles massif and in the exhumed geothermal system of Terre-de-Haut (Fig. 1d, e and f).

Samples were taken directly from outcrops as oriented blocks and parallelepipeds were cut to measure magnetic susceptibility, P-wave velocity, thermal conductivity and diffusivity. For lava, the size of parallelepipeds is consistent with the spacing of cooling joints. For pyroclastics and debris flows, the sample limits are not constrained by fractures or cooling joints and cutting the cubes is easier. The size of blocks is comprised between 4 and 10 cm in thickness and approximately 10 cm both for length and width. 25 mm diameter plugs were drilled to measure porosity, permeability and density (see Section 4.2.2 for representativeness). For coarse debris flows, physical measurements on plugs were limited to matrix notably because the size of cobbles and boulders exceeds the capacity of the measuring instruments.

The surfaces of friable blocks were flattened, and porosity measurements were carried out on pieces of rock of similar plug sizes. Before performing measurements, each sample was dried in an oven until a constant weight was reached. The drying temperature was set at 60 °C to avoid any change in mineralogy.

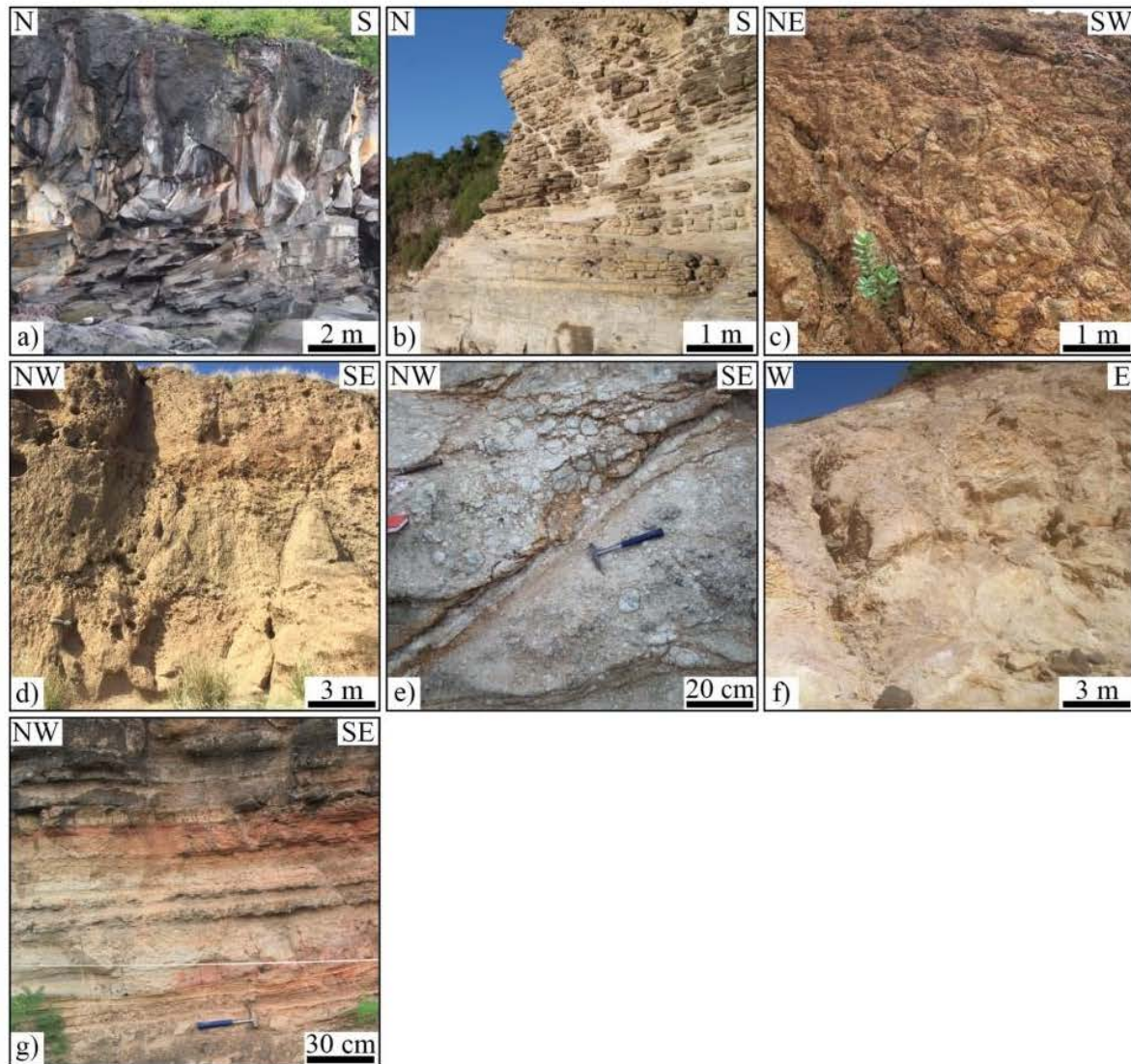


Fig. 2. The seven lithotypes analyzed. Lava flows are on the first line: a) fresh lava flow from Les Trois Tortues (location Fig. 1e); b) moderately hydrothermalized lava flow from Anse Tillet (Fig. 1d); c) highly hydrothermalized lava flow in La Savane (Fig. 1f). Coarse volcano sedimentary deposits are represented on the second line: d) coarse debris flow from the Val de l'Orge bay (Fig. 1e); e) moderately hydrothermalized debris flow from the Amandiers beach (Fig. 1d); f) highly hydrothermalized debris flow from Grande Anse Bay (Fig. 1f), g) Pyroclastics from Les Trois Tortues.

3.2. Petrography study

Thin sections were produced for a selection of representative samples to study petrography of the different lithological classes. Several studies were performed on all thin sections to specify the separation of each sample in a distinct alteration intensity class. This classification relies on macroscopic features (change of structure, color) and microscopic features (intensity of mineral replacement, type of neo-formed minerals). It revealed that macroscopic observations were sufficient to classify each sample in an altered class. Primary minerals from fresh samples were determined under an optical microscope. According to Bernard (1999), Clauser and Huenges (1995), Mielke et al. (2017), mineral composition has a significant impact on petrophysical properties. Unfortunately, no phase counting done on minerals was linked to petrophysical properties, because only phenocrysts can be counted. Microliths from the ground-mass are too small to be determined accurately. Minerals and phases formed during alteration processes are small (cf. Fig. 5c and f) and are

characterized by standard X-ray techniques, on a powder with a particle size of 70–80 μm . X-ray diffraction was carried out using a Bruker D2 phaser, with Cu K-alpha radiation. The major mineral element compositions were determined in thin sections using a CAMECA SX-100 instrument equipped with five wavelength-dispersive X-ray spectrometers (WDS). The analyses were done with 20 kV accelerating voltage, a focused beam of 10 nA and counting times of 20–30 s. Finally, magnetic minerals were investigated through reflected light and magnetic susceptibility variation with temperature (detailed in Section 3.2.2). The objective of the magnetic mineral determination is to understand whether the negative anomaly of magnetic susceptibility observed by Gailler et al. (2014) in the Bouillante geothermal province could be linked to variation in mineral content of the hydrothermally altered samples.

3.2.1. Chemical analyses

Geochemical analyses were only carried out on lava flows, to compare our results to previous studies and to identify the chemical

diversity of lava flows (Ricci et al., 2015a, 2015b, 2017; Samper et al., 2007; Zami et al., 2014). Whole-rock major and trace element analyses were performed at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM, CNRS, Nancy, France). Major element contents were determined by ICP-AES (Thermo Fischer ICap 6500) and trace element concentrations by ICP-MS (Thermo Elemental X7). Only major elements, and especially total alkali and silica, are exploited in this article.

3.2.2. Magnetic susceptibility

Three parameters were measured: the magnetic susceptibility; the magnetic fabric; the determination of magnetic minerals. The first consists of measuring the total magnetic susceptibility directly on outcrops (Morgan et al., 2017) or on parallelepiped samples in the laboratory with a GF SM-20 Instruments model handheld magnetic susceptibility meter. The SM-20 has a 10^{-6} SI (International system of units) sensitivity in the range of $0\text{--}999 \cdot 10^{-3}$ SI. This is well below the values observed in the areas studied. The second parameter consists in measuring the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) on oriented cores (2.1 cm height and 2.5 cm diameter) with an MFK1-A Kappabridge (AGICO) in a constant field of $200 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$ at the operating frequency of 976 Hz, using the 3-D rotator (Hrouda et al., 2015). AMS is also a reliable method to assess the magnetic fabric computing anisotropy degree of rocks (Jelinek, 1981). The last criterion is measured using the evolution of magnetic susceptibility with temperature. This is an efficient method to identify magnetic minerals carrying the AMS (Panaiotu et al., 2011). The apparatus used is approximately the same as AMS with an MFK1-A Kappabridge, constant magnetizing field and operating frequency. However, the device is coupled to a CS-L Cryostat and CS-4 Furnace, which allows the study of bulk magnetic susceptibility for temperatures of between $-194 \text{ }^\circ\text{C}$ and $700 \text{ }^\circ\text{C}$. Variation of this parameter with temperature was measured on samples reduced to a thin powder. Measurements are performed under argon at three temperature intervals: between $-194 \text{ }^\circ\text{C}$ and $20 \text{ }^\circ\text{C}$ using liquid nitrogen, between $20 \text{ }^\circ\text{C}$ and $700 \text{ }^\circ\text{C}$ (heating curve), and finally between $700 \text{ }^\circ\text{C}$ and $20 \text{ }^\circ\text{C}$ (cooling curve). The determination of magnetic transitions during heating/cooling cycles like the Curie temperature, the Verwey transition for magnetite and the Morin transition for hematite are indicators to identify magnetic minerals (Butler, 1998; Chadima, 2011). In this study, susceptibility vs. temperature curves are measured on lava flows with a different alteration degree to identify the impact of hydrothermal alteration on magnetic minerals.

3.3. Thermal and physical measurements

3.3.1. Porosity and density

Quantifying porosity is fundamental to estimate the volume available for fluid flow and storage. Only connected porosity was quantified. Three complementary methods using different saturation fluids have been selected to handle every sample.

The triple weighing method is defined by the RILEM norm (try n°1.1, 1978). This is a reliable low-cost method, which allows 50 samples to be handled with volumes of between 10 and 50 cm^3 each time. It is non-destructive for cohesive samples without increasing argillaceous alteration. After a 48 h immersion, the saturated and hydrostatic masses were measured to calculate effective porosity, sample volume and bulk density. As some volcanic materials are insufficiently cohesive or contain clays, saturation with water causes their destruction. Thus, fragile samples were not processed by this method.

Grain density depends on mineralogy and unconnected porosity since samples were not reduced into a thin powder, which could remove every isolated pore. This was measured using a Micromeritics® model AccuPyc II 1340 gas pycnometer which allows sample volumes of between 10 and 50 cm^3 to be handled (Aretz et al., 2015). It also allows the calculation of effective porosity using bulk density from triple weighing.

Measurements of connected porosity using water or helium are easy to perform and are non-destructive methods. However, they do not provide any information about pore throat diameter. Mercury porosimetry was used to assess this parameter avoiding any of the former problems encountered with argillaceous rocks (Sizun, 1995; Washburn, 1921). Measurements have been performed with a Micromeritics® model AutoPore IV 9500 v1.09. This model investigates pore throat diameters from $360 \mu\text{m}$ to 5.7 nm. Moreover, it provides a great deal of information such as the pore size distribution, the total pore volume, the grain and bulk density (Belghoul, 2007; Giesche, 2006). Bulk densities of low cohesive samples were determined using this method.

3.3.2. Matrix permeability

Intrinsic permeability K measurements were performed with a nitrogen permeameter under low confining pressure (20 bars). This covers a wide range of permeability (10^{-11} m^2 to 10^{-19} m^2). The Klinkenberg effect was not taken into account to remove the slip-flow phenomenon between gas molecules and solid walls (Klinkenberg, 1941). Indeed, permeability measurements did not exhibit such an effect. Permeability measurements were performed on 25 mm diameter plugs for sufficiently cohesive lithotypes. For other samples, parallelepipeds were cut and included in fast-setting epoxy resin to form 40 mm diameter plugs. Some pyroclastics like ashes and highly hydrothermalized rocks were not cohesive enough to be measured.

The number of measurements per sample is variable because some lavas were measured both parallel and perpendicular to the lava flow. In most cases, only one plug was measured for each sample because the measurement took approximately 2 h. The size of plugs and the number of measurements per sample is limited by the permeameter design that allows accurate measurements but cannot be repeated for several plugs per sample taking into account our large sample set. Therefore, plugs were chosen that were the best representative of the sample.

3.3.3. Thermal conductivity

Thermal conductivity λ and diffusivity D were measured using a Thermal Conductivity Scanner from Lippmann & Rauen GbR. The technique is based on the change in surface temperature after a known and set heat input and could be applied to a wide range of geological materials (Boulanouar et al., 2013; Rosener, 2007; Stanek, 2013; Surma and Geraud, 2003). The measuring instrument includes a mobile plate composed of three thermal sensors and a heat source. The device has an accuracy of 3% in the measuring range from 0.2 to $25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. The procedure is described in detail by Popov et al. (2016, 1999). Temperature measurement is every 1 mm step.

For thermal diffusivity, the two standards have different thermal conductivity and diffusivity values. Therefore, temperature is additionally measured after heating, with a third temperature sensor. Temperature measurement occurs every 2 mm step. The combination of bulk density, thermal conductivity and diffusivity allows the calculation of specific heat capacity c_p .

λ and D were measured in the three directions of blocks and then averaged to take into account possible anisotropy of rocks linked to specific mineral orientation, porosity and structure of the pore space.

3.3.4. P-wave velocity

The measurement of compressional wave velocity (P-wave) was performed on dry samples using the ultrasonic velocity method with the Proceeq® brand PunditLab model (Bertrand, 2017; Bossennec et al., 2018; Haffen, 2012). This is a non-destructive test based on the transmission of an acoustic pulse. The instrument is composed of two 54 kHz piezoelectric P transducers (a transmitter and a receiver) and a pulse generator. The acoustic emission that reaches the receiver is converted into an electrical signal acquired with a computer-controlled oscilloscope. The operating frequency was constant at 54 kHz and a shear gel was applied to ensure a better connection. Compressional wave

velocity was measured in the three directions of blocks and then averaged. Shear waves were not studied, because of the difficulty to pick the first S-wave that arrives in low cohesive samples.

4. Results

4.1. Petrology and geochemistry

A large amount of geochemical data is available both for Terre-de-Haut and Basse-Terre (e.g. Gadalia, 2013; Jacques et al., 1984; Jacques and Maury, 1988b; Samper et al., 2007, 2009). Samples of this study are complementary in location to those of previous works, since Samper et al. (2009, 2007) concentrated mostly on volcanic edifices and not on the coast.

Major elements were measured for 33 samples, including 22 fresh lava flows and 11 slightly altered lava flows. Although the SiO_2 content varies between 55 and 65%, most samples are andesites and basaltic andesites from the Axial Chain. Only a few dacite samples from Terre-de-Haut and the Basal Complex are observed (Fig. 3a). According to Peccerillo and Taylor (1976), most samples belong to the calc-alkaline series, with 8 samples located between Beaugendre and Grande Rivière de Vieux-Habitants valleys belonging to low differentiated lavas (in the tholeiitic domain). Basse-Terre and Terre-de-Haut lavas belong to the medium and low K types (K_2O : 0.55–1.56 wt%, Fig. 3b). Our geochemical data are consistent with previous studies that confirm the representative nature of the set of samples studied.

4.1.1. Macroscopic and thin section observations

All fresh lavas have porphyric textures and color from light to dark grey (Fig. 4). No specific mineral orientation was observed. Using thin section counting with JMicroVision software (Roduit, 2007), phenocrysts represent 31% (20.7% to 43.2% on 7600 points of 30 thin sections) of fresh lavas and are mostly composed of plagioclase ($\approx 80\%$) and to a lesser extent clinopyroxene and orthopyroxene ($\approx 15\%$) and iron oxides (magnetite and hematite, $\approx 5\%$). This distribution is in agreement with parageneses found in previous studies (Boudon et al., 2008; Samper et al., 2007). The matrix is always composed of microlites of the same minerals and no glass is observed (Fig. 5a). The porosity is mostly

composed of different shaped vesicles and micro-cracks crossing the matrix and phenocrysts. The structure and texture of fresh lavas is preserved in slightly to moderately altered lavas. These are of various colors: greenish, white, medium grey and red (Fig. 4). They are composed on average of 20% of phenocrysts (4.4% to 36% on 4000 points on 16 thin sections). The alteration began to dissolve the borders and the central part of pyroxene minerals but does not affect plagioclases. Chlorite, actinolite and pyrite appeared during this alteration phase (Fig. 5b). Neoformed minerals represent 30% of the minerals present in phenocrysts. The porosity is composed of pores formed during dissolution in pyroxenes, initial cooling joints, small pores in the matrix, micro-cracks crossing both phenocrysts and matrix and very rare vesicles. Hydrothermally altered lavas exhibit homogeneous light grey to white colors (Fig. 4). Hydrothermal alteration changed significantly the macroscopic aspect of lava. It produced a total replacement of microlites, pyroxenes and plagioclases phenocrysts by quartz, white micas, pyrite and calcite (Fig. 5c), reducing phenocryst content to only 6% (2000 points on 8 thin sections).

Fresh debris flows and pyroclastics consist of the same minerals as fresh lavas, but their rock colors are much more heterogeneous because debris flows are composed of conglomerates of clasts (lavas, pyroclasts) and fine-grained matrices. Ash deposits have well-marked bedding caused by the homogeneous size of deposits. Pyroclastics are often poorly cohesive because there is no matrix to link elements together (Fig. 4). Their cohesion depends on the degree of welding. The porosity of debris flow is extremely different to that of lavas. Indeed, the genesis of coarse deposits does not produce cooling structures or vesicles. However, the arrangement of particles creates pores of sizes depending on the particle size (Fig. 5d). This porosity is added to the initial porosity of cobbles and boulders encompassing debris flows. Slightly to moderately altered debris flows that are mostly sampled in the Basal Complex are greenish to purplish (Fig. 4). These debris flows are composed of the same minerals observed in slightly to moderately altered lavas. There is a clear decrease of inter-particle porosity compensated by partial dissolution of phenocrysts (Fig. 5e). Highly hydrothermalized debris flows are mainly sampled on Terre-de-Haut. Overall, such debris flows are white to yellow in color and contain large amounts of illite, chlorite, smectite in the matrix and gypsum, pyrite and calcite in fractures and

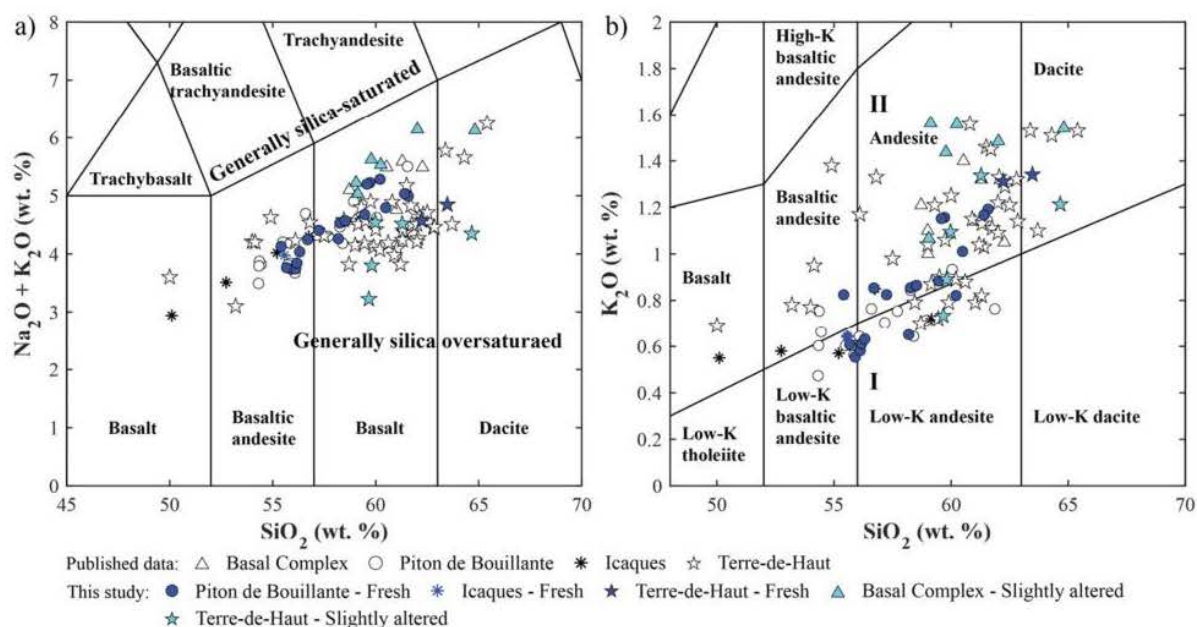


Fig. 3. Geochemical characterization of lava flows. a) Total alkali vs. silica diagram after Bas et al. (1986); b) SiO_2 vs. K_2O plot after Peccerillo and Taylor (1976). I – calc-alkaline series; II – high-K calc-alkaline-series. Published geochemical data: Basal Complex, Pitons de Bouillante and Icaques (Ricci et al., 2017); Terre-de-Haut (Jacques et al., 1984; Zami et al., 2014).






















Classification	Location	Minerals / Porosity	Samples		
Fresh lavas	Axial Chain Bouillante Chain Terre-de-Haut	Plagioclases ++++ Pyroxenes ++ Iron oxides + <i>Initial vesicles</i> <i>Cooling joints</i> <i>Micro-cracks</i> <i>Fractures</i>			
Slightly to moderately altered lavas	Basal Complex Bouillante Chain Terre-de-Haut	Plagioclases ++++ Pyroxenes + Iron oxides + Chlorite, Micas + <i>Dissolution</i> <i>Cooling joints</i> <i>Cracks</i> <i>Fractures</i>			
Highly hydrothermalized lavas	Northern Chain Terre-de-Haut	Plagioclases ++ Calcite, Pyrite ++ Clay Minerals ++ Micas, Chlorite + <i>Dissolution</i> <i>Cooling joints</i> <i>Cracks</i> <i>Fractures</i>			
Fresh debris flows	Axial Chain Bouillante Chain Terre-de-Haut	Plagioclases ++++ Pyroxenes ++ Iron oxides + Plant residues + <i>Interparticular</i> <i>Intraparticular</i> <i>Micro-cracks</i> <i>Fractures</i>			
Slightly to moderately altered debris flows	Basal Complex Terre-de-Haut	Plagioclases +++ Pyroxenes + Iron oxides + Chlorite, Quartz + Pyrophyllite <i>Dissolution</i> <i>Cracks</i> <i>Fractures</i>			
Highly hydrothermalized debris flows	Axial Chain Bouillante Chain Terre-de-Haut	Plagioclases ++ Pyroxenes + Qz, Gp, Calcite ++ Chlorite, Epidote + White micas + <i>Dissolution</i> <i>Cracks</i> <i>Fractures</i>			
Fresh pyroclastics	Bouillante Chain Grande-Decouverte volcano	Plagioclases ++++ Pyroxenes ++ Iron oxides + <i>Interparticular</i> <i>Intraparticular</i> <i>Cracks</i> <i>Vesicles</i>			

Fig. 4. Short description of the seven lithological classes with macroscopic pictures of the different rocks in each class. Each picture is 3.5 cm in size. Qz – quartz; Gp – Gypsum.

bedding planes (Fig. 5f). Patchy alterations are common due to the higher porosity of pyroclast cobbles relative to debris flow matrix. These rocks are composed of 5% of plagioclases (80–90% transformed) and 95% of neoformed minerals. The well-known hydrothermal breccia from the Bouillante bay that permitted the first Ar-Ar dating of the

Bouillante field (Patrier et al., 2013; Verati et al., 2013) was classified in this lithotype. It is an entirely re-crystallized and silicified multicolored rock (Fig. 4, first row, line 6). Pores are essentially composed of cracks and dissolution voids, which result in the disappearance of initial phenocrysts and particles.

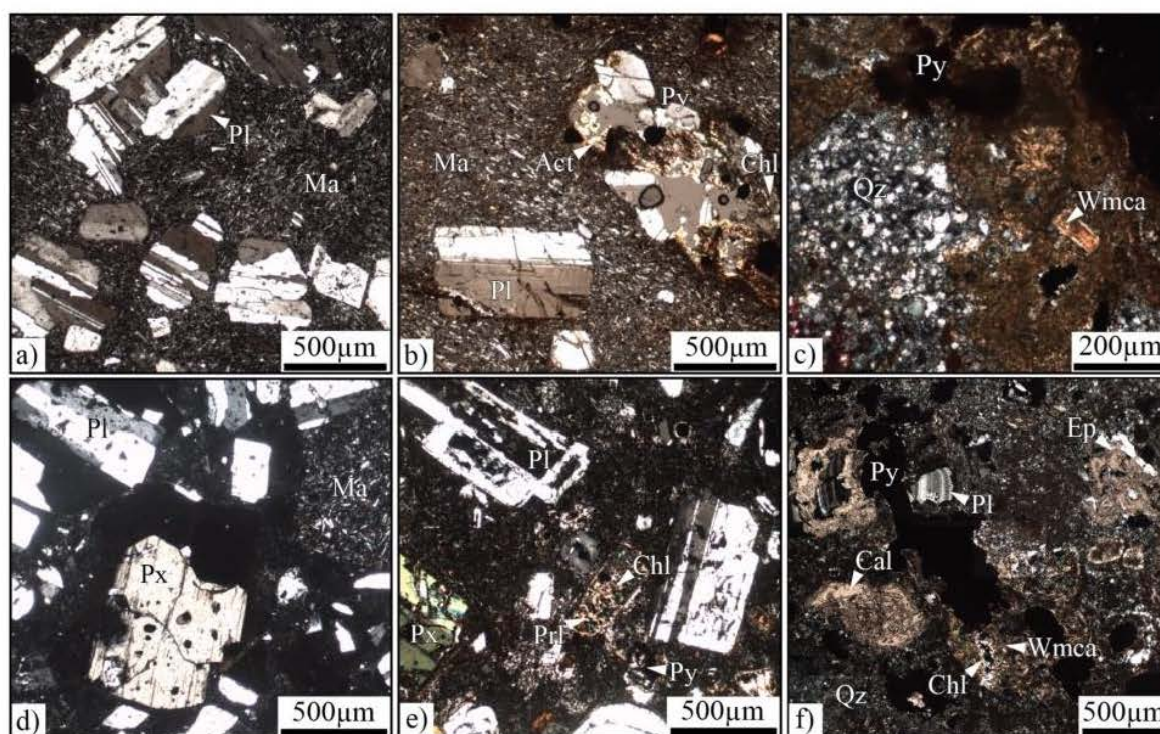


Fig. 5. Thin section photomicrographs of lava and debris flows (cross polarized light). Lava flows are on the top line: a) fresh lava flow from Les Trois Tortues; b) moderately hydrothermalized lava flow from Anse Tillet; c) highly hydrothermalized lava flow in La Savane. Coarse volcano sedimentary deposits are represented on the line below with: d) coarse debris flow from the Val de l'Orge bay; e) moderately hydrothermalized debris flow from the Amandiers beach and f) highly hydrothermalized debris flow from Grande Anse Bay. Abbreviations: Act - actinolite, Cal - calcite, Chl - chlorite, Ep - epidote, Ma - microlithic matrix, Pl - plagioclase, Prl - pyrophyllite, Px - pyroxene, Py - pyrite, Qz - quartz, Wmca - white mica.

4.1.2. Magnetic susceptibility data

Measurement of magnetic susceptibility was performed using three methods. The quickest and easiest consisted in measuring susceptibility directly on outcrops or on rock blocks with sufficiently flat surfaces. It permitted susceptibility values to be obtained for every sample in contrast to the AMS method, which needs samples strong enough to be plugged. Median values of total magnetic susceptibility are $11.6 \cdot 10^{-3}$ and $7.5 \cdot 10^{-3}$ SI respectively for fresh lavas and debris flows which is slightly higher than pyroclastics $6.6 \cdot 10^{-3}$ SI (Table 1). This intensity of magnetic signal cannot only be explained by the presence of paramagnetic pyroxenes and it indicates relatively high amounts of magnetic minerals (Hrouda et al., 2015). Total magnetic susceptibility of slightly to moderately altered lavas and debris flows has higher median values than fresh samples ($12 \cdot 10^{-3}$ and $17.2 \cdot 10^{-3}$ SI respectively). The first phase of alteration that transforms initial minerals (pyroxenes and plagioclases) and concentrates iron oxides leads to a slight increase

of magnetic susceptibility. Finally, samples affected by advancing hydrothermal alteration have the same median value of $0.1 \cdot 10^{-3}$ SI. The total transformation of initial minerals by hydrothermal alteration also removes magnetic minerals. These results are in agreement with those obtained by Gailler et al. (2014). The trends are similar for lavas and debris flows. Results obtained with AMS are approximately the same for lavas but display a lower signal for debris flows. This may be due to a reduced number of samples. However, the general behavior with advancing alterations remains the same. The slight increase of magnetic susceptibility with moderate alteration and the reduction of magnetization with advancing hydrothermal alterations are also obvious. High temperature hydrothermal alteration removes magnetic minerals. AMS highlights the fact that magnetic fabrics of lavas are weakly anisotropic (a corrected degree of anisotropy lies between 1.002 and 1.054). This anisotropy is logically oriented in the direction of lava flow determined in the field using closely spaced cooling joints, which

Table 1
Summary of magnetic susceptibility measurements on outcrops and blocks with handheld susceptibility meter and using AMS.

	Total susceptibility [$\times 10^{-3}$ SI]	Lava flow			Debris flow			Pyroclastics
		Fresh	Slightly to moderately altered	Highly altered	Fresh	Slightly to moderately altered	Highly altered	Fresh
Field susceptibility meter	Average	13.92	13.34	5.99	9.36	13.19	0.94	8.84
	Median	11.60	11.97	0.09	7.54	17.17	0.14	6.60
	Min-max	2.06–26.8	3.58–27.62	–0.04–21.47	3.89–24.9	3.96–18.37	–0.17–5.04	4.88–19.33
	n	41	23	7	20	7	7	14
AMS	Average	15.68	12.86	0.02	5.84	5.38	1.57	15.55
	Median	12.05	13.36	0.02	4.65	5.38	0.29	15.59
	Min-max	3.54–32.7	0.57–20.91	0.02–0.02	4.19–9.34	5.37–5.4	0.24–4.17	11.15–21.13
	n	157	28	1	5	2	3	9

are parallel to each other and to the lava flow margins (Mathieu, 2010). This preferential mineral orientation in lavas was not observed during thin section observations.

Thermomagnetic curves obtained on a selected set of lavas with different degrees of alteration (Fig. 6) provide information about the nature of minerals that supply a magnetic signal. The most striking feature is the difference between heating and cooling curves. For fresh and slightly to moderately altered samples, the heating curve runs much higher than the cooling curve. The opposite relationship exists for highly hydrothermalized samples from the central part of Terre-de-Haut Island. This major difference between heating and cooling curves indicates that the assembly of magnetic minerals is unstable. Furthermore, it could be caused by post-magmatic alterations occurring during magma cooling (Hrouda et al., 2015). Fresh lava samples show

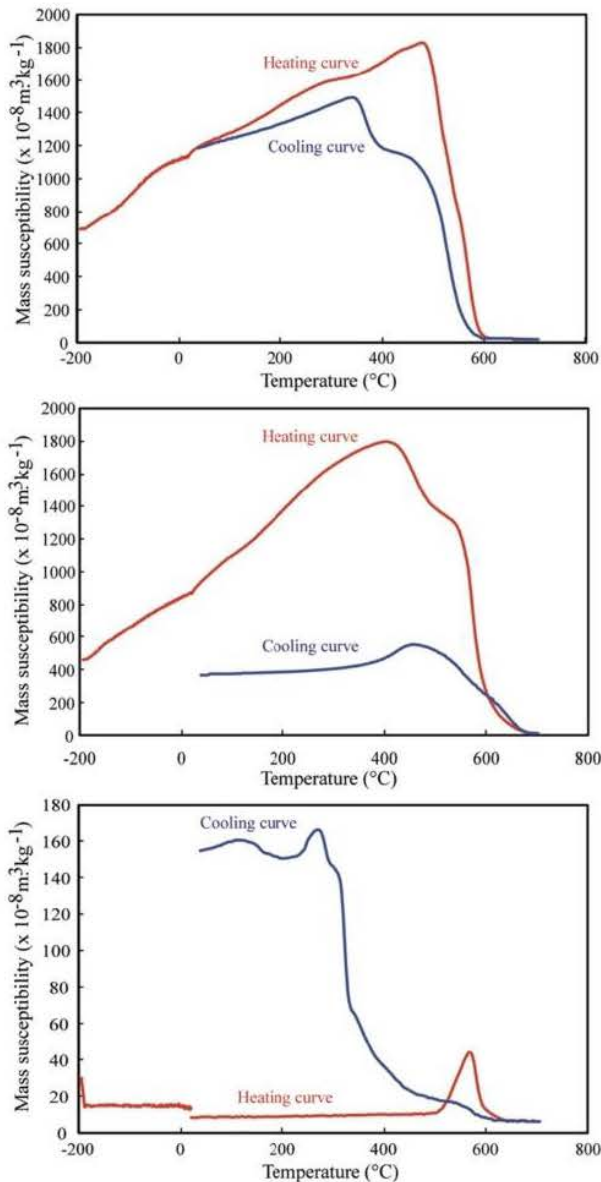


Fig. 6. Evolution of magnetic susceptibility to temperature for lavas undergoing 3 alteration stages. From top to bottom, fresh andesite lava flow from Duché (Vieux-Habitants area), moderately hydrothermalized andesite lava flow from Pointe Rifflet (Basal Complex) and highly hydrothermalized lava flow from Grande Anse Bay (Terre-de-Haut).

a constant substantial decrease of mass susceptibility between 480 and 600 °C, which may indicate the presence of titanomagnetite and magnetite. The heating curve of the moderately altered sample exhibits two susceptibility decreases. The first one is a medium decrease between 400 and 540 °C and the second one is a major drop between 540 and 600 °C, certainly due to the presence of maghemite and titanomagnetite. A coupled analysis using reflected light microscopy and XRD confirmed these results. It also highlights a progressive transformation of magnetite into maghemite along micro-cracks in moderately altered lavas. Highly hydrothermalized lavas have a mass susceptibility two orders of magnitude lower than fresh lavas. The susceptibility between –194 and 700 °C is almost unchanged, except for one peak at 560 °C. Thin section analysis shows the absence of magnetite and maghemite in these rocks, which explains the large decrease in the magnetic signal. Iron oxides are totally replaced by pyrite and hematite during hydrothermal alteration.

4.2. Thermal and physical properties

Table 2 summarizes median values and ranges for all properties measured.

4.2.1. Porosity and pore throat diameter

The measurement of porosity using mercury as the saturation fluid was carried out on 99 samples. Fig. 7 displays the results for a selection of representative samples from the seven lithological classes. We represented common mercury injection curves with bar charts to simplify the interpretation. An empirical lower limit of 40% of the maximal mercury intrusion was established to remove every pore throat diameter below this limit. The diameter corresponding to the maximal intrusion was defined as the percolation threshold (Fig. 7, diamonds). The narrower the bars are, the more homogeneous the pore network is. Fresh lava flows can be divided into two groups. The first one corresponds to low porosity samples without vesicles ($\phi < 5\%$), pore throat diameters below 0.5 μm and percolation thresholds generally of $< 0.05 \mu\text{m}$. Porosity is essentially derived from micropores in the microlithic matrix and micro-cracks crossing the matrix and phenocrysts. The second group is comprised of lavas with vesicles of different shapes and porosities higher than 5%. Their pore network is more homogeneous than those of the first group and is often limited to a small injection interval with percolation thresholds higher than 1 μm . Some samples with millimeter size vesicles have a minor part of porosity that cannot be detected because pore throat diameters are above the detection bounds. Porosity is essentially composed of well-opened vuggy pores, or tight, elongated vesicles, oriented in the direction of magma flow. Slightly to moderately altered lavas have a wide porosity range (1.4–27.6%) with pore throat diameters below 0.01 μm . The pore network of planar bedding samples from the Basal Complex (GD15.01 and GD15.42) has a very limited pore throat diameter range. Highly hydrothermalized lavas from Terre-de-Haut have porosities higher than 15% and there is no pore throat diameter larger than 5 μm . Weathering and hydrothermal alterations increase the homogeneity of the pore network and reduce the variability of throat diameters in lavas.

Fresh debris flows and pyroclastics have high porosity values. These range between 15% for coarse volcanic breccia to more than 60% for some pumice deposits. The injection of mercury concerns a wider range of pore throat diameters than in the case of fresh lavas, even if the major part of porosity has thresholds below 50 μm . Two individual pore networks may explain this heterogeneity: intra-clast pores with thresholds below 0.05 μm , and intergranular porosity with pore throats of between 0.05 and 50 μm . For the majority of samples, percolation thresholds are close to 5 μm . Slightly to moderately altered and hydrothermalized debris flows have similar porosity values, but the injection of mercury is more continuous below 5 μm . Moreover, percolation thresholds tend to decrease progressively with advancing

Table 2

Statistical overview of measured thermo-physical properties. ρ_b : bulk density, ρ_s : grain density, Φ_{Hg} : mercury porosity, Φ_w : water porosity, Φ_{He} : helium porosity, K: permeability (measurement limits 10^{-19} – 10^{-11} m²), V_p : P-wave velocity, λ : thermal conductivity, D: thermal diffusivity, c_p : specific heat capacity, n: number of measurements.

Lithological class	Alteration		ρ_b [g·cm ⁻³]	ρ_s [g·cm ⁻³]	Φ_{Hg} [%]	Φ_w [%]	Φ_{He} [%]	K [m ²]	V_p [m·s ⁻¹]	λ [W·m ⁻¹ ·K ⁻¹]	D [$\times 10^{-6}$ m ² ·s ⁻¹]	C_p [kJ·kg ⁻¹ ·K ⁻¹]	
Andesite lava	Fresh 28 blocks	Median	2.64	2.75	4.00	3.59	3.85	6E–18	4589	1.68	0.88	0.75	
		Average	2.61	2.75	6.61	4.98	5.32	2E–14	4627	1.62	0.84	0.76	
		Min–max n	2.17–2.77 210	2.61–2.85 80	1.1–22.8 31	0.03–19.7 209	1.4–23.9 55	1E–19–8E–13 46	2876–6233 34	0.76–1.98 50	0.5–0.97 25	0.7–0.82 28	
	Slightly to moderately altered 16 blocks	Median	2.49	2.62	5.91	4.07	4.63	4E–15	4490	1.65	0.75	0.89	
		Average	2.42	2.61	11.03	7.89	10.72	8E–15	3947	1.52	0.72	0.89	
		Min–max n	1.6–2.64 33	2.5–2.74 26	1.4–27.6 15	0.04–32.2 32	1.2–35.9 19	1E–19–1E–13 17	1412–5362 16	0.78–1.88 25	0.46–0.92 14	0.78–1.06 16	
	Highly altered 6 blocks	Median	2.00	2.73	20.44	22.88	25.84	2E–14	1837	1.66	0.92	0.97	
		Average	2.05	2.71	19.16	22.63	25.99	1E–13	1668	1.71	0.97	0.92	
		Min–max n	1.97–2.25 6	2.61–2.8 7	14.2–21.5 4	18.6–26.1 5	24.7–27.6 4	1E–17–5E–13 4	500–2660 5	1.38–2.08 9	0.66–1.4 6	0.69–1.06 6	
	Debris flow	Fresh 22 blocks	Median	1.63	2.60	32.56	34.18	37.52	4E–14	2059	0.67	0.47	0.88
			Average	1.74	2.58	32.67	32.34	35.67	5E–13	2020	0.73	0.48	0.89
			Min–max n	1.33–2.29 25	2.3–2.8 44	15.4–46.5 21	15.9–44.8 25	15.9–45.6 22	1E–16–7E–12 16	635–3330 23	0.43–1.36 33	0.28–0.86 20	0.6–1.19 22
Slightly to moderately altered 6 blocks		Median	1.97	2.62	23.55	25.37	28.25	1E–15	2379	1.02	0.59	0.90	
		Average	1.99	2.61	23.90	24.18	26.38	6E–15	2200	1.07	0.62	0.87	
		Min–max n	1.84–2.14 7	2.52–2.67 10	17.9–28.7 6	19.1–29.1 6	19.6–29.4 5	2E–16–3E–14 5	1370–2695 9	0.92–1.3 12	0.56–0.79 6	0.72–0.93 6	
Highly altered 8 blocks		Median	1.50	2.62	30.44	41.47	36.26	5E–16	1636	0.85	0.44	0.97	
		Average	1.65	2.59	33.71	35.82	33.22	2E–13	1683	0.97	0.59	1.00	
		Min–max n	1.21–2.3 7	2.36–2.7 9	15.4–52.4 7	11.9–50.6 5	12–48.4 4	7E–18–5E–13 3	790–3623 8	0.5–1.81 11	0.42–1.1 8	0.72–1.62 8	
Pyroclastics		Fresh 15 blocks	Median	1.52	2.65	34.24	41.96	42.33	8E–13	1642	0.54	0.40	0.88
			Average	1.53	2.61	37.81	43.53	44.82	2E–12	1767	0.56	0.41	0.86
			Min–max n	0.62–2.42 20	2.21–2.79 30	20.2–63 16	21.6–74 17	21.6–76.1 16	2E–14–1E–11 10	500–3584 17	0.26–1.11 25	0.29–0.57 14	0.63–1.12 15

hydrothermal alteration. Values close to 0.05 μm are observed for the most transformed samples.

4.2.2. Density vs. porosity

Bulk and grain densities were measured on all lithotypes investigated (Fig. 8a). There is no clear trend between these two properties. Maximal median values of grain density are observed for fresh and highly hydrothermalized lava flows (2.75 and 2.73 g·cm⁻³ respectively). Slightly to moderately altered lavas, debris flows and pyroclastics have similar grain densities comprised between 2.6 and 2.65 g·cm⁻³. Grain densities exhibit a significant dispersion between 2.21 and 2.85 g·cm⁻³ with only three samples below 2.4 g·cm⁻³. It can be explained as a larger amount of porosity inaccessible to helium but accessible to water because their bulk densities are not abnormally low compared to other debris flows and pyroclastic samples. Grain densities of fresh lavas range between 2.61 and 2.85 g·cm⁻³. Such a difference may be caused mostly by the SiO₂ content, which varies inversely to the grain density and secondarily to unconnected porosity. The partial transformation of minerals in slightly to moderately altered lavas decreases the grain density in comparison to fresh lavas. CaAl-pyroxenes ($\rho_s = 3.36$ - Schön, 2015) are replaced by chlorite ($\rho_s = 2.8$ - Schön, 2015) and pyrophyllite ($\rho_s = 2.65$ –2.9, www.mindat.org). The surprisingly high grain density of hydrothermalized lavas is due to the high pyrite content ($\rho_s = 5.011$ - Schön, 2015), which compensates for the lower density of porous clay minerals. The major part of debris flows and pyroclastics have similar grain densities to lavas between 2.55 and 2.8 g·cm⁻³. This result seems logical for fresh debris flows, since they are formed from the dismantling of unstable volcanic edifice slopes composed of pyroclastics and lavas. In contrast to lavas, the hydrothermally altered debris flows do not contain pyrite. They incorporate a large amount of low density

gypsum $\rho_s = 2.305$ (Schön, 2015), compensated by calcite, 2.71 (Schön, 2015), and quartz, 2.648 (Schön, 2015) which give grain densities similar to those of fresh debris flows.

Remarkably, bulk densities range from 0.62 to 2.77 g·cm⁻³ for pumice deposits and fresh lava respectively. They mirror mercury porosity values (Fig. 8b). Overall, the majority of lavas follow the general trend on the contrary to the slight dispersion of debris flows and pyroclastics.

High porosity debris flows and pyroclastics generally have a lower grain density than lavas. Three presumptions could explain this general trend:

- Fresh debris flows and pyroclastics have a dense magnetic mineral content, which is slightly lower than that of fresh lavas. Indeed, porosities of debris flows and pyroclastics are significantly higher than those of fresh lavas. Thus, their mineral proportion including magnetic minerals like magnetite, $\rho_s = 5.2$ (Schön, 2015), is lower. This is an assumption that is unlikely to be true because lava and debris flows have approximately the same magnetic susceptibility (Table 1);
- In contrast to entirely crystallized lavas, debris flows are composite rocks with crystallized clasts similar to lava flows embedded in a poorly organized matrix. According to Vallance and Iverson (2015), this clay-rich matrix may result from leaching in hydrothermal systems on volcanic edifice flanks. This removes mobile elements and decomposes framework silicates, in particular to form clay minerals. These latter could trap porosity between clay layers such that it is not accessible to helium and may be included in the grain density value;
- The last hypothesis remains the existence of a representative elementary volume for debris flows and pyroclastics. This problem is

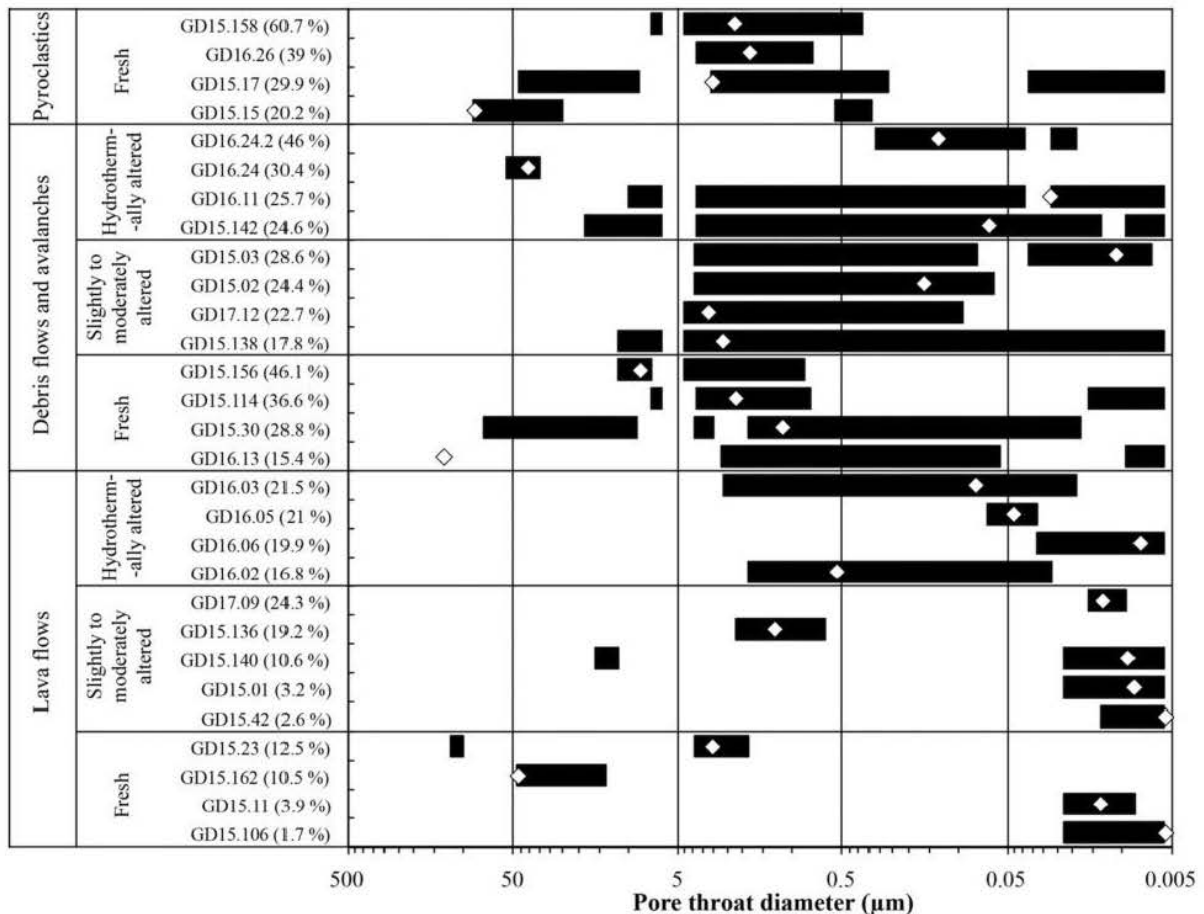


Fig. 7. Pore throat diameter of selected samples from the seven lithotypes investigated. Samples from all lithotypes are sorted by ascending porosity. Bars represent pore throat diameters corresponding to at least 40% of the maximal mercury injection. Diamond symbols represent the percolation threshold where the peak injection of mercury occurs.

rather inexistent in lavas since the whole rock has a general homogeneity even if fracture and vesicle content differ according to the lava flow profile. In contrast, a debris flow evolves a lot between its proximal part on the volcano flank and its distal end. It acquires a progressive inverse grading with thin elements at the base and coarse blocks at the top and loads progressively with exotic particles. Downstream sampling at the base of a debris flow shows a clay content that is not typical of the whole flow. Moreover, our sampling could not take into account clasts that are coarser than thin pebbles. Cobbles and boulders in debris avalanches and flows were not studied. These are often composed of andesites, with lower porosities and higher densities than the matrix of the debris flow. Therefore, the size of the debris flow samples used for physical laboratory measurements limits the representativeness of the study to the preponderant matrix part. From these results, if clasts were taken into account, we could infer that the total porosity of a debris flow might be slightly lower and the grain density slightly higher than our measurements. Taking into consideration this effect needs a medium-scale analysis which is not within the scope of this paper.

4.2.3. Permeability vs. porosity

Permeability measurements (Fig. 8c) exhibit 8 orders of magnitude difference between the lowest and the highest permeable samples. This difference is probably underestimated since a few samples are outside of the detection limits of the measurement apparatus (10^{-19} – 10^{-11} m²). In agreement with porosity results, pyroclastics and debris

flows are more permeable than lavas. Pyroclastics have a permeability higher than 10^{-14} m². The relationship between porosity and permeability is not clear and cannot be described by a simple equation. However, there is a logical increase of permeability with increasing porosity. Two conducts can be distinguished depending on the porosity value:

- 1 - Samples with porosities lower than 10% are only represented by lavas and show a steep increase in permeability (dashed line). Samples with the same porosity values may vary over 2 or 3 orders of magnitude of permeability. The pore network is controlled by cracks and a planar organization of elongated vesicles. Cracks efficiently improve the connectivity of initially poorly connected vesicles. The relationship between porosity and permeability has a fissure-type conduct. Fractal equations presented by Pape et al. (1999) were tested but none provided a good correlation coefficient;
- 2 - Samples with porosity higher than 10%, mostly represented by debris flows and pyroclastics have a gentle slope (dotted line). In contrast to lavas, matrix porosity is higher than crack and fracture porosity. The increase of permeability along with porosity is more restricted than in the first group. It is caused by the higher tortuosity of pore network connecting inter- and intra-particle porosities in pyroclastics and debris flow. This contrasts with the much straighter cracks and elongated vesicle networks seen in lavas.

4.2.4. Thermal conductivity and P-wave velocity vs. porosity

Fig. 8d shows an obvious decrease of thermal conductivity with increasing porosity. This relationship can be decomposed into one of

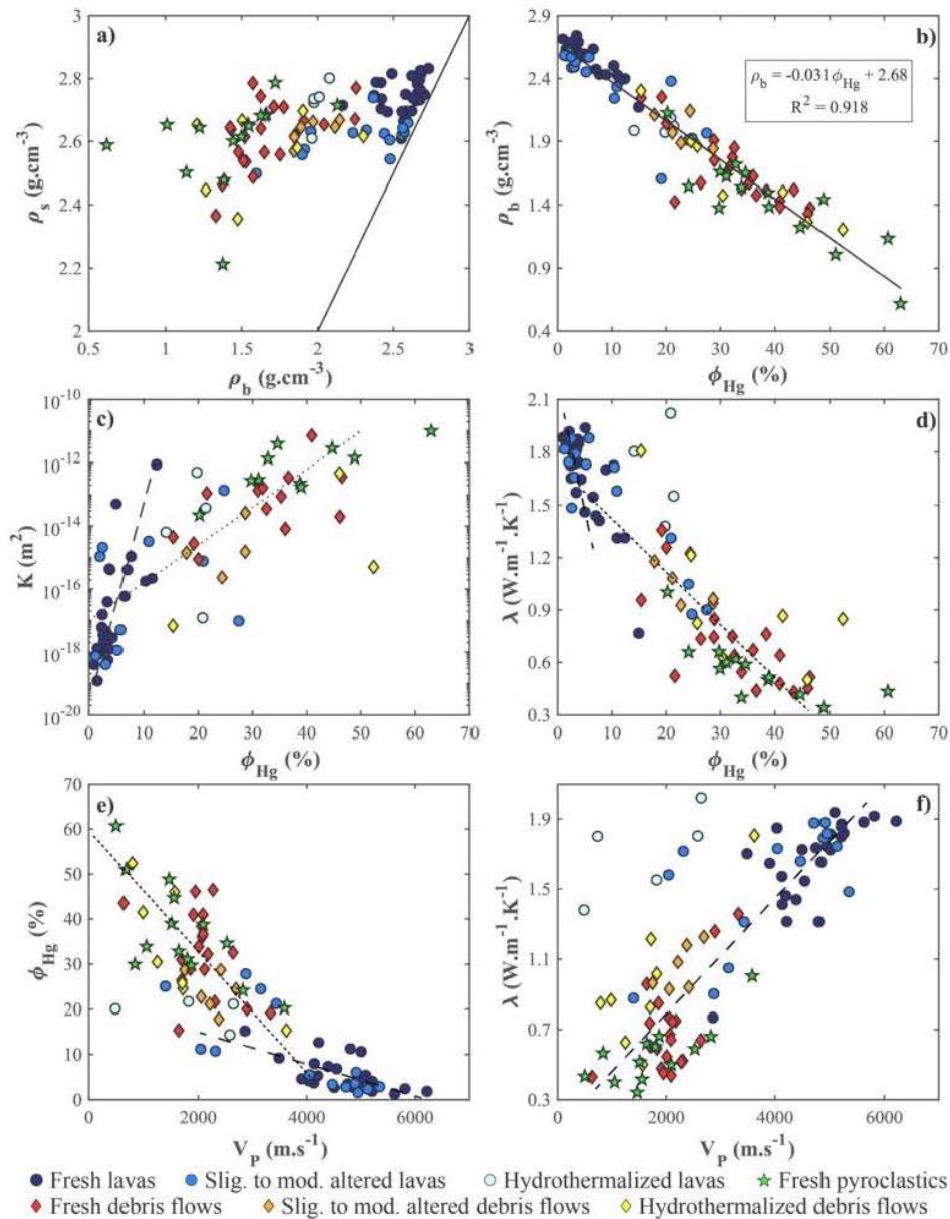


Fig. 8. Thermo-physical rock properties of all lithotypes investigated; a) grain density (gas pycnometer) versus bulk density (triple weighing); b) bulk density versus mercury porosity; c) nitrogen permeability versus mercury porosity; d) thermal conductivity in dry conditions versus mercury porosity; e) Mercury porosity versus compressional wave velocity in dry conditions; f) thermal conductivity versus compressional wave velocity in dry conditions. Average values (ρ_b , V_p , λ) for each sample. Slig. to mod.: slightly to moderately.

two different linear graphs. The first of these is for lavas (dashed line) and has a steep slope caused by a wide range of thermal conductivities (1.4 to $1.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) in a narrow range of porosity (1–7%). This phenomenon highlights the importance of vesicles acting as isolators on thermal conductivity. The latter seems to decrease with increasing vesicle content and elongation. The second graph for debris flows and pyroclastics (dotted line) has a gentle slope and a large dispersion on either side of the linear trend.

A clear decrease of P-wave velocity is observed with increasing porosity (Fig. 8e). The higher and more heterogeneous is the porosity, the lower is the P-wave velocity. For a small range of porosity (2–5%), there is a $2500 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ velocity range. This phenomenon is the same as that which we observed in Fig. 8d for thermal conductivity.

Good relationships of both thermal conductivity and P-wave velocity with porosity indicate that this is the major factor that controls these former properties. However, the difference of a few samples within the general trend may result in petrographic heterogeneities or strengths of contacts between minerals in rocks.

4.2.5. Thermal conductivity vs. P-wave velocity

Thermal conductivity and P-wave velocity measurements on all dry samples highlight a linear trend. Fig. 8f displays two well-separated groups: lavas with conductivities and velocities generally higher than $1.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ and $3500 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and debris flows and pyroclastics generally with values below these limits.

Thermal conductivity and P-wave velocities are directly linked, since they depend principally on mineralogy, porosity and fracture filling,

whether these be open or sealed fractures (Mielke et al., 2017). Fresh lavas and the majority of slightly to moderately altered ones are entirely crystallized and have low porosities. This implies velocities greater than $4000 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. However, the development of fracture networks creating porosities higher than 15% sharply decreases the velocities to values close to those of volcano sedimentary deposits. Highly hydrothermalized lavas are completely outside of the linear trend. Their P-wave velocities are lower than $3000 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and one sample estimated at $500 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ has a velocity below the detection limit. This is attributed to three elements: a high dissolution porosity, a large number of micro-cracks, and the almost complete recrystallization of rocks in microliths of white micas, chlorite, quartz and clay minerals with weak contacts between them. Nevertheless, hydrothermalized lavas have thermal conductivities that are similar to, and sometimes higher than, fresh lavas. This could be explained by the large amount of pyrite that have a high thermal conductivity (Clauser and Huenges, 1995). Pyroclastics and debris flows have low P-wave velocities and thermal conductivities due to their high inter-particle porosity acting as insulation. Particles of debris flows and pyroclastics are poorly cemented. In contrast, lavas have an entirely crystallized matrix without glass conferring a good continuity between microlithic groundmass and phenocrysts.

5. Discussion

5.1. Comparison to other published petrophysical data

Very few studies concerning both petrographic analyses and thermo-physical measurements for these kinds of volcanic rocks are available. To date, to our knowledge, no study comparing field measurements and cores has been published. However, numerous analyses provide very valuable measurements to characterize: 1 - wells in active geothermal fields (Cant et al., 2018; Mielke et al., 2016; Rejeki et al., 2005; Stimac et al., 2004; Wyering et al., 2014); 2 - transport properties of pyroclastic rocks (Bernard, 1999; Bernard et al., 2007); 3 - geothermal reservoir potential from outcrop analogues (Lenhardt and Götz, 2015, 2011; Pola et al., 2014, 2012); 4 - pore network and mechanical properties of andesites (Farquharson et al., 2015; Heap et al., 2015; Heap and Kennedy, 2016).

Unfortunately, the comparison of published data on debris flow and pyroclastics with Guadeloupe data is difficult. Even the terminology of volcanic deposits is somewhat arbitrary and authors usually name deposits according to the process that led to their formation (e.g. indurated block-and-ash flows, Peléean “nuées ardentes”, tuff). Normally, researchers did not characterize physical properties of the ash and pumice matrices, but mostly considered the lava blocks which bring no significant information to these deposits since they also characterize lava flows (e.g. Bernard, 1999; Bernard et al., 2007; Heap et al., 2015). Therefore, the comparison of measured properties from Guadeloupe concerning debris flows and pyroclastic matrices leaves a lot to be desired.

Table 3 summarizes major thermo-physical properties published to study geothermal systems. Bulk density, porosity, permeability, thermal conductivity, specific heat capacity and compressional wave velocity were all analyzed.

The authors extensively studied lava flows and lava blocks from block-and-ash flows. The results may be explained by simpler measurements on lavas than on lower cohesion pyroclastics and debris flows (e.g. Bernard et al., 2007; Lenhardt and Götz, 2011; Mielke et al., 2016). Fresh lavas from Guadeloupe are mostly dense. Therefore, they generally have lower porosity and matrix permeability compared to vesiculated blocks from Martinique. A local comparison with dense lavas from Montagne Pelée (Martinique) displays porosity similarities (Bernard et al., 2007). Farquharson et al. (2015), Heap et al. (2015). Heap and Kennedy (2016) worked on andesite stratovolcanoes either on Volcán de Colima (Mexico) or Mt. Ruapehu (New Zealand), studying

porosity-permeability relationships and the mechanical behavior of andesite rocks. They observed higher porosities (10.6–17%) for lavas that showed 3 to 4 orders of magnitude higher permeability. On the contrary, andesite affected by high temperature alterations has surprisingly low porosity and permeability levels, respectively 4.4% and $5 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$. For the same porosities, Guadeloupe and New Zealand lavas have approximately the same thermal conductivities and compressional wave velocities ($4\text{--}2.3\text{--}4.2\%$, $1.68\text{--}1.70\text{--}1.68 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, $4589\text{--}4300\text{--}4500 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; Mielke et al., 2016). Lavas with higher porosities display significant drops in thermal conductivity and P-wave velocities (Mielke et al., 2016). This confirms that thermal conductivity and compressional wave velocity are mainly controlled by porosity and the structure of the pore network. However, in the Tauhara geothermal field Mielke et al. (2015) observed a decrease of porosity and permeability with increasing depth, consecutive with advancing hydrothermal alterations. In contrast, upon advancing hydrothermal alteration, Guadeloupe lavas display an increase in both porosity and permeability. In Guadeloupe, the increase of micro-crack density in altered lavas and the replacement of plagioclases and pyroxenes by more porous minerals are the dominant features of porosity evolution whereas primary porosity clogging is less important. A similar feature was observed in Solfatara (Italy - Pola et al., 2012) where hydrothermal alteration progressively increases porosity. Pola et al. (2012) highlighted a slight decrease of porosity in totally altered lava related to large pores filled by new minerals.

Both fresh Debris flows from Guadeloupe and Ischia tuff (Italy - Pola et al., 2012) have porosities above 25%. Hydrothermal alteration tends to maintain this value at approximately 30% and slightly decreases permeabilities to around $10^{-15}\text{--}10^{-16} \text{ m}^2$ (Mielke et al., 2015; Pola et al., 2012). New minerals formed in large primary pores reduce pore throat diameters and this may explain the one order of magnitude decrease in permeability.

Overall, fresh pyroclastics from Guadeloupe exhibit lower porosities (34%) and permeability ($8 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$) than scoria and pumice deposits from Volcán de Colima and Montagne Pelée. A major drop in these properties was observed by Lenhardt and Götz (2011) in slightly altered densely welded ash-flow deposits. Only a few data are available for highly altered pyroclastics, but core data display porosities higher than 10%, permeability of around 10^{-14} m^2 with thermal conductivity half as high as that of lavas (Mielke et al., 2015; Wyering et al., 2014). Highly altered outcropping pyroclastic sequences from Solfatara (Pola et al., 2012) have a porosity above 40%. Such porosities and permeabilities measured on outcrop and cores show that pore collapse in pyroclastics does not totally close pores.

To conclude, the comparison of outcrop and core data exhibits many similarities. Advanced hydrothermal alteration improves porosity and permeability of lavas and these properties are unchanged or reduced in pyroclastics and debris flows. Altered samples have mostly porosities higher than 20% and permeabilities comprised between 10^{-14} and 10^{-16} m^2 . However, these properties were only measured on matrices at a small scale. Thus, at a larger scale, the major role of fractures and faults on hydrothermal fluid flow and storage (Cox et al., 2015; Cox, 2010; Faulkner et al., 2010; Micklethwaite et al., 2015; Pinti et al., 2017; Rowland and Sibson, 2004; Rowland and Simmons, 2012; Scibek et al., 2016; Sibson, 1996, 1994; Sibson and Rowland, 2003; Simpson and Bignall, 2016; Tardani et al., 2016; Wilson and Rowland, 2016) was not taken into account.

5.2. Storage and fluid flow properties in a lava flow

Section 4.2.3 highlighted a wide variability of porosity and permeability especially for lava flows (Fig. 8c). To illustrate this heterogeneity and discuss the evolution of storage and fluid flow properties within a lava flow, petrophysical properties of four samples coming from the Pointe de l'Anse lava flow were isolated (Fig. 9). Four layers are visible on a $1.5 \times 1.5 \text{ m}$ outcrop section. From the bottom to the top: a 20 cm

Table 3

Comparison with other published petrophysical data. Outcrop data are either median values (regular character) or mean values (italics). Core measurements are median values (bold characters). The number of samples is in brackets. Detail abbreviations: D – dome; BAF – block-and-ash flows; NA – nuées ardentes. Alteration degree: F – fresh; SA – slightly altered; MA – moderately altered; HA – highly altered. References: 1 – Bernard, 1999; 2 – Bernard et al., 2007; 3 – Lenhardt and Götz, 2011; 4 – Lenhardt and Götz, 2015; 5 – Pola et al., 2012; 6 – Pola et al., 2014; 7 – Wyring et al., 2014; 8 – Mielke et al., 2015; 9 – Farquharson et al., 2015; 10 – Heap et al., 2015; 11 – Mielke et al., 2016; 12 – Heap and Kennedy, 2016.

Lithological class	Detail	Country	Alteration degree	ρ_b [g·cm ⁻³]	Φ [%]	K [m ²]	λ [W·m ⁻¹ ·K ⁻¹]	C_p [kJ·kg ⁻¹ ·K ⁻¹]	VP [m·s ⁻¹]	Ref
Lava	Andesite	FR	F	2.64 (210)	4 (31)	6E–18 (46)	1.68 (50)	0.75 (28)	4589 (34)	This study
	D Lava block	FR	F		12.1 (1)	4E–15 (1)	1.07 (1)		2078 (1)	1–2
	D Lava block	FR	F		9.8 (1)	2E–15 (1)	1.2 (1)		2501 (1)	1–2
	D Dense lava flows	FR	F		3.5 (3)	1E–16 (3)	1.565 (2)		4645 (3)	1–2
	Adesite - Dacite	MX	F		30 (5)	1E–15 (24)	1.5 (24)			3–4
		IT	F	2.38 (11)	11.0 (3)				4390 (11)	5–6
	Andesite	MX		2.40 (9)	10.6 (9)	6E–14 (9)				9
	Andesite	MX	F		11.2 (8)					10
	Andesite	NZ	F	2.55 (32)	2.3 (32)	2E–15 (12)	1.70 (36)	0.72 (30)	4300 (30)	11
	Andesite	NZ	F	2.32 (3)	10.1 (3)	5E–16 (3)	1.61 (3)	0.58 (3)	3700 (3)	11
	Andesite	NZ	F	2.38 (8)	13.0 (8)	1E–13 (7)	1.19 (8)	0.52 (8)	3200 (7)	11
	Andesite	NZ	F	2.59 (8)	4.2 (8)	5E–16 (7)	1.68 (8)	0.63 (8)	4500 (8)	11
	Andesite	NZ	F		16.9 (19)	4E–14 (19)				12
	BAF Dense lava blocks	FR	F		7 (2)	6E–16 (2)	1.5 (2)		4995 (2)	1–2
	BAF Vesicular lava blocks	FR	F		26.45 (4)	1E–12 (4)	0.9 (3)		2845 (4)	1–2
	BAF Vesicular lava blocks	FR	F		28 (6)	5E–12 (6)	1.165 (2)		2310 (4)	1–2
	BAF Vesicular lava blocks	MX	F		16.95 (16)					10
	NA Vesicular lava blocks	FR	F		17.15 (10)	5E–14 (10)			3647 (6)	1–2
	NA Vesicular lava blocks	FR	F		25.1 (5)	1E–12 (5)	0.91 (2)		2537 (5)	1–2
	Andesite	FR	SA–MA	2.49 (33)	5.91 (15)	4E–15 (17)	1.65 (25)	0.89 (16)	4490 (16)	This study
		IT	SA	2.50 (5)	15.0 (3)				4140 (5)	5–6
		IT	MA	1.94 (7)	18.6 (3)				3160 (7)	5–6
	Andesite	NZ	SA	2.37 (24)	9.52 (24)	4E–17 (24)	1.32 (24)	0.74 (24)		8
	Andesite	FR	HA	2.00 (6)	20.44 (4)	2E–14 (4)	1.66 (9)	0.97 (6)	1837 (5)	This study
		IT	HA	1.65 (8)	32.0 (3)				3110 (8)	5–6
		IT	HA	1.50 (7)	26.8 (3)				2790 (7)	5–6
	Andesite	NZ	SA–HA	2.53 (15)	6.84 (15)				4154 (15)	7
	Andesite	MX	HA		7.6 (7)					10
	Andesite	NZ	HA		4.4 (8)	5E–17 (8)				12
Debris flow	Lahar, Avalanches	FR	F	1.63 (25)	32.56 (21)	4E–14 (16)	0.67 (33)	0.88 (22)	2059 (23)	This study
	Tuff	IT	F	1.54 (4)	25.5 (3)				1140 (4)	5–6
	Lahar	MX	F		24 (7)					10
	Lahar, Avalanches	FR	SA - MA	1.97 (7)	23.55 (6)	1E–15 (5)	1.02 (12)	0.90 (6)	2379 (9)	This study
	Lahar, Avalanches	FR	HA	1.5 (7)	30.44 (7)	5E–16 (3)	0.85 (11)	0.97 (8)	1636 (8)	This study
	Tuff breccia	MX	HA		15.2 (5)	2E–14 (5)	0.8 (6)			3–4
	Mass flow deposits									
	Tuff	IT	HA	1.81 (3)	29.7 (3)				2250 (3)	5–6
	Andesite breccia	NZ	HA	2.66 (12)	1.68 (12)				4163 (12)	7
	Andesite breccia	NZ	HA	1.71 (12)	38.67 (12)	1E–15 (12)	0.72 (12)	0.66 (12)		8
Pyroclastics	Scoria, Pumice and Ashes	FR	F	1.52 (20)	34.24 (16)	8E–13 (10)	0.54 (25)	0.88 (15)	1642 (17)	This study
	Block-and-ash flow	FR	F		13.9 (6)	6E–15 (6)	1.33 (2)		3970 (5)	1–2
	Indurated ashes									
	Scoriaceous blocks	FR	F		35.2 (3)	2E–12 (3)	0.57 (3)		3421 (3)	1–2
	Pumices	FR	F		57.4 (7)	8E–13 (6)			1986 (5)	1–2
	Scoria	MX		1.43 (4)	46.7 (4)	4E–13 (4)				9
	Pumice	MX		1.07 (4)	58.25 (4)	2E–12 (4)				9
	Scoria	NZ			60.9 (2)	3E–11 (2)				12
	Incipiently welded	MX	SA		37.7 (7)	5E–15 (7)	0.5 (5)			3–4
	Partially welded	MX	SA		33.0 (25)	6E–14 (25)	0.6 (17)			3–4
	Moderately welded	MX	SA		21.3 (29)	2E–14 (29)	0.9 (33)			3–4
	Densely welded	MX	SA		1.6 (6)	4E–16 (6)	1.7 (13)			3–4
	Ignimbrite	IT	SA	0.98 (13)	65.0 (3)				1140 (13)	5–6
	Ash tuffs	NZ	SA - HA	1.57 (125)	40.56 (125)	3E–14 (125)	0.79 (125)	0.63 (125)		8
	Ignimbrite	NZ	HA	2.35 (37)	10.90 (37)				3489 (36)	7
	Pyroclastic	IT	HA	1.48 (8)	41.5 (3)				2180 (8)	5–6
	Pyroclastic	IT	HA	1.54 (9)	44.8 (3)				2060 (9)	5–6
	Pyroclastic	IT	HA	1.43 (7)					1650 (7)	5–6
	Tuffs	NZ	HA	2.12 (10)	17.64 (10)				2798 (10)	7

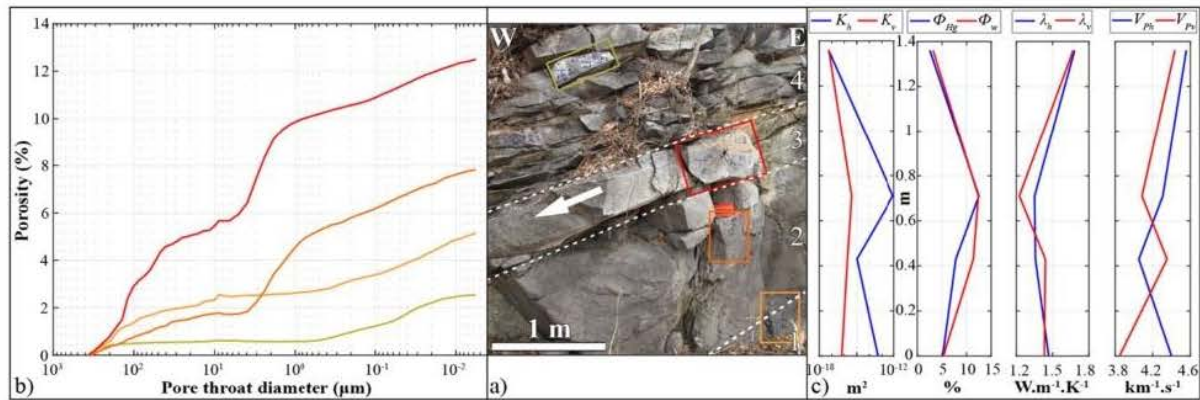


Fig. 9. Profile of measured physical properties on 4 samples from the same lava flow in Pointe de l'Anse (location shown in Fig. 1e). a) Picture of the outcropping lava flow with the locations of samples (insets). Dashed lines limit the 4 different zones in the lava flow: 1 - elongated vesicle rich layer; 2 - vertically fractured layer with thin spherical vesicles; 3 - vuggy vesicle-rich layer; 4 - densely fractured zone without vesicles. The white arrow indicates the direction of magma flow. b) mercury injection curves. c) 4 plots summarize principal physical properties. Permeability, thermal conductivity and P-wave velocity are measured parallel and perpendicular to magmatic foliation. The second plot displays porosity measurements using mercury injection and a triple weighing method.

thick vesicular layer of centimeter size had wide-open elongated vesicles; a 50 cm layer with thin bubble vesicles and half meter fractures; a 20 cm thick connected spherical vesicle-rich layer and a 60 cm thick layer with regularly spaced planar cooling joints. This structure in sub-parallel planar layers having different contents of vesicles and densities of fractures creates a strong vertical anisotropy (Yi et al., 2015).

The results show a wide dispersion of matrix porosity (2.5–12.5%) and a 5 orders of magnitude difference of permeability (10^{-17} – 10^{-12} m²). The comparison of permeability measurements performed parallel and perpendicular to magmatic foliation (Fig. 9) highlights that vesicles predominantly control the anisotropy of matrix permeability. This was confirmed by the lowest porous and permeable sample, which is the only isotropic sample analyzed for permeability. Thermal conductivity and P-wave velocity exhibit the same anisotropy since areas with vesicles result in a large decrease of the two properties. Only one sample has a better thermal conductivity and P-wave velocity perpendicular to magmatic foliation, rather than parallel to it. For this sample, the vertical fracture corridor creates a larger decrease of both properties than the vesicle plane does. At the matrix scale, these results show that lavas have poor reservoir properties. However, at a larger scale, several geothermal, groundwater and hydrocarbon reservoirs are hosted in lava flows (Feng, 2008; Hadi et al., 2005; Wang and Chen, 2015). The Rotokawa geothermal reservoir in New Zealand is composed of low porosity andesites whose fluid flow is structurally controlled (Siratovich et al., 2014). Murphy et al. (2004) have shown that highly permeable natural fractures play a predominant role in fluid flow, compared to the surrounding rock matrix. The existence of columnar cooling joints in lavas provides high permeability pathways (Rowland and Sibson, 2004), which could decrease the anisotropy attributed to vesicles aligned along magmatic foliation.

The Pointe de l'Anse lava flow contains mostly planar and vertical columnar joints. A striking feature is the difference in the number of planar fractures in the different layers. The density of fractures varies inversely with the vesicle content. Cooling joints are mostly concentrated in vesicle-poor layers. Vesicles tend to inhibit brittle behavior. They are transformed by ductile behavior during cooling, which explains their elongated shapes and allows a better connection of pore network, thus increasing permeability. Preferential hydrothermal fluid flow in lava flows should occur in both vesicle layers and cooling joints during burial.

5.3. General impact of alteration on thermo-physical properties

Cross-plots of physical properties of studied rocks (Fig. 8) highlighted the large variability of thermo-physical parameters. Two

trends are clearly distinguishable on every plot between fresh lava flows on the one hand and fresh debris flows and pyroclastics on the other hand. Altered samples form an intermediary group. Advancing alteration tends to decrease initial thermo-physical differences between fresh rock types. Fresh pyroclastics and debris flows show high intergranular porosity with large pore throat diameters resulting in good permeability. Fluids can easily flow into the matrix, transforming initial minerals into secondary ones due to hydrothermal alterations. These could result in a patchy alteration depending on the clast nature (Mielke et al., 2015). Lava clasts tend to be less altered than the fine-grained matrix (Fig. 10a) in contrast to porous pumice clasts. On a small scale, matrices of fresh lava flows have poor fluid flow properties compared to debris flows and pyroclastics, even if they are affected by micro-cracks. These limit the development of pervasive alterations. Fortunately, lava flows are affected by dense networks of cooling joints, which are approximately parallel or perpendicular to magmatic foliation (Aydin and Degraff, 1988; Degraff and Aydin, 1993; Massiot et al., 2017; Mathieu, 2010). Joints divide lava flow bodies into a large number of geometric blocks whose shapes depend on the orientation of the joints. Therefore, the lava flow should not be considered as a unique massive body but as multiple blocks a few decimeters in size, limited by fractures. Intersections of joints create a large number of preferential pathways for fluid to enter the lava (Fig. 10b–c). Lava flows form a quasi-porous medium at the medium to large scale and can act as an aquifer, whereas matrices of small blocks are very impermeable. Very rare lava flows are affected by spheroidal weathering. Fluids flowing in joints progressively propagate to impermeable and impervious matrices, creating “onion skin” fractures (Jamtveit et al., 2009, 2008). In this way a fresh core is separated from an altered multi-layer rind (Sak et al., 2010). Fractures that appear by spalling divide lava blocks into thin layers with improved porosity and permeability. Therefore, the lava may be easily transformed by hydrothermal alteration during burial.

Long-term circulation of hydrothermal fluids tends to completely transform the matrices of every lithotype. Hydrothermal alteration transforms initial minerals into secondary phases like clay minerals with lower thermal conductivity (Clauser and Huenges, 1995) and compressional wave velocity (Schön, 2015). These reformed minerals fill the initial vesicles of lavas and inter-particle porosity of debris flow and pyroclastics, reducing pore throat diameters (Fig. 7). A secondary porosity appears due to the replacement of low porosity plagioclase and pyroxene by high porosity clay minerals and the development of micro-cracks upon temperature increase (“thermal cracking”, Mielke et al., 2016). The new porosity has lower pore throat diameters and



Fig. 10. Alteration of debris and lava flows. a) Differential alteration in a coarse debris flow from the Rocroy beach (location shown in Fig. 1e). Slightly hydrothermalized andesitic blocks are included in a whitish to reddish highly hydrothermalized matrix where the initial minerals are totally transformed. b and c) Spheroidal weathering in Tête Rouge La Batterie lava flow (Fig. 1f). The lava flow is cut by a set of sub-horizontal and vertical joints, which divide the lava flow in cubic blocks of andesites typically around few decimeters in size. Every block is affected by "onion-skin" fractures separating a "fresh" core from an altered rind. The rusty colored striation is a combination of Liesegang bands and "onion-skin" fractures (Jamtveit et al., 2011). The preferential fluid circulation from joints toward andesite block interior creates a gradual alteration degree improved by the intersection of closely spaced joints.

forms a more homogenous pore network. Highly altered pyroclastics do not outcrop in Guadeloupe. Thus, it is difficult to predict if their large open pores collapse with overburden pressure and hydrothermal alteration. Rejeki et al. (2005) measured porosities in lapilli of 10–15% at a 7000 ft depth in the Darajat geothermal field. Mielke et al. (2015) observed a permeability increase in ash tuff by a few percent with advancing hydrothermal alteration in the Tauhara geothermal field. Moreover, published cross-sections of active Bouillante (Lachassagne et al., 2009; Mas et al., 2006) and Lahendong (Indonesia - Brehme et al., 2014) geothermal fields localized production zones in tuff, lahars and volcanic breccia and secondary permeable zones in massive lavas. Therefore, hydrothermal alteration and overburden pressures are not sufficient to close the pore network of pyroclastics and debris flows which could actively act as aquifers.

5.4. Thoughts concerning a model of the Guadeloupe geothermal system

Measurements of physical parameters and an understanding of the impact of advancing hydrothermal alterations allow the proposal of a first explanation of the development of a geothermal system in active volcanic islands like Basse-Terre (Fig. 11). We propose a brief scenario of several steps to explain the transformation of fresh volcanic rocks into highly altered rocks:

- 1 - The relatively rich silica content produced mainly andesite lava (Fig. 3). Field observations show that lavas are mainly located close to the emission center. The proportion of lavas progressively decreases toward the coast of the island. A cross-section of the island between the emission center and the coast is composed of an alternation of lavas, debris flows, pyroclastics and debris avalanches (Fig. 4). This alternation of lithotypes creates a major planar anisotropy perpendicular to the volcano flank, notably decreasing the vertical permeability. However, this is compensated for by dykes and faults cross cutting the lithotype layers (Rowland and Sibson, 2004; Scibek et al., 2016). The viscous magma is favorable for the development of unstable steep flanks responsible for debris avalanches made up of meter size blocks. In this context explosive volcanism results in large amounts of pyroclastic material (Boudon et al., 2008) deposited on the volcano slopes (Fig. 11, stage 0).
- 2 - The tropical climate with several meters of rainfall per year on the volcano summit generates a high hydraulic gradient between the summit and the coast. Deposits linked to explosive volcanism (ash and pumice, blocks, bombs etc.) are saturated with water and may be reworked later into debris flows on the volcano slopes. Due to their suitable physical properties, pyroclastics and debris flows are loaded with meteoric water on the volcano flanks (Fig. 11, stage 1). Since lavas are surrounded by formations saturated with fluid, water progressively infiltrates lavas along cooling joints, auto-brecciated and vesicular areas.
- 3 - When all lithotypes are buried under new volcanic materials (Fig. 11, stage 2), they are subject to high temperatures (higher than 200 °C) at shallow depth, due to an unusual temperature gradient (Manga et al., 2012) and low overburden pressures. This is demonstrated by the presence of high temperature neo-formed minerals in altered rocks of the exhumed geothermal system on Terre-de-Haut (muscovite, epidote, Fig. 5c and f). Using lithium isotopic measurements, Millot et al. (2010) demonstrated a mixing zone of meteoric water and seawater below the transition zone that lies between andesite volcanic flows and basaltic dykes. This zone would be situated at a depth ranging from 3 to 5 km. The resulting fluid is transported vertically by faults that create convection cells (Bouchot et al., 2008). The tectonic context is ideal because major structures have different orientations (e.g. Calcagno et al., 2012) creating many fault intersections that are suitable for fluid ascent. Moreover, these faults may be well-connected to fractured lavas, improving the large scale porosity and permeability of the system. Thus, the resulting hot fluid flows from faults to highly-fractured lavas and high matrix porosity lithotypes begin the transformation of the initial minerals (Fig. 5).
- 4 - Burial of volcanic lithotypes continues (Fig. 11, stage 3). Overburden pressure is presumed to decrease the size of large pores in debris flows and pyroclastics, but it could be partly compensated by the fluid pressure (Traineau et al., 2014). The porosity of all lithotypes is filled with hot hydrothermal fluids. According to temperature profiles acquired in production wells, the temperature of fluid reaches 240–260 °C and remains unchanged at depths ranging between 500 and 1800 m (Bouchot et al., 2010, 2008; Mas et al., 2006; Sanjuan et al., 2004, 2000). Transformation of initial minerals in pyroclastics and debris flows slightly decreases their porosities and permeabilities, but it increases their thermal conductivity. Replacement processes induce fractures and cracks in lavas (Jamtveit et al., 2009) significantly increasing reacting surfaces, porosity and permeability, even if vesicles are progressively sealed by clay minerals. Published well logs of the Bouillante field (Sanjuan et al.,

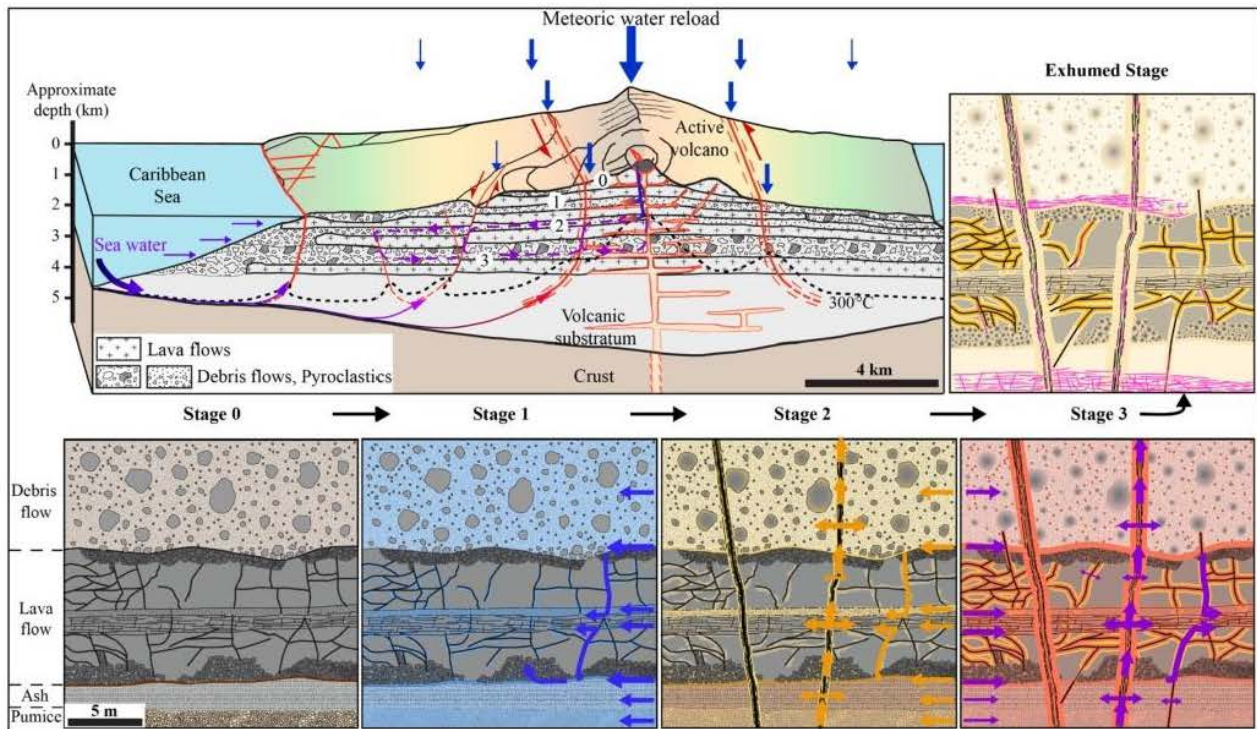


Fig. 11. Conceptual geological model of a geothermal system in Basse-Terre Island. The width of volcanic deposits was increased in the model to improve visibility, but the deposit size is respected in every zoom area for a 20 m thick volcano lithostratigraphical single unit. Stage 0 - General organization of fresh deposits after a pulse of volcanic activity of the stratovolcano. Stage 1 - Saturation of primary porosity with meteoric water on the volcano flank. Arrow size is proportional to fluid flow. Stage 2 - Tectonic constraints induce fractures and faults crossing deposits. A mix of seawater and meteoric water replaces meteoric water due to major faults. The resulting fluid impregnates all deposits and replacement of initial minerals begins. Stage 3 - Volcanic lithotypes are buried between 500 and 2000 m. The temperature of fluid ($\approx 250^\circ\text{C}$) increases the velocity of mineral transformation. Contacts between volcano-sedimentary units and lava flow are preferential pathways for fluids. Initial cooling joints are extended as far as neighbor joints, to form continuous structures. Stage 4 - Hydrothermally transformed lithotypes are exhumed upon volcano erosion. Exhumation of the geothermal system partly fills fractures with gypsum, pyrite and gypsum. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

2004) allow the production area to be ranked: 1 - a major production in highly fractured areas, but the corresponding lithotypes are not described because of total loss; 2 - a medium production in tuffs; 3 - a minor production in lava flows. The circulation of hydrothermal fluid contributes to the total replacement of initial minerals. However, information obtained in the field, in the exhumed geothermal system, shows that lavas are less transformed than debris flows. This is most probably because of a less permeable matrix. Indeed, the highly hydrothermalized Grande Anse cliffs (Terre-de-Haut Island) exhibit a vertical succession of lavas and debris flows where the limits between lithotypes are well-defined. Debris flows are totally transformed, while lavas have preserved their initial structures. Therefore, the original anisotropy linked with initial volcanic deposits persists during the activity of the geothermal system;

- 5 - Several explanations may account for the end of the geothermal system, like the migration of volcanic activity or the development of new major faults that transport hydrothermal fluid elsewhere. Erosion of the volcanic chain contributes to the exhumation of the geothermal system (Fig. 11, exhumed stage). Field evidence obtained in the central part of Terre-de-Haut highlight that the final cooling stage of the geothermal system before exhumation consists in partial filling of fractures and bedding by a large amount of gypsum, pyrite and calcite (Figs. 2f and 11, exhumed stage, pink veins). Gypsum veins are predominantly located in highly altered debris flows indicating the preservation of high porosity and permeability of debris flows in the reservoir. Finally, weathering may occur on exhumed rocks. XRD analyses display a low kaolinite content showing that weathering of altered rocks is very limited.

6. Conclusion

The study presented here provides a dataset of thermo-physical properties for rocks of andesitic composition formed by explosive and effusive volcanism. Lithotypes studied are: 1 - lava flows with different vesicle contents; 2 - coarse breccia mostly composed of debris flows; 3 - pyroclastics including ash, pumice and scoria deposits. All lithological classes were divided according to alteration advancement. This work covers both fresh and hydrothermalized data, and is a cheap and effective way to counter the lack of in-depth information brought about by exploration wells, which are not available in the area of interest. The dataset comprises the following measurements on matrices: bulk and grain densities, mercury, water and helium porosities, permeability, P-wave velocity, thermal conductivity and diffusivity, calculation of specific heat capacity. These parameters are all essential to build realistic reservoir models that allow evaluation of the resource potential in the Vieux-Habitants area.

The study exhibits major heterogeneities between the different lithotypes and identifies clear boundaries separating lavas, pyroclastics and debris flows. On a small scale, fresh lavas have low porosity and permeability but high thermal conductivity, whereas the opposite features are observed in debris flows and pyroclastics. Field observations revealed a distinct mechanical behavior with high density fractures in lavas. This was partially caused by cooling and localized fracture corridors in pyroclastics and debris flows. High density cooling joints in lavas resulted in a significant improvement of porosity and permeability on a larger scale.

The impacts of hydrothermal alteration are: 1 - a disappearance of highly magnetic minerals resulting in rocks without magnetic signals,

which could improve the prospection of geothermal fields by geophysics and 2 - a general replacement of primary minerals by secondary phases that modify the initial pore network, notably reducing pore throat diameters. The impact of alterations on thermo-physical properties is contrasted for lava and debris flows since it produces an increase of porosity and permeability of lavas and a decrease in debris flows. Thermal conductivity remains constant in lavas, whereas it increases significantly in debris flows due to partial clogging of inter particular porosity.

Finally, comparisons with other published data, especially the work of Mielke et al. (2016, 2015), Pola et al. (2012), Siratovich et al. (2014), demonstrated remarkable correlations between thermo-physical properties acquired from outcropped samples and cores from geothermal fields. Therefore, outcrop measurements of altered samples should be considered at least as a first approximation to representatives of deep rocks.

Acknowledgements

This paper is a contribution to the program GEOTREF funded by the French government in the frame of the program "Investissements d'Avenir" and tutored by ADEME. Partners of the GEOTREF project are Teranov, Kidova, Mines ParisTech, ENS Paris, GeoAzur, Georesources, IMFT, IPGS, LHyGes, UA, UCP-GEC.

References

- Andreieff, P., Bouysse, P., Westercamp, D., 1979. Reconnaissance géologique de l'arc insulaire des Petites Antilles. Résultats d'une campagne à la mer de prélèvements de roches entre Sainte-Lucie et Anguilla (No. 80SGN086MAR). Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Aretz, A., Baer, K., Götz, A., Sass, I., 2015. Outcrop analogue study of Permocarboneous geothermal sandstone reservoir formations (northern Upper Rhine Graben, Germany): impact of mineral content, depositional environment and diagenesis on petrophysical properties. *Int. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1263-2>.
- Aydin, A., Degraff, J.M., 1988. Evolution of polygonal fracture patterns in lava flows. *Science* 239, 471–476. <https://doi.org/10.1126/science.239.4839.471>.
- Bas, M.J.L., Maitre, R.W.L., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745–750. <https://doi.org/10.1093/ptology/27.3.745>.
- Bazin, S., Feuillet, N., Duclos, C., Crawford, W., Nercessian, A., Bengoubou-Valerius, M., Beauducel, F., Singh, S.C., 2010. The 2004–2005 Les Saintes (French West Indies) seismic aftershock sequence observed with ocean bottom seismometers. *Tectonophysics* 489, 91–103. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.005>.
- Belghoul, A., 2007. Caractérisation pétrologique et hydrodynamique du socle cristallin (French). Université de Montpellier 2 Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Bernard, M.-L., 1999. Etude expérimentale des propriétés physiques des roches pyroclastiques de la Montagne Pelée (French). Université de Paris 07, France.
- Bernard, M.-L., Zamora, M., Géraud, Y., Boudon, G., 2007. Transport properties of pyroclastic rocks from Montagne Pelée volcano (Martinique, Lesser Antilles). *J. Geophys. Res.* 112, B05205. <https://doi.org/10.1029/2006JB004385>.
- 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>.
- Bertrand, L., 2017. Etude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires. Université de Lorraine.
- Bézégues-Courtade, S., Bes-de-Berc, S., 2007. Inventaire et caractérisation des sources thermales de Guadeloupe (No. BRGM/RP-55060-FR).
- Blanc, F., 1983. Corrélations chronologiques et géochimiques des formations volcaniques du sud de la basse terre de Guadeloupe (petites Antilles): début du cycle récent. (phd thesis). Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Bossennec, C., Géraud, Y., Moretti, L., Mattioni, L., Stemmelen, D., 2018. Pore network properties of sandstones in a fault damage zone. *J. Struct. Geol.* 110, 24–44. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.02.003>.
- Bouchot, V., Traîneau, H., Sanjuan, B., Gadalia, A., Guillou-Frotier, L., Thionin, I., Fabriol, H., Bourgeois, B., Baltassat, J.-M., Pajot, G., Jousset, P., Lasne, E., Genter, A., 2008. Modèle conceptuel du champ géothermique haute température de Bouillante, Guadeloupe, Antilles françaises. Rapport final. (Rapport BRGM No. RP-57252-FR). BRGM.
- Bouchot, V., Traîneau, H., Guillou-Frotier, L., Thionin, I., Baltassat, J.-M., Fabriol, H., Bourgeois, B., Lasne, E., 2010. Assessment of the Bouillante Geothermal Field (Guadeloupe, French West Indies): Toward a Conceptual Model of the High Temperature Geothermal System. Presented at the World Geothermal Congress 2010 (8 pp.).
- Bouchot, V., Sanjuan, B., Calcagno, P., Gloaguen, E., Thionin, I., Gailler, L., Baltassat, J.-M., Bourgeois, B., Lerouge, C., Gadalia, A., Bourdon, E., Traîneau, H., Patrier-Mas, P., Beaufort, D., Verati, C., 2011. The high-temperature geothermal system of Bouillante (Guadeloupe, French West Indies). 19ème Conférence Géologique de La Caraïbe 2011. Le Gosier, Guadeloupe, France.
- Boudon, G., 1988. Carte géologique du massif volcanique de la Soufrière. Département de la Guadeloupe, Petites Antilles [WWW Document].
- Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Semet, M.P., 2008. A new scenario for the last magmatic eruption of La Soufrière of Guadeloupe (Lesser Antilles) in 1530 A.D. Evidence from stratigraphy radiocarbon dating and magmatic evolution of erupted products. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178, 474–490. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.006> (Evaluating Explosive Eruption Risk at European Volcanoes Contribution from the EXPLORIS Project 178).
- Boulanaour, A., Rahmouni, A., Boukalouch, M., Samaouali, A., Géraud, Y., Harnafi, M., Sebbani, J., 2013. Determination of thermal conductivity and porosity of building stone from ultrasonic velocity measurements. *Geomaterials* 03, 138–144. <https://doi.org/10.4236/gm.2013.34018>.
- Bouysse, P., 1983. The Lesser Antilles Island Arc: Structure and Geodynamic Evolution (Service Géologique National). Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Bouysse, P., Westercamp, D., 1990. Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics* 175, 349–380.
- Brehme, M., Moeck, I., Kamah, Y., Zimmermann, G., Sauter, M., 2014. A hydrotectonic model of a geothermal reservoir – a study in Lahadong, Indonesia. *Geothermics* 51, 228–239. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.01.010>.
- Butler, R.F., 1998. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. 23 (Electronic edition).
- Calcagno, P., Bouchot, V., Thionin, I., Bourguin, B., 2012. A new 3D fault model of the Bouillante geothermal province combining onshore and offshore structural knowledge (French West Indies). *Tectonophysics* 526–529, 185–195. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.012> (Modelling in Geosciences).
- Cant, J.L., Siratovich, P.A., Cole, J.W., Villeneuve, M.C., Kennedy, B.M., 2018. Matrix permeability of reservoir rocks, Ngatamariki geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geotherm. Energy* 6 (2). <https://doi.org/10.1186/s40517-017-0088-6>.
- Carlut, J., Quideleur, X., Courtillot, V., Boudon, G., 2000. Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0 to 1 Ma lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies): implications for time-averaged field models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 835–849. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb03616.x>.
- Chadima, M., 2011. Application of Magnetic Susceptibility Susceptibility as a Function of Temperature, Field and Frequency.
- Clauser, C., Huenges, E., 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals. In: Ahrens, T.J. (Ed.), *Rock Physics & Phase Relations*. American Geophysical Union, pp. 105–126. <https://doi.org/10.1029/RF003p0105>.
- Coutant, O., Bernard, M.L., Beauducel, F., Nicolin, F., Bouin, M.P., Roussel, S., 2012. Joint inversion of P-wave velocity and density, application to La Soufrière de Guadeloupe hydrothermal system. *Geophys. J. Int.* 191, 723–742. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05644.x>.
- Cox, S.F., 2010. The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids* 10, 217–233. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x>.
- Cox, S.C., Menzies, C.D., Sutherland, R., Denys, P.H., Chamberlain, C., Teagle, D.A.H., 2015. Changes in hot spring temperature and hydrogeology of the Alpine Fault hanging wall, New Zealand, induced by distal South Island earthquakes. *Geofluids* 15, 216–239. <https://doi.org/10.1111/gfl.12093>.
- Davidson, J., De Silva, S., 2000. Composite volcanoes. *Encyclopedia of Volcanoes*. Haraldur Sigurdsson, p. 1442.
- Degraff, J.M., Aydin, A., 1993. Effect of thermal regime on growth increment and spacing of contraction joints in basaltic lava. *J. Geophys. Res.* 98, 6411–6430. <https://doi.org/10.1029/92JB01709>.
- DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America Plate Motion. *Geophys. Res. Lett.* 27, 437–440. <https://doi.org/10.1029/1999GL005436>.
- Escartin, J., Lederc, F., Olive, J.-A., Mevel, C., Cannat, M., Petersen, S., Augustin, N., Feuillet, N., Deplus, C., Bezos, A., Bonnemains, D., Chavagnac, V., Choi, Y., Godard, M., Haaga, K.A., Hamelin, C., Ildelfonse, B., Jamieson, J.W., John, B.E., Leleu, T., MacLeod, C.J., Massot-Campos, M., Nomikou, P., Paquet, M., Rommevaux-Jestin, C., Rothenbeck, M., Steinführer, A., Tominaga, M., Triebe, L., Campos, R., Gracias, N., Garcia, R., Andreani, M., Vilaseca, G., 2016. First direct observation of coseismic slip and seafloor rupture along a submarine normal fault and implications for fault slip history. *Earth Planet. Sci. Lett.* 450, 96–107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.024>.
- Farquharson, J., Heap, M.J., Varley, N.R., Baud, P., Reuschle, T., 2015. Permeability and porosity relationships of edifice-forming andesites; a combined field and laboratory study. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 297, 52–68. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.03.016>.
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *J. Struct. Geol.* 32, 1557–1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009> (Fault Zones).
- Feng, Z., 2008. Volcanic rocks as prolific gas reservoir: a case study from the Qingshen gas field in the Songliao Basin, NE China. *Mar. Pet. Geol.* 25, 416–432. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.01.008> (Geology of Giant gas Fields in China).
- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., Jacques, E., 2002. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.* 107. <https://doi.org/10.1029/2001JB000308>.
- Feuillet, N., Leclerc, F., Tapponnier, P., Beauducel, F., Boudon, G., Le Friant, A., Deplus, C., Lebrun, J.-F., Nercessian, A., Saurel, J.-M., Clément, V., 2010. Active faulting induced by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity: new insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data. *Geophys. Res. Lett.* 37, L00E15. <https://doi.org/10.1029/2010GL042556>.
- Feuillet, N., Beauducel, F., Jacques, E., Tapponnier, P., Delouis, B., Bazin, S., Vallée, M., King, G.C.P., 2011. The Mw = 6.3, November 21, 2004, Les Saintes earthquake

- (Guadeloupe): tectonic setting, slip model and static stress changes. *J. Geophys. Res.* 116, B10301. <https://doi.org/10.1029/2011JB008310>.
- Gadalia, A., 2013. Exploration géothermique de la zone de Vieux Habitants. Etat des connaissances géologiques. (Rapport d'avancement No. BRGM/RP-G2569-FR).
- Gailler, L.-S., Bouchot, V., Martelet, G., Thion, I., Coppo, N., Baltassat, J.-M., Bourgeois, B., 2014. Contribution of multi-method geophysics to the understanding of a high-temperature geothermal province: the Bouillante area (Guadeloupe, Lesser Antilles). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 275, 34–50. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.002>.
- Gaudin, D., Beauducel, F., Allemand, P., Delacourt, C., Finizola, A., 2013. Heat flux measurement from thermal infrared imagery in low-flux fumarolic zones: example of the Ty fault (La Soufrière de Guadeloupe). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 267, 47–56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.09.009>.
- Gaudin, D., Finizola, A., Delcher, E., Beauducel, F., Allemand, P., Delacourt, C., Brothelande, E., Peltier, A., Di Gangi, F., 2015. Influence of rainfalls on heat and steam fluxes of fumarolic zones: six months records along the Ty fault (Soufrière de Guadeloupe, Lesser Antilles). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 302, 273–285. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.015>.
- Gaudin, D., Beauducel, F., Coutant, O., Delacourt, C., Richon, P., de Chabalière, J.-B., Hammouya, G., 2016. Mass and heat flux balance of La Soufrière volcano (Guadeloupe) from aerial infrared thermal imaging. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 320, 107–116. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.007>.
- Giesche, H., 2006. Mercury porosimetry: a general (practical) overview. *Part. Part. Syst. Charact.* 23, 9–19. <https://doi.org/10.1002/ppsc.200601009>.
- Hadi, J., Harrison, C., Keller, J., Rejeki, S., 2005. Overview of Darajat Reservoir Characterization: A Volcanic Hosted Reservoir. Presented at the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, p. 11.
- Haffen, S., 2012. Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d'Alsace. Université de Strasbourg, Strasbourg.
- Heap, M.J., Kennedy, B.M., 2016. Exploring the scale-dependent permeability of fractured andesite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 447, 139–150. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.004>.
- Heap, M.J., Farquharson, J.I., Baud, P., Lavallee, Y., Reuschle, T., 2015. Fracture and compaction of andesite in a volcanic edifice. *Bull. Volcanol.* 77. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0938-7>.
- Heise, W., Caldwell, T.G., Bertrand, E.A., Hill, G.J., Bennie, S.L., Palmer, N.G., 2016. Imaging the deep source of the Rotorua and Waimangu geothermal fields, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 314, 39–48. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.017> (The Lake Rotomahana Geothermal System and Effects of the 1886 Mt. Tarawera Eruption).
- Howell, J.A., Martinus, A.W., Good, T.R., 2014. The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 387, SP387.12. <https://doi.org/10.1144/SP387.12>.
- Hrouda, F., Briáněk, D., Krejčí, O., Chadima M., 2015. Magnetic fabric and petrology of Miocene sub-volcanic sills and dykes emplaced into the SW Flysch Belt of the West Carpathians (S Moravia, Czech Republic) and their volcanological and tectonic implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 290, 23–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.12.001>.
- Lundt, F., Ouzounian, G., 1985. Comparaison entre les eaux thermales et les fluides de forages géothermiques dans la région de Bouillante (Guadeloupe). (Rapport BRGM No. 85 SGN 351 GTH). BRGM.
- Jacques, D., Maury, R., 1988a. Carte géologique à 1/20000, département de la Guadeloupe. BRGM, Service Géologique Nationale, Orléans.
- Jacques, D., Maury, R., 1988b. L'archipel des Saintes (Guadeloupe, Petites Antilles): géologie et pétrologie. *Géol. Fr.* 11.
- Jacques, D., Maury, R.C., Bellon, H., 1984. Géologie et géochronologie ⁴⁰K-⁴⁰Ar des îles des Saintes (Guadeloupe). Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre 299, pp. 721–726.
- Jamtveit, B., Malthé-Sorensen, A., Kostenko, O., 2008. Reaction enhanced permeability during retrogressive metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 620–627. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.12.016>.
- Jamtveit, B., Putnis, C.V., Malthé-Sorensen, A., 2009. Reaction induced fracturing during replacement processes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 157, 127–133. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0324-y>.
- Jamtveit, B., Kobchenko, M., Austrheim, H., Malthé-Sorensen, A., Royne, A., Svensen, H., 2011. Porosity evolution and crystallization-driven fragmentation during weathering of andesite. *J. Geophys. Res.* 116. <https://doi.org/10.1029/2011JB008649> (@CitationB12204-@CitationB12204).
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, T63–T67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4).
- Klinkenberg, L.J., 1941. The Permeability of Porous Media to Liquids and Gases. Presented at the Drilling and Production Practice. American Petroleum Institute.
- Komorowski, J.-C., Boudon, G., Michel, S., Beauducel, F., Anténon-Habazac, C., Bazin, S., Hammouya, G., 2005. Guadeloupe. Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles. Seismic Research Unit, University of the West Indies, p. 279.
- Lachassagne, P., Marechal, J.C., Sanjuan, B., 2009. Hydrogeological model of a high-energy geothermal field (Bouillante area, Guadeloupe, French West Indies). *Hydrogeol. J.* 17, 1589. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0486-3>.
- Leclerc, F., Feuillet, N., Cabioch, G., Deplus, C., Lebrun, J.F., Bazin, S., Beauducel, F., Boudon, G., Lefriant, A., de Min, L., Melezan, D., 2014. The Holocene drowned reef of Les Saintes Plateau as witness of a long-term tectonic subsidence along the Lesser Antilles volcanic arc in Guadeloupe. *Mar. Geol.* 355, 115–135. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.05.017>.
- Leclerc, F., Feuillet, N., Deplus, C., 2016. Interactions between active faulting, volcanism, and sedimentary processes at an island arc: insights from Les Saintes channel, Lesser Antilles arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 17, 2781–2802. <https://doi.org/10.1002/2016GC006337>.
- Lenhardt, N., Götz, A.E., 2011. Volcanic settings and their reservoir potential: an outcrop analog study on the Miocene Tepoztlán Formation, Central Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 204, 66–75. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.03.007>.
- Lenhardt, N., Götz, A.E., 2015. Geothermal reservoir potential of volcanoclastic settings: the Valley of Mexico, Central Mexico. *Renew. Energy* 77, 423–429. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2014.12.034>.
- Lesparre, N., Boyle, A., Grychtol, B., Cabrera, J., Marteau, J., Adler, A., 2016. Electrical resistivity imaging in transmission between surface and underground tunnel for fault characterization. *J. Appl. Geophys.* 128, 163–178. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.03.004>.
- Lopez, S., Lakhssassi, M., Giuglaris, E., 2011. Modeling of Bouillante Geothermal Field (Guadeloupe, French Lesser Antilles). Presented at the 19^{ème} Conférence Géologique de la Caraïbe.
- Manga, M., Hornbach, M.J., Le Friant, A., Ishizuka, O., Stroncik, N., Adachi, T., Aljahdali, M., Boudon, G., Breitzkreuz, C., Fraass, A., Fujinawa, A., Hatfield, R., Jutzeler, M., Kataoka, K., Lafuerza, S., Maeno, F., Martinez-Colon, M., McCanta, M., Morgan, S., Palmer, M.R., Saito, T., Slagle, A., Stinton, A.J., Subramanyam, K.S.V., Tamura, Y., Talling, P.J., Villemant, B., Wall-Palmer, D., Wang, F., 2012. Heat flow in the Lesser Antilles island arc and adjacent back arc Grenada basin. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13, Q08007. <https://doi.org/10.1029/2012GC004260>.
- Mas, A., Guisseau, D., Patrier, P., Beaufort, D., Genter, A., Sanjuan, B., Girard, J.P., 2006. Clay minerals related to the hydrothermal activity of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158, 380–400. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.010>.
- Massiot, C., Nicol, A., Townend, J., McNamara, D.D., Garcia-Sellés, D., Conway, C.E., Archibald, G., 2017. Quantitative geometric description of fracture systems in an andesite lava flow using terrestrial laser scanner data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 341, 315–331. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.036>.
- Mathieu, L., 2010. The Structure of Guadeloupe, Maderas and Mt Cameroon Volcanoes and the Impact of Strike-slip Movements. Université Blaise Pascal – Clermont Ferrand II; Trinity College Dublin.
- McNamara, D.D., Sewell, S., Buscarlet, E., Wallis, I.C., 2016. A review of the Rotokawa Geothermal Field, New Zealand. *Geothermics, Taupo Volcanic Zone Geothermal Systems, New Zealand: Exploration, Science and Development.* 59, pp. 281–293. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.07.007>.
- Micklethwaite, S., Ford, A., Witt, W., Sheldon, H.A., 2015. The where and how of faults, fluids and permeability – insights from fault stepovers, scaling properties and gold mineralisation. *Geofluids* 15, 240–251. <https://doi.org/10.1111/gf.12102>.
- Mielke, P., Nehler, M., Bignall, G., Sass, I., 2015. Thermo-physical rock properties and the impact of advancing hydrothermal alteration – a case study from the Tauhara geothermal field, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 301, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.04.007>.
- Mielke, P., Weinert, S., Bignall, G., Sass, I., 2016. Thermo-physical rock properties of greywacke basement rock and intrusive lavas from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 324, 179–189. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.002>.
- Mielke, P., Bär, K., Sass, I., 2017. Determining the relationship of thermal conductivity and compressional wave velocity of common rock types as a basis for reservoir characterization. *J. Appl. Geophys.* 140, 135–144. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.04.002>.
- Millot, R., Scaillet, B., Sanjuan, B., 2010. Lithium isotopes in island arc geothermal systems: Guadeloupe, Martinique (French West Indies) and experimental approach. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 1852–1871. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.12.007>.
- Moeck, L.S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renew. Sust. Energ. Rev.* 37, 867–882. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>.
- Morgan, S., Jones, R., Conner, J., Student, J., Schaner, M., Horsman, E., Blaquat, M. de S., 2017. Magma sheets defined with magnetic susceptibility in the Maiden Creek sill, Henry Mountains, Utah, USA. *Geology* 45, 599–602. <https://doi.org/10.1130/G38932.1>.
- Munch, P., Cornee, J.-J., Lebrun, J.-F., Quillevère, F., Verati, C., Melinte-Dobrinescu, M., Demory, F., Smith, B., Jourdan, F., Lardeaux, J.-M., De Min, L., Leticce, J.-L., Randrianasolo, A., 2014. Pliocene to Pleistocene vertical movements in the forearc of the Lesser Antilles subduction: insights from chronostratigraphy of shallow-water carbonate platforms (Guadeloupe archipelago). *J. Geol. Soc.* 171, 329–341. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-005>.
- Murphy, H., Huang, C., Dash, Z., Zvoloski, G., White, A., 2004. Semianalytical solutions for fluid flow in rock joints with pressure-dependent openings. *Water Resour. Res.* 40. <https://doi.org/10.1029/2004WR003005>.
- Ólavsdóttir, J., Andersen, M.S., Boldreel, L.O., 2015. Reservoir quality of intrabasalt volcanoclastic units onshore Faroe Islands, North Atlantic Igneous Province, northeast Atlantic. *AAPG Bull.* 99, 467–497. <https://doi.org/10.1306/08061412084>.
- Panaiotu, C., Necula, C., Merezanu, T., Panaiotu, A., Corban, C., 2011. Anisotropy of magnetic susceptibility of quaternary lava flows from the east Carpathians. *Romanian Rep. Phys.* 63, 526–534.
- Pape, H., Clauser, C., Iffland, J., 1999. Permeability prediction based on fractal pore-space geometry. *Geophysics* 64, 1447–1460. <https://doi.org/10.1190/1.1444649>.
- Patrier, P., Beaufort, D., Mas, A., Traineau, H., 2003. Surficial clay assemblage associated with the hydrothermal activity of Bouillante (Guadeloupe, French West Indies). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 126, 143–156. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00133-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00133-1).
- Patrier, P., Bruzac, S., Pays, R., Beaufort, D., Bouchot, V., Verati, C., Gadalia, A., 2013. Occurrence of K-feldspar-bearing hydrothermal breccias in the Bouillante geothermal field (Basse Terre – Guadeloupe). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 184, 119–128. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.184.1-2.119>.

- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Pinti, D.L., Castro, M.C., Lopez-Hernandez, A., Han, G., Shouakar-Stash, O., Hall, C.M., Ramirez-Montes, M., 2017. Fluid circulation and reservoir conditions of the Los Humeros Geothermal Field (LHGF), Mexico, as revealed by a noble gas survey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 333–334, 104–115. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.01.015>.
- Pola, A., Crosta, G., Fusi, N., Barberini, V., Norini, G., 2012. Influence of alteration on physical properties of volcanic rocks. *Tectonophysics* 566–567, 67–86. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.017>.
- Pola, A., Crosta, G.B., Fusi, N., Castellanza, R., 2014. General characterization of the mechanical behaviour of different volcanic rocks with respect to alteration. *Eng. Geol.* 169, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.11.011>.
- Popov, Y.A., Pribnow, D.F.C., Sass, J.H., Williams, C.F., Burkhardt, H., 1999. Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. *Geothermics* 28, 253–276. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(99\)00007-3](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(99)00007-3).
- Popov, Y.A., Beardsmore, G., Clauser, C., Roy, S., 2016. ISRM Suggested Methods for Determining Thermal Properties of Rocks From Laboratory Tests at Atmospheric Pressure. <https://doi.org/10.1007/s00603-016-1070-5>.
- Pozzi, J.-P., Le Mouél, J.-L., Rossignol, J.C., Zlotnicki, J., 1979. Magnetic observations made on la Soufrière volcano (Guadeloupe) during the 1976–1977 crisis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 217–237. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(79\)90017-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90017-9).
- Ratoum, T.M.P., Zarrouk, S.J., 2016. Factors controlling large-scale hydrodynamic convection in the Taupo Volcanic Zone (TVZ), New Zealand. *Geothermics* 59, 236–251. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.09.003> (Taupo Volcanic Zone Geothermal Systems, New Zealand: Exploration, Science and Development).
- Rejeki, S., Hadi, J., Suhayati, I., 2005. Porosity study for detail reservoir characterization in Darajat Geothermal Field, West Java, Indonesia. *Proceedings, World Geothermal Congress, Antalya, Turkey*.
- Ricci, J., Lahitte, P., Quidelleur, X., 2015a. Construction and destruction rates of volcanoes within tropical environment: examples from the Basse-Terre Island (Guadeloupe, Lesser Antilles). *Geomorphology* 228, 597–607. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.002>.
- Ricci, J., Quidelleur, X., Lahitte, P., 2015b. Volcanic evolution of central Basse-Terre Island revisited on the basis of new geochronology and geomorphology data. *Bull. Volcanol.* 77 (84). <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0970-7>.
- Ricci, J., Quidelleur, X., Pallares, C., Lahitte, P., 2017. High-resolution K–Ar dating of a complex magmatic system: the example of Basse-Terre Island (French West Indies). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.07.013>.
- Roduit, N., 2007. *MicroVision: un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent*. University of Geneva.
- 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>.
- Rosener, M., 2007. *Etude pétrographique et modélisation des effets des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte géothermique de Soultz-sous-Forêts*. Strasbourg, 1.
- Rowland, J.V., Sibson, R.H., 2004. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geofluids* 4, 259–283. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2004.00091.x>.
- Rowland, J.V., Simmons, S.F., 2012. Hydrologic, magmatic, and tectonic controls on hydrothermal flow, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: implications for the formation of epithermal vein deposits. *Econ. Geol.* 107, 427–457. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.3.427>.
- Sak, P.B., Navarre-Stitcher, A.K., Miller, C.E., Daniel, C.C., Gaillardet, J., Buss, H.L., Lebedeva, M.I., Brantley, S.L., 2010. Controls on rind thickness on basaltic andesite clasts weathering in Guadeloupe. *Chem. Geol.* 276, 129–143. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.05.002>.
- Samper, A., 2007. *Etude géochronologique, aspects géomorphologiques et géochimiques du volcanisme de l'île de Basse Terre (Guadeloupe), et datation des structures d'effondrement de flanc majeures de l'arc des Petites Antilles*. Université de Paris-Sud, Faculté des Sciences d'Orsay (Essonne).
- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P., Mollex, D., 2007. Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island: Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc). *Earth Planet. Sci. Lett.* 258, 175–191. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.030>.
- Samper, A., Quidelleur, X., Komorowski, J.-C., Lahitte, P., Boudon, G., 2009. Effusive history of the Grande Découverte Volcanic Complex, southern Basse-Terre (Guadeloupe, French West Indies) from new K–Ar Cassinot–Gillot ages. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 187, 117–130. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.016>.
- Sanjuan, B., Brach, M., 1998. *Etude hydrogéochimique du champ géothermique de Bouillante (Guadeloupe)* (Rapport BRGM No. 39880). BRGM.
- Sanjuan, B., Brach, M., 2015. Geochemical monitoring of the thermal manifestations located near the Bouillante geothermal power plant. Guadeloupe (FWI). *Procedia Earth and Planetary Science, 11th Applied Isotope Geochemistry Conference AG-11*, 13, pp. 25–29. <https://doi.org/10.1016/j.psep.2015.07.006>.
- Sanjuan, B., Traineau, H., 2008. Development of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe, French West Indies). *IGA News Quarterly* n°73, pp. 5–9.
- Sanjuan, B., Lasne, E., Brach, M., 2000. Bouillante Geothermal Field (Guadeloupe, West Indies): Geochemical Monitoring During a Thermal Simulation Operation. Presented at the Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, p. 8.
- Sanjuan, B., Brach, M., Lasne, E., 2001. Bouillante geothermal field: mixing and water/rock interaction processes at 250 °C. In: Cidu, R. (Ed.), *Water Rock Interaction, WRI-10, International Symposium on Water Rock Interaction*. A.A. Balkema Publishers, Villasimius, Italy, pp. 911–914.
- Sanjuan, B., Le Nindre, Y.-M., Menjoz, A., Sbai, A., Brach, M., Lasne, E., 2004. *Travaux de recherche liés au développement du champ géothermique de Bouillante (Guadeloupe)* (Rapport BRGM No. RP-53136-FR). BRGM.
- Sanjuan, B., Jousset, P., Pajot, G., Debeglia, N., Michele, M.D., Brach, M., Dupont, F., Braibant, G., Lasne, E., Duré, F., 2010. Monitoring of the Bouillante Geothermal Exploitation (Guadeloupe, French West Indies) and the Impact on Its Immediate Environment. Presented at the World Geothermal Congress 2010 (11 pp.).
- Schön, Juergen H., 2015. *Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics*. Elsevier.
- Sčebek, J., Gleeson, T., McKenzie, J.M., 2016. The Biases and Trends in Fault Zone Hydrogeology Conceptual Models: Global Compilation and Categorical Data Analysis. <https://doi.org/10.1111/gfl.12188>.
- Sibson, R.H., 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 78, 69–84. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.078.01.07>.
- Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *J. Struct. Geol.* 18, 1031–1042. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(96\)00032-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00032-6).
- Sibson, R.H., Rowland, J.V., 2003. Stress, fluid pressure and structural permeability in seismicogenic crust, North Island, New Zealand. *Geophys. J. Int.* 154, 584–594. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01965.x>.
- Simpson, M.P., Bignall, G., 2016. Undeveloped high-enthalpy geothermal fields of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geothermics* 59, 325–346. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.08.006> (Taupo Volcanic Zone Geothermal Systems, New Zealand: Exploration, Science and Development).
- Siratovich, P., Heap, M.J., Villeneuve, M., W Cole, J., Reuschlé, T., 2014. Physical property relationships of the Rotokawa Andesite, a significant geothermal reservoir rock in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geotherm. Energy* 1 (10). <https://doi.org/10.1186/s40517-014-0010-4>.
- Sizun, J.-P., 1995. *Modifications des structures de porosité de gres lors de transformations pétrographiques dans la diagenèse et l'hydrothermalisme: application au trias de la marge ardechoise et du fosse rhenan*. 1 (Strasbourg).
- Stanek, M., 2013. *Structural and Petrophysical Characterisation of Granite: Intended for Radioactive Waste Stocking* (Strasbourg).
- Stimac, J.A., Powell, T.S., Golla, G.U., 2004. Porosity and permeability of the Tiwi geothermal field, Philippines, based on continuous and spot core measurements. *Geothermics* 33, 87–107. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2003.03.002> (Philippine Geothermal Systems Response to Production).
- Surma, F., Geraud, Y., 2003. Porosity and thermal conductivity of the Soultz-sous-Forêts granite. *Pure Appl. Geophys.* 160, 1125–1136. <https://doi.org/10.1007/PL00012564>.
- Symithe, S., Calais, E., de Chabalière, J.B., Robertson, R., Higgins, M., 2015. Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 2014JB011779. <https://doi.org/10.1002/2014JB011779>.
- Tardani, D., Reich, M., Rouleau, E., Takahata, N., Sano, Y., Pérez-Flores, P., Sánchez-Alfaro, P., Cembrano, J., Arancibia, G., 2016. Exploring the structural controls on helium, nitrogen and carbon isotope signatures in hydrothermal fluids along an intra-arc fault system, Geochim. Cosmochim. Acta 184, 193–211. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.04.031>.
- Thinon, I., Guennoc, P., Bitri, A., Truffert, C., 2010. Study of the Bouillante Bay (West Basse-Terre Island shelf): contribution of geophysical surveys to the understanding of the structural context of Guadeloupe (French West Indies-Lesser Antilles). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 181, 51–65.
- Traineau, H., Sanjuan, B., Lasne, E., 2014. Main Results of a Long-term Monitoring of the Bouillante Geothermal Reservoir During Its Exploitation. Presented at the Deep Geothermal Days.
- Vallance, J.W., Iverson, R.M., 2015. Chapter 37 – lahars and their deposits. *The Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 649–664.
- Verati, C., Patrier-Mas, P., Lardeaux, J.M., Bouchot, V., 2013. Timing of Geothermal Activity in an Active Island-arc Volcanic Setting: First (Super 40) Ar/(Super 39) Ar Dating From Bouillante Geothermal Field (Guadeloupe, French West Indies). *Special Publication - Geological Society of London*, 378. <https://doi.org/10.1144/SP378.19>.
- Verati, C., Mazabraud, Y., Lardeaux, J.-M., Corsini, M., Schneider, D., Voitus, E., Zami, F., 2016. Tectonic evolution of Les Saintes Archipelago (Guadeloupe, French West Indies): relation with the Lesser Antilles arc system. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 187, 3–10. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.187.1.3>.
- Wang, P., Chen, S., 2015. Cretaceous volcanic reservoirs and their exploration in the Songliao Basin, Northeast China. *AAPG Bull.* 99, 499–523. <https://doi.org/10.1306/09041413095>.
- Washburn, E.W., 1921. The dynamics of capillary flow. *Phys. Rev.* 17, 273–283. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.17.273>.
- Wilmarth, M., Stimac, J., 2015. Power density in geothermal fields. *Proceedings. Presented at the World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*, p. 7.
- Wilson, C.J.N., Rowland, J.V., 2016. The volcanic, magmatic and tectonic setting of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, reviewed from a geothermal perspective. *Geothermics* 59, 168–187. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.06.013>.
- Wyering, L.D., Villeneuve, M., Wallis, I., Siratovich, P., Kennedy, B., Gravelly, D.M., Cant, J.L., 2014. Mechanical and physical properties of hydrothermally altered rocks, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 288. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.10.008>.
- Yi, J., Wang, P., Gao, Y., Yao, R., Zhao, R., Chen, C., 2015. Vesicle distribution in basalt lava flow units in the Mesozoic rift basins of Northeast China and its application in gas reservoir prediction. *Can. J. Earth Sci.* 53, 59–70. <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0004>.
- Zami, F., Quidelleur, X., Ricci, J., Lebrun, J.-F., Samper, A., 2014. Initial sub-aerial volcanic activity along the central Lesser Antilles inner arc: new K–Ar ages from Les Saintes volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 287, 12–21. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.09.011>.

Caractérisations structurale et pétrophysique d'un système géothermique en contexte volcanique d'arc de subduction. Exemple de l'archipel de Guadeloupe.

Résumé

La zone de Vieux-Habitants rassemble les indices permettant de supposer la présence d'un système hydrothermal de haute température. Les données géophysiques acquises pour la prospection de ce système ne suffisent pas à sa compréhension qui nécessite l'analyse d'analogues. Pour proposer un modèle de système géothermique de cette zone, une analyse multiscalaire de la déformation fragile et une caractérisation des propriétés pétrophysiques des formations volcaniques ont été menées sur trois paléo systèmes.

L'analyse des populations de fractures montre que leur organisation n'est pas régie par une seule loi mathématique. Les faciès volcano-sédimentaires sont peu déformés ou de manière très localisée contrairement aux laves dont les densités de fracturation sont fortes. L'analyse de la distribution des faciès hydrothermalisés par rapport à ces structures indique qu'à l'échelle kilométrique, certaines intersections de failles contrôlent le drainage des fluides et localisent les zones d'altération hydrothermale prononcée. Les faciès sont divisés en grands groupes en fonction de leur nature et de leur degré d'altération. Ils montrent une grande variabilité des propriétés pétrophysiques. A l'état sain, les laves d'une part et les faciès pyroclastiques et de coulées de débris d'autre part, constituent deux groupes bien distincts. L'altération hydrothermale induit une restructuration totale du squelette matriciel et du réseau poreux. Elle permet une forte atténuation du signal magnétique et le développement d'un groupe ayant des propriétés réservoirs intermédiaires en diminuant les propriétés réservoirs des dépôts volcano-sédimentaires et en améliorant celles des laves.

Le modèle de réservoir ainsi disponible conjugue des éléments structuraux et des hétérogénéités lithologiques permettant le transfert rapide des fluides, alors que les propriétés matricielles d'origines primaire et secondaire vont plutôt contrôler les propriétés de stockage de fluide et de chaleur.

Mots clés : géothermie, pétrophysique, faciès volcanique, réservoirs fracturés, altération hydrothermale, étude multiscalaire, modèle conceptuel.

Structural and petrophysical characterizations of a geothermal system in a subduction volcanic setting: Guadeloupe archipelago.

Abstract

The Vieux-Habitants area gathers indicators allowing to suppose a high-temperature hydrothermal system. The interpretation of geophysical data acquired for the exploration of this system requires the analysis of analogues. Several hydrothermal paleo-systems were studied in order to propose a conceptual model of a geothermal system for the Vieux-Habitants area. Studies of these analogues are based on a multi-scale study of the brittle deformation and a petrophysical characterization of the different volcanic rocks.

The organization of fractures indicates the occurrence of a characteristic scale for each level of observation. Volcano-sedimentary units are far less deformed compared to highly fractured lavas. The brittle deformation in volcano-sedimentary deposits is highly localized in fractured corridors. Some fault intersections control major fluid flow at the kilometer scale. Moreover, the most hydrothermalized rocks are localized in the vicinity of these intersections. Volcanic rocks are divided according to their mechanism of formation (lava, debris flow...) and their degree of alteration. They exhibit strong heterogeneities of petrophysical properties. Fresh rocks are separated in two distinct groups, on one side lavas and on the other side debris flows and pyroclastic deposits. Hydrothermal alteration produces mineralogical replacements involving a complete reorganization of both the matrix skeleton and the pore network. It is marked by a removal of magnetic signal, an increase of porosity and permeability in lavas and a decrease of these properties in debris flows and pyroclastic deposits. Therefore, hydrothermalized rocks form a group with intermediate reservoir properties between the two groups of fresh rocks.

The reservoir model combines both structural components and lithological heterogeneities that allow an efficient fluid transfer, whereas the matrix properties of primary and secondary origins will rather control the fluid and heat storage properties.

Keywords : geothermal energy, petrophysics, volcanic rocks, fractured reservoirs, hydrothermal alteration, multi-scale study, conceptual model.