



**HAL**  
open science

# Structure interne d'un volcan basaltique (Le Piton des Neiges, Ile de La Réunion), pour l'évaluation de son potentiel géothermique

Camille Paquez

► **To cite this version:**

Camille Paquez. Structure interne d'un volcan basaltique (Le Piton des Neiges, Ile de La Réunion), pour l'évaluation de son potentiel géothermique. Volcanologie. Université de la Réunion, 2021. Français. NNT: 2021LARE0023 . tel-03934766

**HAL Id: tel-03934766**

**<https://theses.hal.science/tel-03934766>**

Submitted on 11 Jan 2023

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

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

## **THESE DE DOCTORAT**

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE

## **L'UNIVERSITE DE LA REUNION**

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

# **Structure interne d'un volcan basaltique (Le Piton des Neiges, Ile de La Réunion), pour l'évaluation de son potentiel géothermique.**

Présentée et soutenue à huis clos par

**Camille PAQUEZ**

Le 16 Septembre 2021

Devant le jury composé de

<b>Béatrice LEDESERT, Professeure, Laboratoire GEC, Université Cergy</b>	<b>Rapporteuse</b>
<b>Anthony HILDENBRAND, Chargé de recherche CNRS, HDR, Laboratoire GEOPS</b>	<b>Rapporteur</b>
<b>Yves GERAUD, Professeur, Laboratoire GéoRessources, Université de Lorraine</b>	<b>Examineur</b>
<b>Sophie VIOLETTE, Maître de conférences HDR, Laboratoire de Géologie de l'ENS</b>	<b>Examinatrice</b>
<b>Laurent MICHON, Professeur, Laboratoire LGSR, IPGP, Université de La Réunion</b>	<b>Président du Jury</b>
<b>Vincent FAMIN, Maître de conférences HDR, Laboratoire LGSR, IPGP</b>	<b>Directeur de thèse</b>
<b>Xavier DUCRET, Directeur général Akuo Energy I.O</b>	<b>Invité</b>
<b>Lionel BOUCHET, consultant indépendant</b>	<b>Invité</b>

*"Il meurt lentement  
celui qui ne voyage pas,  
celui qui ne lit pas,  
celui qui n'écoute pas de musique,  
celui qui ne sait pas trouver  
grâce à ses yeux.*

*Il meurt lentement  
celui qui détruit son amour-propre,  
celui qui ne se laisse jamais aider.*

*Il meurt lentement  
celui qui devient esclave de l'habitude  
refaisant tous les jours les mêmes chemins,  
celui qui ne change jamais de repère,  
Ne se risque jamais à changer la couleur  
de ses vêtements  
Ou qui ne parle jamais à un inconnu*

*Il meurt lentement  
celui qui évite la passion  
et son tourbillon d'émotions  
celles qui redonnent la lumière dans les yeux  
et réparent les cœurs blessés*

*Il meurt lentement  
celui qui ne change pas de cap  
lorsqu'il est malheureux  
au travail ou en amour,  
celui qui ne prend pas de risques  
pour réaliser ses rêves,  
celui qui, pas une seule fois dans sa vie,  
n'a fui les conseils sensés.*

*Vis maintenant !  
Risqué-toi aujourd'hui !  
Agis tout de suite !  
Ne te laisse pas mourir lentement !  
Ne te prive pas d'être heureux !"*

Martha Medeiros



# REMERCIEMENTS

Il est venu le temps de conclure ce manuscrit et par la même occasion de commencer à tourner la dernière page de ce chapitre de bout de vie. Trois ans ! Trois ans c'est long et à la fois tellement court ! Je suis tombée dans la géologie, non pas comme Obélix qui est tombé dans la marmite quand il était petit mais au hasard d'une réorientation ! J'y ai découvert une philosophie de vie, des personnes passionnées et passionnantes, naturalistes, explorateurs, et des bons vivants ! Des rencontres qui m'ont amené jusqu'ici et qui font un peu ce que je suis aujourd'hui, et je leur dis, ici, merci.

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse, Vincent Famin, d'avoir monté ce projet et de m'avoir donné l'opportunité de travailler sur ce vaste terrain de jeu qu'est le Piton des Neiges, et dans lequel j'ai pris beaucoup de plaisir à lire les paysages volcaniques pour en retracer l'histoire. Je mesure la chance que j'ai eu de pouvoir effectuer tout ce terrain, et l'autonomie avec laquelle tu m'as laissé mener à bien cette thèse. Merci de m'avoir aussi poussé au-delà de ma zone de confort et d'aboutir à ces 27 coupes géologiques (les fameuses !). Je remercie également l'équipe d'Akuo Réunion d'avoir d'abord financé cette thèse et offert un cadre de travail des plus confortable mais surtout pour votre encadrement, en particulier Quentin et Xavier. Vos points de vue, votre écoute, vos conseils m'ont fait évoluer et m'ont permis d'acquérir une expérience et une vision nécessaire pour évoluer dans le monde professionnel. J'ai appris énormément à votre contact et j'en ressors encore plus pragmatique et résiliente ! Un remerciement particulier à Coralie ! Merci d'avoir fait partie des initiateurs de ce projet, de m'avoir mise sur les rails dès le début et ce avec une ouverture d'esprit et une bienveillance rare ! Tu es une personne inspirante ! Un remerciement également à Nicholas et Martin avec qui la thèse a débuté ! Merci de m'avoir accueilli en Australie pour réaliser cette mission datation et merci Martin pour ton humour ! La Namibie reste sur le haut de ma bucket list !

Je remercie également les membres du jury d'avoir répondu favorablement et avec enthousiasme pour évaluer ce travail durant l'été, mais aussi pour la richesse et la bienveillance de nos échanges durant la soutenance et après.

Merci à toute l'équipe du LGSR , Laurent, Nico x2, Finizool et Rachel, Framboise, Marina, Elisa, Loraine, Alix, Anaïs, Claude et Fabrice. Merci à toi Gene, de veiller comme tu le fais sur chacun de nous ! Un grand merci à ceux que l'on a nommé les fines fleurs du LGSR ! Alicia, Bhavani, Anthony vous avez été des co-bureau qui sont devenus des amis avec lesquels on partage, aussi bien ces larmes de fous rires que de tristesse et de désespoir avec sincérité (bon y'a AUSSI eu BEAUCOUP de litres (hecto ?)

d'alcool et de café !). Anthony, trois ans, presque quatre à avoir passé les caps et le cheminement de vie de thésard ensemble, mais surtout à avoir partagé les bons et excellents moments qui nous a été donné de vivre sur cette île ! Deux anciens lillois qui débarquent en même temps dans un même laboratoire de l'océan Indien, cela donne un goût plus houblonné à l'aventure ! Merci également aux stagiaires m'ayant suivi dans les entrailles des cirques, et grâce à qui ce travail a été permis : Julie, Johanna, Rouba, Davisen vous trouverez ici toute ma gratitude ! Merci aussi à la FST (Brigitte et Edith) de nous avoir permis de réaliser tous ces beaux projets à destination des étudiants ! C'est un forum des métiers des géosciences et la naissance de ce superbe projet de Fac des Sciences en transition qui sont nés durant ces trois années d'engagement associatif au sein de Géorun !

Merci à mes amis de métropole pour vos sourires, votre soutien et vos petits messages ces derniers mois, et ces moments de partage ! Qu'il est bon de vous retrouver même si cela a été drastiquement réduit à la fréquence d'un aller-retour par an, mais promis ce n'est que partie remise ! Un merci à mon amie de toujours ! Merci d'être toi, merci d'être là, d'avoir toujours été là... Sâches que « Tu es mon ami, le frère que j'ai choisi » et que j'ai hâte de chanter à tue-tête avec toi dans la voiture ces chansons de mots qui apaisent les maux, à l'unisson ... On vieillit, mais notre optimisme et notre âme d'enfant sont éternels !

Parce qu'on n'a pas souvent l'occasion dans sa vie de pouvoir l'écrire... Merci du fond du cœur à ma famille ! Merci d'être ce pilier si stable ! Merci pour ces valeurs, cette confiance, ces étincelles de bonheur dans nos yeux respectifs lorsque l'on se retrouve ! Merci de m'avoir accompagné sur le terrain, merci pour votre amour inconditionnel, votre soutien et votre présence même à 10 000 Km ! Merci d'être venu partager des moments inoubliables sur cette île et pardonnez-moi pour ces moments manqués... maintenant je vais avoir de nouveau du temps pour vous ! Merci aussi à mes beaux-parents avec qui j'ai passé de nombreuses pauses café durant ces derniers mois de rédaction à la maison, ponctuée d'un deuxième confinement. Merci aux Barjos de St Jo, pour ces moments d'évasion en dehors du monde de la recherche, et ces repas d'Alsaco ou de Chtis (y'avait aussi des carry) autour ou non (mais souvent !) d'un carcassonne ! Qu'est-ce qu'on se marre avec vous !

Et puis cette aventure de thèse c'est aussi ta rencontre... Merci d'avoir été l'épaule solide et si tendre depuis maintenant plus de deux ans et en particulier ces derniers mois. Ma sérénité je te la dois ! Nous avons désormais tous les week-end de toute la vie pour partager notre amour de la nature, des grands espaces, des profondeurs de la Terre (calcaire) et des choses simples !

Merci à cette île, intense, pour tous ces moments extraordinaires vécus et ceux qu'ils restent à venir !

# RÉSUMÉ

Le volcan Piton des Neiges (La Réunion) concentre de nombreux indices d'hydrothermalisme en surface, suggérant l'existence d'un potentiel géothermique exploitable. Les précédentes campagnes d'exploration, débutées dans les années 70, ont mis en évidence des gradients géothermiques prometteurs dans les forages d'exploration géothermiques du cirque de Salazie. Cependant, elles révèlent aussi la difficulté d'identifier les zones perméables au sein de ce volcan. Les failles de caldera pourraient présenter cette perméabilité nécessaire, or aucun consensus n'existe quant à l'existence, le nombre et l'extension des caldeiras du Piton des Neiges. La carte géologique actuelle ne suffit pas car elle est très peu contrainte dans la zone interne du volcan du fait de la difficulté d'accès et de ses reliefs escarpés. Ainsi, certains aspects clefs de son histoire géologique restent méconnus.

Pour améliorer la compréhension de l'histoire du Piton des Neiges en vue d'une exploration géothermique, nous avons tout d'abord pallié le manque de données géochronologiques sur les formations plutoniques et explosives du volcan afin d'apporter des contraintes temporelles sur les sources de chaleur. Grâce à une étude de thermochronologie multitechnique (U-Pb sur zircon et (U-Th)/He sur apatite), nous mettons en évidence (1) un plutonisme polyphasé correspondant aux stades de reprise d'activité du volcanisme (~2 Ma, ~1,4 Ma, ~0,7 Ma et ~0,15 Ma) suivi de refroidissements rapides successifs ; (2) un épisode explosif majeur précisant l'âge de la principale caldera du volcan à  $188 \pm 5$  Ka ; (3) une cessation de l'activité volcanique à ~27 Ka (et non 12, 22 ou 29 Ka comme proposé précédemment), ce qui précise l'âge de la dernière source de chaleur probable.

Pour établir un modèle architectural du massif volcanique permettant de localiser les zones favorables à la géothermie, nous avons réalisé une nouvelle carte géologique des cirques à l'échelle 1/25000<sup>e</sup> dont la subdivision des unités s'appuie sur l'ensemble des connaissances géologiques existantes. Cette nouvelle carte est dressée à partir d'une reconnaissance exhaustive de terrain, y compris dans les zones les plus inaccessibles du massif, complétée par de la photogrammétrie aérienne. Nous identifions tout d'abord une caldera d'emprise plus restreinte que dans les propositions précédentes, de forme elliptique, mise en place à la fin du stade PN3, et ne correspondant pas aux bordures des cirques actuels. Nous mettons par ailleurs en évidence un contrôle majeur du démantèlement par les déstabilisations de flancs qui créent des discontinuités structurales et lithologiques dans le bâti de l'édifice, et ce dès les premiers stades de construction du Piton des Neiges. La présence de brèches

dans la partie interne du volcan, issues de l'imbrication de plusieurs déstabilisations et de l'effondrement de la caldera, a en effet guidé l'érosion et conduit à la forme actuelle des cirques.

Notre modèle architectural du Piton des Neiges apporte des contraintes nouvelles sur la caractérisation du système hydrothermal, expliquant la répartition des indices d'hydrothermalisme en surface. C'est notamment dans les formations bréchiques anciennes et à l'intersection des failles de caldera et de la rift zone et des sill-zones différenciées que se situent la majorité des sources thermales. Le système intrusif joue également un rôle de barrière hydraulique, qui entraîne une compartimentation du système hydrothermal. Les niveaux de brèches semblent, eux, constituer des réservoirs superficiels dans le système hydrothermal fonctionnant comme un réservoir fracturé.

Mots clefs : géologie structurale ; cartographie géologique ; géothermie ; modèle conceptuel ; Piton des Neiges, île volcanique de La Réunion.



# ABSTRACT

The Piton des Neiges volcano (La Réunion island) is hosting many indicators of a promising geothermal resource with multiple thermal springs and elevated temperature gradients in exploration geothermal boreholes in Salazie. However, despite decades of propection campaigns no permeable zones have been identified. Caldera faults could have this permeability, but there is no consensus on the existence, number and extension in the Piton des Neiges volcano. The current geological map is poorly constrained in the innermost part of this volcano due to its steep terrain and the difficulty of their access. Thus, some keys features of the architecture and geological history of Piton des Neiges remain unknown.

In order to improve the understanding of the history of the Piton des Neiges for geothermal exploration, we firstly performed a multi-technique thermochronology study (U-Pb on zircon and (U-Th)/He) on apatite) to provide temporal constraints on the heat source. We highlight (1) a polyphase plutonism that coincides with the resumption of volcanic activity ( $\sim 2$  Ma, 1,4 Ma,  $\sim 0,7$  Ma and  $\sim 0,15$  Ma), followed by successive rapid cooling ; (2) a major explosive episode specifying the age of the main caldera of the volcano at  $188 \pm 5$  Ka ; (3) an age of  $\sim 27$  Ka for the latest volcanic activity (not 12, 22 or 29 Ka as previously proposed), wich clarifies the age of the last likely heat source.

In addition, we have also produced a new 1/25000<sup>e</sup> geological map of Piton des Neiges to provide features of the architecture of the Piton des Neiges volcano and locate areas of interest for geothermal energy. The geological map is based on all existing geological knowledge and a extensive field survey, including the most unreachable areas, helped by aerial photogrammetry. We identify an elliptical caldera whose extent is more limited than in previous studies. This caldera collapsed at the end of the PN3 stage, and does not fit with the borders of the cirques. We also show that the dismantling processes with flank collapse, create structural and lithological discontinuities in the volcano from the earliest stages of the volcano. The occurrence of breccias in the inner part of the Piton des Neiges is the result of the overlapping of several episodes of flank destabilization and the collapse of the caldera. Breccias and discontinuities guided erosion and led to the current shape of the cirques.

All theses results bring forward major constraints on the understanding and assessing hydrothermal system of Piton des Neiges. We provide a new model enhanced with geological architecture explaining the spatial distribution of thermal springs at the surface. The most permeable zones are the interplay

of the caldera faults and the fracture network of rift-zone N030 and sill-zones in breccia levels (old basic breccia levels and hydrothermal breccia). The differentiated intrusions also act as a hydraulic barriers leading to a partitioned hydrothermal system with multiple fluid pathways. The breccia units seems to be subsurface reservoirs within the hydrothermal system acting as a fractured reservoir.

Keywords : structural geology ; geological mapping ; geothermal energy ; conceptual model ; Piton des Neiges, La Réunion volcanic island.

# Table des matières

REMERCIEMENTS .....	4
RÉSUMÉ .....	6
ABSTRACT .....	8
INTRODUCTION .....	15
CHAPITRE 1 .....	19
POTENTIEL GEOTHERMIQUE ET GEOLOGIE DES ÎLES VOLCANIQUES. ....	19
1. Hydrothermalisme en contexte volcanique insulaire .....	21
1.1. Quelle disponibilité de la ressource géothermique ? .....	21
1.1.1. Qu'est-ce qu'un système hydrothermal et comment l'exploite-t-on ? .....	21
1.1.2. Des contextes géologiques favorables pour la géothermie haute énergie ? .....	23
1.2. Système hydrothermal en milieu volcanique : modèles conceptuels.....	24
1.2.1. Fonctionnement d'un système hydrothermal volcanique de type arc .....	24
1.2.2. Variantes au modèle selon l'architecture et le contexte de l'édifice volcanique .....	26
1.3. Système hydrothermal en milieu volcanique insulaire : facteurs de contrôle .....	28
1.3.1. La source de chaleur : organisation de la plomberie magmatique au sein d'un volcan	28
1.3.2. Perméabilité au sein d'un volcan : hétérogénéités lithologiques et structurales.....	34
1.3.3. Le rôle de l'érosion dans l'architecture d'un volcan .....	42
1.3.4. Hydrogéologie d'un volcan : modèles conceptuels.....	46
2. Cas d'études emblématiques de systèmes hydrothermaux en milieu volcanique insulaire .....	47
2.1. Hawaï : un exemple de source de chaleur dans une rift zone .....	47
2.2. Islande et Pantelleria : deux exemples typiques du contrôle de la caldera sur le système hydrothermal.....	49
2.3. Les Açores et La Guadeloupe : exemples de systèmes hydrothermaux contrôlés par une tectonique régionale forte .....	51
2.4. Bilan .....	54
3. Milieu insulaire et géothermie : l'enjeu d'une indépendance énergétique .....	55
3.1. Historique de l'usage de la géothermie comme énergie .....	55
3.2. Cadre d'un projet de géothermie.....	55
3.3. Spécificités de développement d'un projet en contexte insulaire.....	58
CHAPITRE 2 .....	63
ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE PITON DES NEIGES ET SON SYSTEME HYDROTHERMAL. ....	63
1. L'île de La Réunion :.....	65
1.1. Une île de point chaud .....	65
1.2. Géographie, climat et paysage énergétique réunionnais .....	67
1.3. Géologie du Piton des Neiges.....	70
1.3.1. <i>Chronostratigraphie actualisée du Piton des Neiges</i> .....	71
1.3.2. <i>Structure interne du Piton des Neiges</i> .....	73
2. La géothermie à La Réunion .....	76
2.1. Historique des campagnes de prospection .....	76
2.2. Etat des lieux de la connaissance du système hydrothermal du Piton des Neiges.....	79

2.3.	Problématique de la source de chaleur .....	81
2.3.1.	<i>Age de fin d'activité du Piton des Neiges</i> .....	82
2.3.2.	<i>Quel est l'âge des syénites du Piton des Neiges ?</i> .....	82
2.3.3.	<i>Le complexe hypovolcanique gabbroïque</i> .....	83
2.4.	Problématique des zones perméables dans le massif et de l'origine des cirques .....	84
2.4.1.	Le modèle de subsidence du complexe hypovolcanique .....	85
2.4.2.	Le modèle de fluage du complexe hypovolcanique (spreading) .....	85
2.4.3.	Le modèle volcano-tectonique contrôlé majoritairement par les calderas .....	86
2.4.4.	Injection répétée de sills à la suite d'une permutation de contraintes .....	87
2.4.5.	Le modèle contrôlé majoritairement par l'érosion régressive.....	87
	CHAPITRE 3 .....	89
	NOUVELLES CONTRAINTES GEOCHRONOLOGIQUES : Implications pour la source de chaleur.....	89
1.	Introduction.....	90
2.	Article .....	91
	Multi-technique Geochronology of Intrusive and Explosive activity on Piton des Neiges volcano, Réunion Island.....	91
2.1.	Key Points : .....	91
2.2.	ABSTRACT .....	91
2.3.	INTRODUCTION .....	92
2.4.	GEOLOGICAL SETTING .....	93
2.5.	METHODS .....	95
2.5.1.	Samples, mineral and preparation .....	95
2.5.2.	Dating methods .....	96
2.6.	RESULTS.....	97
2.6.1.	Syenite intrusions .....	98
2.6.2.	<i>Trachytic tephras</i> .....	98
2.6.3.	River sands.....	98
2.7.	DISCUSSION .....	101
2.7.1.	Geo-/Thermochronology of Piton des Neiges plutonic complex .....	101
2.7.2.	Timing of syenite intrusions .....	102
2.7.3.	Trachytic tephras and the latest activity of Piton des Neiges .....	103
2.7.4.	Geological and methodological implications of multi-approach geochronology .....	104
2.8.	CONCLUSION .....	106
3.	Complément d'étude sur les syénites .....	115
3.1.	Observations pétrographiques.....	115
3.2.	Géochimie.....	117
	CHAPITRE 4 .....	121
	NOUVELLES CONTRAINTES GEOLOGIQUES DES CIRQUES DU PITON DES NEIGES : .....	121
	Apport de la nouvelle cartographie .....	121
1.	Introduction.....	123

2.	Méthodologie .....	124
3.	Présentation générale de la géologie des cirques.....	126
3.1.	Le cirque de Mafate.....	126
3.1.1.	Nouvelles contraintes géologiques sur le cirque de Mafate .....	126
3.1.2.	Bilan et implications des nouvelles données géologiques sur l'évolution du cirque de Mafate. 155	
3.2.	Le cirque de Salazie .....	159
3.2.1.	Nouvelles contraintes géologiques sur le cirque de Salazie.....	159
3.2.2.	Bilan et implications des nouvelles données géologiques sur l'évolution du cirque de Salazie 195	
3.3.	Le cirque de Cilaos.....	200
3.3.1.	Nouvelles contraintes géologiques sur le cirque de Cilaos .....	200
3.3.2.	Bilan et implications des nouvelles données géologiques sur l'évolution du cirque de Salazie 239	
	CHAPITRE 5.....	243
	IMPLICATIONS GEOLOGIQUE ET DISCUSSION SUR L'ORIGINE DES CIRQUES.....	243
1.	Introduction.....	245
2.	Les unités de brèches dans les cirques.....	245
2.1.	Extension, position stratigraphique et origine .....	245
2.2.	Bilan du contrôle structural des déstabilisations et de l'érosion régressive sur la morphologie des cirques, et comparaison à d'autres îles volcaniques .....	258
3.	Les calderas du Piton des Neiges.....	262
3.1.	De l'existence d'une caldera durant le stade basique .....	262
3.2.	Extension restreinte de la caldera du stade différencié.....	264
3.3.	Position structurale des syénites.....	267
3.4.	Bilan du contrôle structural de la caldera sur la morphologie de l'île et comparaison à d'autres îles volcaniques .....	269
4.	Bilan sur l'origine des cirques : vers quel modèle d'évolution du Piton des Neiges ? .....	271
	CHAPITRE 6.....	275
	IMPLICATIONS POUR LE SYSTEME HYDROTHERMAL DU PITON DES NEIGE. ....	275
1.	Introduction.....	277
2.	Un contrôle structural et lithologique sur le système hydrothermal .....	278
2.1.	Contrôle topographique ? .....	278
2.2.	Contrôle structural : Extension et rôle de la caldera.....	280
2.3.	Les syénites : source de chaleur ou drain ?.....	282
2.4.	Rift-zone N030, sill-zones, complexe hypovolcanique gabbroïque, chambre magmatique différenciée : Source de chaleur ?.....	284
2.5.	Contrôle lithologique : le rôle des unités de brèches .....	288
3.	Modèle conceptuel actualisé du système hydrothermal.....	293
4.	Zonage du potentiel .....	296
4.1.	Géologie et indices de sources.....	296
4.2.	Etude de surface sur le potentiel de valorisation de la chaleur et la faisabilité d'implantation 297	

4.3. Les zones d'intérêts .....	299
4.4. Position dans l'arbre décisionnel et programme de poursuite de travaux.....	300
CONCLUSION GENERALE .....	303
1. Rappel des objectifs .....	305
2. Bilan sur l'architecture géologique du Piton des Neiges et les implications pour l'origine des cirques. ....	305
3. Bilan sur le potentiel géothermique : un modèle conceptuel actualisé et une identification de zones d'intérêt pour la poursuite des travaux. ....	307
4. Perspectives.....	308
BIBLIOGRAPHIE.....	310



# INTRODUCTION

*Photo « Contemplation » - Piton des Neiges vu depuis le Piton de Sable.  
30 novembre 2019.*





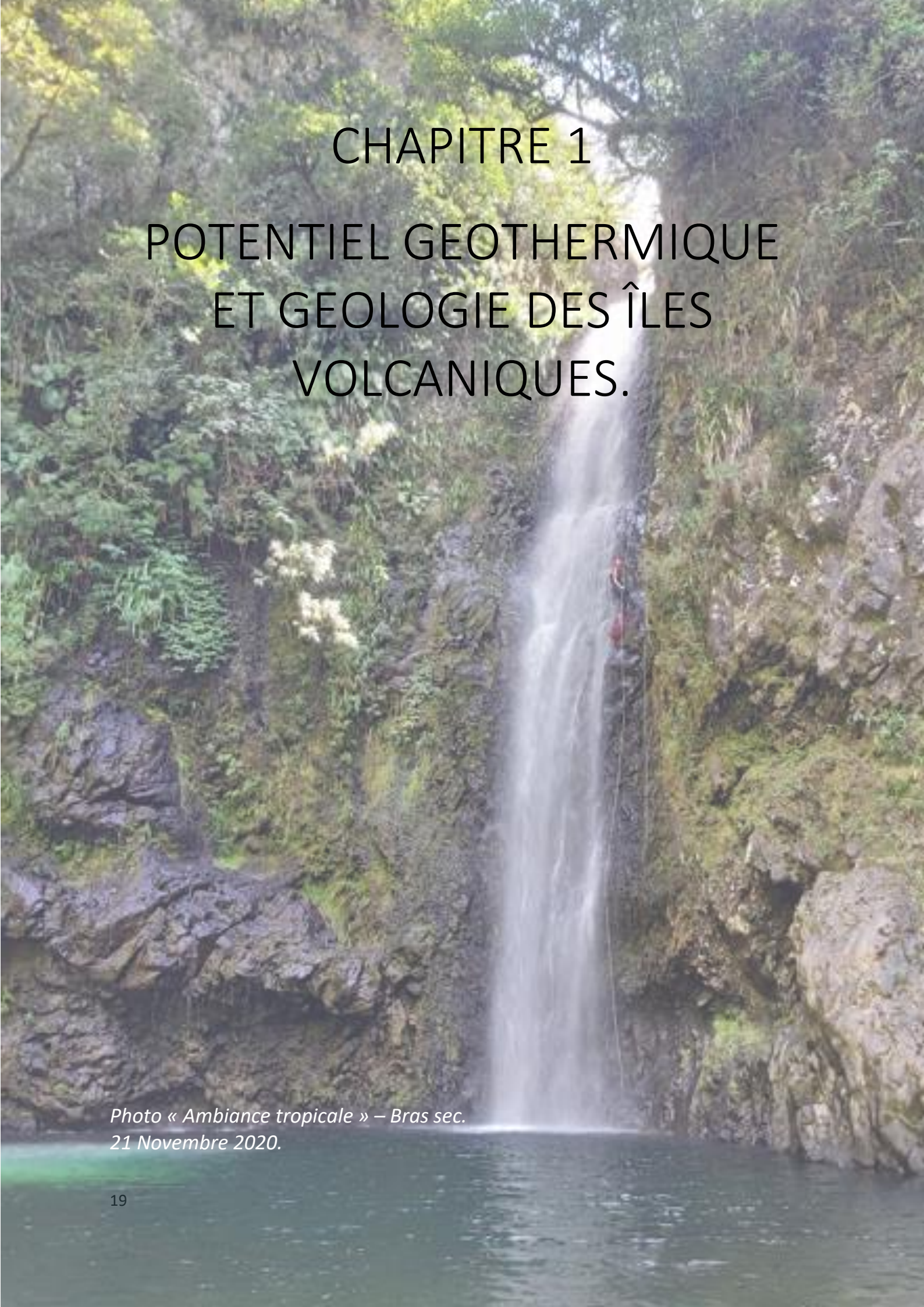
Les îles volcaniques ayant une activité actuelle ou récente font partie des environnements particulièrement propices au développement de la géothermie. En effet, la source de chaleur, d'origine magmatique, entraîne des gradients géothermiques pouvant atteindre 200 à 250°C/Km entre 500 et 1000 m de profondeur. De plus, dans un contexte d'amenuisement des ressources fossiles, de volonté de maîtrise des coûts et d'indépendance énergétique, de nombreux états ont mis en place des politiques de développement des énergies renouvelables à destination de leurs départements insulaires. La taille parfois très réduite des territoires ou départements d'Outre-mer entraîne des pressions fortes sur les espaces disponibles où il est nécessaire de préserver l'environnement, tout en développant l'agriculture, l'habitat et la production d'énergie. La géothermie fait partie des énergies renouvelables (EnRs) permettant de répondre à ces enjeux, en étant une énergie disponible en base, tous les jours de l'année tout en possédant une emprise au sol considérablement moins élevée qu'un projet de solaire à capacité équivalente. Cependant, le principal verrou au développement d'un projet de géothermie en milieu volcanique insulaire réside dans la difficulté d'identifier des zones perméables susceptibles de localiser les circulations de fluides dans l'édifice. En effet, les édifices volcaniques polygéniques présentent une géologie complexe, et sur lesquels, selon les contextes, la fracturation sera contrôlée soit par une rift-zone, soit par des failles régionales, soit par les failles de calderas, faisant des réservoirs géothermiques en milieu insulaire des réservoirs fracturés, non conventionnels.

L'île de la Réunion est une île volcanique française de l'Océan Indien ayant un taux de dépendance énergétique de 87,5%, avec 43% des énergies fossiles importées qui sont utilisées pour la production d'électricité. Bien que les EnRs contribuent à hauteur de 31,2% dans le mix électrique réunionnais, la dépendance énergétique de l'île est en augmentation progressive depuis 2015, ce qui contraste avec la loi relative à la transition énergétique pour la croissance verte fixant l'objectif d'une autonomie énergétique des zones non interconnectées (ZNI) à l'horizon 2030. Aujourd'hui, la géothermie pourrait permettre d'atteindre cet objectif mais il est nécessaire d'améliorer la connaissance géologique du massif volcanique du Piton des Neiges pour évaluer le potentiel. Bien que de nombreuses campagnes de prospection mettent en évidence des indices d'hydrothermalisme et ont permis d'avérer l'existence d'une source de chaleur importante à une profondeur relativement faible (180°C à 2 Km). Elles n'ont pas rencontré de perméabilité suffisante permettant une circulation de fluides hydrothermaux, nécessaire pour une exploitation industrielle. Actuellement, les processus contrôlant le système hydrothermal du Piton des Neiges restent encore mal connus car ce volcan présente une histoire géologique complexe rendant difficile la localisation des zones perméables. L'enjeu de cette thèse est donc d'améliorer la connaissance géologique et structurale du Piton des Neiges afin d'identifier les zones de fracturation susceptibles d'avoir la perméabilité suffisante pour localiser les circulations hydrothermales au sein de l'édifice volcanique.

Ces travaux de recherche s'inscrivent dans la phase 1 du projet d'exploration géothermique Volcanergie, réalisé par la société Volcanergie SAS dans la zone concernée par le permis exclusif de recherches de gîtes géothermiques haute température dit PER « Salazie-Cilaos » accordé par arrêté ministériel le 19 octobre 2016. Dans ce cadre, mes travaux ont également pour but d'identifier, si elles existent, des zones d'intérêts pour la poursuite des travaux de prospection.

La première partie de ce manuscrit présente un état de l'art sur la géologie et la géothermie en domaine volcanique insulaire. Cette partie comporte deux chapitres. Le chapitre 1 présente les systèmes géothermiques en milieu volcanique insulaire et leurs spécificités. Le chapitre 2 synthétise l'état des connaissances disponibles sur le massif volcanique du Piton des Neiges, au sujet de son histoire géologique et de son potentiel géothermique.

La deuxième partie a pour objectif de présenter les données et les résultats issus de ce travail de thèse selon trois problématiques. Le chapitre 3 s'attachera à partir des données de géo/thermochronologie à répondre à l'âge du dernier épisode magmatique du Piton des Neiges et la problématique de l'âge de la source de chaleur. Le chapitre 4 présentera l'ensemble des données cartographiques de terrain nouvellement acquises dans chacun des cirques. Le chapitre 5 synthétisera l'ensemble des données cartographiques à l'échelle du Piton des Neiges et abordera la problématique de l'origine des cirques. Le chapitre 6 présentera les implications de ces nouvelles contraintes géologiques et géo/thermochronologiques sur le système hydrothermal du Piton des Neiges.



# CHAPITRE 1

## POTENTIEL GEOTHERMIQUE ET GEOLOGIE DES ÎLES VOLCANIQUES.

*Photo « Ambiance tropicale » – Bras sec.  
21 Novembre 2020.*



# 1. Hydrothermalisme en contexte volcanique insulaire

Il existe une multitude d'îles volcaniques à la surface du globe. Cependant, toutes ne possèdent pas un système géothermal en exploration ou en exploitation. Ainsi, il est proposé de prendre l'exemple de plusieurs de ces îles, aux contextes géodynamiques et géologiques variés, mais sur lesquelles la géothermie fait l'objet d'exploration ou d'exploitation afin de mettre en évidence les paramètres et les discontinuités structurales favorables à la présence d'un système hydrothermal. Le présent chapitre s'attache donc à présenter (1) l'hydrothermalisme en contexte volcanique insulaire, les facteurs de contrôle (géologie et plomberie magmatique) et une présentation de cas d'études emblématiques ; (2) le cadre de développement de la géothermie en contexte volcanique insulaire et les enjeux associés.

## 1.1. Quelle disponibilité de la ressource géothermique ?

### 1.1.1. Qu'est-ce qu'un système hydrothermal et comment l'exploite-t-on ?

Le processus de circulation classique d'un système hydrothermal se décompose en trois étapes (**Erreur ! Référence non valide pour un signet.**), avec (1) l'infiltration d'eaux météoriques froides provenant des zones de recharge en surface (ou d'origine marine) dans un volume de roche perméable ou fracturé, (2) Réchauffement progressif de ces eaux (par une source de chaleur magmatique ou non) et interaction/lessivage avec la roche encaissante ; (3) Remontée des fluides hydrothermaux (chauds et chargés en minéraux) par gradient de température ou de pression vers la surface (sources chaudes ou fumerolles) avec des phénomènes de précipitations le long du trajet.

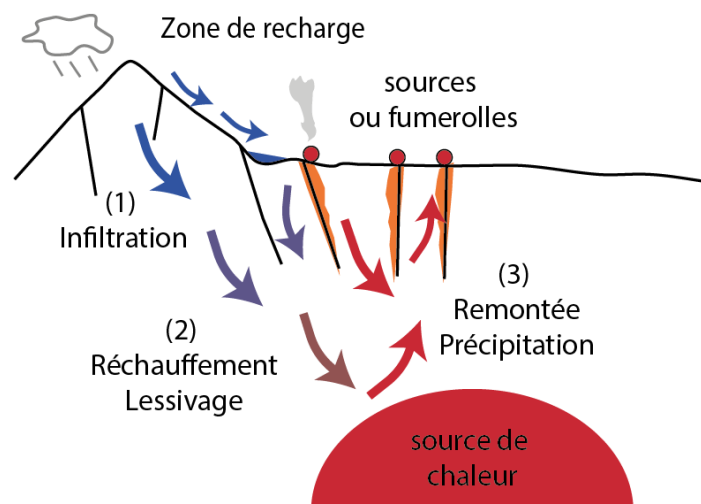


FIGURE 1 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE D'UN SYSTEME HYDROTHERMAL AVEC (1) LA ZONE DE RECHARGE, (2) L'INFILTRATION ET LE RECHAUFFEMENT DES EAUX, (3) REMONTEE PAR GRADIENT DE PRESSION OU TEMPERATURE

Trois prérequis sont nécessaires pour qu'un système hydrothermal puisse être exploitable en géothermie : (1) une source de chaleur récente/active et peu profonde pour que le système convectif soit exploitable (< 3 Km) ; (2) une perméabilité suffisante pour l'extraction et la réinjection de fluides ; (3) une recharge suffisante pour la pérennité de la ressource.

Le gradient géothermique, fonction du contexte tectonique mais aussi des propriétés thermiques des roches de la zone, est un paramètre fondamental pour caractériser le potentiel géothermique d'un système hydrothermal. Le gradient géothermique "normal", typique d'une croûte continentale "stable" (c'est à dire sans tectonique), est de l'ordre de 15-30°C/Km. Dans une zone de magmatisme actif (rift ou édifice volcanique), celui-ci peut atteindre des valeurs de l'ordre de 200°C/Km. Selon le potentiel du système hydrothermal, il existe plusieurs géothermies :

- La géothermie « basse énergie » (< 150°C) exploite soit un gradient géothermique « normal » à faibles profondeurs (< 200 m,  $\leq 40^\circ\text{C}$ ) à l'aide de pompes à chaleur, soit, dans le cas des aquifères profonds (~1500 m) des fluides hydrothermaux (85°C) par pompage et réinjection. Cette géothermie utilise directement la chaleur pour le chauffage et la climatisation domestique et dans le tertiaire avec le développement de réseaux de chaleur (Figure 2) (e.g. le réseau de chaleur urbain parisien exploitant l'aquifère du Dogger).
- La géothermie "moyenne énergie" ou "intermédiaire" exploite des fluides entre 150°C et 200°C dans un réservoir profond fracturé ou stimulé (Figure 2), soit pour un usage direct de la chaleur dans un processus industriel (ex. centrale thermique de Rittershoffen, Alsace), ou bien pour la production d'électricité par l'intermédiaire d'un fluide organique (i.e. cycle de Rankine ou de Kalina) au sein de centrales binaires (e.g. centrale de Soultz-sous-forêts, Alsace).
- La géothermie « haute énergie » (> 200°C) exploite des systèmes hydrothermaux associés à des zones de gradient géothermique élevé (socle granitique, pluton, volcanisme), et pour lesquels la phase vapeur du réservoir peut être utilisée pour de la production électrique (e.g. centrale de Bouillante, Guadeloupe). La phase liquide, quant à elle, peut être utilisée pour une cogénération de chaleur (usage industriel) selon les besoins du territoire.

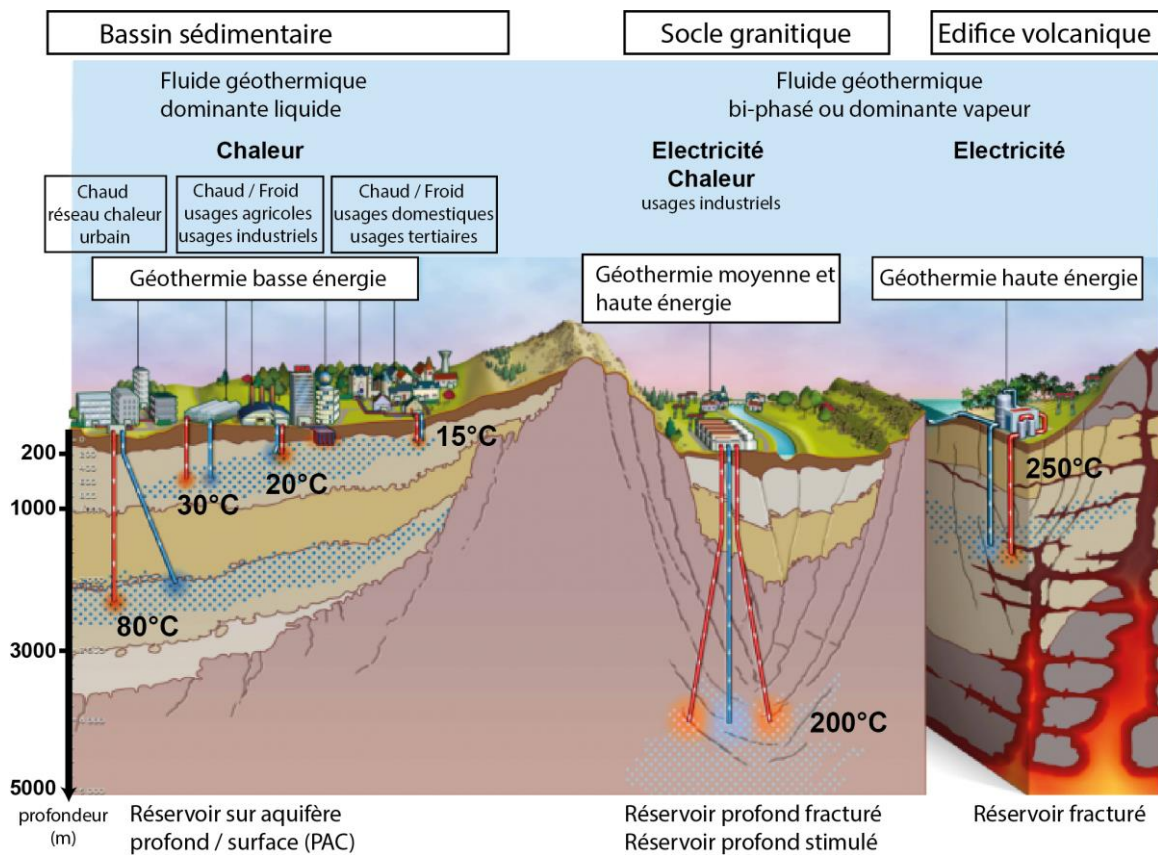


FIGURE 2 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DES DIFFERENTS SYSTEMES GEOTHERMIQUES « HAUTE ENERGIE », « MOYENNE ENERGIE » OU « BASSE ENERGIE » SELON LA TEMPERATURE DES FLUIDES EXPLOITES. ILS SONT REPLACES DANS LEUR ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE ET ASSOCIES AU TYPE D'EXPLOITATION ET USAGES POSSIBLES (MODIFIE D'APRES ADEME-BRGM, [HTTPS://WWW.GEOTHERMIES.FR/](https://www.geothermies.fr/))

### 1.1.2. Des contextes géologiques favorables pour la géothermie haute énergie ?

La localisation des centrales en activités et des zones de prospection montre que les systèmes géothermiques de haute énergie se situent dans des contextes géologiques particuliers, notamment le long des bordures de plaque (zone de convergence, limite de plaque transformante, zone de rift et les points chauds) où 95% de l'activité volcanique se concentre. Les réservoirs de « haute » énergie sont généralement des systèmes en équilibre dynamique, c'est-à-dire qu'ils sont continuellement rechargés en fluides qui sont réchauffés puis expulsés du réservoir, formant ainsi des cellules de convection. Les systèmes hydrothermaux « basse énergie » sont quant à eux quasi-statiques, se rapprochant de réservoirs classiques avec une capture des fluides (ex. eau, pétrole) au sein d'une unité ou séquence sédimentaire poreuse, et un régime thermique dominé par la conduction. Moeck (2014) propose une classification en distinguant les systèmes convectifs et conductifs associés à des environnements géologiques spécifiques (Figure 3). Les îles volcaniques se retrouvent dans les systèmes dominés par la convection permise par la présence d'un système magmatique actif ou récent représenté par la



chambre magmatique du volcan ou du système intrusif à faible profondeur (< 3 Km), au-dessus duquel un réseau de fractures se forment, au sein de la croûte supérieure (Stimac et al., 2015).

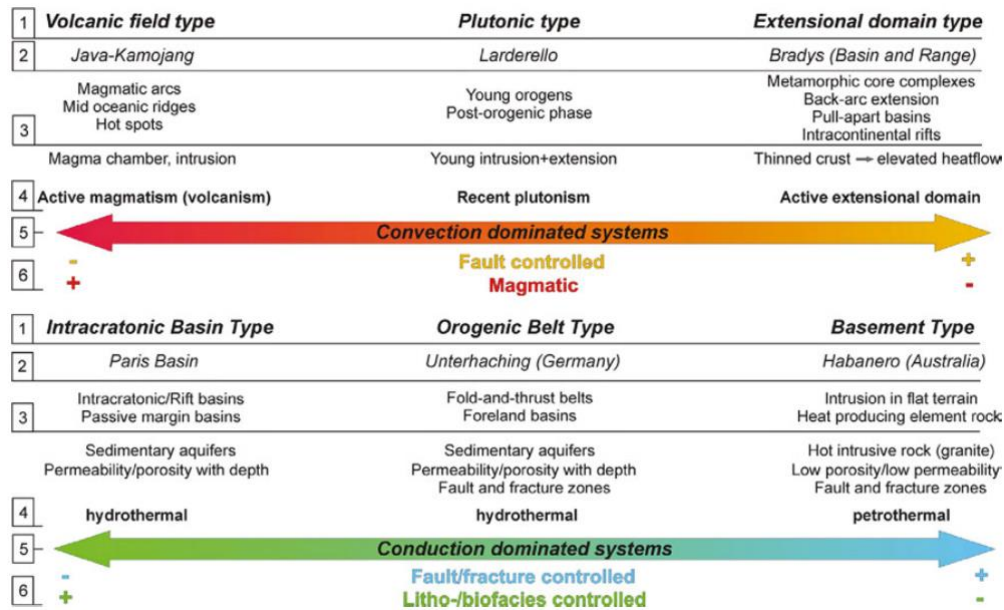


FIGURE 3 : SCHEMA DES PRINCIPAUX TYPES DE SYSTEMES GEOTHERMIQUES, DONT L'ON DISTINGUE LES SYSTEMES DOMINES PAR LA CONVECTION ET LES SYSTEMES DOMINES PAR LA CONDUCTION (MOECK, 2014).

## 1.2. Système hydrothermal en milieu volcanique : modèles conceptuels

### 1.2.1. Fonctionnement d'un système hydrothermal volcanique de type arc

Les systèmes hydrothermaux volcaniques sont considérés comme ceux représentant un fort potentiel géothermique puisque la source de chaleur est localisée, à relativement faible profondeur (< 3 Km) et est susceptible de présenter une température de plusieurs centaines de degrés (Moeck, 2014; Stimac et al., 2015). Le modèle de fonctionnement d'un système hydrothermal en milieu volcanique d'arc est illustré en Figure 4 et est proposé pour la première fois par Nicholson (1993) et repris par Moeck (2014) et Stimac et al. (2015). Il est constitué d'une recharge par des eaux d'origine météorique et/ou marine et/ou magmatique percolant dans les zones perméables du volcan. Pendant leur trajet, les fluides vont se réchauffer et se charger progressivement en éléments par mélange avec d'autres fluides ou par réaction avec la roche encaissante. Une fois réchauffés par la source de chaleur magmatique, les fluides sont moins denses et remontent le long du réseau de fractures et de failles. En surface, la composition des indices hydrothermaux (fumeroles et/ou sources thermales) varie systématiquement avec l'altitude et la distance depuis le sommet du volcan. On retrouve ainsi dans la partie centrale à l'apex du système volcanique des fluides ayant une composition très acide (sources sulfatées), très chauds (200 à 400°C), qui en remontant peuvent subir une ébullition et former une

phase vapeur dont les fumerolles sont le témoignage en surface. Cette zone de remontée des fluides à l'aplomb du sommet du volcan est appelée upflow zone et est considérée comme la cible principale dans le cadre d'une prospection géothermique en milieu volcanique (Moeck, 2014). Cependant, du fait de la stratigraphie, de la topographie et du gradient de charge hydraulique, les fluides peuvent également s'écouler latéralement depuis la zone centrale vers les flancs du volcan (outflow zone). Les fluides hydrothermaux peuvent parcourir plusieurs kilomètres et seront d'autant plus neutralisés (i.e. pH de plus en plus neutre) qu'ils s'éloignent de la zone centrale. On retrouvera en surface des sources bicarbonatées sur les pentes du volcan et des sources chlorurées dans la zone la plus distale. Ce réservoir est dit secondaire car les fluides y sont moins chauds et des mélanges avec des aquifères perchés ou aquifères de base sont possibles (Moeck, 2014).

La circulation de fluides chauds au sein de la zone d'upflow et d'outflow entraîne l'altération des roches réservoirs par un assemblage minéralogique secondaire qui reflète la chimie et la température du système hydrothermal. Typiquement, l'altération hydrothermale dans l'upflow zone est de type acide-sulfate avec un assemblage minéralogique d'alunite-kaolinite, alors que la zone d'outflow l'altération hydrothermale est de type adulaire-calcite-séricite. Cette altération hydrothermale peut conduire à la formation d'une roche couverture de faible perméabilité limitant la déperdition de chaleur et la fuite des fluides chauds en surface. Cette altération hydrothermale peut être soit d'échelle régionale ou plus localisée, selon le mode de circulation des fluides au sein de l'édifice volcanique.

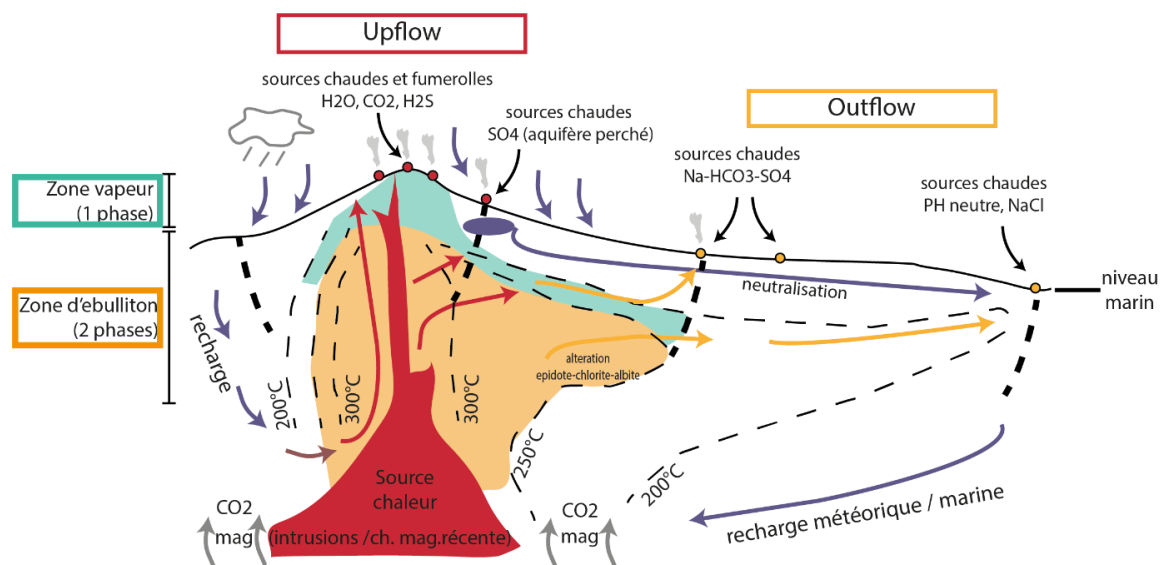


FIGURE 4 : SCHEMA DU FONCTIONNEMENT D'UN SYSTEME HYDROTHERMAL EN CONTEXTE VOLCANIQUE AVEC LA ZONE D'UPFLOW SITUÉE DANS LA PARTIE CENTRALE DU VOLCAN, AU-DESSUS DU SYSTEME MAGMATIQUE (CHAMBRE MAGMATIQUE OU INTRUSION), ET UNE ZONE D'OUTFLOW OU LES FLUIDES MIGRENT VERS LES FLANCS DU VOLCAN ET SE NEUTRALISENT ET SE REFROIDISSENT A MESURE DE LEUR ELOIGNEMENT DE LA ZONE D'UPFLOW. MODIFIÉ D'APRES NICHOLSON (1993), MOECK (2014) ET STIMAC ET AL. (2015).

### 1.2.2. Variantes au modèle selon l'architecture et le contexte de l'édifice volcanique

*CEPENDANT, IL EXISTE DES VARIANTES DE CE MODELE EN FONCTION QUE L'ON EST SUR UN EDIFICE DE TYPE STRATOVOLCAN, DOME OU ALORS CONTROLE PAR DES FISSURES ERUPTIVES (STIMAC ET AL., 2015). LA*

Figure 5 illustre ces différents modèles et met en évidence les différentes architectures possibles d'un système hydrothermal en milieu volcanique. La Figure 5.A illustre l'organisation d'un système hydrothermal de type dôme volcanique dont le magma se met en place dans un contexte extensif favorable au maintien d'une bonne perméabilité du réservoir. L'architecture du système hydrothermal dans ce type d'environnement est contrôlée par des failles et des intrusions qui localisent les circulations de fluides et compartimentent le système en plusieurs zones d'infiltration (downflow) et de remontée de fluides (upflow et outflow). Le système hydrothermal présente dans ce cas une organisation beaucoup plus complexe et sectorisée que dans un système de type arc-volcanique

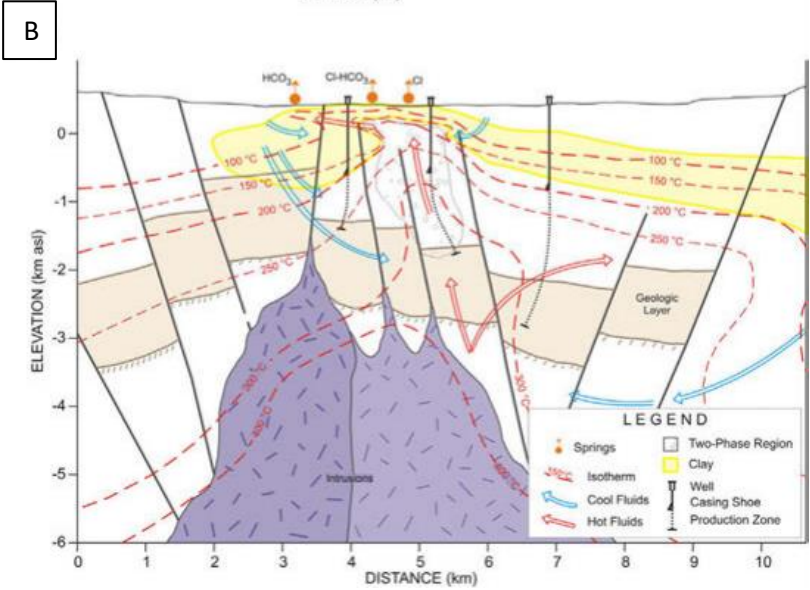
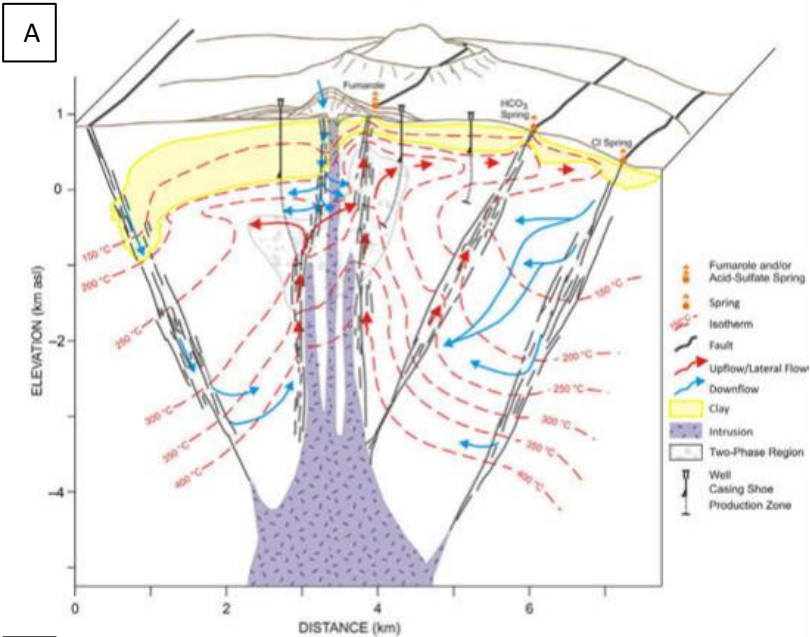
(Figure 4). Dans ce système la zone de remontée de fluides (upflow) de plus fort potentiel (sources sulfatées, zone d'ébullition) est cantonnée à la partie la plus interne du système alors que dans les secteurs plus en périphérie, le réservoir est essentiellement en phase liquide et de composition bicarbonaté.

La

Figure 5.B quant à elle illustre un système volcanique de grande taille présentant un relief aplani (ex : calderas, rifts, bassins tectoniques) et contrôlé par la mise en place de fissures éruptives comme cela est le cas pour le Yellowstone, la Taupo Zone en Nouvelle-Zélande ou encore le rift est Africain. Les systèmes hydrothermaux y sont généralement de grande taille, avec une source de chaleur magmatique > 5 Km de profondeur. Le système hydrothermal est localisé dans les roches fracturées et les zones de faille situées à l'intérieur de la caldera. Les indices de surface sont essentiellement

constitués de sources chlorurées, qui sont souvent absentes dans les environnements arides où il y a peu de précipitations. Il arrive de rencontrer ce système sur des îles volcaniques, mais celles-ci sont de taille conséquente (ex : Nouvelle-Zélande, > 268 000 Km<sup>2</sup>), et ne sont pas représentatives de l'ensemble des îles volcaniques de taille moyenne (~ 10 000 à 2 000 Km<sup>2</sup>) à petite (<100 Km<sup>2</sup>).

Bien qu'il existe des grands types d'organisation de système hydrothermal selon le contexte géologique du volcan, chaque environnement volcanique possèdent ses spécificités, du fait de son histoire géologique qui entrainera un contrôle plus ou moins important du système de failles ou d'intrusions et une durée de vie du système hydrothermal plus ou moins longue. Nous allons voir quels sont ces grands facteurs de contrôle



*FIGURE 5 : COMPARAISON DES DIFFERENTS MODELES CONCEPTUELS D'UN SYSTEME HYDROTHERMAL SELON LA MORPHOLOGIE ET LE TYPE D'EDIFICE VOLCANIQUE, AVEC EN (A) LE MODELE TYPIQUE D'UN SYSTEME HYDROTHERMAL SUR UN VOLCAN DE TYPE DOME DE COMPOSITION RHYOLITIQUE OU DACITIQUE, AVEC UN CONTROLE DES CIRCULATIONS DE FLUIDES PAR LE SYSTEME INTRUSIF ET LES FAILLES. (B) LE MODELE TYPIQUE D'UN SYSTEME HYDROTHERMAL DANS UN MILIEU VOLCANIQUE A FAIBLE GRADIENT TOPOGRAPHIQUE ET DE TRES GRANDE EXTENSION OU LA CIRCULATION DES FLUIDES EST CONTROLEE PAR DES FISSURES ERUPTIVES ET LES FAILLES REGIONALES (EX. ISLANDE) (STIMAC ET AL., 2015).*

## 1.3. Système hydrothermal en milieu volcanique insulaire : facteurs de contrôle

### 1.3.1. La source de chaleur : organisation de la plomberie magmatique au sein d'un volcan

Un volcan n'est que la partie visible de toute une plomberie magmatique qui permet le transfert de magma de la zone source à la surface. C'est cette plomberie magmatique qui constitue la source de chaleur d'un système hydrothermal en proche surface et nous allons voir comment celle-ci s'organise et les implications thermiques qui en découlent.

#### 1.3.1.1. Plomberie magmatique et système intrusif

La plomberie magmatique (Figure 6) est constituée de zones de stockage (i.e réservoirs ou chambres magmatiques) et de réseaux de transfert (i.e sills et dykes) de magma (Tibaldi, 2015). Cette plomberie magmatique aura une géométrie variable selon les contraintes locales liées au contexte géodynamique et géologique (type de magma, flux magmatique, contraintes tectoniques). Les zones de stockage peuvent se situer sur différents niveaux, dans le manteau, au niveau du Moho, dans la croûte et dans l'édifice (Lipman, 1984; Hildreth, 2004). Dans certains cas, la chambre magmatique est un réservoir magmatique considéré comme une large poche de magma statique, unique et pérenne dans le temps sous l'édifice volcanique (stockage, évolution, réapprovisionnement) (ex. Skaergaard, Groenland, McBirney et Noyes, 1979; Holness et al., 2017). Cependant, il existe aujourd'hui des modèles de réservoirs magmatiques dynamiques, se mettant en place par l'injection répétée de sills permettant une accréation progressive (Petford et al., 2000; de Saint Blanquat et al., 2011; Paterson et al., 2016). Des datations de certains plutons (généralement pluri-kilométriques) mettent même en évidence, dans certains cas, plusieurs millions d'années d'écart entre le toit et la base témoignant de cette croissance progressive (Harrison et al., 1999; Coleman et al., 2004; Matzel et al., 2006).

Les temps de stockage au sein de ces réservoirs sont très variables puisqu'ils peuvent atteindre plusieurs dizaines de milliers d'années (Barboni et al., 2016; Kaiser et al., 2017) ou durer quelques jours à seulement quelques heures (Klügel et al., 2005; Demouchy et al., 2006; Hildner et al., 2012). De plus, une fois inactives, ces zones de stockage constituent des corps plutoniques de tailles différentes, pouvant aller jusqu'à plusieurs kilomètres d'épaisseur. Ces corps plutoniques en se refroidissant (chaleur sensible) et en cristallisant (chaleur latente) transmettent de la chaleur à la roche encaissante et peuvent conduire à la présence d'un gradient géothermique favorable pour l'établissement d'un système hydrothermal.

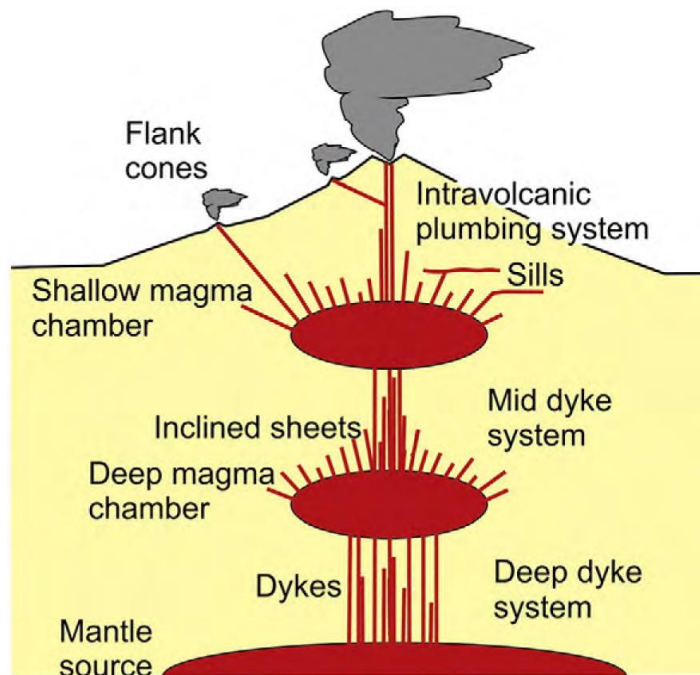


FIGURE 6 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE LA PLOMBERIE MAGMATIQUE SOUS UN EDIFICE VOLCANIQUE AVEC PLUSIEURS NIVEAUX DE STOCKAGE ET DE TRANSFERTS (TIBALDI, 2015)

Au sein de l'édifice volcanique, les intrusions (dykes et sills) de taille plus modeste que les plutons, peuvent également participer à un état thermique favorable, en proche surface, au sein d'un édifice volcanique. Ces intrusions peuvent s'organiser de quatre manières différentes (plus ou moins marquées selon les spécificités locales) au sein d'un édifice :

- (1) en rift zone avec des intrusions subverticales s'alignant de manière parallèle le long d'un axe préférentiel contrôlé par la tectonique intra-édifice ou régionale (orange sur Figure 7). Le développement des rift-zones se fera selon un, deux ou trois axes (Carracedo, 1996; Walker, 1999; Walter et al., 2005; Michon et al., 2009).
- (2) en « cone sheets », c'est à dire des intrusions concentriques à pendage modéré (30-60°) centrées vers la source de magma en profondeur et contrôlées par les caractéristiques de la chambre magmatique (rose sur Figure 7).
- (3) de manière radiale avec des intrusions subverticales divergentes par rapport à la chambre magmatique dont la mise en place est contrôlée par le poids de l'édifice (bleu sur Figure 7).
- (4) en « sill zone » (jaune sur Figure 7) c'est-à-dire une zone de concentration d'intrusions subhorizontales pouvant se localiser au niveau de discontinuités géologique ou s'injecter lors d'un cycle de permutation de contraintes dans un édifice "résistant" (Chaput et al., 2014).



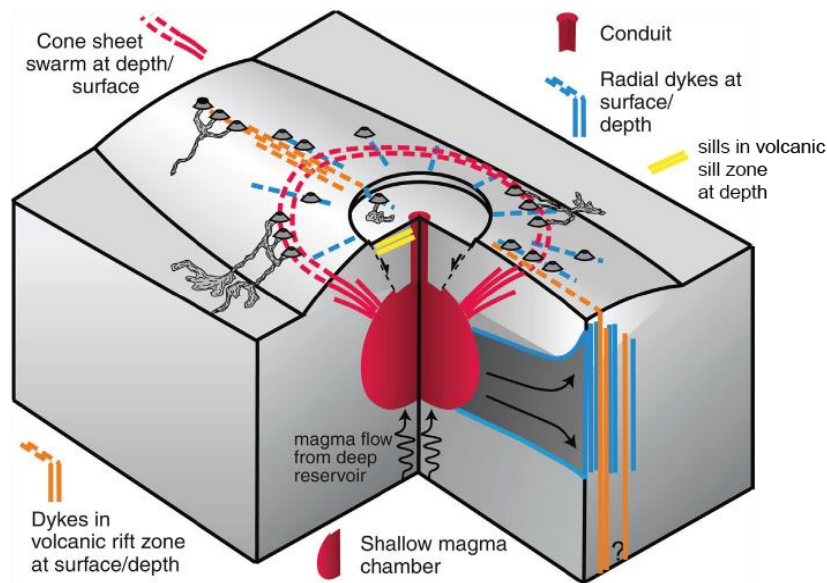


FIGURE 7 : REPRÉSENTATION SCHEMATIQUE DE L'ORGANISATION DES DIFFÉRENTS TYPES D'INTRUSION AU SEIN D'UN ÉDIFICE VOLCANIQUE (MODIFIÉ D'APRÈS BURCHARDT ET AL., 2018)

### 1.3.1.2. Evolution des magmas

Lorsque l'apport magmatique se tarit, soit par disparition de l'anomalie thermique à la suite d'un réajustement tectonique, soit par migration de la plaque au-dessus du point chaud ou par éloignement de la zone de production, une différenciation progressive de la composition des magmas a lieu au fur et à mesure de son refroidissement. Dans les édifices volcaniques, on peut ainsi passer d'un stade bouclier produisant de grande quantité de basalte tholéiitique riche en olivines, pyroxènes et feldspaths calciques (cristallisation  $\sim 1200^{\circ}\text{C}$  à  $\sim 900^{\circ}\text{C}$ ) à un stade de déclin produisant majoritairement des magmas plus alcalins (silice et feldspaths sodiques), plus différenciés et riche en silice (cristallisation  $\sim 800$  à  $600^{\circ}\text{C}$ ). Les édifices hawaïens sont un des exemples des édifices volcaniques suivant cette évolution (Carracedo, 1999; Clague and Dixon, 2000). Les magmas associés à ce stade de déclin présentent un contraste de densité plus fort avec l'encaissant, et sont donc susceptibles de se stocker dans un édifice à des niveaux plus superficiels que les magmas basiques (Ganne et al., 2018). Ces magmas terminaux stockés à faible profondeur sont donc particulièrement susceptibles de constituer une source de chaleur accessible à la géothermie, et doivent donc faire l'objet d'une attention particulière dans le cadre d'une prospection pour l'évaluation d'un potentiel géothermique. Cependant, la différenciation de la composition des magmas n'est pas forcément associée à un stade tardif dans la construction d'un édifice volcanique, ni même à un système proche de la surface. En

effet, dans le cas des édifices canariens il n'y a pas de contrastes majeurs dans la composition des magmas entre le stade bouclier et le stade de réalimentation post-érosion (Carracedo, 1999). Dans le cas de La Palma par exemple, la différenciation des magmas se fait au cours d'une même éruption et dans des réservoirs magmatiques profonds (dans la lithosphère à 15-25 Km) et de taille restreinte (Klügel et al., 2005; Galipp et al., 2006). Dans le cas de volcans polygéniques, comme en Islande, il est possible de produire des basaltes et des roches plus différenciées de manière contemporaine à partir de réservoirs distincts stockés à des profondeurs différentes (Gudmundsson, 2006). Ainsi, il semble que la nature différenciée des produits magmatiques ne soit pas une condition indispensable à la présence d'un réservoir dans les niveaux superficiels, ni un caractère systématique d'une activité terminale. Il apparaît donc primordial de comprendre le mode d'évolution et de fonctionnement général du système magmatique d'un édifice afin d'estimer la profondeur et l'âge de mise en place des produits différenciés pour identifier les meilleurs candidats à la source de chaleur d'un système hydrothermal. L'analyse thermo-barométrique des inclusions vitreuses et fluides, parmi d'autres outils disponibles (voir Turner et Costa (2007)), peut donc se révéler être un outil très utile pour déterminer la profondeur et la durée du stockage du magma, en complément des analyses géochimiques classiques (majeurs et traces). La datation des magmas est elle aussi un autre outil indispensable pour replacer l'âge des produits éruptifs et intrusifs dans la chronologie du volcanisme.

#### 1.3.1.3. Implications thermiques

Les intrusions planaires et les plutons peuvent constituer une source de chaleur au sein d'un édifice puisqu'ils se mettent en place par injection au sein d'une roche encaissante « froide ». Cependant, il est possible que ces intrusions constituent un réservoir magmatique si la chaleur accumulée dans le corps plutonique se fait plus rapidement que la conduction de la chaleur en dehors de ce corps. En effet, un ensemble d'intrusions peut ainsi atteindre une température supérieure au solidus en fonction de la vitesse d'accrétion des sills (fonction de l'épaisseur du sill et de l'intervalle de temps entre l'injection de deux sills) (Annen et Sparks, 2002; Michaut et Jaupart, 2006). Si la vitesse d'accrétion est faible alors la chaleur se dissipe au travers de la croûte et le pluton n'accumule pas de chaleur. L'évolution thermique d'un corps plutonique dépend de plusieurs paramètres (Annen et al., 2006; Michaut et Jaupart, 2006; Annen, 2009), qui sont représentés de manière schématique en Figure 8, avec : (1) la température d'injection du magma et la température de la roche encaissante ; (2) la taille et la forme du corps plutonique ; (3) le taux de mise en place des intrusions (4) les conductivités thermiques de ou des roche(s) encaissante(s) ; (5) la présence d'une convection magmatique au sein des intrusions ou d'une convection hydrothermale au sein de la roche encaissante.

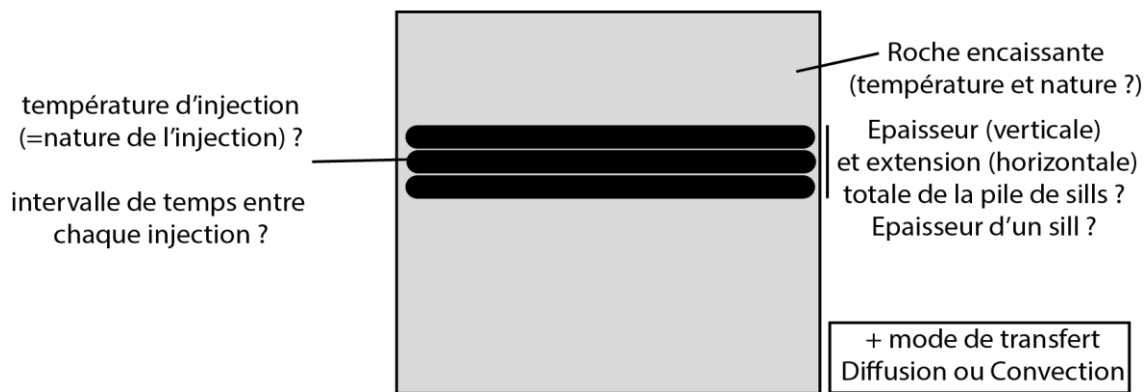


FIGURE 8 : SCHEMA ILLUSTRANT LES DIFFERENTS PARAMETRES A PRENDRE EN COMPTE POUR ETUDIER LE REFROIDISSEMENT DES INTRUSIONS (QUANTITE, DUREE, MODE DE MISE EN PLACE, LOCALISATION).

NABELEK ET AL. (2012) TESTENT PAR MODELISATION NUMERIQUE LE TAUX DE REFROIDISSEMENT PAR CONDUCTION EN COMPARANT LA MISE EN PLACE D'UN SILL DE BASALTE (LIQUIDUS A 1230°C, SOLIDUS A 980°C) DE 50 M D'ÉPAISSEUR DANS UNE ROCHE ENCAISSANTE A ENVIRON 150°C, ET UN PLUTON DE GRANITE DE 5 KM DE LONG ET 2 KM D'ÉPAISSEUR (LIQUIDUS A 900°C, SOLIDUS A 680°C) A 3 KM DE PROFONDEUR DANS UNE CROUTE AYANT UN GRADIENT GEOTHERMIQUE DE 30°C/KM. IL EN RESSORT QUE LE SILL DE BASALTE SE REFROIDIT EN ~50 ANS ET CONDUIT A UNE AUREOLE DE CONTACT DANS LA ROCHE ENCAISSANTE DE MOINS DE 100 M, ALORS QUE LE PLUTON DE PLUS GRANDE AMPLIEUR MET PLUS DE 50 KA A SE SOLIDIFIER ET ENTRAINE UNE AUREOLE DE 1000 M. IL EST IMPORTANT DE NOTER QUE DES CIRCULATIONS DE FLUIDES A PROXIMITE DU PLUTON AUGMENTENT LE TAUX DE REFROIDISSEMENT DU SYSTEME, EN PARTICULIER POUR DES PROFONDEURS < 5 KM AU SEIN DE LA ROCHE ENCAISSANTE (MANNING ET INGEBRITSEN, 1999; CUI ET AL., 2001). DE PLUS, LE MODE DE CROISSANCE DU PLUTON, PAR AU-DESSUS (WIEBE ET COLLINS, 1998; BENN ET AL., 1999; GALERNE ET AL., 2008), PAR EN-DESSOUS (HARRISON ET AL., 1999; MICHEL ET AL., 2008; DE SAINT BLANQUAT ET AL., 2011), OU DE MANIERE ALEATOIRE (QUICK ET AL., 1994; WESTERMAN ET AL., 2004) SE TRADUISENT PAR DIFFERENTS PROFILS DE GRADIENTS GEOTHERMIQUES, AVEC UN PIC DE TEMPERATURE SOIT AU TOIT, A LA BASE OU A L'INTERIEUR DU PLUTON, CE QUI INFLUENCE LA PROFONDEUR DE LA CIBLE DANS LE CADRE D'UNE EXPLORATION GEOTHERMIQUE. GUILLOU-FROTTIER (2011) ILLUSTRÉ QUANT A LUI, PAR DES SIMULATIONS NUMERIQUES, L'INFLUENCE DE LA GEOMETRIE DU RESERVOIR MAGMATIQUE DANS UN EDIFICE VOLCANIQUE (

FIGURE 9.A). AVEC UN MODELE GEOLOGIQUE SIMPLIFIE, IL MET NOTAMMENT EN EVIDENCE QUE PLUSIEURS REMONTEES DE FLUIDES HYDROTHERMAUX PEUVENT SE FORMER DANS LE CAS D'UN RESERVOIR MAGMATIQUE LARGE (~6 KM) DE TYPE RIFT-ZONE HAWAÏENNE, ALORS QU'UN RESERVOIR D'EXTENSION RESTREINTE (~600 M) NE FORMERA QU'UNE SEULE ASCENSION DE FLUIDE IMPLIQUANT UNE ORGANISATION DES ISOTHERMES DIFFERENTE. RAGUENEL ET AL. (2019) DANS LEURS SIMULATIONS NUMERIQUES METTENT EN EVIDENCE L'IMPORTANCE DES STRUCTURES GEOLOGIQUES (FAILLES (SCENARIO 2, FIGURE 9.B.B) ET HORIZONS PERMEABLES (SCENARIO 3, FIGURE 9.B.C) SUR LA REMONTEE DES FLUIDES ET L'ORGANISATION DES ISOTHERMES (

Figure 9.B). Il en ressort que la taille, la nature et le mode de mise en place du système magmatique est certes un élément important dans la compréhension d'un système hydrothermal, mais la présence de failles ayant une grande perméabilité ( $\sim 10^{-14} \text{ m}^2$ ) est tout aussi importante puisqu'elles se révèlent être des drains particulièrement efficaces pour le transfert de fluides hydrothermaux. Nous allons donc

voir quels sont les processus conduisant à la formation d'hétérogénéités structurales et géologiques au sein d'un volcan, afin d'établir quelles sont les possibles zones perméables en milieu volcanique.

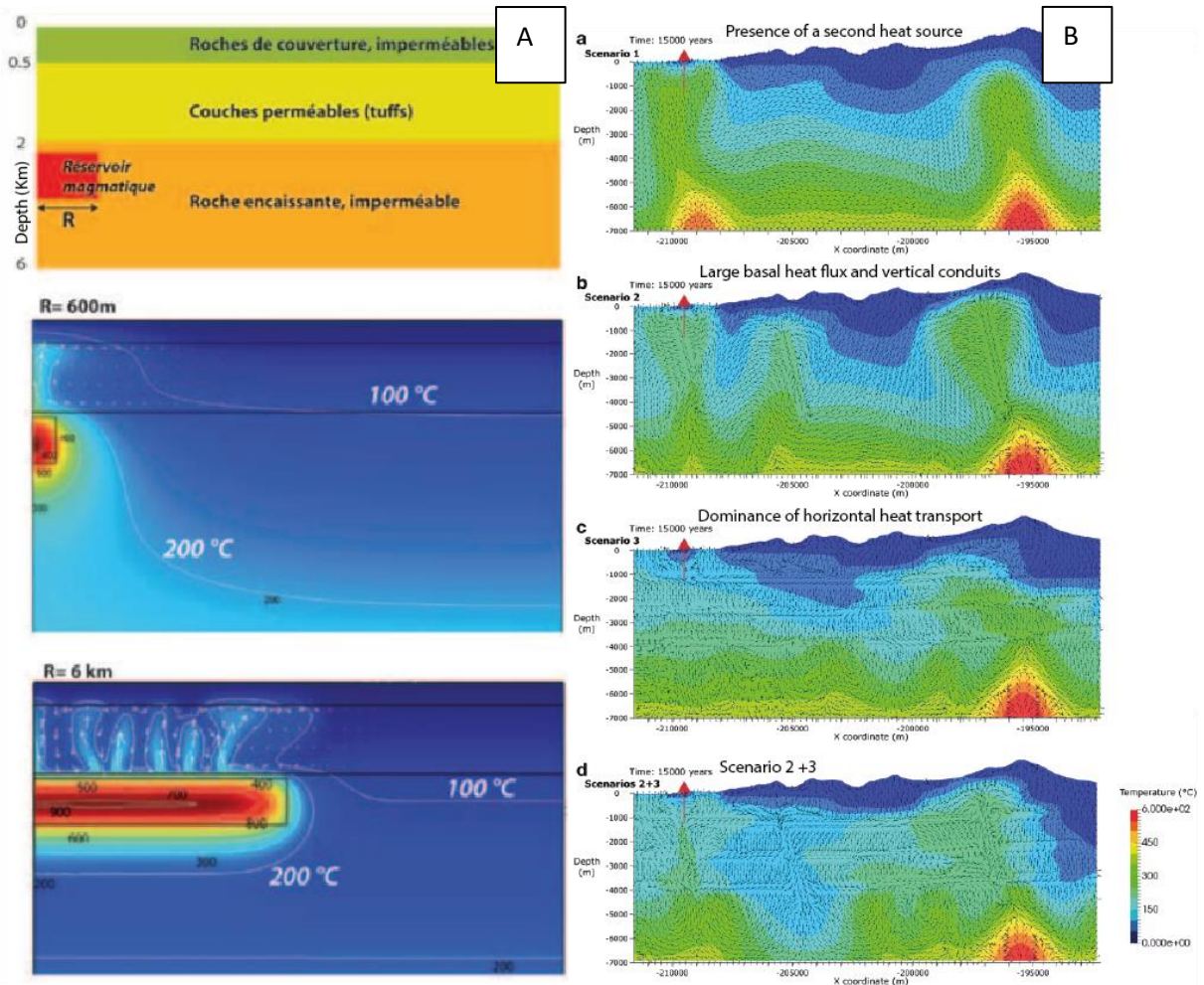


FIGURE 9 : (A) SIMULATION NUMERIQUE ILLUSTRANT L'INFLUENCE DE LA TAILLE DU RESERVOIR MAGMATIQUE AU SEIN D'UN EDIFICE VOLCANIQUE SUR LES TRAJETS DE REMONTEE DE FLUIDES DU SYSTEME HYDROTHERMAL (GUILLOU-FROTTIER, 2011). (B) SIMULATIONS NUMERQUES ILLUSTRANT L'INFLUENCE DES HETEROGENEITES GEOLOGIQUES AU SEIN D'UN EDIFICE VOLCANIQUE SUR LES TRAJETS DE REMONTEE DE FLUIDES DU SYSTEME HYDROTHERMAL DE BASSE-TERRE (RAGUENEL ET AL., 2019).

### 1.3.2. Perméabilité au sein d'un volcan : hétérogénéités lithologiques et structurales.

#### 1.3.2.1. Faciès volcaniques : hétérogénéités lithologiques

Selon le dynamisme éruptif, un volcan peut produire une grande variété de roches volcaniques. La perméabilité et la porosité de ces roches peuvent varier de plusieurs ordres de grandeurs (Join, 1991; Custodio, 2007; Pryet, 2011), selon le type de roche, le mode de refroidissement (lent ou rapide), leur évolution dans le temps mais également selon leur organisation spatiale (épaisseur, extension).

- **Les coulées de lave**

Les coulées de lave, associées à un dynamisme effusif, peuvent être soit de type aa (i.e en gratons), soit de type pahoehoe (i.e en cordées). Les cœurs de coulées de lave présentent une porosité généralement faible (< 10 %), mais dans certains cas de nombreuses vacuoles liées au dégazage du magma sont présentes, et leurs confèrent une relative bonne porosité primaire. Cependant, cette porosité est faiblement connectée et ne permet pas la circulation de fluides à l'intérieur de ces coulées (Kennedy et al., 2010, 2016; Robert et al., 2014). En présence de macroporosités liées au mode de refroidissement (fentes de retrait horizontales/verticales) et/ou au mode d'écoulement (tunnels de laves, laves en cordées, laves en gratons) (Custodio, 2007) et/ou des fractures et des structures de cisaillement parallèles à l'écoulement (Massiot et al., 2017) la perméabilité des coulées peut drastiquement augmenter. A l'échelle de l'affleurement, les coulées de lave forment des ensembles stratifiés, avec les coulées généralement faiblement perméables (si absence de macroporosité) et des inter-lits pouvant au contraire être très perméables, notamment lorsqu'ils sont scoriacés et peu altérés (Massari, 1990; Folio, 2001; Maréchal et al., 2004). Cependant, les inter-lits peuvent être altérés, ou être des niveaux de faible perméabilité (i.e paléosols, cendres) et dans ce cas ils vont jouer le rôle de barrière à la perméabilité verticale (Pryet, 2011).

- **Les dépôts pyroclastiques**

Les dépôts pyroclastiques, associés à un dynamisme explosif, sont des roches clastiques associées à la pulvérisation du magma au cours de sa remontée. Les dépôts pyroclastiques s'apparentent davantage à des dépôts sédimentaires, dont la perméabilité dépendra de l'arrangement et la taille des pyroclastes, la nature de la matrice ainsi que du taux d'induration du dépôt (Smyth et al., 2006; Colombier et al., 2017). Ils peuvent présenter une porosité primaire connectée favorable à la circulation de fluides (Sruoga et al., 2004), notamment lorsqu'ils sont faiblement consolidés (porosité intergranulaire), mais aussi une porosité primaire dû au refroidissement (Wright et Cashman, 2014).

Cependant, ces dépôts peuvent présenter une anisotropie verticale du fait d'une stratification des dépôts (ex. hyaloclastites et ignimbrites), mais également latérale avec une variation de l'induration et de la nature et la densité des pyroclastes le long du dépôt.

L'ensemble de ces paramètres sont repris et synthétisés par Colombier et al. (2017) dans le modèle conceptuel (Figure 10.a) dont sont distinguées les roches effusives des roches explosives et l'impact des différents paramètres (Figure 10.b et c). sur la porosité et la connectivité de celles-ci (Figure 10.a).

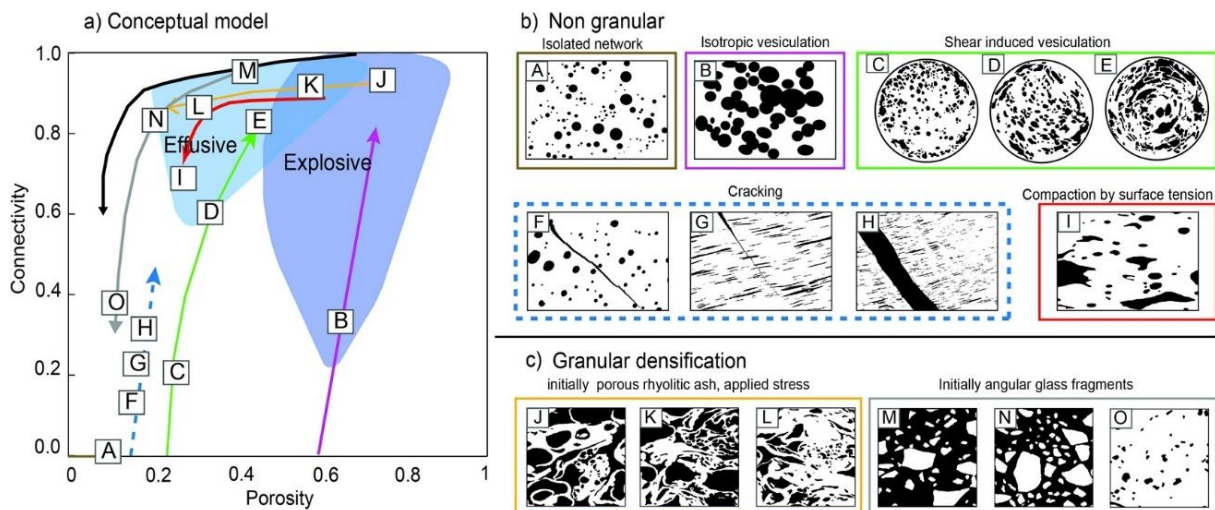


FIGURE 10 : COMPILATION DE MESURES DE POROSITE ET DE CONNECTIVITE DE ROCHES ISSUES DE 35 VOLCANS ET DE ROCHES EXPERIMENTALES, INCLUANT DES ROCHES DE DIFFERENTES COMPOSITIONS (RHYOLITIQUES, ANDESITIQUES, BASALTIQUES, PYROCLASTITES, SCORIES) ILLUSTRANT LES DIFFERENTS PROCESSUS AUGMENTANT OU DIMINUANT LA POROSITE ET SA CONNEXION (D'APRES COLOMBIER ET AL., 2017)

- **Les dépôts volcanoclastiques**

Comme pour les dépôts pyroclastiques, les brèches volcanoclastiques sont des brèches généralement polygéniques avec une matrice fine possédant une bonne perméabilité. Cependant, cette perméabilité évolue en fonction du niveau d'induration, d'altération hydrothermale, de déformation et de compaction, mais aussi de la proportion de clastes et la nature de la matrice (Dobson et al., 2003; Mielke et al., 2015; Cavailhes et Rotevatn, 2018).

- **Les intrusions et corps plutoniques**

Les intrusions et corps plutoniques se mettent en place en profondeur et ne présentent pas, ou alors très peu de porosité primaire. La perméabilité au sein de ces unités géologiques est donc exclusivement contrôlée, par le mode de refroidissement créant des fentes de retrait (Senger et al., 2015) ou par un mode d'injection répété créant des plans pouvant être perméables entre chaque intrusion mise en place. Les intrusions se mettent en place de manière subverticales, en recoupant la stratigraphie (dykes), ou de manière subhorizontales (sills) en suivant la stratigraphie. Le mode d'intrusion est fonction du régime de contraintes au sein de l'édifice. La densité des intrusions

augmente vers le centre éruptif et le long des rift-zones. Les dykes peuvent jouer à la fois un rôle de barrière verticale aux écoulements latéraux (Barrie et al., 1999; Mordensky et al., 2018) au sein de l'édifice en le compartimentant, mais peuvent également être un drain vertical le long de leurs épontes (Delaney et al., 1986) si les fractures restent ouvertes et ne sont pas colmatées par des minéraux hydrothermaux ou par des effets thermoélastiques (Curewitz et Karson, 1997; Germanovich et Dyskin, 2000).

Au-delà du mode de mise en place et de la nature des dépôts volcaniques, l'ensemble des propriétés hydrodynamiques des roches volcaniques évoluent dans le temps en fonction du taux d'altération (argilisation et/ou circulation hydrothermale) et de la pression lithostatique. Ces deux principaux facteurs tendent à diminuer le diamètre des pores et ainsi participer à une réduction progressive de la perméabilité au sein de l'édifice (Davis et al., 1974; Folio, 2001; de la Cruz et al., 2015). La perméabilité des roches volcaniques, quel que soit leurs natures, est drastiquement réduite (Figure 11) au-delà de 3 Km de profondeur (Stimac et al., 2015). Quoiqu'il en soit, nous avons mis en évidence que les édifices volcaniques ne sont pas des milieux isotropes auxquels nous pouvons appliquer une perméabilité moyenne. En effet, ils présentent une variété de roches volcaniques ayant des perméabilités très variables selon leur nature, le mode de refroidissement, et leur niveau d'altération. À ces hétérogénéités lithologiques se superposent les hétérogénéités structurales qui participent elles aussi à la création d'anisotropies verticales et horizontales de perméabilité au sein de l'édifice volcanique. C'est ce qui est détaillé dans le paragraphe suivant.

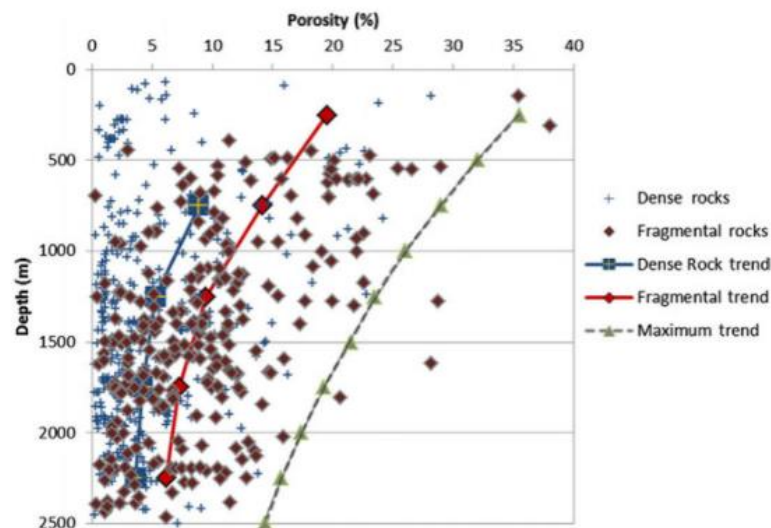


FIGURE 11 : MESURES DE POROSITE DES ROCHES VOLCANIQUES EN FONCTION DE LEUR PROFONDEUR AU SEIN DE SYSTEMES GEOTHERMAUX (STIMAC ET AL., 2015)

### 1.3.2.2. Calderas et déformations gravitaires : hétérogénéités structurales

Les hétérogénéités structurales au sein d'un édifice volcanique sont induites principalement par les calderas, les processus de déformation gravitaire et le système intrusif (cf. paragraphe 1.3.2.1 sur les intrusions pour ce dernier point). Communs à l'ensemble des édifices volcaniques, ces événements et processus volcano-tectoniques majeurs participent à la création d'un réseau de fractures ou de failles. Des failles d'ampleur régionale peuvent également participer à la création d'hétérogénéités mais ne feront pas l'objet d'une description détaillée dans cette partie. Cette porosité secondaire de fracture est largement documentée comme étant particulièrement efficace pour le transfert des fluides dans les systèmes géothermiques volcaniques (Sibson, 1977, 1996; Day, 1996; Curewitz et Karson, 1997; Rowland et Sibson, 2004; Faulkner et al., 2010; Finizola et al., 2010; Liotta et al., 2020; Cid et al., 2021). Nous présentons ici, les différents processus participant à la formation d'un réseau de fracture et de faille sur un édifice volcanique et les facteurs de contrôle.

- **Caldera**

Une caldera se définit comme une dépression volcanique subcirculaire résultant d'un effondrement vertical délimité par des failles bordières concentriques (ring faults) (Figure 12.A) mises en place à la suite de la vidange de la chambre magmatique sous-jacente (Williams et McBirney, 1979; Lipman, 1997; Cole et al., 2005; Acocella, 2007). Dans ce modèle de formation où l'effondrement de la caldera est contrôlé par la vidange de la chambre magmatique, le diamètre et le taux de subsidence de celle-ci seront proportionnels à la quantité de matériel mobilisé durant une éruption. Une caldera peut aussi bien présenter un diamètre d'à peine un kilomètre (ex. ~1 Km pour le Erta Ale (Acocella, 2006)), à moins d'une dizaine de kilomètres (ex. ~4 Km pour Kilauea et le Mauna Loa (Newhall et Dzursin, 1988), ~7 Km pour Alcedo (Munro et Rowland, 1996), ~9 Km pour Krafla (Gudmundsson et Nilsen, 2006)). Il existe également des calderas ayant un diamètre de plusieurs dizaines de kilomètres avec un effondrement d'ordre kilométrique dans certains cas (ex : ~22 Km pour Taupo et Valles (Davy et Caldwell, 1998; Wolff et Ramos, 2014) et ~40 Km pour La Garita (Lipman, 1997)).



Au sein de cette dépression plus ou moins large, le bloc central effondré quant à lui peut présenter différentes géométries (5 types, dont 4 sont représentés en Figure 12.B) dont chacune reflète un style d'effondrement (Lipman, 1984, 1997, 2000; Walker, 1984). Classiquement, l'effondrement de la caldera conduit d'abord à la formation de failles inverses à pendage externe délimitant la zone d'effondrement centrale de la caldera, puis à la formation de failles normales à pendage interne, ayant un faible jeu, et constituant la zone périphérique de la caldera (Figure 12.C). L'ensemble de ces failles s'organisent de manière concentriques, et peuvent être accompagnées ou intrudées ensuite par la mise en place de dykes organisés en « cone sheet ».

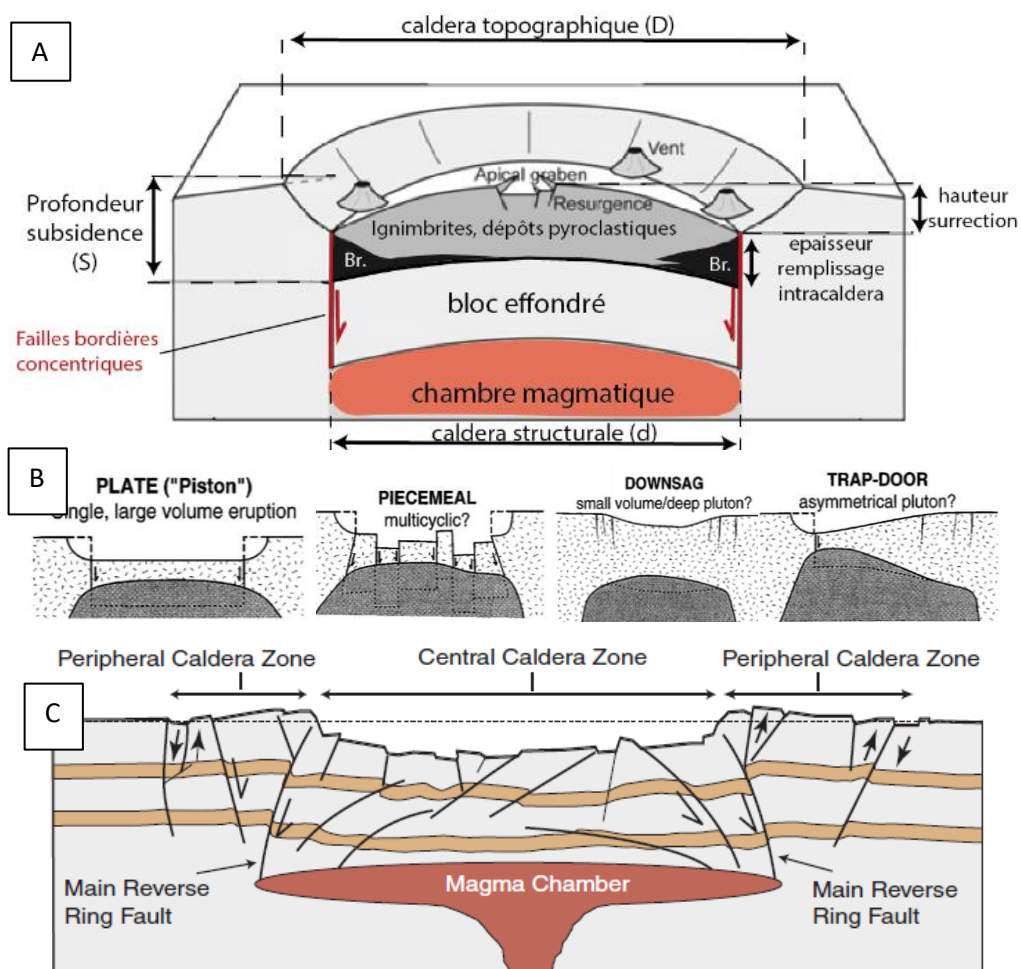


FIGURE 12 : (A) ORGANISATION GÉNÉRALE D'UNE CALDERA AVEC LES FAILLES CONCENTRIQUES DÉLIMITANT LE BLOC EFFONDRE SUR LEQUEL VIENNENT SE DÉPOSER DES DÉPÔTS BRÉCHIIQUES (MODIFIÉ D'APRÈS LIPMAN 1997). (B) 4 DES 5 TYPES DE STYLE D'EFFONDREMENT SELON LESQUELS UNE CALDERA SE FORME (LIPMAN, 1997). (C) REPRÉSENTATION SCHEMATIQUE DES STRUCTURES FORMÉES LORS DE L'EFFONDREMENT D'UNE CALDERA À PARTIR DES MODÈLES ANALOGUES (HOLOHAN ET AL., 2008).

La présence d'un héritage structural ou d'une tectonique régionale est susceptible de donner une forme plus elliptique à la caldera qui s'allongera parallèlement à la direction de contrainte minimale ( $\sigma_3$ ), donc soit perpendiculairement à l'axe de contrainte principale en contexte compressif, soit parallèlement en contexte extensif (Cailleau et al., 2003; Acocella et al., 2003; Holohan et al., 2005,

2008, 2013; Acocella, 2007; Maestrelli et al., 2021). C'est le cas notamment du volcan Krafla en Islande, ou de la caldera de Taupo en Nouvelle-Zélande, où la caldera s'allonge perpendiculairement à la ride et donc parallèlement à la zone d'accrétion. Les calderas du Kilauea et du Mauna Loa sont également de forme elliptique et allongées selon l'axe de la rift-zone. La forme elliptique peut également résulter d'une tectonique régionale postérieure à l'effondrement de la caldera, ou d'une tectonique plus locale affectant uniquement les unités de surface, mais peut aussi résulter de l'imbrication de plusieurs calderas (Cole et al., 2005). La Figure 13 ci-dessous met en évidence une grande variété de formes et d'agencements des différentes structures de caldera selon le type et la position des discontinuités préexistantes (voir Maestrelli et al., 2021 pour détails). Elle permet de rendre compte de la possibilité de formes non subcirculaires pour le réseau de failles et fractures associé à une caldera.

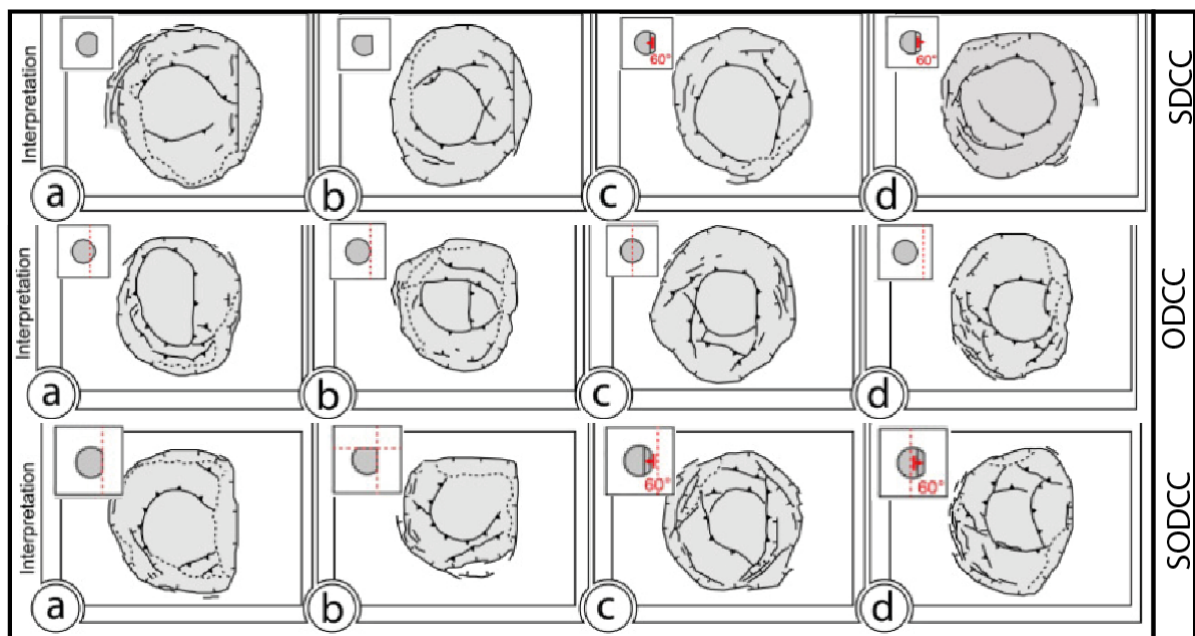


FIGURE 13 : ILLUSTRATION DES VARIETES DE GEOMETRIES ET D'AGENCEMENTS DES STRUCTURES AU SEIN D'UNE CALDERA SELON L'INFLUENCE D'UN HERITAGE STRUCTURAL ET SON ORIENTATION (SDCC), OU SELON L'INFLUENCE D'UNE SURCHARGE ET SA POSITION AU SEIN DE L'EDIFICE (ODCC) ET SELON LE COUPLAGE DES DEUX PROCESSUS AVEC DIFFERENTES ORIENTATIONS (SODCC) (MODIFIE D'APRES MAESTRELLI ET AL., 2021).

Les calderas et leurs structures associées constituent des structures favorables aux circulations verticales de fluides, et dans la plupart des cas concentrent les circulations hydrothermales. Bibby et al. (1995) mentionnent ainsi que les calderas contiennent ou intersectent presque deux tiers des systèmes géothermiques. Les études de polarisation spontanée menées sur Tenerife (Villasante-Marcos et al., 2014), la Soufrière de Guadeloupe (Brothelande et al., 2014), la Montagne Pelée (Zlotnicki et al., 1998), Stromboli (Finizola et al., 2002) confirment que les failles bordières des calderas constituent des drains préférentiels d'infiltration des eaux météoriques et de remontée de fluides hydrothermaux.

- **Déformation gravitaire**

La subsidence, ou le fluage d'un édifice volcanique, est un processus de déformation gravitaire affectant une grande partie, si ce n'est l'ensemble de l'édifice (partie aérienne et sous-marine). Selon les processus mis en jeu, l'édifice sera soumis soit à un régime compressif (sagging), soit à un régime extensif (spreading) conduisant à la formation de failles et d'un réseau de fractures associés.

Dans le cas où la subsidence est contrôlée par les hétérogénéités géologiques en base d'édifice (sédiments pélagiques sous l'édifice par exemple) ou au sein de l'édifice (brèches, niveau argileux par exemple) alors l'édifice sera soumis à un régime extensif avec le développement de zones en extension (= graben) (Figure 14.A) dont l'organisation sera fonction des caractéristiques de l'édifice et de la tectonique régionale (Merle et Borgia, 1996; Borgia et al., 2000; Mathieu et al., 2011). Si la subsidence se fait par le poids de l'édifice, accentuée par l'accumulation de sédiments issues du démantèlement, ou par la construction corallienne (Moore, 1970), ou par la flexure de la lithosphère (Hawaï et Maurice par exemple) alors l'édifice s'écrasera sur lui-même (sagging) à l'aide de chevauchements orientés vers l'intérieur et organisés de manière concentriques (Byrne et al., 2013; van Wyk de Vries et Davies, 2015; Klein, 2016) (Figure 14.B). Si l'édifice volcanique est affecté par la présence d'un corps cumulatif ou d'un système hydrothermal (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**.C) alors celui-ci est susceptible d'affecter sa stabilité en créant des zones altérées plus ou moins grandes. Dans ce cas, le fluage de l'édifice entraîne la formation de grabens en forme de fleurs ou d'étoiles au sommet et des zones de chevauchements sur les parties externes des flancs (Borgia, 1996; Borgia et van Wyk de Vries, 2003; Cecchi et al., 2004; Delcamp et al., 2012). Ce fluage de l'édifice participe également au déclenchement de déstabilisations de flanc (Merle et Borgia, 1996; Borgia et van Wyk de Vries, 2003; Morgan et al., 2003; Delcamp et al., 2012; Poland et al., 2017). Cependant, les déstabilisations de flancs peuvent aussi survenir en réponse à une déformation active liée à l'activité magmatique intrusive, et notamment l'activité le long de rift-zone (Voight et Elsworth, 1997; Urgeles et al., 1999; Morgan et al., 2000, 2003; Masson et al., 2002; Walter et al., 2005; Hildenbrand et al., 2008; Borselli et al., 2011; Bonaccorso et al., 2013) ou au niveau d'une sill-zone à la suite d'une réorientation des contraintes (Chaput et al., 2014).

Ces déstabilisations de flancs participent à la création d'hétérogénéités structurales et lithologiques au sein d'un édifice en affectant parfois tout un secteur de l'édifice volcanique. Parmi les déstabilisations de flanc on distingue : (1) les avalanches de débris issues d'un unique évènement catastrophique conduisant à la formation de dépôts chaotiques (i.e figures de fluidité, des jig-saw cracks, des méga-blocs), peu épais (~10 mètres à 2 Km) mais très mobiles (> 100 Km depuis la source) ; (2) les glissements (slumps) issus d'une déformation persistante et lente parfois soulignée par une

sismicité (Blahut et al., 2018a) qui sont caractérisés par une topographie lisse ayant conservée une cohérence, ils sont plus épais (jusqu'à 10 Km) mais moins mobiles (50 à 100 Km) (Varnes, 1978; Moore et al., 1989).

L'ensemble de ces discontinuités structurales et lithologiques participent à l'architecture d'un édifice volcanique et à la création d'anisotropies de perméabilité au sein de celui-ci. Cependant, cette architecture volcanique est également influencée par des processus érosifs, dont les discontinuités structurales et lithologiques servent de guide pour l'érosion régressive et conduisent parfois à des incisions spectaculaires et très rapides des édifices volcaniques. L'architecture d'un édifice volcanique influence également l'organisation de la plomberie hydrogéologique. C'est ce qui est détaillé dans les deux prochains paragraphes.

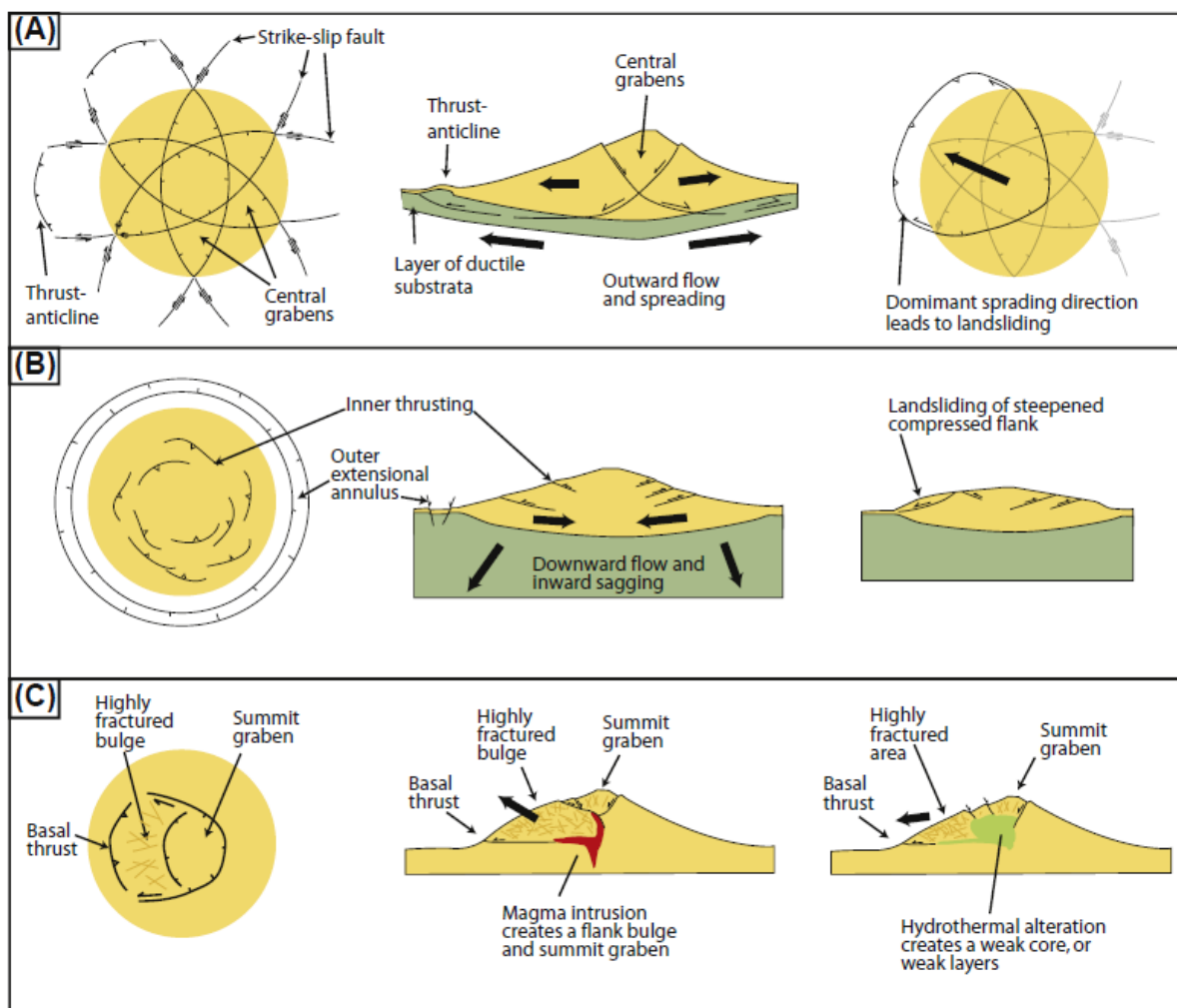


FIGURE 14 : SYNTHÈSE DES DIFFÉRENTS STYLES DE DÉFORMATION GRAVITAIRE ET LES STRUCTURES ASSOCIÉES, AVEC EN A) LA SUBSIDENCE DE L'ÉDIFICE CONTRÔLÉE PAR UN NIVEAU DUCTILE EN BASE DE L'ÉDIFICE CONDUISANT À LA FORMATION DE GRABEN ; EN B) LA SUBSIDENCE DE L'ÉDIFICE CONTRÔLÉE PAR UNE FLEXURE LITHOSPHERIQUE (POIDS ÉDIFICE OU SUBSIDENCE THERMIQUE) CONDUISANT À LA FORMATION DE FAILLES À PENDAGE INTERNE EN CHEVAUCEMENT; EN C) LA SUBSIDENCE DE L'ÉDIFICE CONTRÔLÉE PAR LE FLUAGE SUR DES HÉTÉROGÉNÉITÉS GÉOLOGIQUES (INTRUSIONS ET/OU SYSTÈME HYDROTHERMAL) CONDUISANT À LA FORMATION DE GRABENS EN EXTENSION AU SOMMET ET UNE ZONE DE CHEVAUCEMENT À LA BASE (ISSUE DE VAN WYK DE VRIES, 2015).

### 1.3.3. Le rôle de l'érosion dans l'architecture d'un volcan

La morphologie des reliefs tend à évoluer vers un profil d'équilibre théorique des écoulements du réseau hydrographique (Figure 15), qui définit les zones d'érosion et de dépôts. La pente diminue progressivement de l'amont vers l'aval, avec un profil concave vers le haut, jusqu'à son niveau de base (niveau marin dans le cas d'une île volcanique). En réalité, le profil topographique est marqué de ruptures de pentes liées à des changements de régime d'écoulements (apports des affluents en charge ou en débit). Des changements lithologiques ou des accidents tectoniques, peuvent également influencer ce profil topographique en causant des variations dans la résistance du lit à l'érosion. La variation du niveau eustatique au cours des périodes glaciaires et interglaciaires va stimuler l'érosion régressive par les rivières lors des bas niveau marin, alors qu'une remontée du niveau eustatique entraînera une diminution de ce processus, voir même un remplissage dans des zones d'accumulation.

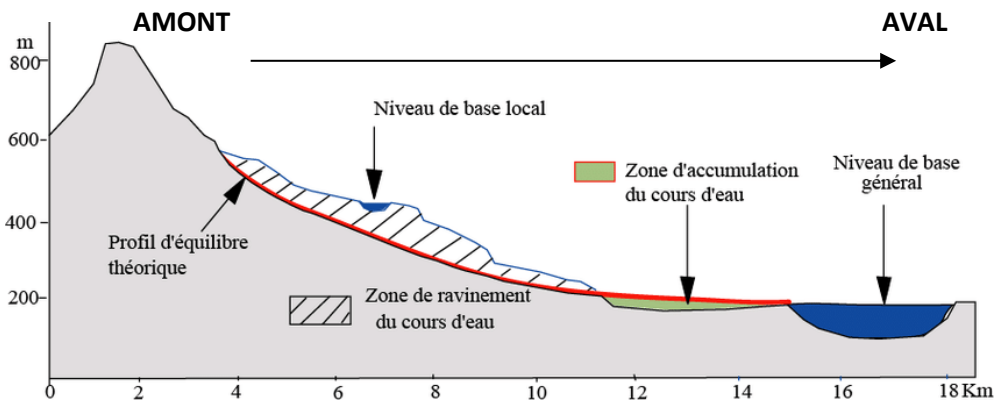


FIGURE 15 : FONCTIONNEMENT DU SYSTEME EROSIF OU DE DEPOT LE LONG D'UN PROFIL DE RIVIERE SELON LE PROFIL D'EQUILIBRE THEORIQUE DE FORME CONCAVE, A L'EQUILIBRE AVEC LE NIVEAU DE BASE GENERAL (LE NIVEAU MARIN DANS LE CAS D'UN VOLCAN). LES PARTIES DU VOLCAN OU LA TOPOGRAPHIE SE SITUE AU-DESSUS DU PROFIL D'EQUILIBRE AURONT UNE TENDANCE A L'EROSION, ALORS QUE TOUTES LES PARTIES DE L'EDIFICE AYANT UNE TOPOGRAPHIE SOUS LE PROFIL D'EQUILIBRE CONSTITUERONT DES ZONES D'ACCUMULATION.

Le régime de précipitation est un paramètre qui influence largement la stabilité des paysages en contrôlant le développement des sols, la couverture végétale et le taux d'incision par le réseau de drainage. Lorsque les précipitations dépassent ~2500 mm/an, en climat tropical et subtropical et sous l'influence saisonnière des tempêtes tropicales et cyclones (ouragans ou typhons), des vallées à haute énergie peuvent se développer et dégrader les paysages initiaux, et notamment la région sommitale, de manière extrêmement rapide (Karátson et al., 1999). Le réseau de drainage sur un volcan s'organise de manière radiale et exoréique, c'est-à-dire qu'il se structure à partir du point haut du cône et s'écoule vers l'extérieur pour se jeter dans l'océan. Le réseau se met en place et évolue en suivant quatre stades (Karátson et al., 1999). Le stage initial (1) avec des ravines organisées de manière centrifuge sur l'ensemble des pentes externes de l'édifice (parasol ribbing, Figure 16.A) qui vont se creuser, s'élargir

et capter des bassins versants à l'aide de l'érosion régressive (retrait de la tête de vallée et élargissement) jusqu'à une valeur seuil où certaines deviennent des bras majeurs et pérennes (Figure 16.B). Des surfaces rémanentes de forme triangulaire, appelées planèzes (Martonne, 1950), peu affectées par l'érosion, subsistent entre ces vallées en amphithéâtre. Une fois arrivé au stade mature (2), la longueur du profil longitudinal des rivières ne varie plus, et la rivière va se modifier par le jeu de l'érosion et de la sédimentation jusqu'à atteindre son profil d'équilibre (Figure 16.C). Une fois que l'érosion est avancée, on passe au stade résiduel (3) où les produits volcaniques et les paysages sont dégradés, jusqu'au stade « skeleton » (4) où seuls les corps plutoniques et intrusifs (dykes, plutons, sills) subsistent.

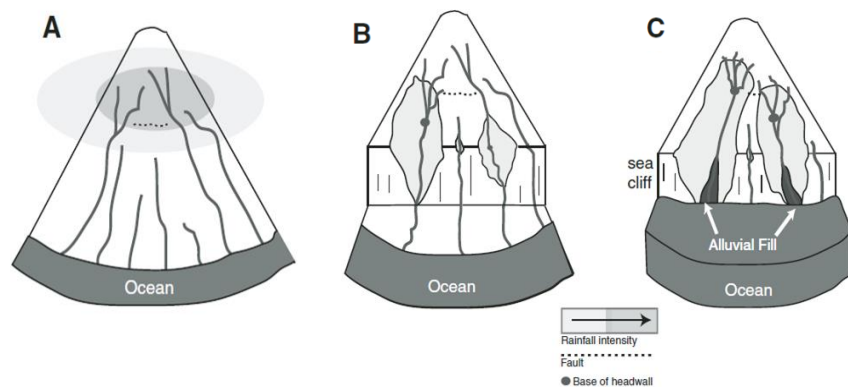


FIGURE 16 : (A) MODE DE FORMATION DES VALLEES EN AMPHITHEATRE SUR LES ILES VOLCANIQUES AVEC (A) LE RESEAU DE DRAINAGE AU STADE INITIAL ORGANISE DE MANIERE CENTRIPETE ; (B) LE RESEAU DE DRAINAGE APRES ELARGISSEMENT ET RETRAIT DES VALLEES (CAPTURE DE BASSIN VERSANT) ET EROSION LITTORALE SUR LES BASSES PENTES ; (C) LE STADE MATURE DES VALLEES EN AMPHITHEATRE AVEC EROSION OU REMPLISSAGE SELON LES FLUCTUATIONS DU NIVEAU DE BASE (MODIFIE D'APRES LAMB ET AL., 2007).

Décrits pour la première fois par Hinds, (1925), les vallées en amphithéâtre sont des bassins versants étroits et allongés qui viennent profondément disséquer l'édifice volcanique. Elles se caractérisent par des parois abruptes (subverticales) pouvant atteindre plus de 1000 m de hauteur, à fond plat dans la partie aval (Figure 17.A). Elles se rétrécissent ensuite pour former un profil en « V » (Figure 17.B) jusqu'à la tête de vallée marquée par une forme évasée (mais restreinte) et creusée par des cascades et bassins (Figure 17.C). Cependant, dans certains cas ce phénomène est particulièrement exacerbé et conduit à la formation de larges dépressions évasées vers l'amont pouvant atteindre plusieurs kilomètres de diamètre. Ces dépressions se retrouvent sur de nombreux édifices volcaniques (ex. La Palma, Kauai, Tahiti, Sao Miguel, Basse Terre, Figure 18) et sont localement appelées calderas d'érosion, vallées en amphithéâtre, barrancos, fer à cheval ou encore cirques.

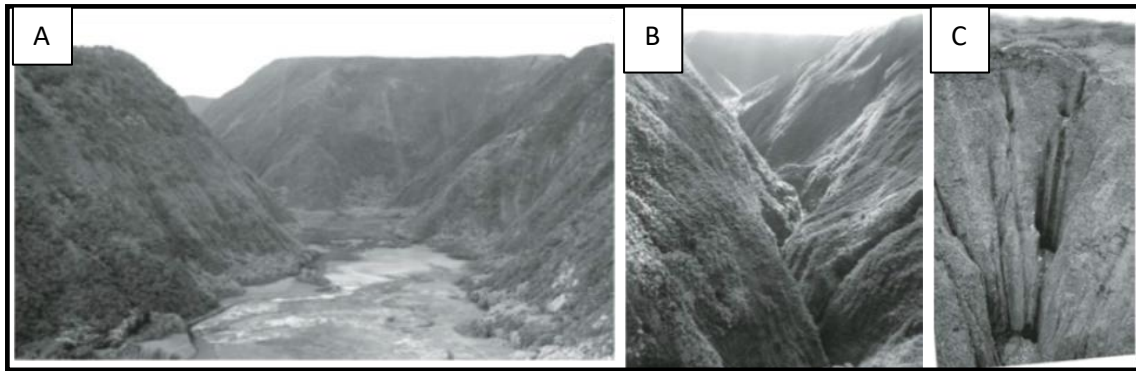


FIGURE 17 : MORPHOLOGIE EVOLUTIVE TYPE D'UNE VALLEE EN AMPHITHEATRE AVEC EN (A) UNE VALLEE A FOND PLAT ET EN « U » EN AVANT AYANT ATTEINT SON PROFIL D'EQUILIBRE, EN (B) UN PROFIL PLUS ETROIT ET EN « V » DANS LA PARTIE MEDIANE N'AYANT PAS ATTEINT SON PROFIL D'EQUILIBRE ET EN (C) LA TETE DE VALLEE MARQUEE PAR LA PRESENCE DE CASCADES ET DE BASSINS SE SUPERPOSANT (ISSUE DE LAMB ET AL., 2007).

Les processus à l'origine de ces dépressions sont largement débattus, notamment concernant la nécessité d'une dépression centrale d'origine volcano-tectonique (Duffield et al., 1982; Fornari, 1987; Carracedo, 1994; Karátson et al., 1999; Borgia et al., 2000; Delcamp et al., 2012); l'intervention d'une déstabilisation de flanc (Paris et Carracedo, 2001; Lomoschitz et al., 2002; Hildenbrand et al., 2008; Llanes et al., 2009; Colmenero et al., 2012); ou la présence d'une alternance de matériaux au sein de la pile stratigraphique ayant des contrastes de résistances et/ou de perméabilité (Ollier, 1988; Join et al., 2005; Lapotre et Lamb, 2018). Certains auteurs proposent que les épisodes de tempête ou les épisodes cycloniques ou de moussons (DiBiase et Whipple, 2011; Allemand et al., 2014; Darby et al., 2016; Scherler et al., 2017; Gayer et al., 2019) ou encore l'érosion marine lors de la dernière période interglaciaire (Boulesteix et al., 2013; Mackey et al., 2014) soient des catalyseurs de l'érosion.

Le creusement des vallées en amphithéâtre intervient tout le long de l'histoire d'un édifice volcanique et participe ainsi à la création d'hétérogénéités géologiques. En effet, ces vallées peuvent se faire combler par une ou plusieurs phases de volcanisme et enregistrer plusieurs épisodes de creusement-remplissage. La Figure 19 illustre de manière schématique le comblement d'une paléo-vallée ayant connu plusieurs épisodes de creusement-remplissage. Il en résulte une pile stratigraphique hétérogène présentant une très forte anisotropie latérale et verticale de perméabilité qui participe à segmenter l'architecture d'un édifice volcanique mais aussi son système hydrogéologique en aquifères perchés discontinus (Lachassagne et al., 2014).



FIGURE 18 : VALLEES EN AMPHITHEATRE SUR DIFFERENTES ILES OCEANIQUES, AVEC DES FORMES EN ENTONNOIR PLUS OU MOINS BIEN MARQUEES (IMAGES SATELLITES GOOGLE EARTH).



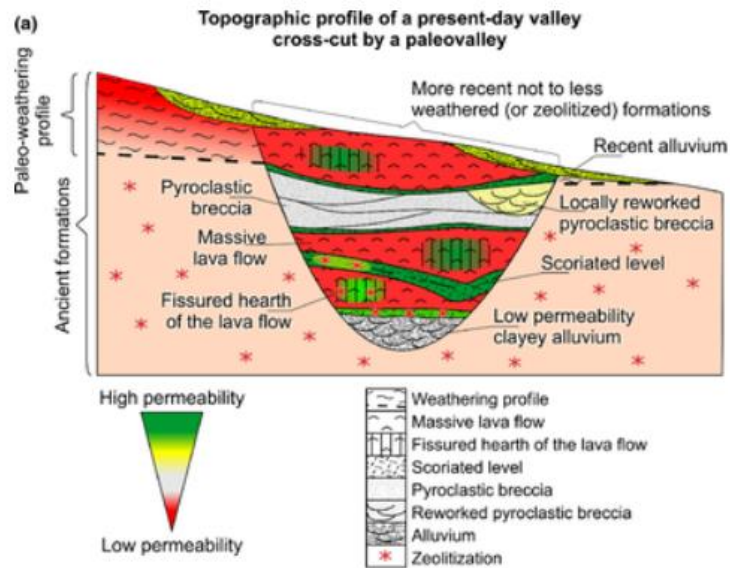


FIGURE 19 : COUPE TRANSVERSALE D'UNE PALEO-VALLEE COMBLEE PAR UNE VARIETE DE ROCHES AYANT DES PERMEABILITES VARIEES. LE CREUSEMENT DE PALEO-VALLEES DURANT LES PERIODES DE QUIESCENCE VOLCANIQUE PARTICIPE A LA CREATION D'ANISOTROPIE DE PERMEABILITE DANS UN EDIFICE VOLCANIQUE (LACHASSAGNE ET AL., 2014).

#### 1.3.4. Hydrogéologie d'un volcan : modèles conceptuels

Nous avons vu qu'un édifice volcanique est marqué par des hétérogénéités lithologiques et structurales qui en fait un milieu complexe au sein duquel se distingue plusieurs typologies d'aquifères. Sur les îles volcaniques deux modèles hydrogéologiques conceptuels classiques existent. Ils distinguent un aquifère de base de grande ampleur, en équilibre avec l'océan, présentant un faible gradient piézométrique sur la zone littorale et plusieurs aquifères d'altitude de taille plus restreinte, à fort gradient piézométrique et rechargés exclusivement par des précipitations d'altitudes. Dans le modèle hawaïen c'est le système intrusif qui est considéré comme le principal acteur du contraste latéral de perméabilité (Gingerich, 2000), alors que dans le modèle canarien c'est davantage l'âge, la profondeur et le taux d'altération des roches volcaniques qui participent à la création des contrastes de perméabilités (Custodio, 1989). Le partitionnement du système hydrogéologique au sein d'un édifice illustre le rôle primordial des hétérogénéités structurales et lithologiques issues de processus volcano-tectoniques ou érosifs sur le mode de circulation des fluides. La circulation de fluides hydrothermaux sera elle aussi influencée par ces hétérogénéités, et il est possible que ces derniers interagissent avec le système hydrogéologique en venant réchauffer une nappe préexistante ou en venant s'épancher dans les aquifères perchés.

## 2. Cas d'études emblématiques de systèmes hydrothermaux en milieu volcanique insulaire

Ce sont des milliers d'îles issues de l'activité volcanique qui font aujourd'hui partie des zones de prospections favorables pour le développement de la géothermie. Cependant, seules certaines îles volcaniques à travers le monde ont réussi à développer l'exploitation de la géothermie, et sont des exemples emblématiques. Ils permettent de comprendre le fonctionnement d'un système hydrothermal en milieu volcanique en termes de source de chaleur, d'existence et de localisation du réservoir. Nous tâcherons à la fin de ce manuscrit de comparer le système réunionnais à l'ensemble de ces systèmes afin d'en distinguer un modèle analogue.

### 2.1. Hawaï : un exemple de source de chaleur dans une rift zone

L'île d'Hawaï constitue un exemple emblématique de système hydrothermal développé au sein d'une rift zone (Figure 20.A). Il y a très peu d'indices de surface du système hydrothermal sur cette île, hormis des sources thermales en bord de mer au sud de l'île (système quasi- « aveugle »). Néanmoins, différents puits hydrologiques montrent des anomalies thermiques, localisées essentiellement au niveau de la rift zone est du Kilauea (Figure 20.B). Le champ géothermique de Puna, situé dans la rift zone, possède un forage avec un gradient géothermique de l'ordre de  $120^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ . Cette rift-zone est le siège d'une activité volcanique actuelle, qui constitue la principale source de chaleur du système hydrothermal, alors même qu'un autre volcan est actif sur l'île (le Mauna Loa) et que trois autres ont une activité datée à moins de 300 ka. Cette source de chaleur est entretenue régulièrement par des intrusions liées à chaque nouvelle éruption (Figure 20.C) qui participe également à la création d'une fracturation permettant la circulation des fluides. Ainsi, il semble donc qu'au stade bouclier d'un volcan océanique, les sources de chaleur les plus prometteuses soient localisées dans les zones de concentrations d'intrusions les plus récentes, voire actives dans le cas de Puna (Lautze et al., 2020) puisqu'en dehors de ces zones de gradient géothermique est de l'ordre de  $18^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ . Il faut néanmoins mentionner qu'il existe une autre zone à fort gradient géothermique sur Big Island (le forage de Saddle road à  $165^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ , (Thomas, 1986), qui n'est pas située dans une rift zone, mais qui est tout de même associée à la présence d'un système intrusif lié à l'activité différenciée tardive du Mauna Kea (Figure 20.A). Ceci suggère que les rift zones actives ne sont pas les seules structures à potentiel géothermique dans un volcan basaltique, et que les corps intrusifs associés à un épisode magmatique tardif mais non actuel peuvent aussi représenter des cibles prometteuses.

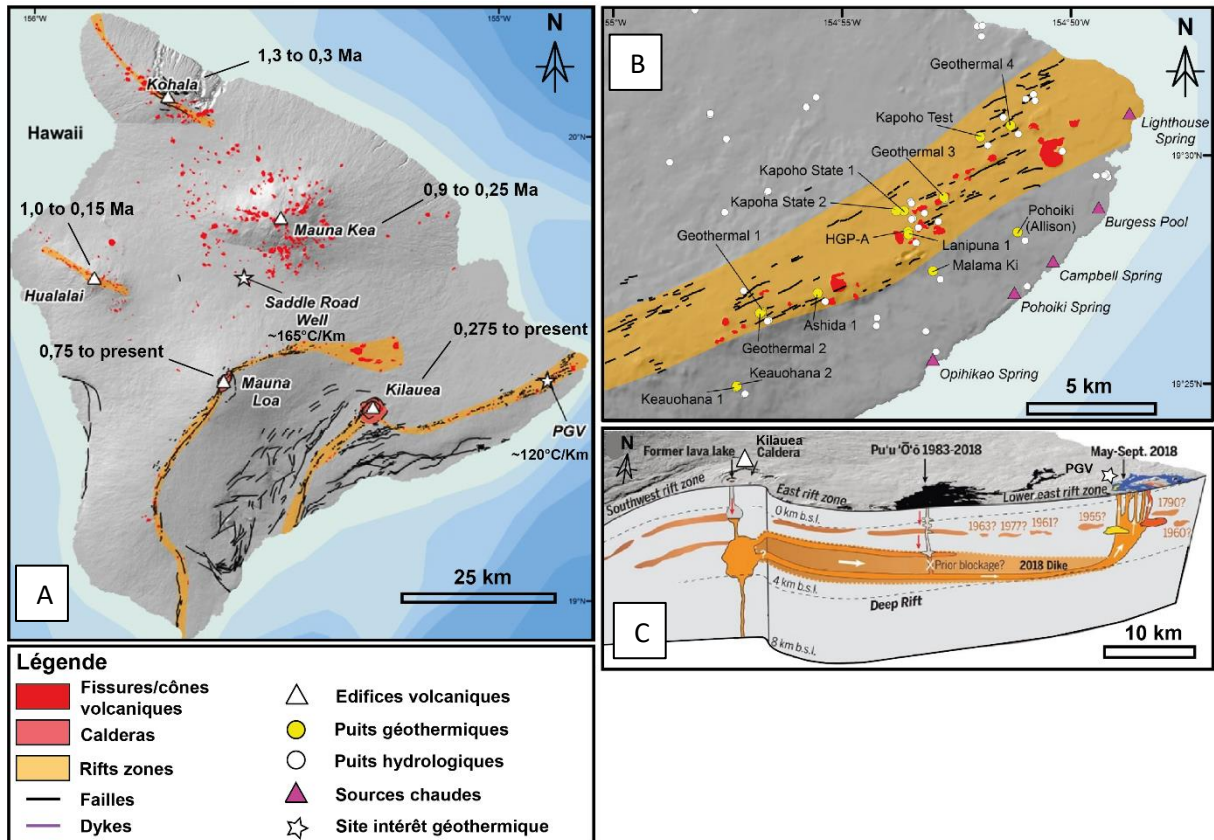


FIGURE 20 : (A) LOCALISATION DES RIFT ZONES, LES CALDERAS ET LES EPISODES VOLCANIQUES RECENTS. LOCALISATION DU CHAMP GEOTHERMIQUE DE PUNA (PGV) EN A ET DU FORAGE AU SEIN DE LA RIFT ZONE EST, SUR LA PARTIE EST DES FLANCS DU KILAUEA. B) ZOOM SUR LA RIFT ZONE EST DU KILAUEA ET LES FORAGES GEOTHERMIQUES DU CHAMPS EN EXPLOITATION DE PUNA (MODIFIE D'APRES LAUTZE ET AL. 2017). C) BLOC DIAGRAMME ILLUSTRANT LA PLOMBERIE MAGMATIQUE SOUS LA RIFT ZONE EST AVEC UN RESERVOIR MAGMATIQUE CENTRE SOUS LA CALDERA DU KILAUEA ET UNE MISE EN PLACE RECURRENTE DE DYKES DANS LA PARTIE BASSE DU FLANC EST (MODIFIE D'APRES YIRKA IN PHYS ORG 12/6/2020 REPORT)

## 2.2. Islande et Pantelleria : deux exemples typiques du contrôle de la caldera sur le système hydrothermal

Sur l'île de Pantelleria, et sur le champ de Krafla au Nord de l'Islande, les prospections géothermiques ont révélé des gradients géothermiques favorables. L'île de Pantelleria (Italie) est un volcan basaltique formé en contexte de rifting, présentant une caldera (dite de Monastero) liée à une activité magmatique de moins de 45 ka et dont la dernière phase d'activité sur l'île remonte à ~7 Ka (Scaillet et al., 2011). Sur l'ensemble des six forages réalisés sur l'île de Pantelleria, seuls deux, situés à l'intérieur de la caldera (PTT1 et PTT3, Figure 21.A) présentent des fluides géothermaux à des températures élevées (respectivement de 135°C à 290 m et 260°C à 1000 m, (Fulignati et al., 1997; Granieri et al., 2014). Autre fait important, les deux forages productifs se situent à l'intersection entre les failles de cette caldera Monastero et la faille majeure de Montagne Grande associée au soulèvement de la partie centrale de l'île postérieurement à la mise en place de la caldera. Dans le cas de Pantelleria, les structures de l'édifice exercent donc un contrôle fort sur le système hydrothermal, avec une infiltration des eaux le long du réseau de fracture et de failles dans la partie sud de l'île où ils se réchauffent à plus de 300°C avant de remonter le long de la jonction entre les failles bordières de la caldera interne et la faille régionale de Montagne Grande. Le réservoir hydrothermal de Pantelleria est un mélange d'eau douce et d'eau marine, avec une composante marine majoritaire, avec la présence d'un réservoir profond localisé au niveau de l'intrusion de syénite, contemporaine de l'effondrement de la caldera (coupe AA', Figure 21.E).

Dans le cas du système géothermal de Krafla, (Árnason, 2020) met en évidence le rôle des différentes structures (calderas, rift, failles) et l'histoire géologique (expansion océanique, sauts de dorsale, glaciation), dans le système géothermal. Les deux calderas emboîtées, la plus externe datée à 110 Ka et la plus interne à ~80 ka, localisent les expressions de surface du système géothermal en exploitation (Figure 21.B et C). La caldera interne est identifiée comme la zone à plus fort potentiel. Cependant, ces deux calderas se mettent en place au sein d'un rift actif ayant un contrôle structural fort (~2 Km d'ouverture sont enregistrés au sein de la caldera depuis son effondrement), avec un saut de dorsale entre 8 et 3 Ka. Il en résulte une compartimentation du système géothermal en deux secteurs, l'un à l'ouest (Vtismor et Laribotnar, carré bleu, Figure 21.C) et l'autre à l'Est (Krafla, carré rouge, Figure 21.C). Le secteur de Krafla et de Hvitholar, situés tous deux à l'intersection d'une faille bordière de caldera et du système de failles et fissures du rift, présentent les gradients les plus intéressants (forages KV-19 et KV-22, Figure 21.D). Le schéma conceptuel du système hydrothermal de Krafla est représenté selon une coupe BB' (nord-ouest-sud-est) en Figure 21.E.

Ainsi, pour les systèmes de Pantelleria et de Krafla, les zones à plus fort potentiel présentant une température de plus de 200°C à moins d'un kilomètre de profondeur (Figure 21.D et E) se situent à l'intersection de la caldera la plus récente et le recouplement de celle-ci par des failles régionales.

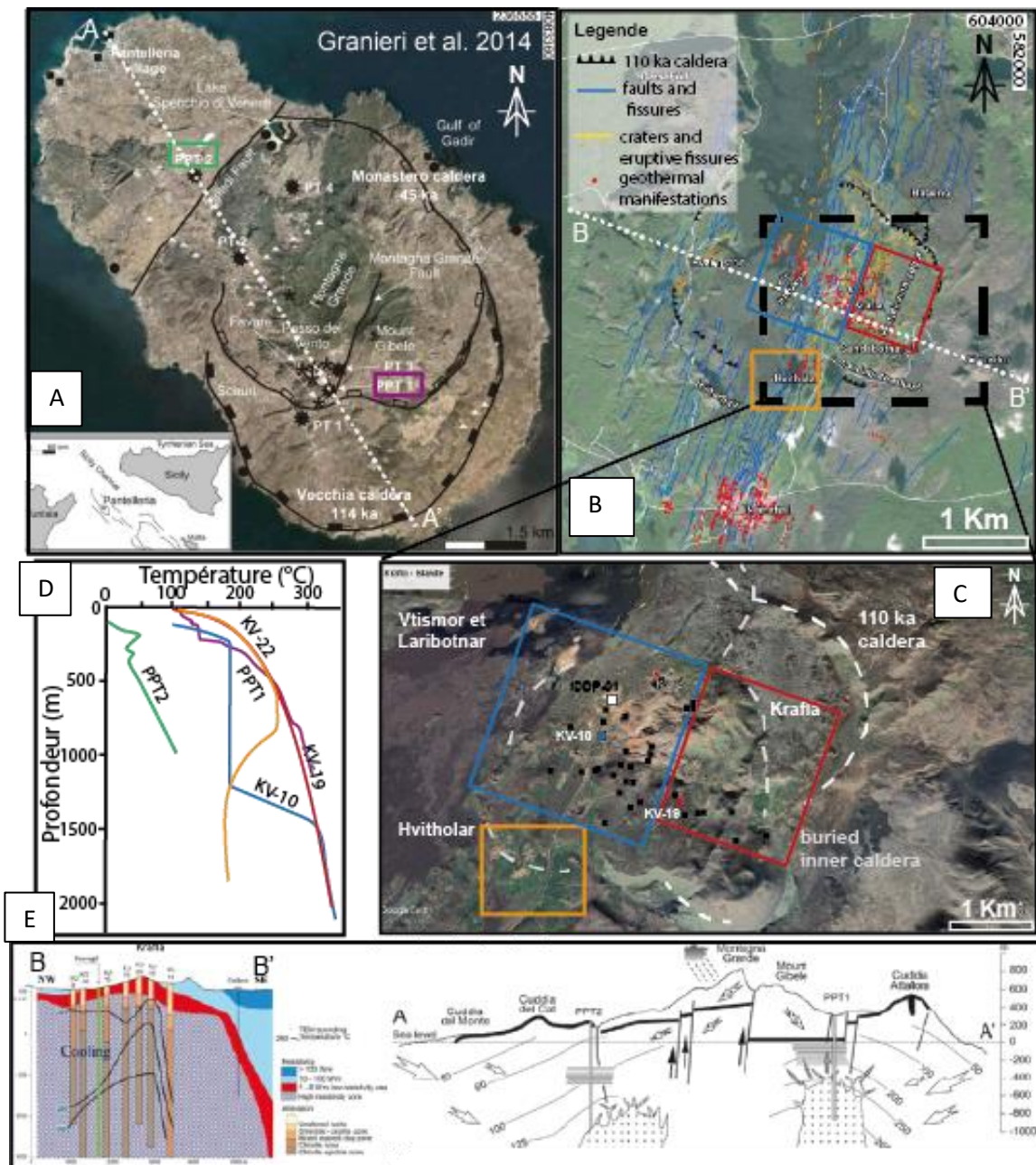


FIGURE 21 : (A) CARTE STRUCTURALE DE L'ILE DE PANTELLERIA ET LOCALISATION DES INDICES HYDROTHERMAUX DE SURFACE ET LES FORAGES GEOTHERMIQUES REALISES. (B) CARTE STRUCTURALE DE LA RIFT ZONE VOLCANIQUE ET L'EXTENSION DE LA CALDERA DU KRAFLA. (C) ZOOM SUR LE SECTEUR DE LA CALDERA DU KRAFLA ET LOCALISATION DES FORAGES D'EXPLORATION ET D'EXPLOITATION. (D) REPRESENTATION DES DIFFERENTS GRADIENTS GEOTHERMIQUES ENREGISTRES LE LONG DE DIFFERENTS FORAGES SUR PANTELLERIA ET LES DIFFERENTS CHAMPS DU KRAFLA, AVEC DES GRADIENTS BEAUCOUP PLUS INTERESSANTS AU SEIN DES CALDERAS RECENTES DE CHAQUE SYSTEME. (E) SCHEMA CONCEPTUEL DU SYSTEME HYDROTHERMAL DE KRAFLA (COUPE BB') ET DE PANTELLERIA (COUPE AA').

### 2.3. Les Açores et La Guadeloupe : exemples de systèmes hydrothermaux contrôlés par une tectonique régionale forte

L'archipel des Açores se situe dans un contexte géodynamique particulier, puisqu'il est sous l'influence d'un point chaud, d'un point triple de plaques tectoniques (eurasienne, nord-américaine, africaine) et dans un couloir fracturé (le rift de Terceira). Sur la plus grande île de l'archipel, São Miguel, le système hydrothermal haute température (>245°C) en exploitation et les indices de surface associés (fumerolles, sources chaudes, dégazage de CO<sub>2</sub>) se localisent sur le flanc nord du volcan actif Fogo, dans la partie centrale de l'île (Figure 22.A). Le système magmatique trachytique, localisé vers 10-12 Km de profondeur sous l'édifice (Croasdale et al., 1978; Moore, 1990), a produit deux éruptions pliniennes (vers 8-12 ka et 4,6 ka) et l'âge de la dernière activité volcanique enregistrée dans la caldera remonte à 1563 (Wallenstein et al., 2015). Le système hydrothermal est biphasé et de composition mixte (eau douce et eau de mer). Il est associé au réseau de failles NNO-SSE du graben de Ribeira Grande (Wallenstein et al., 2015) qui affectent les niveaux pyroclastiques et laviques et recourent la caldera de Agua de Pau du volcan Fogo (86-74 ka) (Figure 22.A). Ainsi, les failles associées au graben exercent un contrôle majeur sur le système hydrothermal, permettant une infiltration des eaux de pluie qui se réchauffent au niveau de la caldera et circulent ensuite depuis la zone apex vers le flanc nord-ouest du volcan via le réseau de fractures NNO-SSE (Rangel et al., 2015). Ces failles sont donc les cibles à plus fort potentiel de la zone. C'est d'ailleurs à leur pourtour que les forages d'exploitation des centrales géothermiques de Pico Vermelho et de Ribeira Grande ont été implantés (Figure 22.A) et présentent des fluides et des gradients de température élevés (Figure 22.B) relativement stables dans le temps (Franco et al., 2020). Le modèle conceptuel actuellement disponible sur le système hydrothermal de São Miguel est illustré Figure 22.C (Franco et al., 2018).

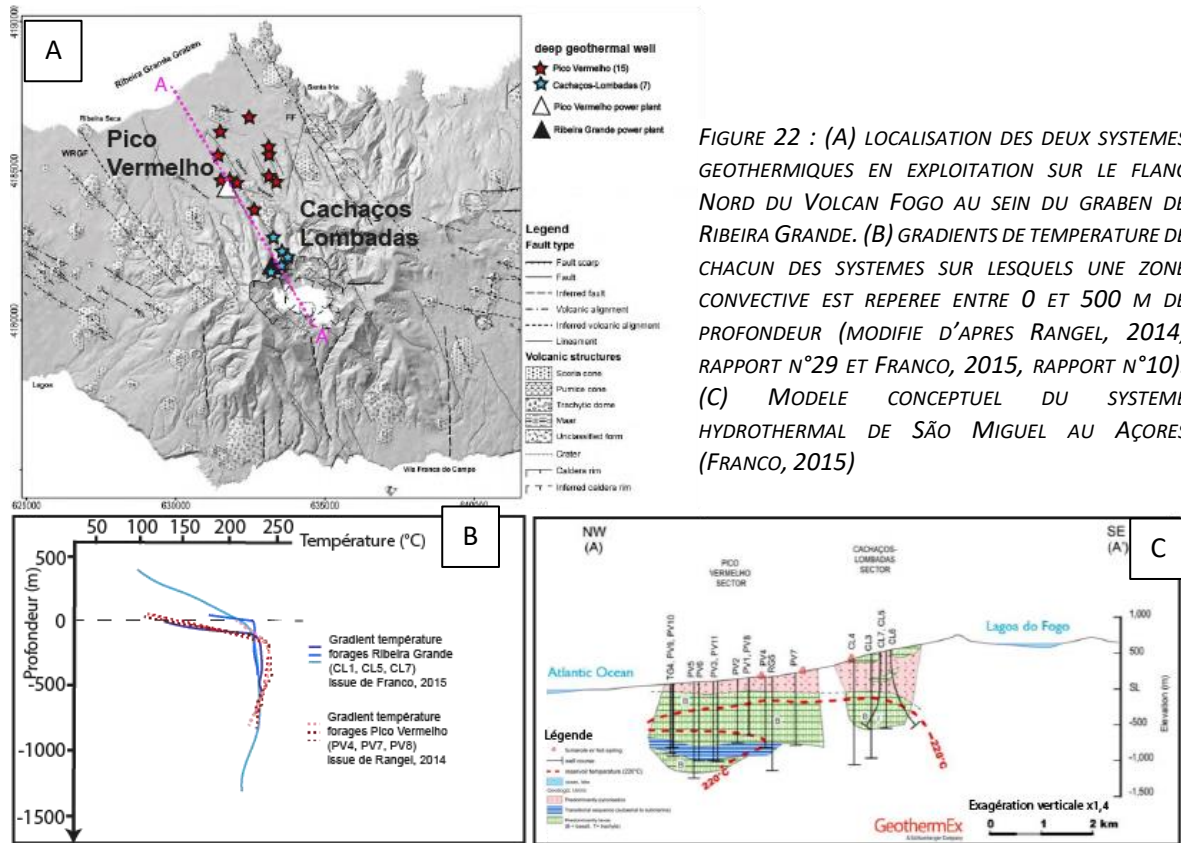


FIGURE 22 : (A) LOCALISATION DES DEUX SYSTEMES GEOTHERMIQUES EN EXPLOITATION SUR LE FLANC NORD DU VOLCAN FOGO AU SEIN DU GRABEN DE RIBEIRA GRANDE. (B) GRADIENTS DE TEMPERATURE DE CHACUN DES SYSTEMES SUR LESQUELS UNE ZONE CONVECTIVE EST REPEREE ENTRE 0 ET 500 M DE PROFONDEUR (MODIFIE D'APRES RANGEL, 2014, RAPPORT N°29 ET FRANCO, 2015, RAPPORT N°10). (C) MODELE CONCEPTUEL DU SYSTEME HYDROTHERMAL DE SÃO MIGUEL AU AÇORES (FRANCO, 2015)

Le cas d'étude de Bouillante (Guadeloupe) illustre également un contrôle structural régional majeur. Les failles régionales de Bouillante-Capestre orientées ONO-ESE à NO-SE sont situées sur la limite ouest de la dépression volcano-tectonique appartenant au graben de Marie-Galante (Figure 23.A). Ces failles localisent des cellules convectives et la mise en place d'un halo d'altération (Figure 23.B). La source de chaleur du système géothermique de Bouillante est une question non élucidée. La distance de 15 Km entre le système géothermique de Bouillante et le volcan actif de la Soufrière à l'aplomb duquel se situe une chambre magmatique siliceuse à ~800°C (Besson et Poirier, 1994; Lachassagne et al., 2009), pose la question de l'existence d'un second corps magmatique procurant de la chaleur au système hydrothermal de Bouillante. D'autant plus que le système géothermique de Bouillante se situe dans des unités volcaniques d'âge plus ancien  $\leq 250$  ka (Komorowski, 2005). Cependant, le modèle conceptuel du système géothermique est relativement bien contraint. Celui-ci est constitué d'une mélange de fluides météoriques (42%) et marins (58%) qui s'infiltrent pour se réchauffer et remonter ensuite le long des failles majeures permettant la mise en place de plusieurs cellules convectives. Les forages du champ de Bouillante actuellement en exploitation (Figure 23.D), implantés dans ces zones de failles, présentent des températures de 200-250°C entre 500 et 1000 m de profondeur. Ce modèle remplace une nouvelle fois les réseaux de failles comme des zones à fort potentiel, sans qu'il n'y ait ni le contrôle de la caldera, ni le contrôle du système intrusif. Cependant, dans le cas de la Guadeloupe un contrôle lithologique sur la circulation des fluides et le transfert de

chaleur a été récemment mis en évidence et il en résulte un modèle conceptuel du système hydrothermal de l'île de Basse Terre actualisé (Figure 23.C, Navelot et al., 2018).

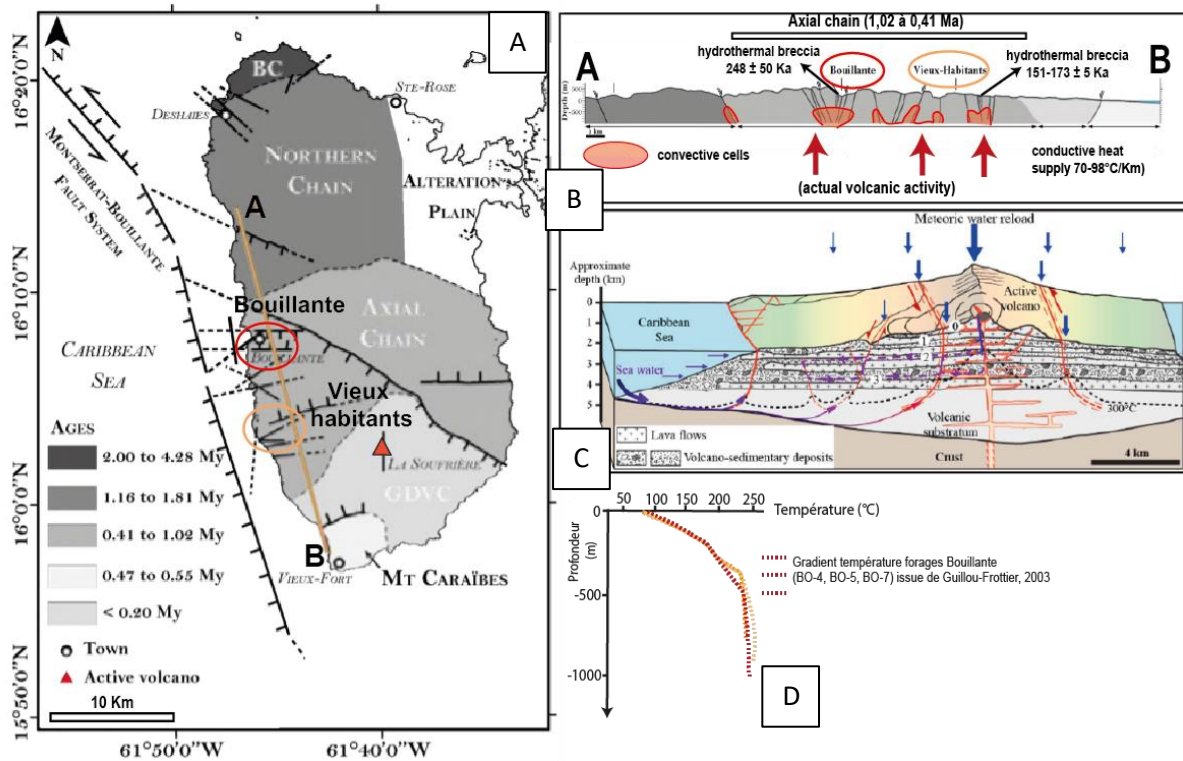


FIGURE 23 : CONTEXTE STRUCTURAL DES SYSTEMES GEOTHERMIQUES DE BASSE-TERRE EN GUADELOUPE AVEC EN A) UNE CARTE REGIONALE REPLAÇANT LES CHAMPS GEOTHERMIQUES AU NIVEAU DE LA CHAÎNE AXIALE ET DES FAILLES REGIONALES DE BOUILLANTE-CAPESTRE (MODIFIÉ D'APRÈS FAVIER, 2019) ET B) L'ORGANISATION EN COUPE DU SYSTEME GEOTHERMAL AVEC DES CELLULES CONVECTIVES AU NIVEAU DES FAILLES (MODIFIÉ D'APRÈS FAVIER, 2019). (C) MODELE CONCEPTUEL DU SYSTEME HYDROTHERMAL DE BASSE-TERRE (NAVELOT ET AL., 2018) ET EN (D) LES GRADIENTS DE TEMPERATURE AU SEIN DES FORAGES DE LA CENTRALE DE BOUILLANTE (MODIFIÉ D'APRÈS GUILLOU-FROTTIER, 2003)



## 2.4. Bilan

Les cas de Pantelleria, de Krafla et des Açores appuient le fait que l'objet **caldera est une cible privilégiée** pour la prospection géothermique. De plus, il en ressort que c'est la **caldera la plus récente** qui localise le système hydrothermal le plus actif. Par ailleurs, une tectonique active favorise la mise en place d'un système hydrothermal haute température et biphasé. En effet, on remarque que dans les cas énoncés les zones à plus fort potentiel, c'est-à-dire où circulent les fluides chauds, se situent à **l'intersection de deux structures tectoniques** (failles de caldera et failles de tectonique régionale). Le cas de Bouillante révèle que les roches encaissantes peuvent, selon leurs propriétés hydrodynamiques, constituer un **contrôle lithologique** sur la circulation des fluides hydrothermaux. Le **système intrusif**, organisé en rift zone (exemple de Puna) ou non (exemple de Saddle road), est un élément également essentiel permettant d'apporter de la chaleur au système, et/ou de la maintenir par réinjection lors d'activité volcanique mais également de participer à la création d'une fracturation (exemple de Krafla). L'ensemble des systèmes détaillés ci-dessus présentent une anomalie thermique de plus de 200°C à faible profondeur (< 1000 m) et possède un réservoir mixte (eau douce et eau de mer). Ces analogues montrent que, pour définir le potentiel géothermique d'un système hydrothermal, la mise en évidence de forts gradients géothermiques est un critère nécessaire mais insuffisant. Il faut aussi (1) identifier les structures permettant de localiser les circulations de fluides, et (2) déterminer la nature, l'âge et la profondeur de la source de chaleur.

## 3. Milieu insulaire et géothermie : l'enjeu d'une indépendance énergétique

### 3.1. Historique de l'usage de la géothermie comme énergie

L'énergie géothermique est connue depuis des millénaires au travers des sources chaudes ou fumerolles. Elle a été et est exploitée pour sa chaleur pour la cuisson d'aliments mais surtout pour les bains et cures thermales (Cataldi, 1999). En 1827 a lieu la première utilisation industrielle de la vapeur géothermique par François Larderel dans la région volcanique de Larderello (Italie). Plusieurs dizaines d'années plus tard, en 1904, Larderello devient le berceau historique de l'exploitation de la géothermie en allumant cinq ampoules à partir de la vapeur géothermique. S'en suit l'installation, en 1911, sur ce site de Larderello la construction de la première centrale de production électrique (250 kWe) exploitant un fluide géothermique de 150°C extrait à 300 m de profondeur. Elle restera la seule au monde jusqu'en 1958 (DiPippo, 2015). Aujourd'hui dans un contexte d'amenuisement des ressources fossiles, de volonté d'indépendance énergétique et d'explosion de la production de gaz à effet de serre, de nombreux États développent les énergies renouvelables (EnRs) sur leur territoire. La géothermie fait partie de ces EnRs et est capable de fournir à la fois de la chaleur et de l'énergie électrique « en base » de manière continue (24h/24h), quelles que soient les conditions météorologiques contrairement aux autres EnR (solaire ou éolien).

### 3.2. Cadre d'un projet de géothermie

Sur la base d'un rapport technique de l'Energy Sector Management Assistance Program (Gehring et Loksha, 2012) et de l'Inter-American Development Bank (Gischler et al., 2017), il apparaît que le développement de projets de centrale géothermique dépend de la politique « Énergie » d'un pays et du marché de l'électricité. L'existence d'un potentiel exploitable avec des données suffisamment précises est certes essentiel pour le développement géothermique mais trois autres éléments sont importants : l'efficacité et l'engagement des institutions, les politiques et réglementations favorables, et l'accès à un financement adéquat. Un vaste panel de modes de développement existe pouvant être soutenus à 100% par des acteurs publics, soit 100% par des acteurs privés. Il est également commun d'avoir un mode de développement mixte avec, par exemple, une phase de développement soutenue par un acteur privé puis par les instances publiques ou inversement. La notion de risque économique est très importante lors du développement d'un projet de géothermie. Certains de ces risques sont communs aux autres projets de production d'énergie raccordés au réseau, mais d'autres, notamment les risques liés à l'exploration géologique (visant à caractériser la ressource) et surtout à la phase de

forage d'essai, sont propres à la géothermie. Ces risques constituent le principal enjeu ou verrou dans le développement puisqu'ils nécessitent de gros investissements tout en comportant encore beaucoup d'incertitudes et donc un risque d'échec élevé (Figure 24). Une fois le forage d'essai concluant (tests, température, simulation) un gros travail sur le dimensionnement et la stratégie d'exploitation doit être réalisé. Il est notamment recommandé de n'utiliser qu'une partie de la capacité de production au départ afin de maximiser le retour d'informations et assurer un dimensionnement et une capacité de production optimisée n'altérant pas la pérennité du réservoir.

L'achèvement d'un projet complet de développement nécessite 5 à 10 ans et se divise en une série de phases (Figure 25) avant la phase d'exploitation et de maintenance : (1) étude préliminaire ; (2) exploration ; (3) forages d'essai ; (4) étude de projet et planification ; (5) développement du site et forage de production ; (6) construction ; (7) mise en service et (8) mise en exploitation. Les projets de développement géothermique ont un cycle long et s'insèrent donc plutôt dans une stratégie long terme de mix énergétique pour la production électrique d'un pays que dans une réponse rapide à un besoin. La durée de vie d'une centrale géothermique en exploitation est supérieure à 25 ans.

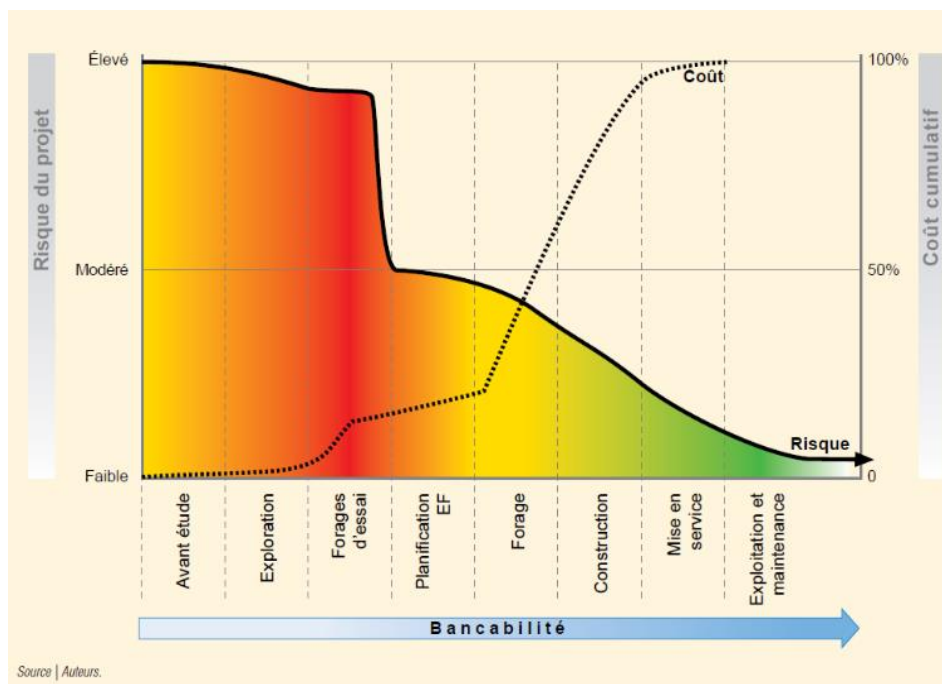


FIGURE 24 : PHASAGE D'UN PROJET GEOTHERMIQUE MIS EN PERSPECTIVE AVEC LES RISQUES ET LE COUT DU DEVELOPPEMENT DU PROJET (ISSUE DU RAPPORT DE L'ESMAP, GEHRINGER ET LOKSHA, 2012)

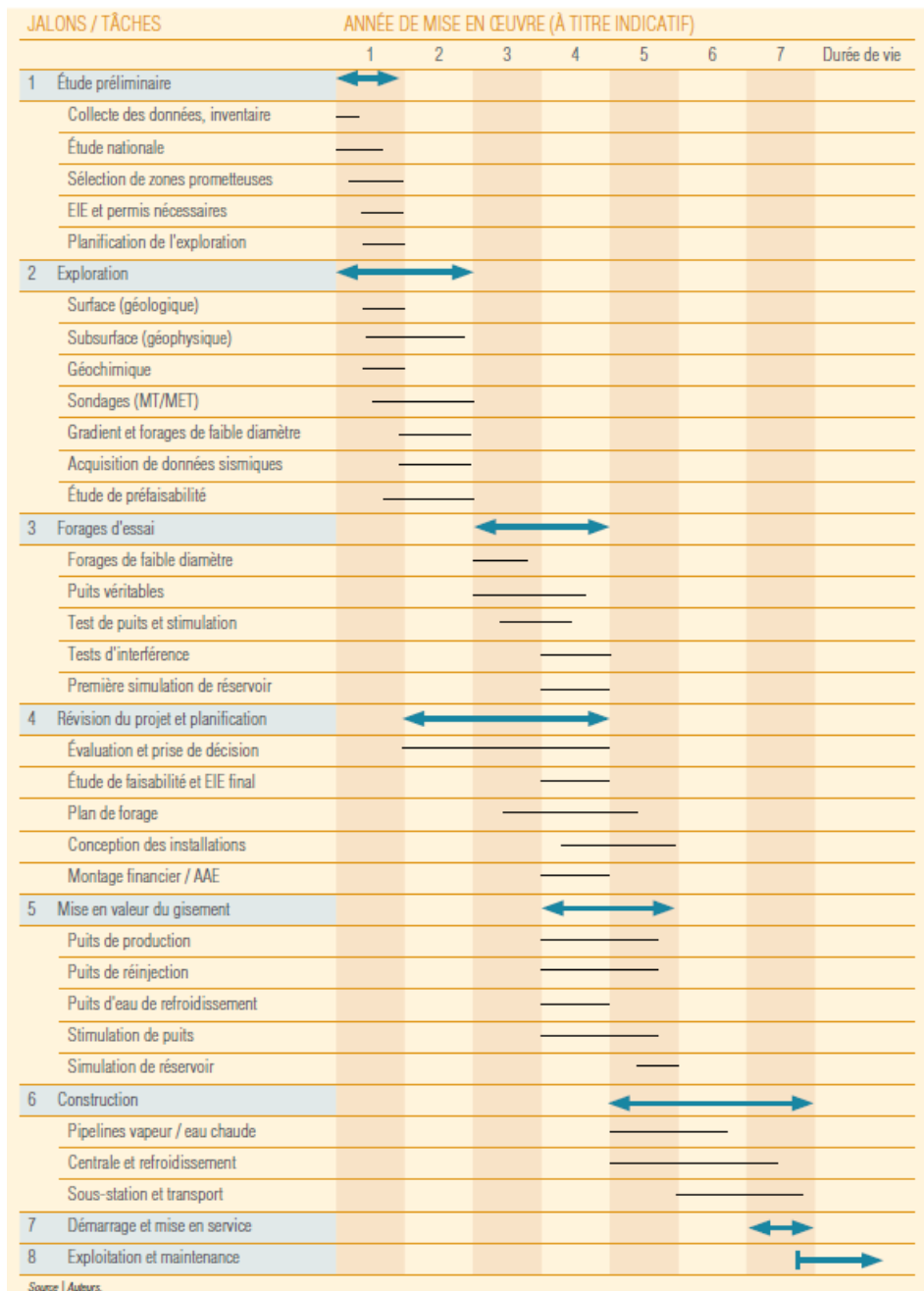


FIGURE 25 : CALENDRIER INDICATIF DES DIFFÉRENTES PHASES DE DÉVELOPPEMENT POUR UN PROJET DE 50MW. LE DÉVELOPPEMENT D'UN PROJET NECESSITE PLUSIEURS ANNEES DE MISE EN ŒUVRE (SOURCE ESMAP, GEHRINGER ET LOKSHA, 2012)

Bien que les connaissances, les méthodes d'exploration et la technologie soient les mêmes dans le secteur pétrolier, des différences notables entre les forages et la gestion du réservoir existent entre le pétrole et la géothermie. Parmi les principales différences, il faut souligner que le pétrole a une valeur économique internationale grâce au fait qu'il peut être stocké et transporté, tandis que la géothermie est une source d'énergie cantonnée à un usage local (électricité et/ou chaleur). Le mode d'exploitation du pétrole est une industrie uniquement extractive sans réinjection (ou dans une moindre mesure), dont les principaux enjeux se situent sur la localisation du réservoir et l'optimisation de son extraction.

L'exploitation de la géothermie nécessite la réinjection complète des fluides extraits (création d'un doublet), il y a donc un enjeu à la fois de localisation de la ressource mais également sur la connectivité des puits et des niveaux réservoirs pour garantir une gestion pérenne du réservoir. De plus, les environnements géologiques des réservoirs pétroliers sont bien connus (roche mère, roche réservoir, couverture imperméable, conditions P/T du craquage thermique...) et stables dans le temps puisque le pétrole est un fluide inerte qui modifie peu les propriétés des roches encaissantes. Les fluides des systèmes hydrothermaux sont au contraire très réactifs (corrosion et minéralisation) et modifient sans cesse le système réservoir dans le temps et l'espace (Gehring et Loksha, 2012).

### 3.3. Spécificités de développement d'un projet en contexte insulaire

Sur les îles, des politiques et des outils financiers ont été développés pour permettre le développement des EnRs (solaire, hydroélectricité, éolien, géothermie) dans un but d'indépendance énergétique et de sécurisation des coûts relatifs à la production d'électricité dans ces territoires isolés. En effet, la particularité insulaire, du fait de l'éloignement du pays « continent », entraîne une très forte dépendance vis à vis de l'importation de matière première fossile (charbon, pétrole, gaz) pour produire de l'électricité. La grande majorité des îles de moyennes et petites tailles produisent de l'électricité à partir de générateur diesel, dont les prix sont dépendants des cours du pétrole et donc sujets à fluctuations, entraînant des coûts de production de l'électricité 2 à 4 fois plus élevés. Le développement des EnRs permet de valoriser le territoire local de l'île (ressources, préservation, emplois, savoir-faire), et d'apporter une solution pour la maîtrise des coûts de production de l'électricité. Cependant leur développement entraîne des conflits d'intérêts sur l'aménagement du territoire (habitation, agriculture, zones naturelles). Face aux enjeux d'indépendance énergétique et de neutralité carbone, le développement de la géothermie constitue aujourd'hui un enjeu énergétique majeur (source d'énergie locale, émissions CO<sub>2</sub> totales entre 17 et 60g/kWh) et un possible levier de développement économique avec la création de toute une chaîne de valeur. Pour exemple, en France métropolitaine, la filière géothermie représente en 2017 ~1200 emplois directs (investissement, production, maintenance) et 142M€ de chiffre d'affaires (rapport ADEME 2019). Par ailleurs, depuis 2010, la technologie d'exploitation, notamment par les cycles ORC (organic Rankine cycle) des centrales binaires a considérablement évolué permettant d'exploiter des fluides dès 90°C sur des surfaces très réduites et dans des zones non connectées au réseau (off-grid). De plus, la géothermie présente un rapport emprise au sol/capacité de production électrique le plus compétitif parmi les EnRs, ce qui en fait un atout majeur dans les îles où celle-ci est limitée. Cependant, le coût de

production électrique par la géothermie est moins compétitif que les autres EnRs, qui de surcroît sont en baisse (i.e baisse de 42% pour l'éolien terrestre passant de 104 à 60€/MWh, baisse de 80% pour le PV grandes toitures et au sol en passant de 573 et 590€/MWh à 91 et 71€/MWh) (rapport ADEME 2016). Alors qu'à l'international le coût de production de l'électricité en milieu volcanique par la géothermie varie entre 38 et 62€/MWh pour des installations entre 20 et 50 MW (développement sur le continent américain, les Açores, à Hawaï, en Nouvelle-Zélande). En France, le coût de production reste élevé et est supérieur à 100€/MWh du fait qu'il n'y a qu'une unique installation de 16 MW développée en contexte insulaire dont les coûts d'investissements ont été importants (rapport ADEME 2016). Bien que ce prix soit compétitif dans le mix énergétique des milieux insulaires et que la filière géothermie « électrique » se structure progressivement autour de plusieurs projets à la fois dans les territoires ultra-marins et en France métropolitaine (17 PER), la production électrique reste marginale et la filière doit désormais intégrer un développement avec une cogénération électricité-chaleur, à laquelle pourrait s'ajouter l'extraction de Lithium dans les contextes de socle granitique, mais aussi de l'hélium et de l'hydrogène. En effet, la Programmation Pluriannuelle de l'Energie (PPE) a décidé de réorienter la stratégie de développement de la filière géothermie en 2016 en arrêtant le tarif d'achat de la production électrique géothermique et en passant à un complément de rémunération en guichet ouvert (i.e arrêté du 13 décembre 2016) et en proposant des financements vers la production de chaleur (i.e fond chaleur Ademe et fonds de garantie pour les aquifères profonds) considérée comme plus efficace et compétitive. Cependant, l'enjeu dans les territoires d'outre-mer se concentre sur le développement de la géothermie électrogène, afin de décarboner et relocaliser la production d'électricité. Des fonds de garantie ainsi que la mise en place du programme d'investissements d'avenir, peuvent permettre de soutenir les acteurs de la filière.

A Hawaï, la géothermie fait partie du mix énergétique depuis les années 70 avec la réalisation du premier forage et de la première centrale de 3 MW en 1975. La capacité a été progressivement augmentée à 25 MW en 1993, puis 30 MW en 1995 et 38 MW en 2012. La centrale comptait, avant l'éruption de 2018, 6 puits producteurs et 5 puits injecteurs sur ~30 hectares de terrain (Figure 26.A). Ailleurs, sur Big Island des zones à fort potentiel ont été repérées, notamment dans le puit de Saddle road (~140°C à 1,7 Km). Cependant, aucune autre centrale n'est en exploitation, notamment dû aux réticences de la population. La pression démographique sur l'île d'Hawaï est relativement faible puisqu'elle compte ~18 hab/Km<sup>2</sup>. Des travaux de prospection à l'échelle de l'archipel sont en cours et établissent des cibles à fort potentiel sur d'autres îles comme Oahu, Maui et Lanai (Ito et al., 2017; Lautze et al., 2017; Ferguson et al., 2019) dont chacune a des besoins et des pressions différentes.

C'est également dès les années 70 que le gouvernement français a soutenu les acteurs privés pour le développement en Guadeloupe des 4,7 MW de Bouillante 1 en 1986 et des 10 MW de Bouillante 2

en 2005 (3 puits de production BO-2, BO-5 et BO-6). La centrale de Bouillante occupe environ 1 hectare au sol et s'inscrit dans le paysage urbain de la ville de Bouillante (habitations et équipements collectifs à proximité) (Figure 26.B). Cette localisation est liée à la ressource mais également au fait que la densité de population de 234 hab/Km<sup>2</sup> est ~15 fois plus élevée que sur l'île d'Hawaï. Une campagne d'exploration est en cours dans la partie sud de la baie de Bouillante (Permis Exclusif de Recherche « Vieux-Habitants ») pour accroître la production géothermique (+30-35 MW) via l'installation d'une deuxième centrale. Un vaste projet « Géothermie Caraïbes », financé par le programme Interreg, a permis notamment de confirmer l'existence d'un potentiel géothermique en Dominique (120 MW) et une interconnexion par câbles sous-marins vers la Martinique et la Guadeloupe. C'est globalement toutes les îles de l'arc Caraïbes qui présentent un potentiel (St-Kitts et Nevis (50 MW) ; Montserrat (5 MW) ; la Martinique (10-20 MW) ; Ste-Lucie (30 MW) ; St-Vincent et les Grenadines (20 MW), ainsi que Grenade (10-20 MW). 21% de l'électricité en Guadeloupe est produite par des EnRs, dont la géothermie participe à hauteur de 6% (Figure 26.B). Aux Açores, le développement de la géothermie s'est fait dans les années 80 sur l'île de São Miguel, la plus grande île des Açores (~747 Km<sup>2</sup> et 187 hab/Km<sup>2</sup>), avec deux centrales géothermiques (Ribeira Grande et Pico Vermelho) pour une capacité totale installée de 23 MW (cycle ORC) sur ~6 hectares (Figure 26.C). La géothermie a également été développée sur l'île de Terceira (~400 Km<sup>2</sup> et 138 hab/Km<sup>2</sup>) à la suite de la reprise des campagnes d'exploration dans les années 2000. En 2017 la centrale de Pico Alto est mise en production avec une capacité installée de 3,5 MW, grâce à un cycle binaire (ORC) et une emprise au sol est de l'ordre de 9 hectares (Figure 26.C). La géothermie aux Açores, couvre 26% du mix énergétique de l'archipel, et le territoire a su tirer avantage du potentiel en chaleur en développant un tourisme thermal. Quant à l'Islande, elle a construit sa première centrale de 3 MW en 1969. Le gouvernement islandais joue un rôle très important dans la politique de développement des centrales en mettant l'accent sur les phases d'exploration afin d'acquérir une connaissance solide sur la ressource et réduire le risque pour les développeurs. L'exemple du champ géothermal de Reykjanes illustre ce modèle de développement avec le début des forages d'exploration dans les années 1950 mais un démarrage des forages de production en 1998. Le champ de Reykjanes produit aujourd'hui 100 MW via 15 puits sur plus de 200 hectares (Figure 26.D). Aujourd'hui, 29% de la capacité électrique installée en Islande provient de la géothermie avec sept champs géothermiques majeurs constitués par des centrales de grande ampleur. A noter que l'Islande est une île particulière puisqu'elle constitue un pays à part entière, possède une superficie de plus de 100 000 Km<sup>2</sup> (10 à 250 fois plus grande que les autres îles citées) avec un profil topographie plat et une très faible densité de population (3,38 hab/Km<sup>2</sup>) entraînant des pressions moindres pour le développement de projets de géothermie.

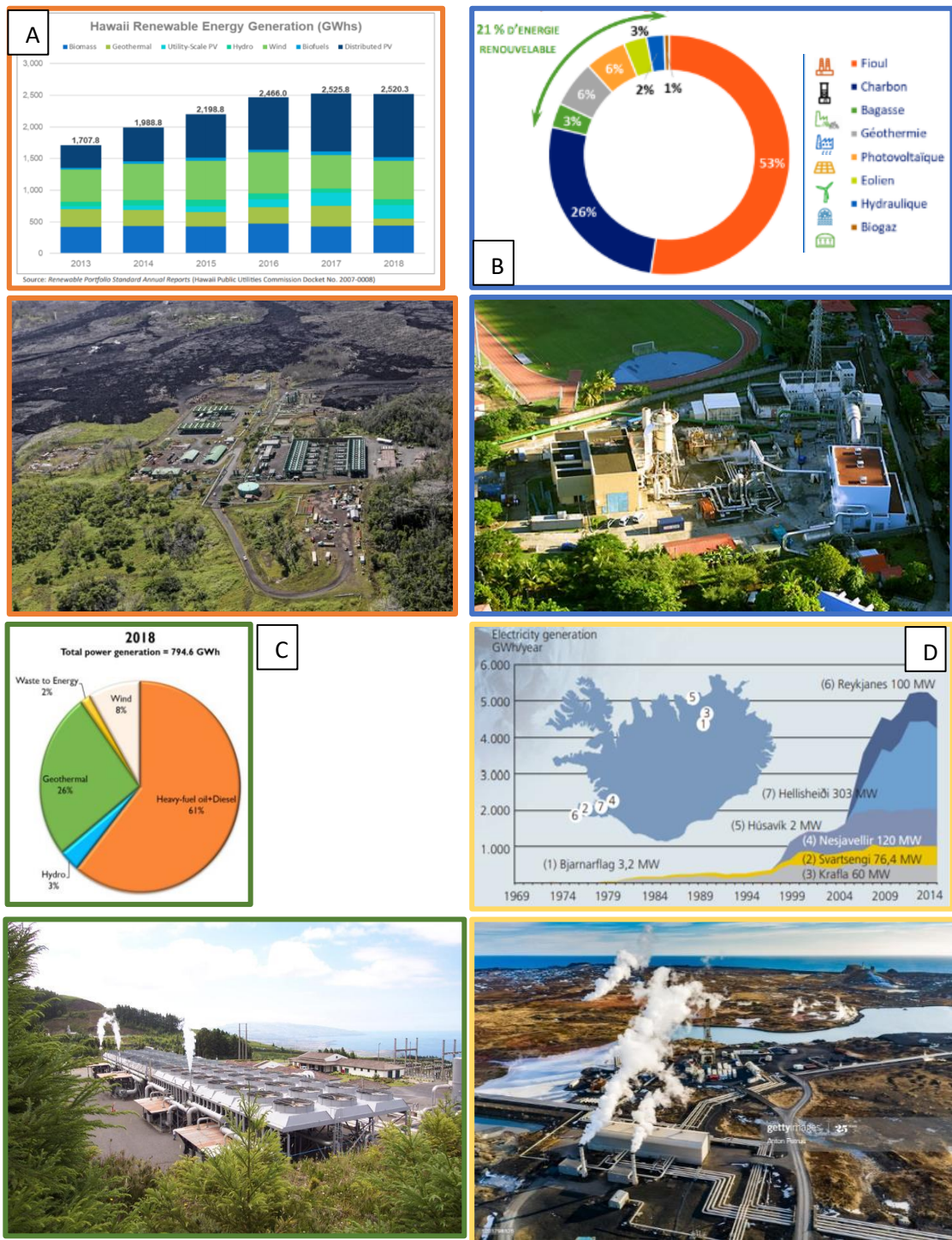
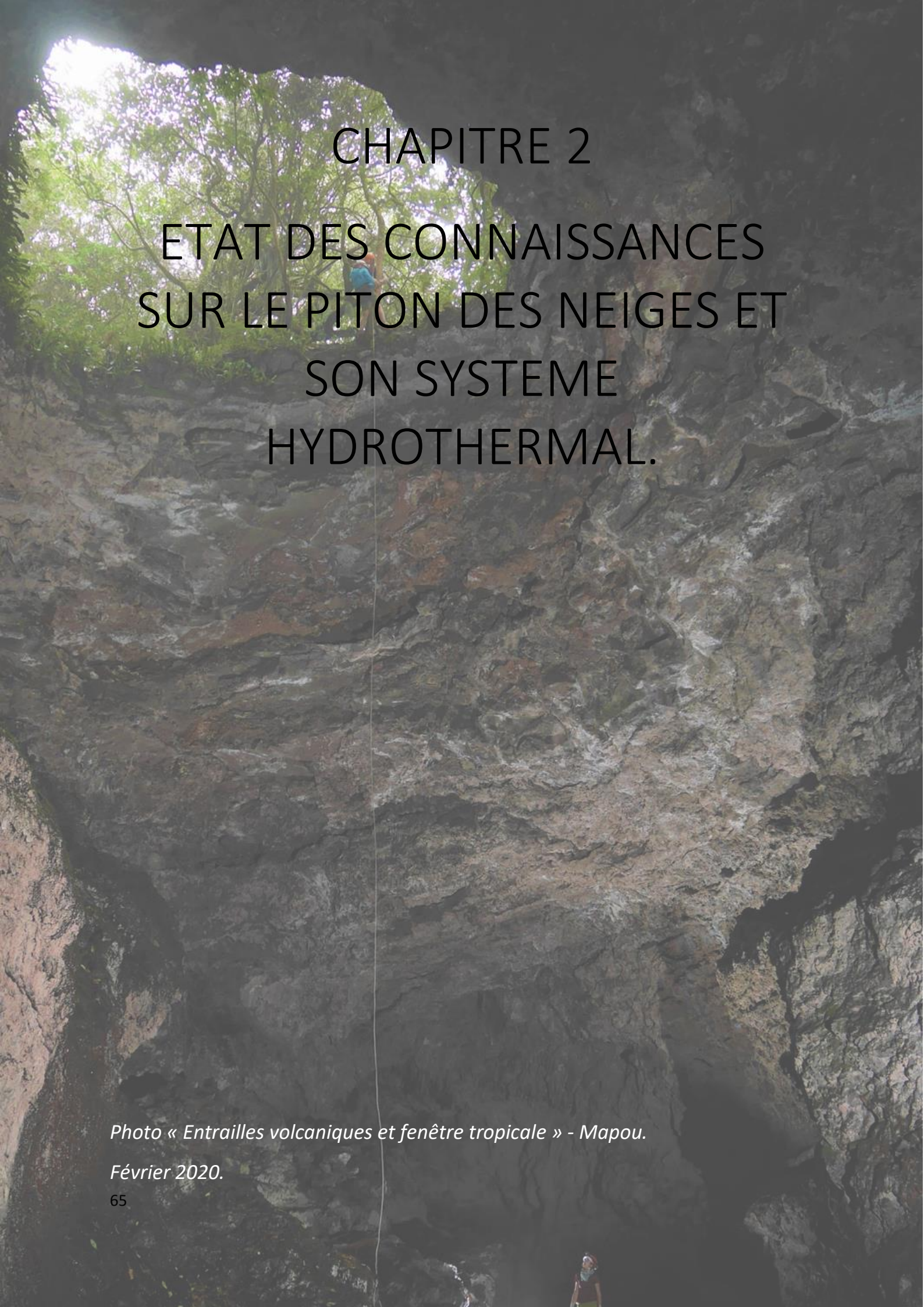


FIGURE 26 (A) PORTFOLIO DE LA PRODUCTION D'ÉLECTRICITÉ À PARTIR DES ENRS ET LEUR ÉVOLUTION DEPUIS 2013 (DONNÉES ISSUES DU RAPPORT DBEDT DE L'HAWAII STATE ENERGY OFFICE, JUILLET 2019 ET PHOTO DE LA CENTRALE DE PUNA À HAWAÏ (ÉTATS-UNIS) (~30 HECTARES) APRES L'ÉRUPTION DU KILAUEA EN 2018 ([HTTPS://WWW.HAWAII TRIBUNE-HERALD.COM/2019/12/26/HAWAII-NEWS/PGV-RECONSTRUCTION-EFFORTS-ON-SCHEDULE-TO-BE-FINISHED-BY-END-OF-2019/](https://www.hawaiitribune-herald.com/2019/12/26/hawaii-news/pgv-reconstruction-efforts-on-schedule-to-be-finished-by-end-of-2019/))); (B) PART DES ENRS DANS LE MIX ÉNERGETIQUE DE L'ÎLE DE GUADELOUPE (CHIFFRE 2018 ISSUE DU BILAN PRÉVISIONNEL 2019-2020 EDF SEI) ET PHOTO DE LA CENTRALE DE BOUILLANTE EN GUADELOUPE (FRANCE); (C) MIX ÉNERGETIQUE AUX AÇORES EN 2018 ( ) ET PHOTO DE LA CENTRALE DE PICO VERMELHO AUX AÇORES (PORTUGAL) ET (D) RÉPARTITION DES CHAMPS GÉOTHERMIQUES EN EXPLOITATION ET LEUR CAPACITÉ EN ISLANDE DEPUIS 1940 (AVEC LA PHOTO DE LA CENTRALE DE REYKJANES COUVRANT ~200 HECTARES (CHIFFRES DE 2015 ISSUE DU BILAN ÉNERGETIQUE CHIFFRE DE ORKUSTOFNUN, OS-2016-T002-01 ET OS-2016-T003-01)).







# CHAPITRE 2

## ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE PITON DES NEIGES ET SON SYSTEME HYDROTHERMAL.

*Photo « Entrailles volcaniques et fenêtre tropicale » - Mapou.*

*Février 2020.*



# 1. L'île de La Réunion :

## 1.1. Une île de point chaud

L'édifice volcanique réunionnais est issu de l'activité d'un point chaud, dont la trace est visible depuis l'Inde. Il se localise dans un compartiment du bassin des Mascareignes délimité par deux failles transformantes orientées N035 : la zone de fracture de Maharono-Wilshaw à l'ouest et la fracture de Maurice à l'est (Figure 27.A et B). La construction de l'édifice Réunion s'est initiée il y a entre 5 et 7 Ma (Upton and Wadsworth, 1972; Lénat and Bachèlery, 1988; Gillot et al., 1994) et s'élève aujourd'hui à plus de 7000 m au-dessus du plancher océanique. Les données de sismique réflexion et de gravimétrie indiquent que la lithosphère sous La Réunion ne présente pas de flexure (de Voogd et al., 1999; Lénat et al., 2009) (Figure 27.C). Cet édifice volcanique est construit par l'activité de deux volcans, en faisant un édifice polygénique, dont l'émersion est estimée à 3 Ma. L'île de La Réunion est la partie émergée de cet édifice volcanique et ne représente que 3 à 4 % du volume total (de Voogd et al., 1999; Catry, 2011). Elle est constituée de deux massifs volcaniques : Le Piton des Neiges occupant les 2/3 nord-ouest de l'île et le Piton de la Fournaise occupant le 1/3 sud-est (Figure 27.D).

Le Piton des Neiges (altitude 3070 m) est le volcan le plus ancien de l'île et il est aujourd'hui inactif depuis près de 29 Ka (Kluska, 1997). Le Piton de la Fournaise (altitude 2620 m) constitue le volcan actif de l'île avec une moyenne d'une éruption par an depuis deux siècles. Il s'est édifié sur le flanc sud-est du Piton des Neiges vers 450 Ka (Lebas et al., 2018). Il a progressivement migré de l'ouest vers le sud-est jusqu'à sa position actuelle en formant quatre calderas emboîtées (Merle et al., 2010), la plus récente étant le cratère Dolomieu (2007). L'Enclos Fouqué constitue également le plancher d'une ancienne caldera formée il y a ~4,7 ka (Bachelery, 1981). L'existence d'un troisième volcan, le volcan des Alizés, aujourd'hui complètement masqué par le volcan du Piton de la Fournaise, est proposée sur la base de deux indices : (1) des coulées de lave à phénocristaux de feldspaths affleurant dans la vallée de la rivière des remparts montrant qu'une phase différenciée a précédé la construction du Piton de la Fournaise; et (2) un complexe intrusif sous le Grand Brûlé, repéré par gravimétrie (Malengreau et al., 1999; Lénat et al., 2001; Gailler et al., 2009) et recoupé par le forage géothermique SR1 à ~1000 m de profondeur (Rançon et al., 1988 ; Malengreau, 1995 ; Gailler *et al.*, 2009 ; Smietana, 2011; Lénat *et al.*, 2012). Les récents travaux de Lebas et al. (2018) remettent en cause l'existence de ce troisième édifice et proposent que la construction de l'île soit centrée sur l'actuel Piton des Neiges, sur lequel est ensuite venu se former le cône adventif de La Fournaise.

Les flancs de l'édifice volcanique réunionnais montrent une topographie irrégulière « en éventail » (Figure 27.D) tout autour de l'île et s'étendant à plus de 100 km des côtes. Ces reliefs sont interprétés comme des dépôts de type avalanches de débris issus de déstabilisations de flanc (Labazuy, 1996; de Voogd et al., 1999; Lénat et al., 2001; Oehler et al., 2004; Lebas et al., 2018), de slumps (Le Friant et al., 2011), et/ou de cônes alluviaux (Sisavath et al., 2012; Saint-Ange et al., 2013). La continuité terre-mer de certains de ces dépôts volcanoclastiques est observée, comme au Cap La Houssaye, à Saint Gilles (Bachelery et al., 1996; Chaput, 2013).

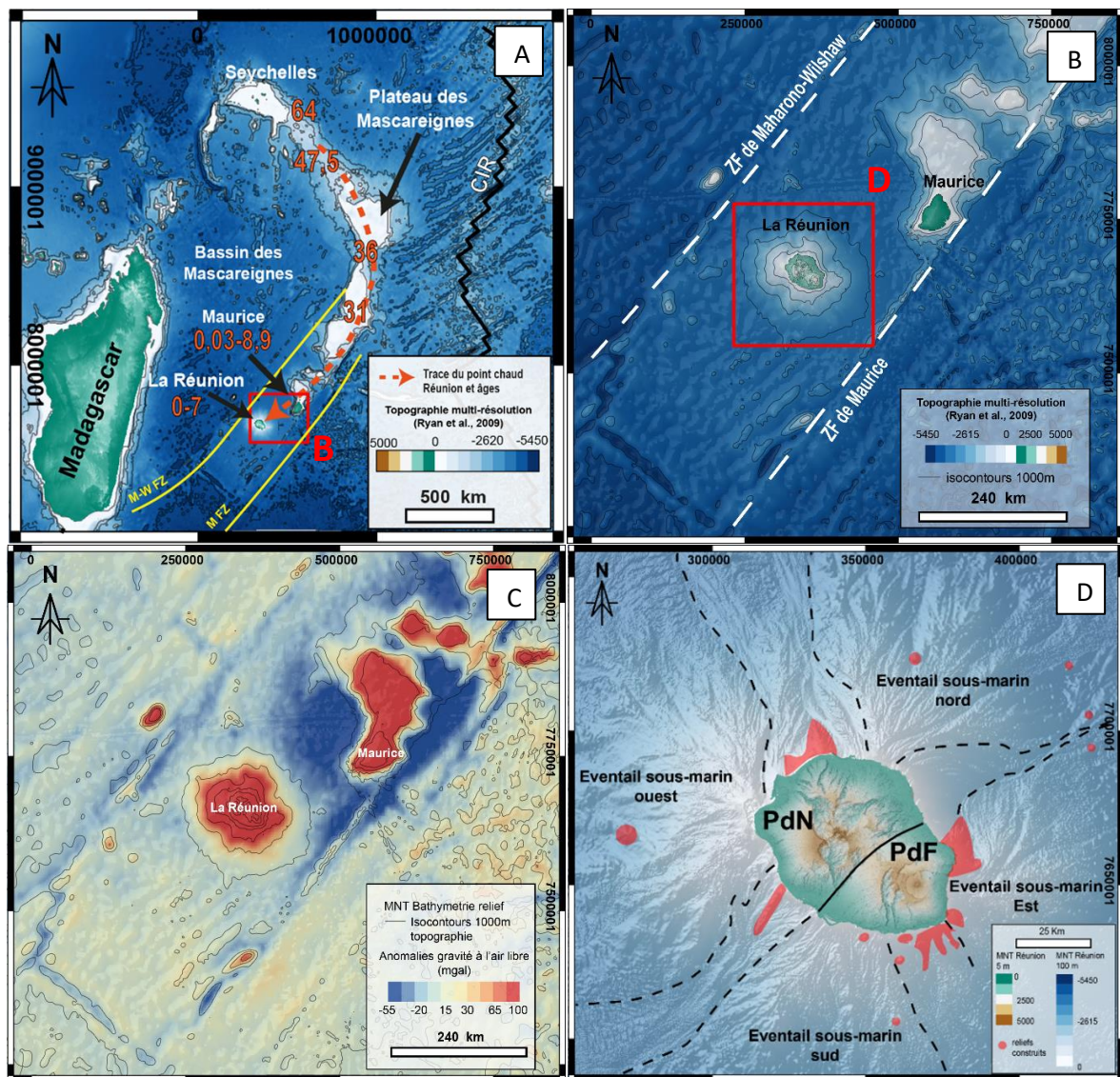


FIGURE 27 : A) CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE LA ZONE OUEST DE L'OCEAN INDIEN AVEC LA TRACE DU POINT CHAUD AYANT CONDUIIT A L'EDIFICATION DE L'ENSEMBLE DES CHAPELETS D'ILES DONT L'ILE DE LA REUNION (SMITH ET SANDWELL, 1997, AGES DU VOLCANISME (DUNCAN & HARGRAVES, 1990; DUNCAN & STOREY, 1992; LENAT ET AL., 2001; O'NEILL ET AL., 2005; MOORE ET AL., 2011; SMIETANA, 2011) ; UN ZOOM EN B) LOCALISANT LE BLOC PORTANT L'ILE DE LA REUNION ET L'ILE MAURICE, DELIMITE PAR LES FRACTURES ZONES DE MAHARONO-WILSHAW ET DE MAURICE (SMITH ET SANDWELL, 1997) ; EN C) LA CARTE DES ANOMALIES DE GRAVITE A L'AIR LIBRE ILLUSTRANT UNE ABSENCE DE FLEXURE DE LA LITHOSPHERE SOUS LA REUNION (SMITH ET SANDWELL, 1997) ; EN D) LA BATHYMETRIE (SAVOYE, 2006) AU POURTOUR DE L'ILE DE LA REUNION CARACTERISEE PAR DES EVENTAILS SEDIMENTAIRES (OEHLER, 2005), ET LA PRESENCE DE RELIEFS CONSTRUITS (VOLCANIQUES) PROLONGEANT LES RIFT-ZONES OBSERVEES A TERRE EN MER.

## 1.2. Géographie, climat et paysage énergétique réunionnais

L'île de La Réunion est située dans la partie ouest de l'océan Indien, à environ 700 Km de Madagascar, et couvre une superficie de 2504 km<sup>2</sup>. Elle présente en son cœur un relief très accidenté (i.e vallées profondes, crêtes, remparts et sommets) et des flancs avec une topographie plutôt lisse (Figure 28). Située au nord du tropique du Capricorne, l'île est sujette à un climat tropical humide marqué par deux saisons, une saison des pluies sous l'influence de tempêtes tropicales et cyclones, entre janvier et avril, et une saison sèche de mai à novembre. Le relief imposant de l'île entraîne un contraste saisissant dans la pluviométrie entre le flanc est de l'île, soumis aux vents dominants enregistrant 3000 à 10000 mm de pluviométrie par an, et le flanc ouest de l'île, sous le vent, qui enregistre moins de 1500 mm/an de pluies (METEO-France). Au centre de l'île, Salazie (Sal, Figure 28) enregistre une pluviométrie de plus de 3000 mm/an alors que pour Cilaos (Cil, Figure 28) et Mafate (Maf, Figure 28) elle se situe entre 1500 et 3000 mm/an (Figure 28). La majorité des foyers de précipitations se rencontrent entre 1000 et 2000 m d'altitude (METEO-France).

Le Piton des Neiges possède un réseau de drainage ayant une organisation typique des cônes volcaniques avec une organisation centrifuge vers le sommet actuel du Piton des Neiges. Les rivières majeures (i.e pérennes) de ce réseau de drainage entaillent profondément l'édifice et présentent une morphologie typique de vallées en amphithéâtres (i.e rivière des pluies, rivière Saint-Denis, rivière bras de la plaine) laissant des reliquats de surface de forme triangulaire appelées planèzes. Certaines de ces vallées (i.e rivière des Galets, rivière du Mât, rivière Bras de Cilaos) possèdent un bassin versant très large (~ une centaine de km<sup>2</sup>) et sont appelées localement cirques : Mafate (108 km<sup>2</sup>, nord-ouest), Salazie (121 km<sup>2</sup>, nord-est) et Cilaos (100 km<sup>2</sup>, sud). Le Piton de la Fournaise présente un réseau de drainage beaucoup moins mature mais est tout de même entaillé par trois rivières principales, la rivière de l'Est, la rivière Langevin, la rivière des remparts. Les têtes de ces vallées en amphithéâtre viennent se connecter à la cicatrice de la caldera de la Plaine des Sables, mais restent en dehors de la caldera actuelle.

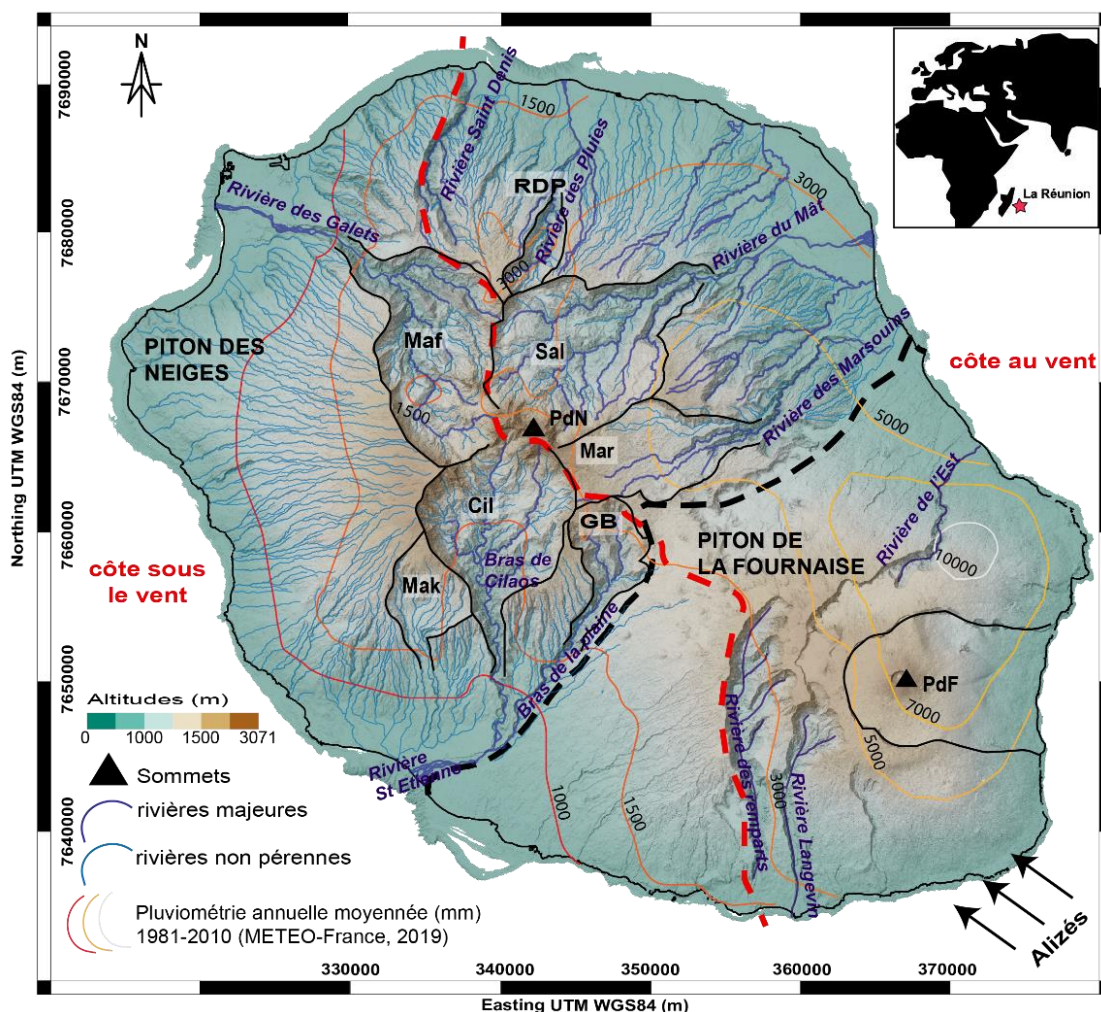


FIGURE 28 : CARTE TOPOGRAPHIQUE DE L'ÎLE DE LA RÉUNION REGROUPANT LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE, LES DONNEES DE PLUVIOMETRIE MOYENNEES SUR 30 ANS (DONNEES METEO-FRANCE, 2019) AINSI QUE L'ORIENTATION DES VENTS DOMINANTS (LES ALIZES), ET LA DELIMITATION ENTRE LA COTE AU VENT ET LA COTE SOUS LE VENT.

L'île de La Réunion compte plus de 857 000 habitants (chiffres 2019), ce qui représente une densité de population de ~351 habitants par km<sup>2</sup>. Cependant cette densité de population est très hétérogène sur l'île puisque 50% de la population habite sur la zone littorale (INSEE, 2016). Le taux de dépendance énergétique de La Réunion augmente progressivement depuis 2015 et est actuellement de 87,5% pour l'année 2019 (BER 2020). La production électrique représente 43% de la part des combustibles fossiles utilisés sur le territoire (contre 52% pour les transports). Cette augmentation de la dépendance ne va pas dans le sens de la loi relative à la transition énergétique pour la croissance verte, qui fixe pour objectif pour les départements et régions d'outre-mer (DROM) de tendre vers l'autonomie énergétique en 2030. Depuis 2010, la production d'électricité augmente d'environ 1,7%/an. L'île possède aujourd'hui une puissance électrique installée de 899,7 MW dont la répartition est illustrée en Figure 29.A (BER 2020). La part des EnRs dans le mix électrique est de 31,2% pour l'année 2019 (Figure 29.B), ce qui représente le plus faible taux depuis 2011 (BER 2020). Les EnRs à La Réunion sont dominés par l'hydraulique (13,7%), la bagasse (7,9%), le photovoltaïque et l'éolien (9,4%). L'année

2018 a vu apparaître dans son mix énergétique la production d'électricité par le bioéthanol (0,2%) et le développement du stockage (BER 2020). Le réseau électrique possède une courbe de charge caractérisée par une pointe en journée (liée à la climatisation) et une pointe le soir (éclairage et appareils domestiques), mais subit aussi des fluctuations qui peuvent survenir de manière drastique au cours de la journée. Cela nécessite une flexibilité sur le réseau qui n'est pas permise avec les EnRs intermittentes (photovoltaïque et éolien) et qui est actuellement majoritairement absorbée par les énergies fossiles (le taux de production hydraulique restant constant). En septembre 2019, la Commission de Régulation de l'Énergie (CRE) met en évidence que le stockage par batteries permet de répondre, en partie, aux besoins de flexibilité sur le réseau des zones non interconnectées (ZNI) et encourage ainsi son développement (6 MW de stockage sont disponibles sur l'île). Dans les ZNI comme l'île de La Réunion, le développement des EnRs est primordial pour répondre aux objectifs nationaux.

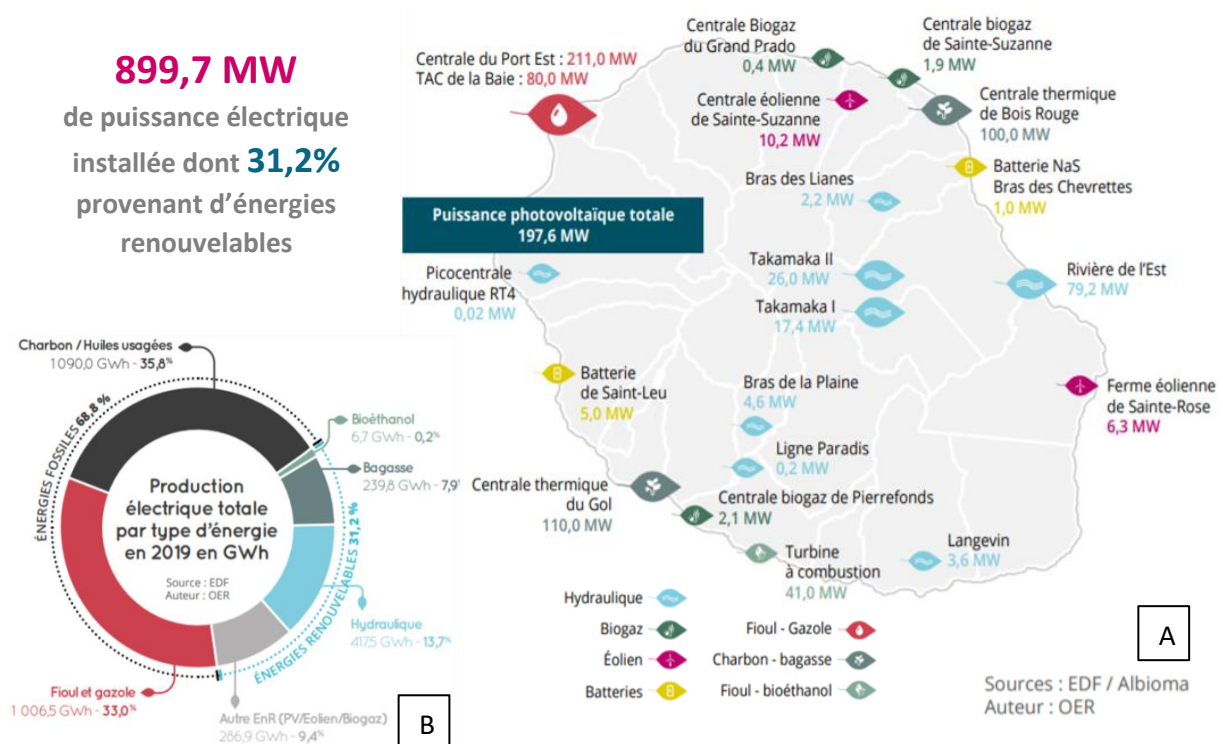


FIGURE 29 : (A) CARTE DE LA REUNION ILLUSTRANT LE PARC DE PRODUCTION ELECTRIQUE ET (B) LA REPARTITION DE LA PUISSANCE RACCORDEE AU RESEAU ELECTRIQUE AU 31 DECEMBRE 2019 SELON LES MODES DE PRODUCTION METTANT EN EVIDENCE LA PART DES ENERGIES FOSSILES ET LA PART DES ENERGIES RENOUVELABLES DANS LE MIX ELECTRIQUE REUNIONNAIS (MODIFIE D'APRES BER DE LA REUNION-2020).



### 1.3. Géologie du Piton des Neiges

La chronostratigraphie de l'édifice a évolué au fur et à mesure des datations acquises sur le volcan du Piton des Neiges. En 2006, une carte géologique au 1/100 000<sup>ème</sup> du Piton des Neiges (Nehlig et al., 2006) est éditée (Figure 30.A) en se basant sur le découpage chronostratigraphique de Kluska (1997) (Figure 30.B). En 2012 (Salvany et al., 2012) et plus récemment en 2018 (Famin, 2018), de nouvelles datations et données de terrain ont apporté une connaissance plus fine de l'évolution du Piton des Neiges. Ce paragraphe synthétise ainsi la connaissance actuelle de l'évolution de ce massif volcanique.

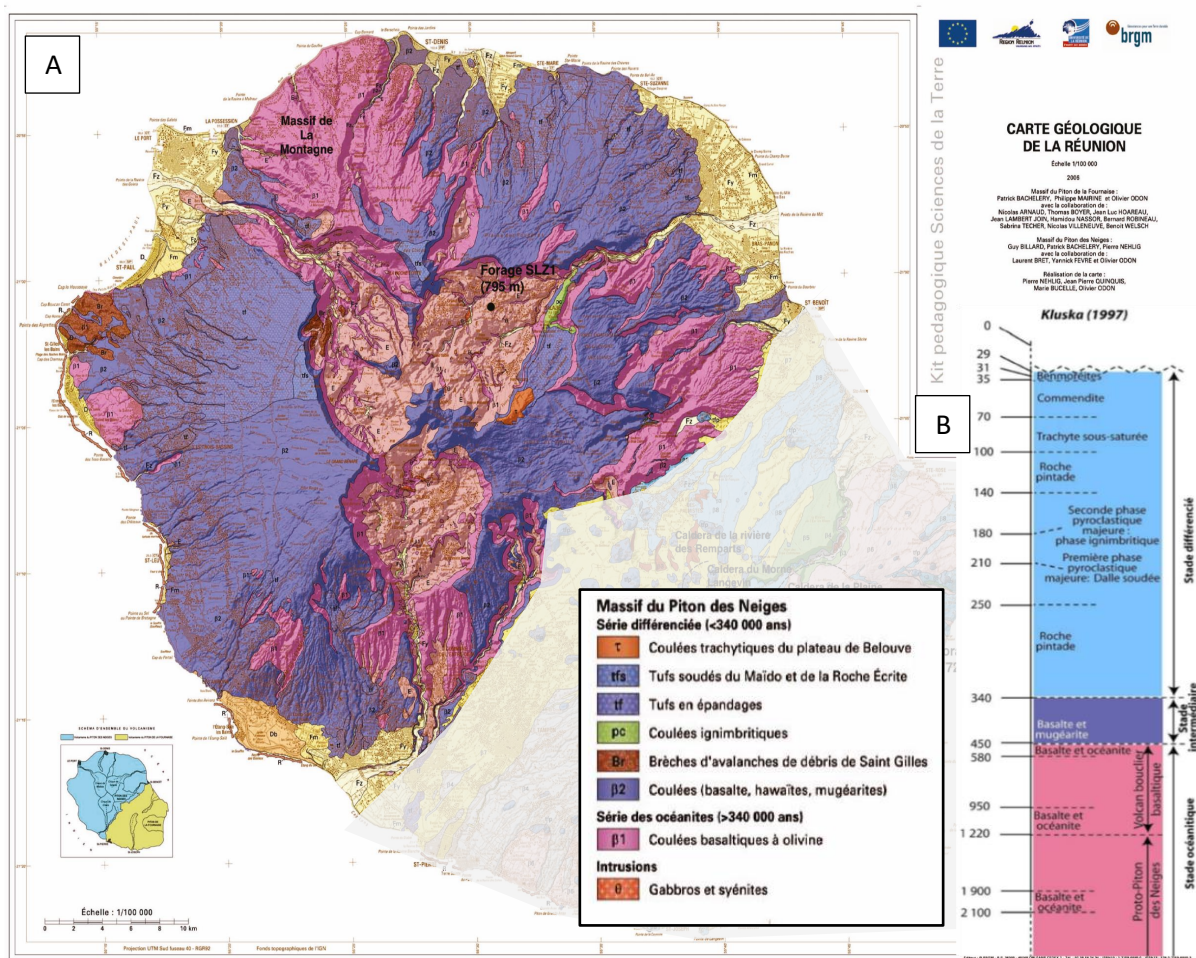


FIGURE 30 : (A) CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES AU 1/100 000<sup>EME</sup> DE NEHLIG ET AL. (2006), BASEE SUR LA CHRONOSTRATIGRAPHIE DE (KLUSKA, 1997) ILLUSTRÉE EN (B).

### 1.3.1. Chronostratigraphie actualisée du Piton des Neiges

L'histoire géologique du Piton des Neiges est marquée par une évolution d'un stade d'édification dit bouclier (laves basaltiques), suivi d'un stade différencié (laves différenciées). La chronostratigraphie la plus récente est celle de Salvany et al. (2012) basée sur l'ensemble des datations radiométriques disponibles à La Réunion et d'analyses géomorphologiques. A partir d'observations de terrain et de datations complémentaires, Famin, (2018) propose une mise à jour de cette chronostratigraphie, subdivisant la construction du Piton des Neiges en six périodes subaériennes, dont quatre dans le stade bouclier (PN0, LM, PN1, PN2) et deux dans le stade différencié (PN3-PN4) (Figure 31.B).

La période PN0 (3 -2,5 Ma) correspond à l'émersion du Piton des Neiges jusqu'à une période de cessation d'activité marquée par des discordances érosives. Après une période de quiescence de 300 ka, l'édification se poursuit avec la période « La Montagne » (LM; 2,2 – 1, 9 Ma), qui est associée par certains auteurs à la construction d'un édifice distinct au nord-ouest du Piton des Neiges (Gillot et Nativel, 1982 ; Gillot et al., 1994). Les formations associées à cette période sont des coulées de basalte à olivine très zéolitisées et intrudées. S'en suit, après une période de quiescence de 500 ka durant laquelle de nombreux épisodes de déstabilisations sont recensés, la phase PN1 (1,4 – 0,935 Ma) dont l'activité est centrée sur le sommet actuel et produit également des coulées de basalte à olivine zéolitisées mais peu intrudées. Le stade bouclier prend fin à la suite de la phase PN2 (0,807 – 0,428 Ma), aussi appelée phase des océanites récentes puisqu'elle est constituée de coulées de basalte à olivine non zéolitisées. Les coulées de cette phase remplit essentiellement les paléo-vallées creusées dans le massif PN1 lors d'une période de quiescence raccourcie à 130 ka (Famin, 2018) au lieu de 350 ka (Salvany et al., 2012). Le passage au stade différencié est marqué par la production de basaltes à phénocristaux de plagioclase, appelées localement roches pintade. Au cours de la phase PN3 (370 - 210 ka), un stratovolcan s'édifie en produisant des hawaïites et des mugéarites. Dans la nouvelle chronostratigraphie l'entrée dans la phase terminale PN4 (190 – ~29 ka) est marquée par une phase explosive produisant des ignimbrites et des coulées pyroclastiques, qui sera suivi par des coulées d'hawaïtes, mugéarites, benmoréites et des dépôts trachytiques. L'âge de la dernière éruption du Piton des Neiges n'est cependant pas tout à fait tranché puisque plusieurs datations par différentes méthodes sont disponibles sur le même dépôt pyroclastique. Cette controverse fera l'objet du paragraphe suivant.

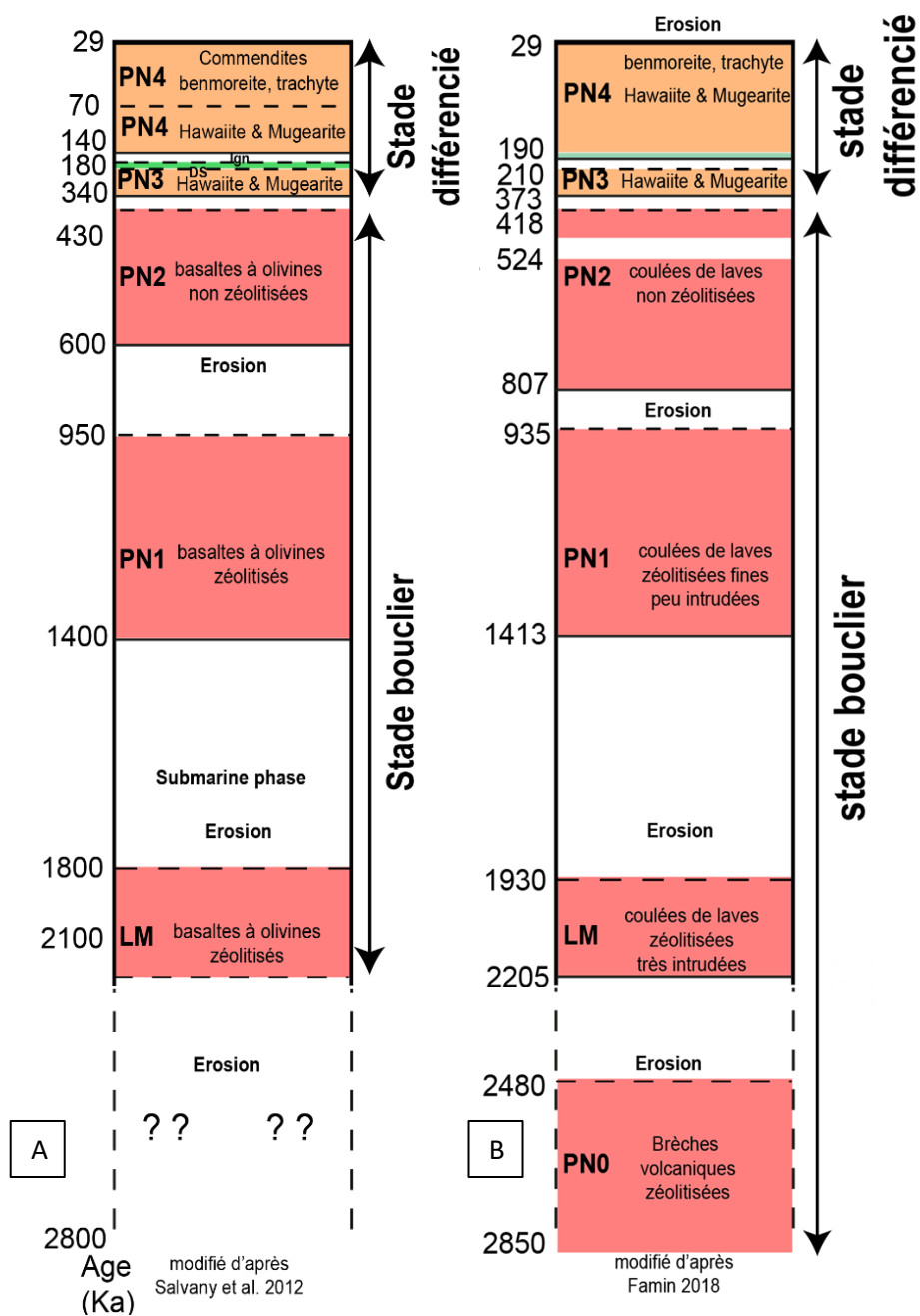


FIGURE 31 : COMPARAISON DE LA CHRONOSTRATIGRAPHIE ACTUALISEE DE FAMIN (2018) PAR RAPPORT A LA CHRONOSTRATIGRAPHIE DE SALVANY ET AL., 2012 (MODIFIE DE KLUSKA, 1997) ILLUSTRANT LA CONNAISSANCE LA PLUS ACTUALISEE DE L'EVOLUTION DU PITON DES NEIGES.

### 1.3.2. Structure interne du Piton des Neiges

L'érosion intense du massif du Piton des Neiges permet un accès privilégié à sa structure interne. Ainsi, les études de terrain (Chevallier, 1979 ; Chaput et al., 2014, 2017) ont mis en évidence l'organisation préférentielle des intrusions de l'édifice du Piton des Neiges sous forme de rift-zones (concentrations de dykes de 5 à 10 Km de largeur dans une orientation préférentielle) et de sill-zones (piles de sills de quelques dizaines de mètres d'épaisseur), dont le mode de mise en place et l'orientation sont contrôlés par la fabrique crustale et par la rhéologie de l'édifice. Le massif du Piton des Neiges se structure avec une rift-zone N110-160°E partant du cirque de Salazie et s'évasant vers le massif de La Montagne (Figure 32.A), dans la partie nord-ouest du flanc nord, dont la nature majoritairement basique des intrusions suggère une activité le long de cette structure durant le stade bouclier (> 418 ka). Une seconde rift-zone, N030°E, s'étend au travers de l'édifice dans Salazie, Cilaos et se prolonge en mer (Oehler et al., 2008; Saint-Ange et al., 2011; Smietana, 2011) au Sud d'Etang Salé (Figure 32.A). Elle est composée à la fois d'intrusions basiques et différenciées, ce qui implique une activité qui se maintient depuis le stade bouclier jusqu'au stade différencié. Deux sill-zones à pendage externe participent également à la structuration de l'édifice, l'une dans la partie ouest de Cilaos (Cilaos SZ, Figure 32.A), essentiellement basique, et une autre (Salazie SZ, Figure 32.A) dans la partie ouest de Salazie et nord-est de Mafate comprenant des sills à la fois basiques et différenciés, témoignant d'une activité durant le stade de déclin de l'édifice.

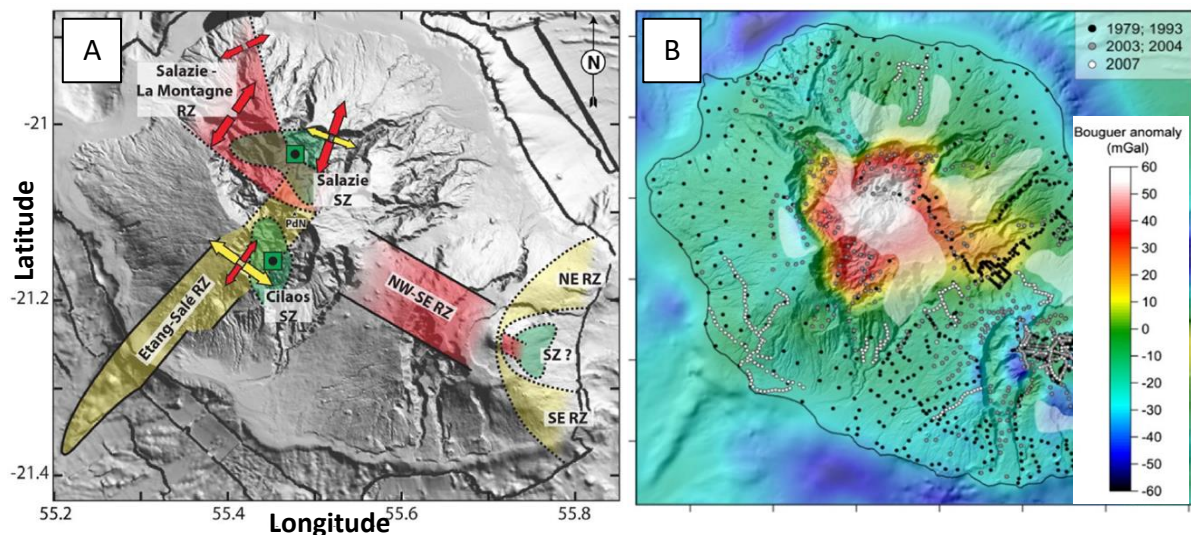


FIGURE 32 : A) L'ORGANISATION DU SYSTEME INTRUSIF DU PITON DES NEIGES LE LONG DE DEUX AXES DE RIFT-ZONES (SALAZIE-LA MONTAGNE RZ, N110-160°E ET ETANG SALE RZ, N030°E) ET 2 SILL-ZONES (SALAZIE SZ ET CILAOS SZ) (D'APRES CHAPUT ET AL., 2017), EN B) LA CARTE DES ANOMALIES DE GRAVITE SOUS LE PITON DES NEIGES, METTANT EN EVIDENCE UN CORPS DENSE SOUS LE PITON DES NEIGES (D'APRES GAILLER ET LENAT, 2010). LES ZONES BLANCHES SONT LES ZONES FAIBLEMENT CONTRAINTEES PAR L'INTERPOLATION.

Globalement les intrusions différenciées sont principalement concentrées le long de la rift-zone N030°E et dans la sill zone de Salazie, à proximité du sommet actuel de l'édifice (Chaput, 2013). Parmi les intrusions différenciées, on trouve des intrusions de syénite qui sont remarquablement épaisses, avec d'une part l'intrusion du défilé Piton de sucre – La Chapelle qui présente une puissance de 30 m et recoupe verticalement les formations géologiques depuis le fond de la rivière jusque dans le rempart ouest du cirque, sous le Grand Bénare, et d'autre part le sill de la ravine Ferrière d'une puissance de 40 m recoupant également les unités de brèche ancienne. Dans Salazie, ces intrusions se retrouvent le long de la rivière du Mât (~750 m d'altitude) dans le secteur de Trou blanc où elles recourent verticalement le corps gabbroïque et l'unité de brèche ancienne de fond de cirque. La nature différenciée des syénites indique une mise en place durant le stade différencié du Piton des Neiges, PN3 ou PN4, mais bien que des essais de datations ont été entrepris (McDougall, 1971), il n'y a à ce jour pas de datation disponible permettant de préciser leur âge de mise en place.

La structure interne du Piton des Neiges est également caractérisée par la présence d'un complexe hypovolcanique gabbroïque dont le toit affleure le long de la rivière du Mât (Rançon et al., 1988). L'extension pluri-kilométrique centrée sous le cirque de Salazie est révélée par une anomalie majeure de densité (Figure 32.B ; Gailler and Lénat, 2010). Le forage d'exploration géothermique SLZ-1 confirmera la présence de ce complexe, dont le toit est recoupé à ~350 m sous le niveau de la mer (Chovelon, 1968; Demange et al., 1989). Berthod et al. (2020) proposent que ce complexe plutonique soit composé de deux réservoirs magmatiques distincts, l'un composé de péridotites et l'autre de gabbros lités, et que ce complexe se soit formé par injections et refroidissement distincts durant toute la période du stade bouclier. Le toit de ce complexe est marqué par une déformation cisailante vers le nord et une altération hydrothermale dans le faciès schiste vert (Figure 33). Cette déformation cisailante est associée à un détachement dans lequel les sills se seraient intrudés durant le stade bouclier du Piton des Neiges (Famin et Michon, 2010 ; Famin et al., 2016 ; Berthod, 2016). Les gabbros se retrouvent dans Cilaos, mais uniquement sous forme d'intrusions d'échelle métrique, avec notamment un dyke d'une cinquantaine de mètre d'épaisseur en contrebas de la Chapelle le long de la rivière Bras Rouge (Rançon et al., 1988).

La caldera du Piton des Neiges constitue un troisième élément majeur de la structure interne du Piton des Neiges. Bien que le tracé et son existence soit toujours sujet à débat, les failles normales observées pour la première fois par Chevalier (1979) dans les coulées de lave zéolitisées PN1 au niveau de la crête du Taïbit (limite sud du cirque de Mafate), ainsi que dans celles du Col des Bœufs (limite sud-est du cirque de Mafate) sont interprétées comme les témoins de la limite ouest de la caldera. Ces

failles délimitent un dépôt pyroclastique daté à ~210 Ka situé en haut du rempart, d'un dépôt d'ignimbrite plus récent, daté à ~176 Ka (Kluska, 1997), mais situé en contrebas de ce dernier. La limite est de cette caldera présente quant à elle moins d'évidences de terrain dont les auteurs (Chevalier, 1979 ; Sanjuan et al., 2011) proposent une extension plus ou moins étendue vers l'est mais toujours centrée sur le sommet actuel du Piton des Neiges. Une caldera d'échelle restreinte au Rond de Bras Rouge (partie amont de la rivière Bras Rouge), associée à l'effondrement du cratère terminal du Piton des Neiges est également documentée (Chevalier, 1979). Nous détaillerons les différents modèles et l'extension proposée à cette caldera dans la partie suivante de ce chapitre.

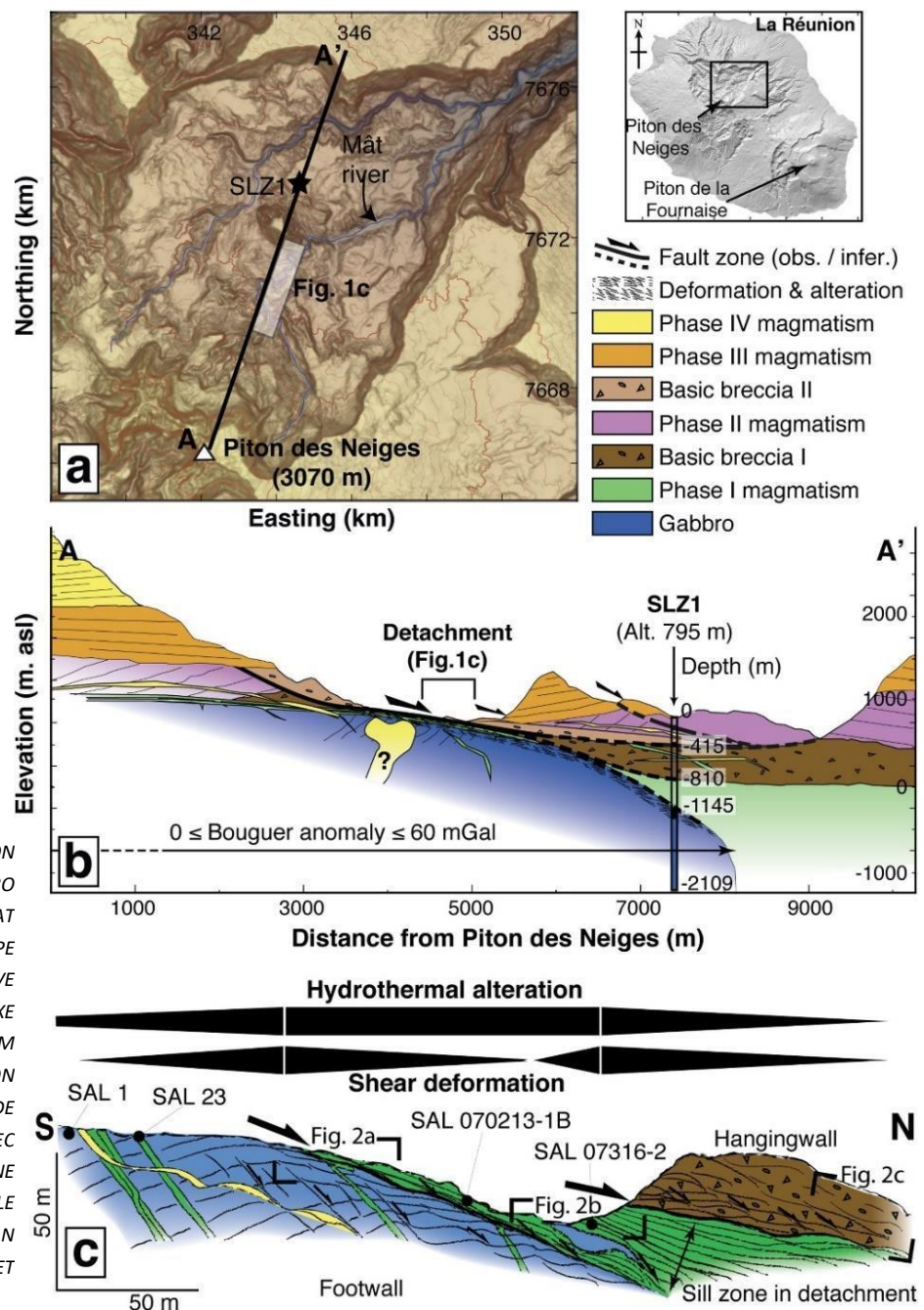


FIGURE 33 : LA LOCALISATION DE L'AFFLEUREMENT DE GABBRO LE LONG DE LA RIVIERE DU MAT DANS SALAZIE, EN B) UNE COUPE GEOLOGIQUE INTERPRETATIVE DE LA POSITION DE CE COMPLEXE PLUTONIQUE ET EN C) UN ZOOM ILLUSTRANT LA DEFORMATION AFFECTANT LE TOIT DE COMPLEXE GABBROÏQUE AVEC UNE DEFORMATION ET UNE ALTERATION HYDROTHERMALE LOCALISEE AU NIVEAU DU PLAN DE DETACHEMENT (FAMIN ET AL., 2016)

## 2. La géothermie à La Réunion

### 2.1. Historique des campagnes de prospection

L'étude du potentiel géothermique sur l'île de La Réunion est marquée dans le temps, par deux phases d'exploration notables. Les premières études (Lopoukhine et Stieltjes, 1978 ; Gérard et Stieltjes, 1979 ; Chevallier, 1979 ; Gérard et Rançon, 1981) ont débuté dans les années 1978-1986, par des campagnes d'exploration préliminaires (géologie, géochimie des eaux, géophysique) ayant conduit à cinq forages de gradient géothermique de 200 m, dont seul le forage SGTH 1 de « Roche Plate » dans le cirque de Salazie a présenté un gradient géothermique de 200°C/Km. Les quatre autres forages réalisés dans le cirque Grand Pays, le cirque du Grand Brûlé, et la Plaine des palmistes n'ont pas présenté d'anomalie de température (Figure 35). A partir de 1983, le BRGM (Chovelon, 1986 ; Rançon, 1986 ; Demange, 1986) décide ainsi de se concentrer uniquement sur le cirque de Salazie et la zone du Grand Brûlé où deux forages d'exploration profonds ont été réalisés : SR1 (secteur Nord Grand Brûlé) allant jusqu'à 3003,5m avec un gradient géothermique à peine plus élevé que le gradient géothermique terrestre moyen (48°C/Km) et SLZ-1 (« Radier » à Vieille place) allant jusqu'à 2109 m avec un gradient géothermique élevé (86°C/Km) mais une absence de fluides (Demange et al., 1989) qui a conduit à l'abandon de la prospection.

Il faudra attendre les années 2000 pour que Conseil Régional de La Réunion lance de nouvelles études (géologie, géochimie des indices de surface (sources et gaz des sols), géophysique) afin de compléter les études antérieures (Sanjuan et al., 2000, 2001 ; Frissant et al., 2003a, 2003b ; Lénat et al., 2003a, 2003b ; Phoenix Geophysics, 2002 ; PB Power 2002, 2003a, 2003b, 2005 ; Geosystem, 2004, 2005). A l'issue de ces études, un modèle conceptuel a été proposé avec un système hydrothermal en U (Figure 34.A), se rechargeant sur les hauteurs du Piton des Neiges et une remontée des fluides guidée par les intrusions de grandes ampleurs, notamment les syénites (Sanjuan, 2001). Cependant, la difficulté d'accès aux affleurements n'a pas permis de mettre réellement en évidence les structures de la caldera, et son emprise sur la Plaine de Bébour-Bélouve n'est pas vérifiée (Figure 34.B). De plus, les zones présentant les forts indices d'hydrothermalisme se situent dans des zones difficiles d'accès impliquant des contraintes techniques importantes pour le passage à la phase du forage d'exploration. Dans le même temps, les prospections décèlent une anomalie magnétique et gravimétrique d'environ 20 km<sup>2</sup> sous la Plaine des Sables du Piton de la Fournaise. La cible pour le forage profond d'exploration sera ce corps dense, cependant le projet a été avorté à la suite d'oppositions pointant des contraintes environnementales fortes dans la zone (création du Parc national de La Réunion et candidature à la classification au patrimoine de l'UNESCO).

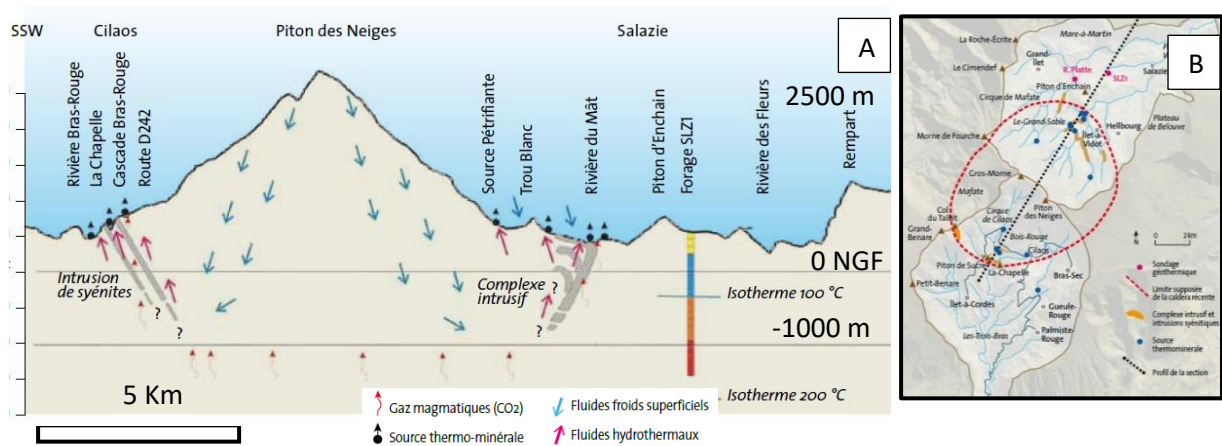


FIGURE 34 : (A) MODELE CONCEPTUEL DU SYSTEME HYDROTHERMAL REUNIONNAIS A PARTIR DES DONNEES DE PROSPECTION AVEC UNE INFILTRATION DES EAUX DE PLUIE SUR LES HAUTEURS DU PITON DES NEIGES ET UNE RESURGENCE SOUS FORME DE SOURCE THERMO-MINERALES RECHAUFFES PAR LE COMPLEXE HYPOVOLCANIQUE SOIT LE LONG DES INTRUSIONS DE SYENITE (MODIFIE D'APRES SANJUAN ET AL., 2001). (B) DELIMITATION ET L'EMPRISE DE LA CALDERA SUPPOSEE A L'ISSUE DES TRAVAUX DES ANNEES 2000.

Une synthèse à partir de l'ensemble des données du sous-sol disponibles est réalisée avec une prise en compte des données de contraintes environnementales (ZNIEFF, PLU, Parc National, ...) par Dezayes et al. (2015). Ce travail de synthèse propose une carte localisant les secteurs d'intérêts (Figure 35) pour la géothermie, et identifie le cirque de Cilaos et le cirque de Salazie comme les cibles les plus favorables puisqu'ils présentent de nombreux indices de surface (sources thermales, dégazage, gradient géothermique élevé, corps dense repéré en géophysique, couche conductrice) et se situent en dehors du Parc National de La Réunion. Ces secteurs sont donc actuellement parmi les cibles prioritaires d'exploration. Des travaux de prospection ont aussi été menés dans le cadre d'une thèse sur la caractérisation hydrochimique des indices hydrothermaux sur le massif du Piton des Neiges, en particulier dans les cirques permettant de proposer un modèle actualisé du système hydrothermal (Bénard 2020 ; Figure 36).



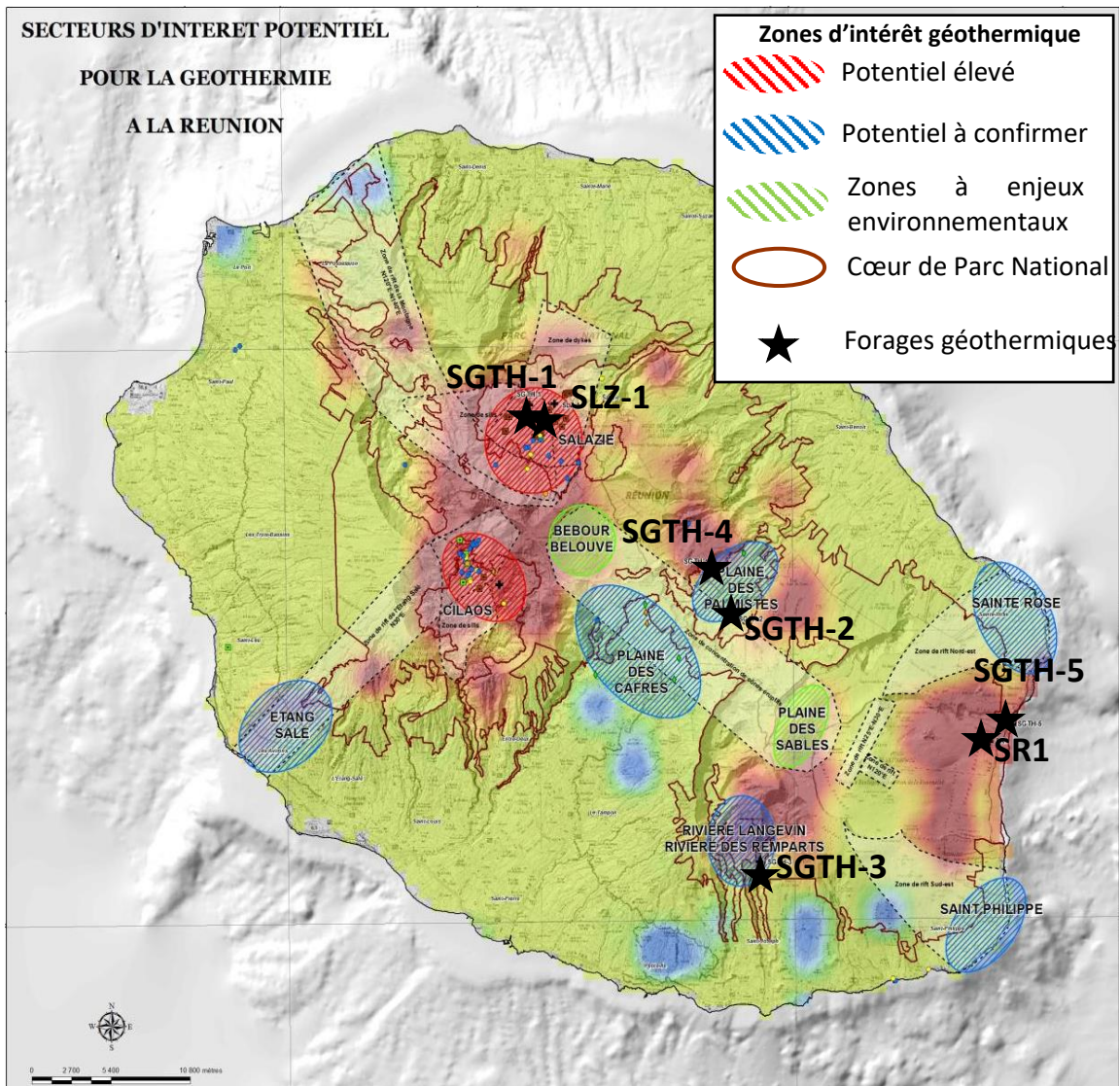


FIGURE 35 : CARTE SYNTHETIQUE DES ZONES D'INTERETS PROPOSEE PAR DEZAYES ET AL. (2015) A PARTIR DE L'ENSEMBLE DES DONNEES DISPONIBLES SUR L'ILE DE LA REUNION.

## 2.2. Etat des lieux de la connaissance du système hydrothermal du Piton des Neiges

Le modèle conceptuel (Figure 36) le plus actuel est proposé par Bénard et al. (2020) et Bénard (2020). Ces travaux confirment une alimentation du système hydrothermal essentiellement par des eaux météoriques d'altitude (> 2500 m), tout en mettant en évidence que cette recharge est pluriannuelle et a principalement lieu lors des évènements pluvieux intenses. De plus, contrairement à d'autres systèmes hydrothermaux d'îles volcaniques, il est montré dans cette étude que le système hydrothermal réunionnais n'interagit que de manière minimale avec de l'eau de mer actuelle ou ancienne. Le système hydrothermal du Piton des Neiges est donc un réservoir d'eau douce.

Cependant, la question de la nature du réservoir reste un élément central de la discussion sur le système hydrothermal du Piton des Neiges. En effet, bien qu'il y ait des indices d'une couche conductrice sous le cirque de Salazie, les valeurs des anomalies de résistivités et de gravité sont considérées par Dezayes et al. (2015) comme trop importantes pour correspondre à la couverture hydrothermalisée d'un réservoir haute température. Les auteurs proposent ainsi que cette couche conductrice soit le reliquat d'un système hydrothermal HT fossile et partiellement érodé mais n'identifie pas d'autres systèmes. De plus, le substratum du massif du Piton des Neiges est constitué de formations d'âge supérieur à ~900 ka, qui sont considérées comme auto-colmatées par l'altération hydrothermale ancienne et ne présentant pas une perméabilité suffisante pour constituer un réservoir. À cela s'ajoute, les signatures distinctes de part et d'autre du sommet actuel du Piton des Neiges qui suggère que les sources de Cilaos et de Salazie sont issues de deux réservoirs indépendants plutôt qu'un réservoir unique d'échelle régionale (Bénard, 2020). L'ensemble de ces éléments semble indiquer que le système hydrothermal du Piton des Neiges se comporte davantage comme un réservoir fracturé dispersé en sous-ensemble à la faveur des contraintes géologiques (fractures, unités de laves, dykes, sills). Cependant, le tracé des failles de la caldera susceptible de présenter une perméabilité suffisante et permettre une circulation de fluides ne fait pas consensus et restent aujourd'hui très peu contraintes et comprises.

Concernant la source de chaleur. Les auteurs (Bénard, 2020 et Bénard et al. 2020) mettent également en évidence que les eaux des sources thermales interagissent avec des produits (roche, gaz, dépôts hydrothermaux) issus d'un réservoir magmatique différencié, et que les sources s'alignent majoritairement le long de la rift-zone N030. Le CO<sub>2</sub> présent dans les eaux thermales est essentiellement d'origine magmatique profonde (15 Km). Il est associé à un dégazage d'origine

régionale du point chaud réunionnais qui serait donc découplé de la source de chaleur du système hydrothermal. Ainsi, les auteurs proposent que les eaux météoriques s’infiltrent dans le massif et se font réchauffer en profondeur par une source de chaleur de nature trachytique, pour remonter à la faveur du réseau d’intrusions différenciées (Sanjuan et al., 2001 ; Bénard, 2020). Cependant, la nature, la profondeur et l’extension de cette source de chaleur restent un élément à élucider dans la compréhension du système hydrothermal.

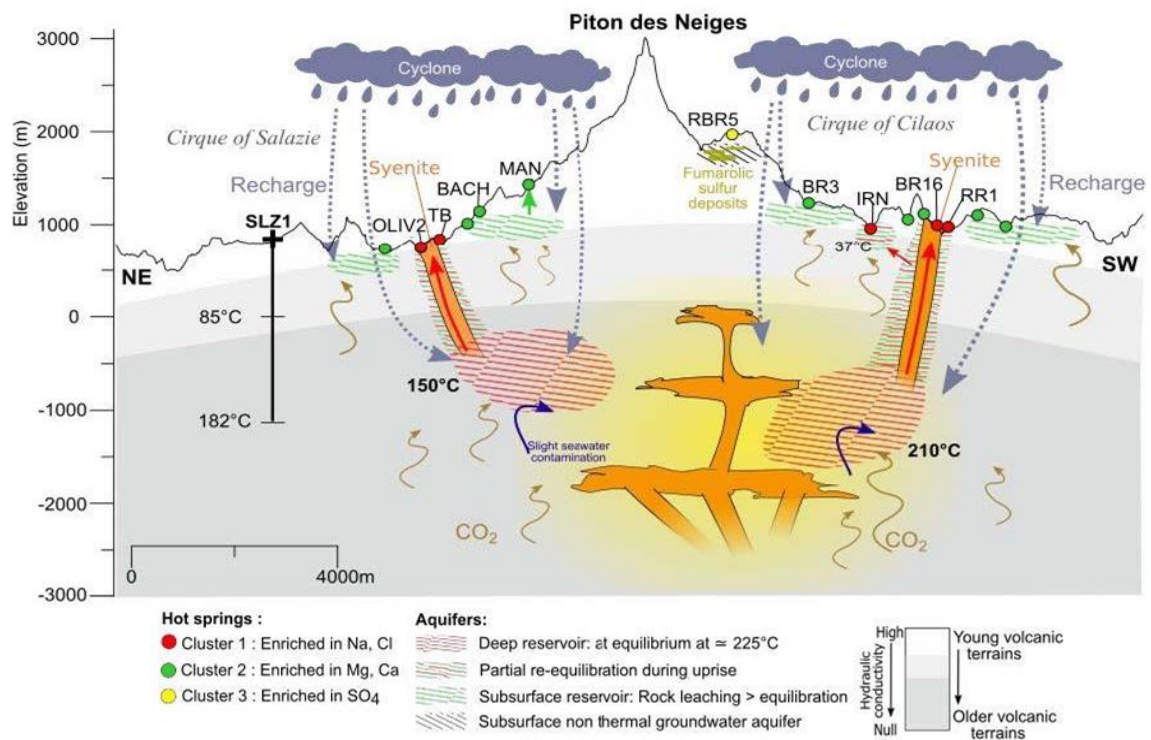


FIGURE 36 : MODELE CONCEPTUEL LE PLUS ACTUEL DU SYSTEME HYDROTHERMAL DU PITON DES NEIGES A PARTIR DE LA CARACTERISATION HYDROCHIMIQUE DES INDICES THERMO-MINERAUX DE SURFACE (BENARD 2020).

### 2.3. Problématique de la source de chaleur

L'inactivité actuelle du Piton des Neiges pose un ensemble de questions au sujet de la source de chaleur qui entretient le système hydrothermal observé en surface. Quelle est la nature, la profondeur et la température de cette source de chaleur et quelles sont ses dimensions ? S'agit-il d'un réservoir de magma résiduel, d'un corps intrusif en cours de refroidissement ? L'âge de la dernière activité magmatique du Piton des Neiges est une information primordiale à prendre en compte pour répondre à ces questions, car la source de chaleur sera d'autant plus profonde et de grande dimensions qu'elle est ancienne. Il est tout aussi indispensable d'examiner si les corps intrusifs identifiés depuis la surface sont des candidats potentiels à une telle source de chaleur.

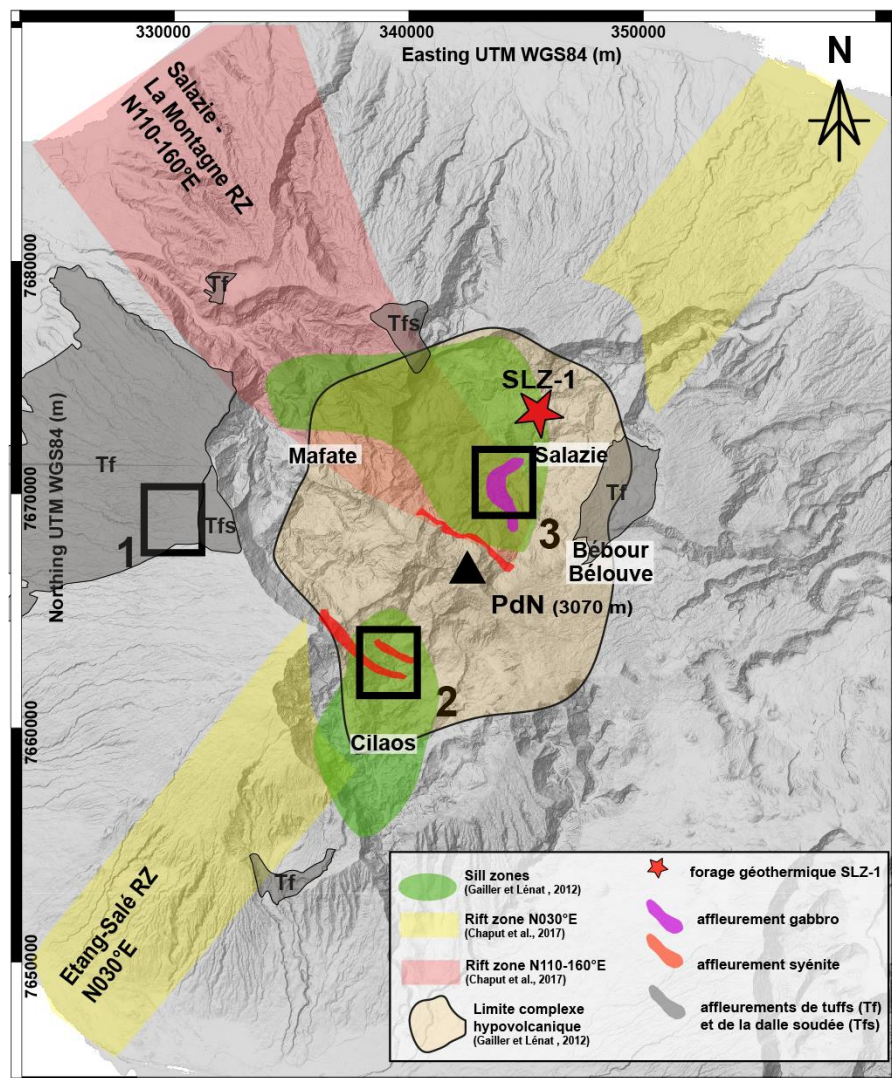


FIGURE 37 : LOCALISATION DES UNITES GEOLOGIQUES MENTIONNEES COMME POUVANT ETRE LA SOURCE DE CHALEUR DU SYSTEME HYDROTHERMAL

### *2.3.1. Age de fin d'activité du Piton des Neiges*

Cette question n'est encore pas totalement tranchée, car l'âge d'une des formations représentant l'activité volcanique terminale du Piton des Neiges reste incertain. Il s'agit d'un écoulement pyroclastique localisé au niveau de la planèze ouest (carré 1, Figure 37), peu érodé, daté pour la première fois à  $12,5 \pm 3$  Ka par  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  (Deniel et al., 1992). Sur la base de la description de l'affleurement (car les coordonnées du prélèvement renvoient à une localisation inaccessible en plein rempart), cette formation a été re-datée par la méthode K-Ar et donne un âge de  $37,8 \pm 3$  Ka (Kluska, 1997). Ainsi, il n'existe pas de réel consensus sur l'âge de cette formation considérée comme le dernier épisode volcanique, dont l'âge varie de 10 ka à 39 ka. Une autre datation est disponible, à partir de la méthode  $^{14}\text{C}$  sur un charbon provenant d'une unité pyroclastique située sur la même planèze (mais pas forcément du même dépôt) et renseigne un âge de  $\sim 28,6 \pm 0,6$  ka (Deniel et al., 1992) qui n'est cependant pas calibré.

Dans le cadre de cette thèse (Chapitre 3), nous clarifierons l'âge de cette formation pyroclastique et discuterons du dernier événement volcanique du Piton des Neiges en (1) datant une nouvelle fois ce dépôt pyroclastique en utilisant une troisième méthode de datation, et (2) en calibrant les données  $^{14}\text{C}$  en années calendaires. Nous pourrions ainsi discuter de l'âge de la dernière source de chaleur possible du système hydrothermal du Piton des Neiges.

### *2.3.2. Quel est l'âge des syénites du Piton des Neiges ?*

La distribution spatiale des sources thermo-minérales permet de mettre en évidence une relation avec les intrusions du système intrusif différencié le long de l'axe N030 (Bénard, 2020). Les intrusions de syénite à Salazie et Cilaos localisent les sources les plus chaudes en leur sein, à leurs épontes ou à proximité. Ainsi, se pose la question de leur rôle dans le système hydrothermal. Est-ce que le magmatisme lié à ces intrusions représente une source de chaleur pour le système hydrothermal ? Ou bien est-ce que ces intrusions jouent seulement un rôle de drain pour la circulation ascendante de fluides depuis une source de chaleur lié à un magmatisme plus récent ?

De nature différenciée, les syénites sont des plutons qui pourraient constituer une source de chaleur pour alimenter un système hydrothermal. Cependant l'âge de ces formations n'a jamais été déterminé. En effet, les essais de datations sur ces intrusions se sont révélés infructueux (méthode K/Ar, (McDougall, 1971) puisqu'elles présentent un excès d'argon radiogénique. Les évidences de terrain ne permettent pas non plus de trancher sur un âge de début ou de fin de la phase PN4. Parmi les formations syénitiques majeures, le dyke du Piton de Sucre - La Chapelle dans le cirque de Cilaos, d'une épaisseur de 30 m, recoupe  $\sim 1300$  m de la pile stratigraphique, depuis les dépôts de brèches

anciens du fond de la rivière de Bras Rouge jusqu'aux formations différenciées PN3 du rempart sous le sommet du Grand Bénare. Cependant, ce dyke n'arrive pas jusqu'au sommet du rempart, constitué d'un écoulement pyroclastique appelé "dalle soudée". Cette unité de la « dalle soudée » est datée à  $212 \pm 4$  ka (Kluska, 1997) et est associée à l'épisode explosif du début de la phase PN4. Le dyke de syénite de Cilaos ne recoupant pas la dalle soudée, il est hélas impossible de dire si ce non-recoupement signifie que la syénite est antérieure à la « dalle soudée », ou si le dyke ne s'est tout simplement pas propagé jusqu'en surface. Ailleurs dans le cirque de Cilaos et Salazie les syénites recoupent les formations anciennes du stade bouclier, et le corps plutonique gabbroïque. Alors que Chevallier (1979) et Rocher (1988) associent les intrusions de syénite de La Chapelle à un système de cone sheet délimitant les failles bordières de la caldera du stade différencié, Kluska (1997) réfute cette relation en détaillant le fait qu'aucune observation de terrain ne permet d'établir un lien génétique entre la caldera et les intrusions de syénite. Ainsi, leur position structurale et leur lien avec les structures de calderas n'est pas clairement identifié et ne permet pas d'établir s'il y a une mise en place contemporaine. (carré 2, Figure 37). Il apparaît donc primordial de pouvoir déterminer l'âge de ces intrusions de syénite afin de discriminer leur rôle entre source de chaleur et/ou drains préférentiels. Cette information est centrale pour la stratégie d'exploration et d'implantation de forages.

Dans le cadre de cette thèse, nous essaierons d'apporter de nouvelles contraintes sur l'âge de ces syénites en (1) tentant de dater ces intrusions à l'aide d'une nouvelle méthode de datation (chapitre 3) et en (2) précisant leur position structurale à partir des nouvelles données cartographiques (chapitre 5). Nous pourrions ainsi discuter de leur rôle en tant que source de chaleur et/ou drain dans le système hydrothermal du Piton des Neiges (chapitre 6).

### *2.3.3. Le complexe hypovolcanique gabbroïque*

Etant donnée son ampleur ( $\geq 10$  Km de diamètre), il est tentant de faire du complexe hypovolcanique gabbroïque du Piton des Neiges une source de chaleur pour un système hydrothermal, comme cela a été proposé plusieurs fois, y compris récemment (Chovelon, 1968; Demange et al., 1989; Dezayes et al., 2015). Cependant, selon des datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  pour l'instant non publiées, ce gabbro a au moins  $2,5 \pm 0,9$  Ma (Berthod, 2016). Par ailleurs, une altération hydrothermale en faciès schiste vert à prehnite-pumpellyite est observable à l'échelle du Piton des Neiges jusqu'à la période PN1, mais pas dans les unités plus récentes. Selon ces données, le dernier réchauffement du Piton des Neiges au-delà de  $200^\circ\text{C}$  daterait donc de plus de 600 ka ou 800 ka. Or, les récents travaux de Berthod et al. (2020), suggèrent que ce complexe hypovolcanique s'est mis en place de manière progressive tout au long du stade bouclier. En dehors de ces données, il n'y a pas de datations permettant de retracer le

mode de mise en place de ce complexe gabbroïque, ni son histoire de refroidissement. Il n'est donc pour l'instant pas possible de déterminer si ce complexe plutonique représente une source de chaleur suffisante pour alimenter un système hydrothermal actuel. Dans le cadre de cette thèse (Chapitre 3), nous essaierons d'apporter de nouvelles contraintes sur l'âge de ce gabbro et sur son histoire de refroidissement en utilisant plusieurs méthodes de datations combinées (U-Pb sur zircon,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur phlogopite et U-Th/He sur zircon et apatite).

## 2.4. Problématique des zones perméables dans le massif et de l'origine des cirques

Comme le rappelle la synthèse présentée au chapitre 1, les calderas sont des structures fortement susceptibles d'être associées à la présence d'un système hydrothermal et constituent donc une cible privilégiée pour la prospection géothermique (ex. Pantelleria, Krafla, Saõ Miguel) puisqu'elles concentrent à la fois l'activité magmatique d'un réservoir sous-jacent et des structures tectoniques permettant des circulations verticales et contraignant les écoulements latéraux.

La présence des cirques caractérisant la géomorphologie du Piton des Neiges est un sujet à controverse concernant leur origines et les calderas y sont encore très mal identifiées. Certains auteurs suggèrent que les cirques sont les cicatrices d'anciennes calderas (Rivals, 1950) ou du moins formés à partir d'un effondrement caldérique initial (Chevallier, 1979; Rocher, 1988; Kieffer, 1989). Delcamp et al. (2012) proposent que les cirques résultent de la formation de grabens en étoile dû au fluage du complexe hypovolcanique (caldera hydrothermale), ou de la subsidence de ce corps dense (Gailler et Lénat, 2012). D'autres auteurs suggèrent que les processus érosifs, déstabilisation de flanc (Oehler et al. 2008) et érosion régressive (Salvany et al., 2012), peuvent conduire à leur formation. Bien que de multiples tracés de calderas aient été proposés autour ou au sein des cirques, aucun ne fait consensus à ce jour. Ainsi, il paraît primordial de trancher cette controverse autour de l'origine des cirques afin de préciser l'existence de failles de calderas, notamment dans le stade bouclier, et de définir leur emprise dans le but de déterminer si les zones perméables dans le massif se situent le long des accidents tectoniques de la caldera, sur les bordures des cirques ou en leur cœur, ou si d'autres accidents tectoniques d'échelle locale ou régionale interviennent dans la circulation de fluides. Ce paragraphe liste les différents modèles proposés (Figure 38) pour la formation des cirques du Piton des Neiges.

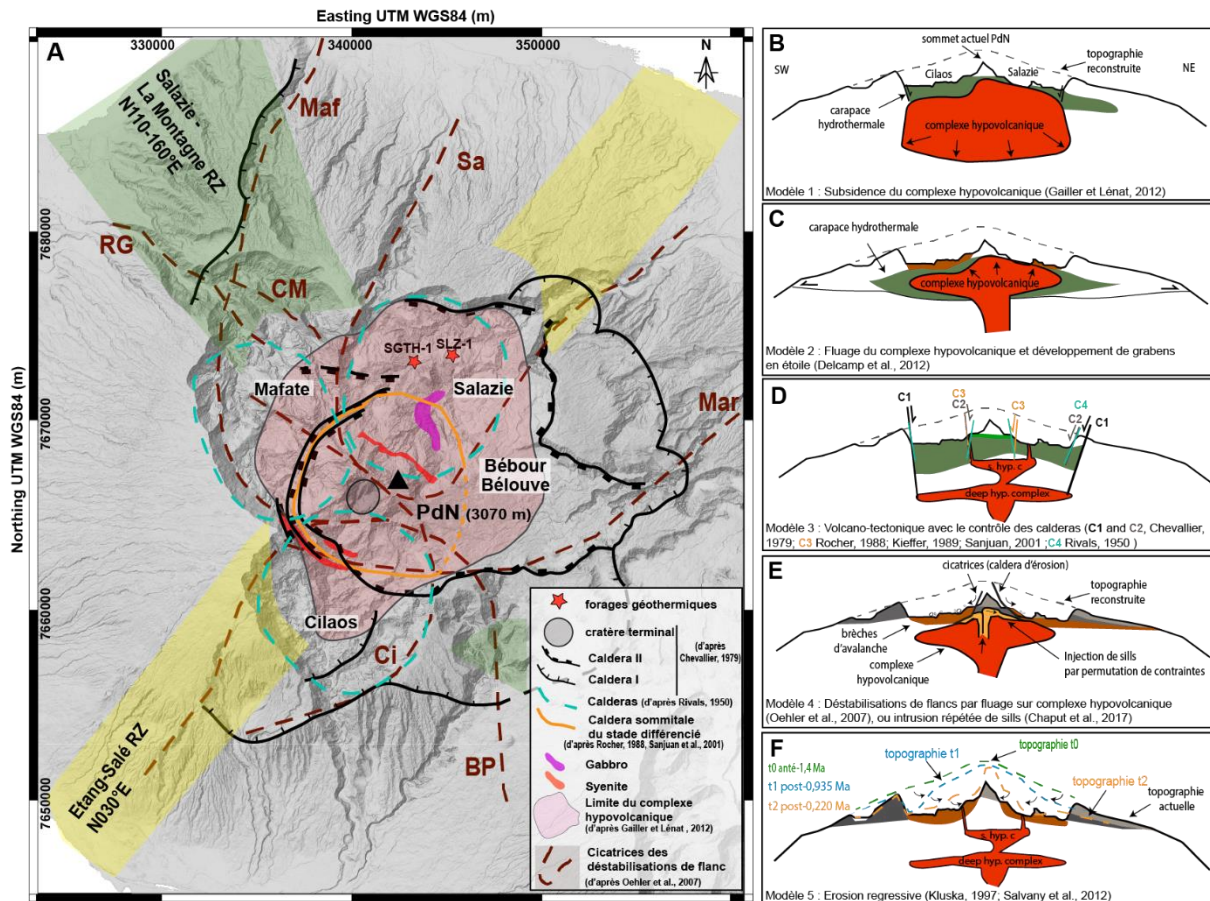


FIGURE 38 : (A) CARTE DES DIFFERENTES STRUCTURES MAJEURES PROPOSEES COMME INTERVENANT DANS LA FORME ACTUELLE DES CIRQUES. (B), (C), (D), E ET (F) COUPES SCHEMATIQUES DES DIFFERENTS MODELES GENETIQUES PROPOSES POUR L'ORIGINE DES CIRQUES.

#### 2.4.1. Le modèle de subsidence du complexe hypovolcanique

La limite du complexe hypovolcanique gabbroïque du Piton des Neiges (Figure 38.A) coïncide grossièrement avec la bordure des cirques de Mafate, Salazie, Marsouins et Cilaos. Ainsi, Gaillier et Lénat (2012) proposent que la morphologie actuelle des cirques résulte d'un décalage vertical induit par la subsidence de ce complexe hypovolcanique qui fragilise l'édifice et guide l'érosion (Figure 38.B). Cependant, bien que la cartographie géologique actuellement disponible (Nehlig et al., 2006) semble en effet permettre un décalage vertical au niveau du cirque de Salazie, les crêtes de laves anciennes présentent dans la partie nord du cirque de Mafate, impliquent que la zone en subsidence ne peut pas couvrir l'extension totale du corps dense.

#### 2.4.2. Le modèle de fluage du complexe hypovolcanique (spreading)

Certains auteurs, à partir de modèles analogiques, associent la forme des cirques au fluage d'un corps ductile dans un édifice, qu'il s'agisse d'un réservoir magmatique ou d'un système hydrothermal



(Borgia et al., 2000; Delcamp et al., 2012). Ce corps ductile entraîne une poussée latérale causant l'étalement gravitaire de l'édifice, et une déformation importante de sa partie interne. Ainsi, les limites des cirques sont interprétées comme des grabens en forme d'étoile ou de fleur (Figure 38.C) associés au fluage de ce corps ductile. L'altération hydrothermale dans le faciès schiste vert et la déformation prononcée à la limite ductile/fragile décrites par Famin et Michon (2010) au toit du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges pourraient s'accorder avec un tel modèle de fluage. Toutefois, ce modèle est conditionné par l'existence d'un niveau de décollement en base d'édifice. L'existence d'un tel plan de décollement pose toujours question à La Réunion. Oehler et al. (2005) proposent que le fluage du complexe hypovolcanique contrôle le déclenchement d'instabilités de flancs, dont les cicatrices seraient les bordures des cirques.

### 2.4.3. Le modèle volcano-tectonique contrôlé majoritairement par les calderas

D. Defos du Rau (1959) et Rivals (1950) avaient émis l'hypothèse que les cirques représentent trois calderas distinctes mises en place à la fin de l'activité du Piton des Neiges. D'autres auteurs (Chevallier, 1979 ; Rocher, 1988 ; Kieffer, 1989 ; Karatson, 1999) mettent également les calderas au cœur de la formation des cirques, avec cependant l'idée que la mise en place des calderas est un guide à l'érosion pour permettre la formation des cirques. La régularité des remparts des cirques et leur forme circulaire avec une unique sortie étroite seraient les témoins de ce mode de mise en place.

Chevallier (1979) est le premier à proposer un tracé de calderas, avec l'existence de deux calderas (Figure 38.A et D) et d'un cratère terminal. La première caldera, formée au stade basique (0,95-0,60 Ma selon Chevallier, 1979 ; soit anté-PN2), serait de forme polylobée avec un diamètre d'environ 30 Km de diamètre. La deuxième caldera clôture la première période de laves différenciées et contemporaine de l'épisode explosif (~70 ka selon Chevallier, 1979 ; 210-190 ka selon les chronostratigraphies récentes). Ainsi, pour Chevallier (1979), ce sont ces deux événements volcano-tectoniques et les structures régionales créant des réseaux de fractures (N120, N030, N070) qui guident l'érosion pour former les cirques de Mafate, Salazie et Cilaos. Billard et Vincent (1974), ainsi que Haurie (1987) proposent également que l'érosion est guidée par les plans de fractures et de failles pour expliquer notamment la régularité des remparts. Rocher (1988) évoque le même processus en ne faisant cependant intervenir qu'une unique caldera de 4 Km de diamètre mise en place avant l'épisode ignimbritique, au niveau de l'actuel sommet du Piton des Neiges. Kieffer (1989), mentionne également la nécessité d'une caldera afin d'initier le creusement des cirques avec le retrait progressif de ses bords conduisant à l'actuelle forme des cirques. Il propose un effondrement d'une caldera sommitale terminale vers 150 ka centrée sur l'actuel sommet du Piton des Neiges (C3, Figure 38.D) sur

laquelle est venue se connecter les vallées creusées à la périphérie en remontant grâce à l'érosion régressive. Les cirques se seraient donc, selon cet auteur, formés très récemment (~20 ka). Ce modèle se distingue du précédent (Chevallier, 1979 et Rocher, 1988), puisque Kieffer (1989), comme Rivals (1950) et Haurie (1987) avant lui, introduit l'idée d'un contrôle lithologique de l'érosion par les unités de brèches de fond de cirque, dont l'extension coïncide (à quelques exceptions près) avec l'extension des cirques.

#### 2.4.4. Injection répétée de sills à la suite d'une permutation de contraintes

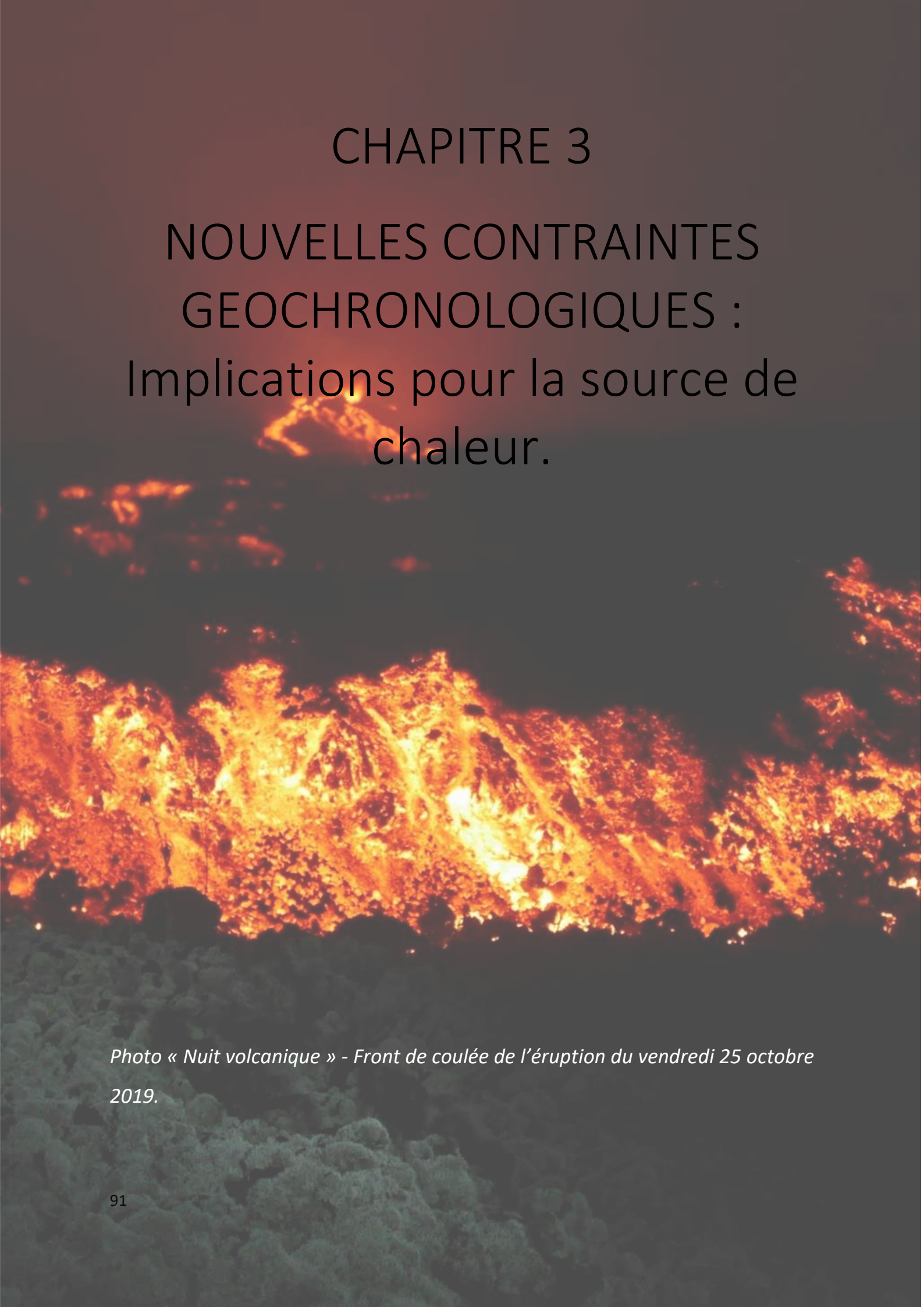
Chaput et al. (2014a,b et 2017) à partir des évidences de terrain et de modélisation numérique, mettent en évidence la présence de sills zones au pendage externe. Ces mêmes auteurs proposent que ces sills zones se mettent en place à la suite d'une permutation de contraintes dans l'édifice, et que l'injection répétée entraîne le déclenchement des avalanches de débris décrits par Oehler et al. (2005). Ainsi, le modèle de fluage d'un corps ductile et le modèle d'injection de sills sont en opposition pour expliquer le mode de mise en place de ces déstabilisations de flancs. Or, Oehler (2005) ; et Oehler et al. (2007) proposent que les instabilités de flancs, à la Réunion soit l'un des processus majoritaires contrôlant l'évolution morphologique du Piton des Neiges. En effet, pour les auteurs, ces processus expliquent l'occurrence de nombreux dépôts d'avalanche de débris à terre et en mer, ainsi que les limites des cirques qui coïncident avec les cicatrices d'arrachement de trois événements majeurs (Maf, Mar, Sal, Figure 38.A, Figure 38.E). Les auteurs proposent que les cirques se soient formés tout au long de l'histoire du Piton des Neiges à l'aide de ces déstabilisations de flancs. Cependant, les auteurs admettent que la géologie de surface est faiblement contrainte et que les tracés de ces cicatrices, ainsi que leur âge peuvent évoluer. Les travaux de Chaput et al. (2014, 2017) et de Berthod et al. (2016) confirment la présence de dépôts d'avalanche de débris à terre et redéfinissent le tracé de certaines cicatrices et les recalent dans la stratigraphie du Piton des Neiges. Ces limites de cicatrices pourraient coïncider avec les limites actuelles des cirques.

#### 2.4.5. Le modèle contrôlé majoritairement par l'érosion régressive

Le rôle majeur de l'érosion dans la formation des cirques proposé par Salvany et al. (2012) est en accord les travaux et le modèle de Kluska (1997). Salvany et al. (2012) proposent, à partir d'une analyse géomorphologique et des datations K-Ar, un modèle d'évolution du Piton des Neiges uniquement contrôlé par des processus d'érosion régressive ayant lieu tout au long de son histoire. Salvany et al. (2012) ne font intervenir aucune caldera dans le modèle d'évolution morphologique du Piton des

Neiges, sans exclure qu'une caldera existe probable à la fin du fin stade PN1 (~935 ka). Les auteurs considèrent que le rôle des déstabilisations de flanc a été surestimé et associent les dépôts de brèches dans les cirques comme des brèches d'érosion mécanique liées au retrait des falaises. Leur argument est également appuyé par les taux érosifs tellement importants que les cicatrices d'arrachement seraient complètement oblitérées et ne peuvent donc pas représenter les limites actuelles des cirques.

Dans le cadre de cette thèse (Chapitre 4), nous apporterons de nouvelles contraintes sur (1) l'origine des cirques du Piton des Neiges à partir de l'acquisition de données cartographiques inédites et sur (2) l'extension de la ou des caldera(s) du Piton des Neiges en identifiant les zones affectées par des décalages verticaux. Ainsi, nous pourrions discuter du rôle des calderas sur la formation des cirques (chapitre 5). Les structures et les unités géologiques cartographiées seront mises en parallèle avec les données de sources thermales (issues de Bénard, 2020) et viendront enrichir le modèle conceptuel du système hydrothermal afin de proposer des zones d'intérêt où concentrer les futures campagnes de prospection (chapitre 6).



# CHAPITRE 3

## NOUVELLES CONTRAINTES GEOCHRONOLOGIQUES : Implications pour la source de chaleur.

*Photo « Nuit volcanique » - Front de coulée de l'éruption du vendredi 25 octobre 2019.*

# 1. Introduction

Comme le rappelle la synthèse présentée au chapitre 2, l'âge et la nature de la dernière activité magmatique, mais aussi le trajet de refroidissement du complexe plutonique gabbroïque du Piton des Neiges reste une question non élucidée. Or, ces informations sont capitales pour la réflexion autour de la source de chaleur du système hydrothermal au sein de l'édifice volcanique, afin d'identifier l'âge du dernier pulse thermique et son extension.

Afin de discriminer la source de chaleur du Piton des Neiges et de déterminer l'âge de ce dernier pulse thermique nous avons réalisé une nouvelle campagne d'échantillonnage et de datations sur ces unités géologiques à partir de méthodes géochronologiques et thermochronologiques inédites (U-Pb ; U-Th/He sur apatite et zircons). Ce travail a été réalisé en collaboration scientifique avec l'Université de Curtin et a mobilisé les quatre premiers mois de la thèse (Février 2018 à Juin 2018). Dans ce cadre, j'ai participé à la campagne d'échantillonnage, réalisé l'ensemble de la préparation des échantillons, dont une partie a été réalisé au Laboratoire GéoSciences Réunion et une autre au John de Laeter Centre (Université de Curtin) lors d'une mission d'un mois, et participé à l'interprétation des données. Les résultats de cette étude sont valorisés dans un papier soumis à *Geochemistry, geophysics, Geosystems journal* intitulé «Multi-technique Geochronology of Intrusive and Explosive activity on Piton des Neiges volcano, Réunion Island.» et présenté dans le paragraphe 2 de ce présent chapitre.

Afin d'apporter des contraintes supplémentaires sur l'âge de mise en place des syénites Un complément d'étude a été réalisé sur les syénites. La première partie concerne l'observation pétrographique de clastes de syénite dans les lames de dépôts pyroclastiques échantillonnés pour l'étude géochronologique. Une partie de ces observations a été réalisée dans le cadre du stage de R. Sindrama (2019). La deuxième partie concerne une comparaison de la composition géochimique (majeurs) de ces syénites avec les dépôts ignimbricitiques et les unités différenciés disponibles sur le massif du Piton des Neiges.

## 2. Article

# Multi-technique Geochronology of Intrusive and Explosive activity on Piton des Neiges volcano, Réunion Island.

**Vincent Famin<sup>1,2\*</sup>, Camille Paquez<sup>1,2,3</sup>, Martin Danišik<sup>4</sup>, Nicholas J. Gardiner<sup>4,5</sup>, Laurent Michon<sup>1,2</sup>, Christopher Kirkland<sup>6</sup>, Carole Berthod<sup>7</sup>, Bjarne Friedrichs<sup>8,9</sup>, Axel K. Schmitt<sup>8</sup>, Patrick Monié<sup>10</sup>**

<sup>1</sup> *Université de Paris, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, UMR 7154, F-75005 Paris, France*

<sup>2</sup> *Université de La Réunion, Laboratoire GéoSciences Réunion, F-97744 Saint-Denis, France*

<sup>3</sup> *Austral Energy, 97410, Saint Pierre, France*

<sup>4</sup> *John de Laeter Centre, Curtin University, Perth, WA 6845, Australia*

<sup>5</sup> *Present Address: School of Earth and Environmental Sciences, University of St. Andrews, St. Andrews KT16 9AL, UK*

<sup>6</sup> *Timescales of Mineral Systems Group, School of Earth and Planetary Sciences, Curtin University, Perth, WA, 6102, Australia*

<sup>7</sup> *Université Clermont Auvergne, CNRS, IRD, OPGC, Laboratoire Magmas et Volcans, 6 avenue Blaise Pascal, 63178 Aubière, France.*

<sup>8</sup> *Institute of Earth Sciences, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 236, D-69120 Heidelberg, Germany*

<sup>9</sup> *Department of Geography and Geology, Paris-Lodron-Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg, Austria.*

<sup>10</sup> *Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, CNRS, Université des Antilles, Montpellier Cedex 05, France.*

\*Corresponding author : V. Famin ([vfamin@univ-reunion.fr](mailto:vfamin@univ-reunion.fr)).

### 2.1. Key Points :

- First application of zircon-phlogopite-apatite geochronology to a hotspot island.
- Endogenous growth proceeds as pulses at the beginning of volcanism renewals.
- Last volcanism of Piton des Neiges is 27 ka old, not 12 ka as proposed earlier.
- The known last explosive volcanic activity of Piton des Neiges is 27 Ka old, not 12 Ka as proposed earlier.

### 2.2. ABSTRACT

The evolution of ocean island basaltic volcanoes is a succession of eruptions, plutonism, metamorphism, and erosion. These events are often temporally ill-constrained because the

most widely used radiometric dating methods applicable to mafic volcanic rocks (K-Ar or  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  on whole rock or groundmass) are prone to inaccuracy when applied to vesicular and aphyric explosive products, slowly-cooled plutons, or hydrothermally-altered rocks. Here we adopted a multi-technique geochronology approach including zircon U-Pb, phlogopite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , zircon and apatite (U-Th)/He, and so-called zircon double-dating, and demonstrate its efficacy on basaltic volcanoes. Taking the main volcano of Réunion Island (Piton des Neiges) as a case study, we establish the time of major plutonic, metamorphic, and explosive events that had resisted previous dating attempts. We document two stages of major gabbro emplacement at 2200 – 2000 ka and  $1414 \pm 8$  ka, followed by low-grade metamorphism at  $665 \pm 78$  ka, and syenite intrusions at 150 – 110 ka. These plutonic and thermal pulses coincide with volcanism revival after quiescence intervals, which suggests that endogenous growth mostly occurs at the onset of volcanic periods and vanishes long before their end. We also date a major Plinian eruption at  $188.2 \pm 10.4$  ka, coeval with the formation age of a large caldera, and, finally, we constrain the last eruptive activity of Piton des Neiges to 27 ka, revising a previous estimate of 12 ka. These results resolve several conundrums of Réunion's history and demonstrate that multi-technique geochronology on accessory minerals is powerful in reconstructing the history of basaltic islands.

### 2.3. INTRODUCTION

Geochronological constraints on ocean basaltic volcanoes are essential for the understanding of many aspects in the geodynamics of hotspots and mantle plumes. Radiometric ages, for instance, have proved critical in the identification of temporal geochemical variations in magmas, which informs about the composition and structure of mantle plumes (e.g. Kurz et al., 1987). Geochronology is also of prime importance for reconstructing the geological history of volcanic islands, and thus for identifying periods of activity and arrest of hotspot volcanism (e.g. Guillou et al., 1996). For these and many other reasons, a huge amount of work has been devoted to the K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of ocean island volcanic products since the early 1970s, because these techniques are applicable to young ( $\leq 2$  Ma) mafic rocks such as basalts. However, the widespread use of K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating on whole rock or groundmass may introduce a potential bias in our understanding of the geological record of basaltic volcanic islands, because of some limitation inherent in these techniques (e.g. McDougall and Harrison, 1999): both methods require a rapid cooling of the rock in order to prevent radiogenic argon loss, which restricts their use to the dating of extrusive rocks or to small and quickly-cooled intrusions. Moreover, K-Ar dating requires that the rock be immune to extraneous argon, which in practice restricts the application of the technique to massive, non-altered and non-vesiculated rocks

(Quidelleur et al., 1999). All these limitations result in an under-representation of slowly-cooled intrusions, metamorphosed rocks, or highly vesicular and aphyric explosive deposits in the geological record. Réunion (Fig. 1) is a basaltic volcanic island where a dating bias may exist. This island represents the most recent manifestation of the Réunion hotspot that produced a volcanic chain starting with the Deccan traps ~65 Ma ago (e.g. Duncan, 1990). Réunion is one of the best studied volcanic islands with >500 published radiometric ages – mostly K-Ar – over its two volcanoes: Piton de la Fournaise – active, and Piton des Neiges – the main edifice now inactive and eroded (e.g. Salvany et al., 2012; Singer et al., 2014 and references therein). However, those ages mostly concern fresh and massive lavas, whereas plutonic rocks, although well exposed on Piton des Neiges, have resisted K-Ar dating attempts (e.g. McDougall, 1971). As a result, endogenous growth is largely overlooked. Another bias comes from the difficulty in dating highly vesicular explosive and aphyric products corresponding to the terminal volcanism of Piton des Neiges, which have yielded contradictory ages ranging from 29 to 12 ka, a factor of two difference depending on the technique employed (Delibrias et al., 1986; Deniel et al., 1992; Kluska, 1997), with the consequence that the hazard represented by this volcano is poorly estimated. The objective of this study is to develop geochronological tools for hotspot islands, by using Réunion as a natural laboratory and testing several dating techniques that have seldom been applied to basaltic volcanoes, and never in combination. We apply six radiometric dating techniques (zircon U-Pb, phlogopite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , zircon (U-Th)/He, apatite (U-Th)/He, and combined U-Th-Pb and (U-Th)/He zircon dating – a.k.a. zircon double-dating or ZDD) to constrain the timing of intrusive, metamorphic and explosive events at Piton des Neiges. These results allow us to reconstruct the chronology of endogenous growth and explosive activity on this volcano, thus resolving several longstanding controversies about its history.

## 2.4. GEOLOGICAL SETTING

The emerged portion of Piton des Neiges has been classified into five eruptive periods separated by lulls, based on field geology, major element geochemistry and K-Ar dating (Figure 39 ; see latest review by Salvany et al., 2012). The first three periods LM (2200 – 1800 ka), PN1 (1400 – 950 ka), and PN2 (650 – 430 ka) correspond to the shield building stage of the volcano with a dominant emission of mafic, olivine-rich magmas. In the inner parts of Piton des Neiges, a yet undated lower greenschist to prehnite-pumpellyite metamorphism affects the LM and PN1 periods but not PN2. Two additional periods subdivide the postshield stage of Piton des Neiges, PN3 (340 – 180 ka) with the emission of differentiated, often plagioclase-rich magmas, and PN4 (<140 ka) corresponding to mugearitic to trachytic magmas. Several explosive events occurred in PN3 and PN4, mostly during the 210 – 180 ka



interval, which corresponds to the formation of a caldera and the emission of pyroclastic flows, and during the terminal activity of Piton des Neiges in the last 70 ka. Piton des Neiges is incised by three “cirques” (subcircular depressions, Figure 39) that expose the inner structure of the volcano, including a suite of intrusions. The largest intrusion is a pluton,  $\geq 10$  km in diameter according to gravimetry and scientific drillings (e.g. Gailler et al., 2012), cropping out in the cirque of Salazie (north of Piton des Neiges summit). This pluton is made of layered peridotites, gabbros and ferrogabbros (Berthod et al., 2020), which could not be dated despite unpublished attempts by K-Ar (Bachèlery, pers. com.). The top of this pluton is sheared and intruded by many sills (Famin and Michon, 2010; Chaput et al., 2014; Berthod et al., 2016), making any observation of the host rock contact impossible. The only chronological criteria available for this pluton is a greenschist to prehnite-pumpellyite metamorphism ( $150\text{--}240^\circ\text{C}$ ; Famin et al., 2016), implying a cooling age older than the PN2 period (650 – 430 ka). The pluton is crosscut by a syenite laccolith, undeformed and unaltered (Berthod et al., 2020). The cirque of Cilaos (south of the volcano summit) also exposes a series of  $\geq 30$  m-thick syenite dykes, some of which run over several kilometers and crosscut all the shield building units, and possibly also PN3 units. A previous K-Ar dating attempt of a syenite dyke has revealed a contamination by extraneous radiogenic argon, making the ages unreliable (age range between  $125 \pm 3.02 \pm 0.12$  and  $35 \pm 0.4$  Ma; McDougall, 1971).

The timing of the latest eruption of Piton des Neiges, which is represented by trachytic tephra, is another matter of debate. Pumice fallout from a major Plinian eruption covers the lower western slopes of Piton des Neiges in the Saint-Gilles area (Figure 39). However, the age of this eruption remains unknown because the pumice is highly vesicular and aphyric, and hence not appropriate for K-Ar or  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. Another of these deposits on the upper Maïdo slopes has been dated by  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  disequilibrium on whole rock and magnetic minerals at  $12.5 \pm 3$  ka (Deniel et al., 1992). However, the coordinates of the dated sample correspond to an inaccessible cliff and must thus be erroneous. Secondly, Kluska (1997, unpublished PhD thesis) resampled this deposit according to the map and locality description provided by Deniel et al. (1992), and re-dated it to  $37.8 \pm 6$  ka by K-Ar on groundmass. In absence of a third dating technique, it is therefore impossible to choose which age estimate is accurate. Other trachytic pumice deposits in the Bébou-Bélouve area (Figure 39) have been found to contain charcoal giving several  $^{14}\text{C}$  ages, the youngest of which is  $21.9 \pm 0.7$  ka (Delibrias et al., 1986). All the  $^{14}\text{C}$  ages, however, were published prior to the establishment of calibration curves. The present-day summit area of Piton des Neiges is made of benmoreite lava flows dated at  $29 \pm 4$  ka (K-Ar on groundmass; Kluska, 1997), which represents a third possible age estimate for the cessation of volcanism.

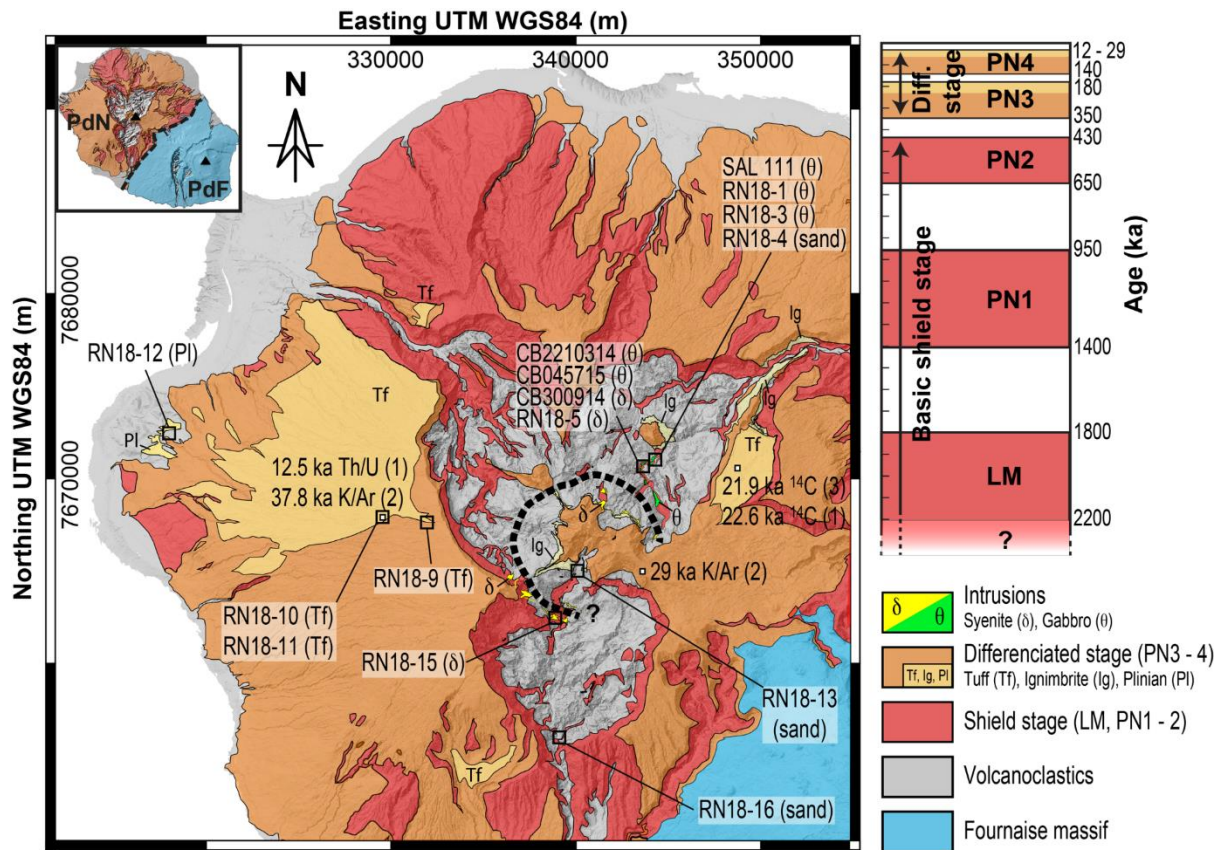


FIGURE 39 : SIMPLIFIED GEOLOGY OF PITON DES NEIGES MASSIF (REUNION ISLAND) SUBDIVIDED IN PERIODS OF VOLCANIC ACTIVITY. (LM AND PN1 TO PN4, SALVANY ET AL., 2012). ROCKS ARE LAVA FLOWS UNLESS SPECIFIED IN THE LEGEND. ALSO ADDED ARE SAMPLE LOCATIONS AND PROPOSED AGES OF TERMINAL VOLCANIC ACTIVITY (1:  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  AND  $^{14}\text{C}$  AGES OF DENIEL ET AL., 1992; 2: K/AR AND  $^{14}\text{C}$  AGES OF KLUSKA, 1997; 3:  $^{14}\text{C}$  AGE OF DELIBRIAS ET AL., 1986). PdN STANDS FOR THE PITON DES NEIGES SUMMIT.

## 2.5. METHODS

### 2.5.1. Samples, mineral and preparation

Twelve samples were collected to fill gaps among the undated geological units of Piton des Neiges (Figure 39). Six samples belong to the intrusive rocks exposed in the cirques, four of which are gabbros collected at two different exposures of the major plutonic complex of Salazie. The first outcrop ('Site 4' in Berthod et al., 2020) is located beneath a suspended bridge over the Mât river (samples RN18-1, RN18-3, SAL111). The second gabbro outcrop ('Site 3' in Berthod et al., 2020) is located ~700 m south of Site 4 in the Mât river canyon (sample CB2-210314). The two other intrusive rock samples (RN18-5, CB3-300914) are syenites from the Salazie laccolith also collected in the Mât river at Site 3. Three samples are trachytic tephra collected on the less incised by erosion and presumably most recent western slopes of Piton des Neiges, with the objective of dating its latest volcanic activity (Figure 39). One sample (RN18-9) was taken on the upper slopes of the Maïdo. Another sample (RN18-10) was collected on a forest road outcrop in the Maïdo area, at the very same place of the K-

Ar age ( $37.8 \pm 6$  ka) reported by Kluska (1997), and presumably also the  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  age ( $12.5 \pm 3$  ka) of Deniel et al. (1992). The third sample (RN18-12) comes from the Saint Gilles Plinian deposit, on the lower western slopes of Piton des Neiges. The remaining three samples are sands collected in the Mât river at Site 4 in the cirque of Salazie (RN18-4), and in the Bras Rouge river upstream (RN18-13) and downstream (RN18-16) in the cirque of Cilaos. Samples were crushed and zircon, apatite, or phlogopite crystals were separated using standard magnetic and heavy liquids separation procedures. Zircon crystals from intrusive rocks for U-Pb analysis were hand-picked, mounted in epoxy, ground, polished and imaged by cathodoluminescence (CL) using a Mira3 Scanning Electron Microscope (at the John de Laeter Centre – JdLC, Curtin University) to document internal zonation patterns and identify recrystallization textures. Zircon and apatite crystals from intrusive rocks and sands for (U-Th)/He dating were hand-picked following the strict selection criteria with regard to their size, shape and clarity (Farley, 2002), photographed and individually loaded into Platinum (apatite) or Niobium microtubes (zircon). Zircon crystals from trachytic tephra for zircon double-dating were hand-picked, rinsed in cold HF to remove adherent glass and pressed into indium (In) metal with unpolished crystal faces exposed at the surface for dating by U-Th-disequilibrium or U-Pb methods using secondary ionisation mass spectrometry (SIMS). Phlogopite crystals were hand-picked and ultrasonically cleaned in acetone and distilled water for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating.

### 2.5.2. Dating methods

The samples were dated using a range of dating procedures that are detailed in Supplementary Information. In brief, zircon from intrusive rocks was U-Pb dated using laser ablation multi-collector inductively-coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS) on a Nu Plasma II Multi Collector Mass Spectrometer at the GeoHistory Facility, JdLC (Curtin University). Zircon was also analyzed for Hf isotopes on the same instrument, but the methods and data are not used hereafter and are thus made available in Supplementary Information.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analyses of phlogopite were conducted with an Argus VI multicollector mass spectrometer at Géosciences Montpellier geochronology Laboratory (France). Zircon crystals from trachytic tephra were dated using the ZDD approach (Danišík et al., 2017, 2020), which combined U-Th-disequilibrium (or U-Pb) dating on the CAMECA IMS 1280-HR at the HIP Laboratory (Heidelberg University, Germany) and (U-Th)/He dating carried out at the Western Australia Thermochronology Hub (WATCH) Facility (JdLC, Curtin University). The ZDD approach was employed in order to determine U-series disequilibrium correction for (U-Th)/He system in zircon (Farley et al., 2002), given that expected eruption ages were in the 29 – 12 ka range (see Geological Setting). (U-Th)/He dating of zircon and apatite from intrusive rocks and sands was carried out at the

WATCH Facility (JdLC, Curtin University) and followed the conventional single grain dating protocols (e.g. Danišik et al. 2012a, b). This is because these crystals were assumed not to require a correction for disequilibrium (Farley et al., 2002) given their crystallization age of >1.5 Ma determined beforehand by zircon U-Pb geochronology.

## 2.6. RESULTS

Zircon U-Pb, phlogopite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , zircon and apatite (U-Th)/He, and ZDD analyses are reported in Tables 1 – 4 and graphically presented in Figures 2 – 4. U-Th-disequilibrium and U-Pb SIMS data used for ZDD are available in Tables S3 and S4, respectively. A summary of sample locations and dating results is provided in Table 5.

Two gabbro samples yielded zircon grains, one at Site 4 (RN18-1) and one at Site 3 (CB2-210314). RN18-1 is a layered gabbro, in which 19 analyses from discrete zircon grains yielded a U-Pb concordia intersection age of  $2021 \pm 16$  ka (uncertainty here and elsewhere is  $2\sigma$  unless otherwise stated; MSWD = 1.1, Table 1; Figure 40.a). CB2-210314 is a pegmatoid gabbro with blurry contours hosted in the layered gabbro. Thirty-two analyses were made on zircon grains extracted from this pegmatoid gabbro, yielding a U-Pb concordia intersect age of  $1414 \pm 8$  ka (MSWD = 2.3; Figure 40.b).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating on late magmatic phlogopite crystals separated from sample SAL111 (Site 3), also a layered gabbro, yielded a plateau age of  $2238 \pm 33$  ka calculated on 21 heating-steps and related to 94.46% of the  $^{39}\text{Ar}$  released (Figure 41.a, Table 2). The first heating steps have older ages and higher Ca/K and Cl/K ratios, suggesting that phlogopite is contaminated by a minor amount of weakly bound excess argon. The reverse isochron diagram provided an intercept age of  $2127 \pm 92$  ka within uncertainty of the plateau age (Figure 41.b) and an initial argon ratio of  $310.8 \pm 9.5$  slightly above the reference value of 298.6 (Lee et al., 2006), thus suggesting that a minor amount of excess argon has been also trapped in the phlogopite lattice at the time of its isotopic closure for argon.

(U-Th)/He analyses of nine zircon crystals from sample RN18-1 (Site 4) yielded two age populations (Table 3; Figure 42), a minor one at  $1012 \pm 82$  ka ( $n = 2$ ) and a more prominent one at  $532 \pm 100$  ka ( $n = 7$ ). Ten zircon crystals from sample CB2-210314 (Site 3) yielded an average ZHe date of  $728 \pm 75$  ka. Apatite crystals were extracted from the two layered gabbro samples at Site 4 (RN18-1 and RN18-3) and from the pegmatoid gabbro at Site 3 (CB2-210314). These apatites and those from syenite samples (see section 2.6.1) proved challenging to date precisely by (U-Th)/He due to their very low U and Th contents (typical eU of <10 ppm), which in combination with very young cooling age (typically <500 ka)

resulted in extremely imprecise (U-Th)/He dates (total analytical uncertainty often >100%). Therefore, apatite (U-Th)/He (AHe) dates need to be interpreted with caution. Four AHe dates from the two layered gabbro samples (merging RN18-1 and RN18-3 data) yielded a mean value of  $338 \pm 150$  ka; three AHe dates from the pegmatoid gabbro (CB2-210314) average at  $506 \pm 117$  ka.

### 2.6.1. Syenite intrusions

Syenite samples yielded apatite but no zircon. The low U and Th contents of these apatites and their young cooling ages result in low-precision AHe dates. Nine apatite grains from two samples of the Salazie syenite laccolith (RN18-5 and CB3-300914, both collected at Site 3), yielded an average of  $145 \pm 77$  ka (Figure 42).

### 2.6.2. *Trachytic tephras*

Zircon was found in the three tephra samples, RN18-9, RN18-10 and RN18-12. RN18-9 comes from a 1 m-thick pyroclastic density current (PDC) deposit of coarse (up to 10 cm in diameter) trachytic pumice covering the Maïdo upper slopes. U-Th crystallization ages from this sample range from  $75.6 +15.9/-13.9$  to  $29.4 +7.7/-7.2$  ka ( $1\sigma$  uncertainties). Ft-corrected (U-Th)/He dates, corrected for disequilibrium, yield a best fit eruption age of  $40.4 \pm 2.8$  ka (Table 4; Figure 42). RN18-10 also comes from a 2 m-thick PDC level containing coarse trachytic pumice covering a paleo-soil. U-Th crystallization ages ( $60.3 +14.5/-12.8$  ka –  $40.6 +11.8/-10.7$ ) for sample RN18-10 fall within the range of U-Th ages of sample RN18-9. Ft-corrected (U-Th)/He dates, corrected for disequilibrium, yield a best fit eruption age of  $36.5 \pm 2.3$  ka. Sample RN18-12 was collected in a 60 cm-thick level of trachytic lapilli  $\leq 0.5$  cm in diameter belonging to the Saint-Gilles Plinian deposit. Two distinct age populations were found in this sample, a dominant one (8 analyses) with crystallization ages from  $>350$  to  $217 +30.5/-23.8$  ka and best fit eruption age of  $188.2 \pm 10.4$  ka, and two analyses with significantly younger U-Th crystallization and (U-Th)/He ages ( $40.4 +6.8/-6.8$  and  $83.6 +25.3/-20.5$  ka, and  $45.5 \pm 3.2$  and  $39.7 \pm 7.1$  ka, respectively).

### 2.6.3. River sands

Six U-Pb dated zircon crystals from the sand sample of Salazie (RN18-4), collected in the Mât river running through the gabbro at Site 4, yielded a lower intercept on concordia of  $2051 \pm 26$  ka (MSWD = 0.92; Figure 40.c). This age is within uncertainty of the U-Pb age of the layered gabbro at this site

(RN18-1) and thus likely coming from this rock unit. Only apatite but no zircon was found in the two sand samples collected in the cirque of Cilaos. The two samples, collected upstream (RN18-13) and downstream (RN18-16) in the Bras Rouge river, yielded similar AHe dates in the range of ca. 390 – 70 ka (Figure 42). Combining the two samples results in a bimodal age distribution with two age components of  $368 \pm 65$  ka ( $n = 2$ ) and  $129 \pm 19$  ka ( $n = 9$ ).

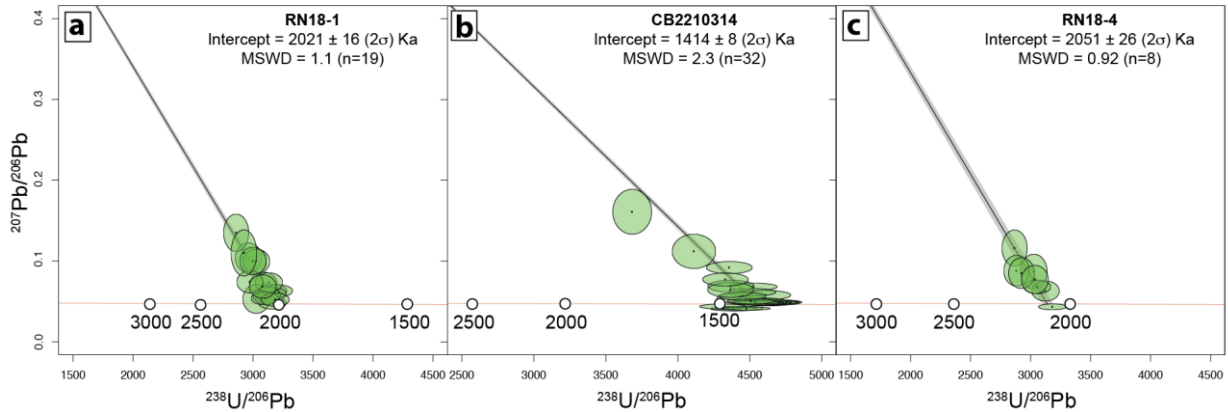


FIGURE 40 : TERA-WASSERBURG CONCORDIA DIAGRAMS FOR ZIRCON U-Pb DATA; ERROR ELLIPSES ARE  $2\sigma$ . AGES ARE YIELDED FROM THE INTERSECTION ON CONCORDIA OF A PROJECTION FROM THE AGE-CORRECTED VALUE OF COMMON Pb OF STACEY AND KRAMERS (1975). ALL ANALYSES WHERE  $F^{207} > 30\%$  (I.E. PROPORTION OF COMMON Pb) ARE EXCLUDED FROM AGE CALCULATIONS, AND NOT PLOTTED

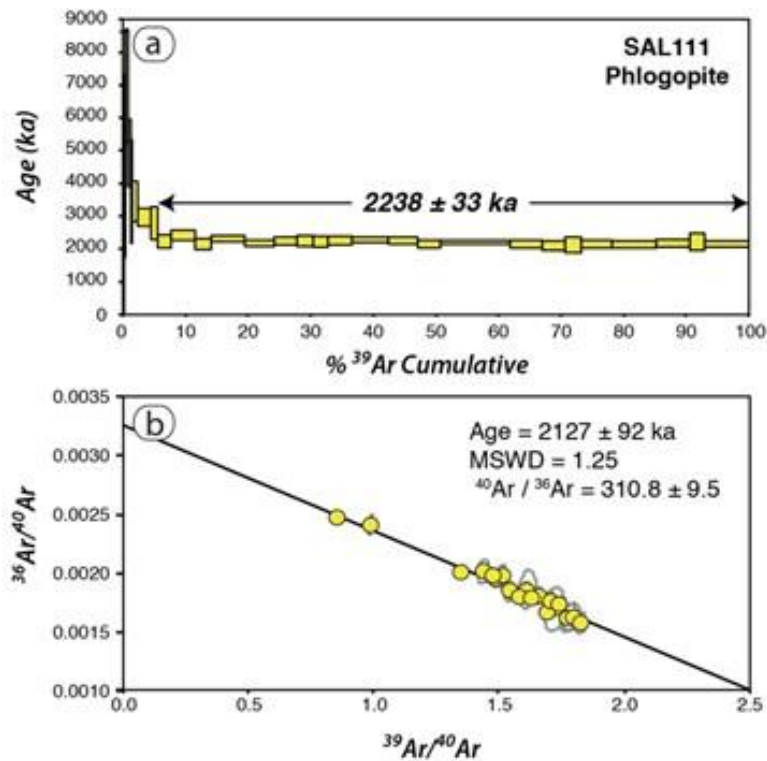


FIGURE 41 :  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  AGE SPECTRA (A) AND REVERSE (I.E.  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  VERSUS  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ) ISOCHRON DIAGRAM (B) OF PHLOGOPITE CRYSTALS IN GABBRO SAMPLE SAL 111.

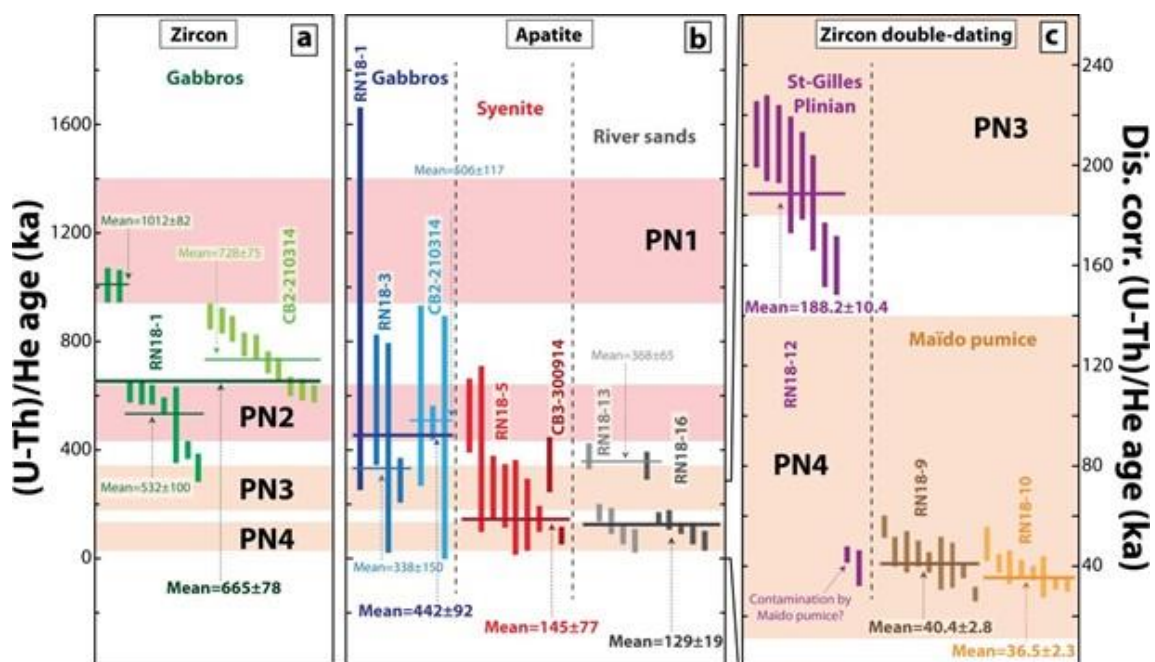


FIGURE 42 : SUMMARY STRIP PLOT OF (U-TH)/HE AGES DISPLAYED AS  $2\sigma$  ERROR BAR : A AND B – CONVENTIONAL ZHE AND AHE DATA, RESPECTIVELY; C – ZDD DATA (I.E. DISEQUILIBRIUM-CORRECTED ZIRCON (U-TH)/HE DATA). PREFERRED MEAN VALUES AND  $2\sigma$  UNCERTAINTIES (IN KA) ARE WRITTEN IN BOLD LETTERS. SHADED FIELDS CORRESPOND TO PERIODS OF VOLCANIC ACTIVITY (PN1 TO PN4, SEE FIG. 1 FOR CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART).

## 2.7. DISCUSSION

### 2.7.1. Geo-/Thermochronology of Piton des Neiges plutonic complex

In total, four radiometric dating techniques (U-Pb on zircon,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  on phlogopite, and (U-Th)/He on zircon and apatite) were applied to the plutonic complex cropping out in the cirque of Salazie (Table 5). Adopting the closure temperature concept (Dodson, 1973), these dating techniques can be interpreted to record the timing at which the daughter isotopes cease to diffuse, which occurs at different temperatures depending on the isotopic system, the mineral used and the size of crystals. The joint application of these dating techniques on the same rock unit may therefore be used to reconstruct its cooling history (Figure 43). The often cited closure temperature of the U-Pb system for  $>100\ \mu\text{m}$  zircons such as found in the gabbros is  $>900^\circ\text{C}$  (Cherniak and Watson, 2001), U and Th and the corresponding disequilibrium system being diffusively even more resistant. This temperature is about the solidus temperature of anorthite + clinopyroxene  $\pm$  phlogopite assemblages such as found in the Salazie gabbros (Famin et al., 2009). Calculated zircon U-Pb ages from the gabbros are therefore interpreted as crystallization ages. All the other dating techniques have much lower closure temperature, and hence are considered as representing cooling ages. Namely, the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  system in phlogopite closes at  $\geq 500^\circ\text{C}$  in absence of lower-temperature recrystallization (Villa, 2010); the (U-Th)/He system closes at  $180 - 220^\circ\text{C}$  in zircon and at  $60 - 80^\circ\text{C}$  in apatite (Farley, 2002; Guenther et al., 2013). For the layered gabbro, the isochron age of  $2127 \pm 92\ \text{ka}$  (SAL 111), taken as the preferred age of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  system in phlogopite, falls within uncertainty of the zircon U-Pb ages of  $2021 \pm 16\ \text{ka}$  (RN18-1) and  $2051 \pm 26\ \text{ka}$  (RN18-4). These results imply that the layered gabbro cooled down from its solidus to  $\sim 500^\circ\text{C}$  in less than a few kyrs and within the first 170 kyrs of the LM period (Figure 43). In addition, the zircon U-Pb age of  $1414 \pm 8\ \text{ka}$  obtained for the pegmatoid gabbro, which is younger than the phlogopite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of the layered gabbro, indicates that at least one magmatic reinjection occurred after the emplacement of the layered gabbro, marking the very beginning of the PN1 period. The rest of the cooling history of the plutonic complex is provided by (U-Th)/He dates on zircon (ZHe) and apatite (Figure 43). The ZHe closure temperature of  $180 - 220^\circ\text{C}$  corresponds to the temperature range of the lower greenschist or prehnite/pumpellyite facies metamorphism ( $150 - 240^\circ\text{C}$ , Famin et al., 2016). One way of interpreting the data is to consider all the ZHe ages from each sample separately. In this case, the three ZHe dates of  $1012 \pm 82\ \text{ka}$ ,  $728 \pm 75\ \text{ka}$ , and  $532 \pm 100\ \text{ka}$  obtained in gabbros, confirm that this metamorphic event occurred between the end of the PN1 period and the beginning of PN2. Another way of treating the data is to consider that all the gabbros (layered and pegmatoid) belong to the same geological unit, and thus underwent the same low-temperature cooling history (i.e. between the closure temperatures of ZHe and AHe). In this latter case, ZHe dates in gabbros may be merged to calculate a single cooling age of  $665 \pm 78\ \text{ka}$  (MSWD = 15.5) for the  $\sim 180^\circ\text{C}$



temperature, at the beginning of PN2 (Figure 44.a). Likewise, AHe dates in gabbros may be interpreted separately for each sample ( $506 \pm 117$  ka and  $338 \pm 150$  ka), or jointly by merging all the data ( $442 \pm 92$  ka). Both interpretations lead to the same conclusion that the mafic plutonic complex cooled to 60 – 80°C from the end of PN2 to the beginning of PN3 (Figure 44.a).

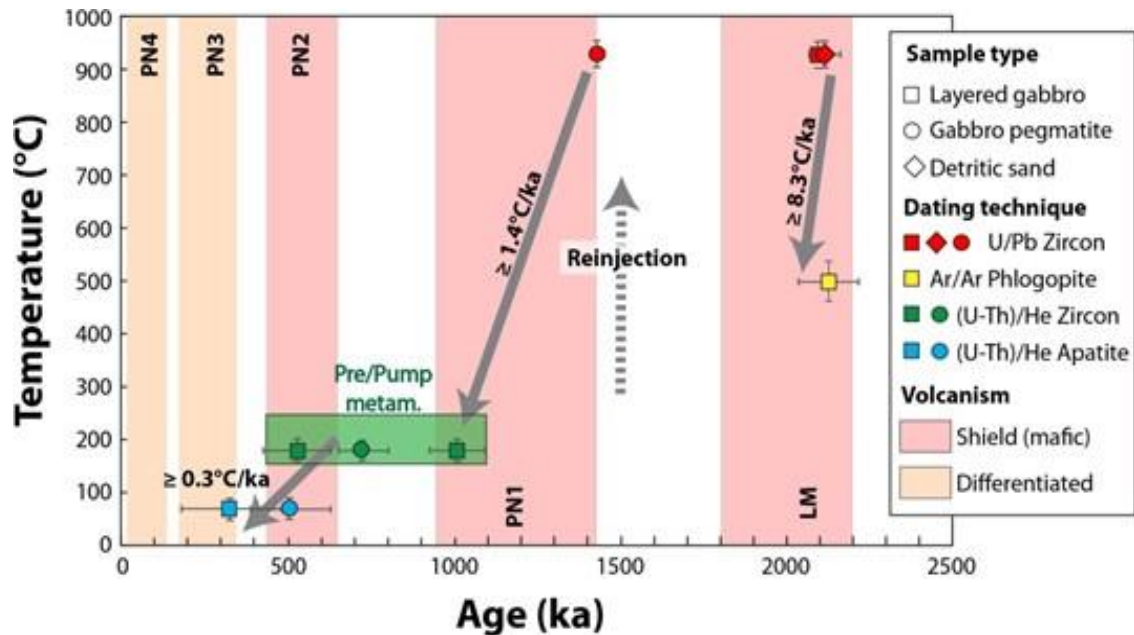


FIGURE 43 : TIME-TEMPERATURE DIAGRAM OF PLUTONIC ROCKS FROM THE CIRQUE OF SALAZIE WITH DATA FROM THE FOUR DATING TECHNIQUES (U/Pb ON ZIRCON, Ar/Ar ON PHLOGOPITE, AND (U-Th)/He ON ZIRCON AND APATITE) ADOPTING THEIR CLOSURE TEMPERATURES AS DEFINED IN THE TEXT. ALSO REPRESENTED ARE KNOWN PERIODS OF PITON DES NEIGES VOLCANISM (SEE FIG. 39 FOR CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART).

## 2.7.2. Timing of syenite intrusions

Since the syenites are benmoreitic to trachytic in composition, it is tempting to consider those magmas as intrusive equivalents of the tephros exposed on the outer slopes of Piton des Neiges. However, the noteworthy absence of zircon in the syenite intrusions, and its presence in the tephros, does not plead in favor of this interpretation. AHe dates for the Salazie syenite, loosely constrain the cooling of this laccolith through the 60 – 80°C temperature range to  $145 \pm 77$  ka, within uncertainty of the average age of the main population of detrital apatites from the Bras Rouge river in Cilaos, at  $129 \pm 19$  ka (Figure 42). Combined together, these results suggest that most of the apatite-rich magmas cooled down at 150 – 110 ka, which we consider as the likeliest timing for syenite intrusions. This inference is supported by the age of a small benmoreite dyke, parallel to the Cilaos syenite dyke and distant of less than 100 m, dated at  $156 \pm 8$  ka by K-Ar on groundmass (sample 57-D in Kluska, 1997). Syenite

intrusions would thus be emplaced at the very end of the PN3 period or the beginning of PN4 (Figure 44.a), i.e. after the caldera-forming explosive event but before the terminal activity of Piton des Neiges. It should be noticed that the cooling of the Salazie syenite laccolith is statistically younger, despite within uncertainty, than the AHe dates from the surrounding gabbros ( $\geq 338 \pm 150$  ka), suggesting that the syenitic magmatism was not associated with a heat flux sufficient to thermally reset apatite crystals from the mafic plutonic complex.

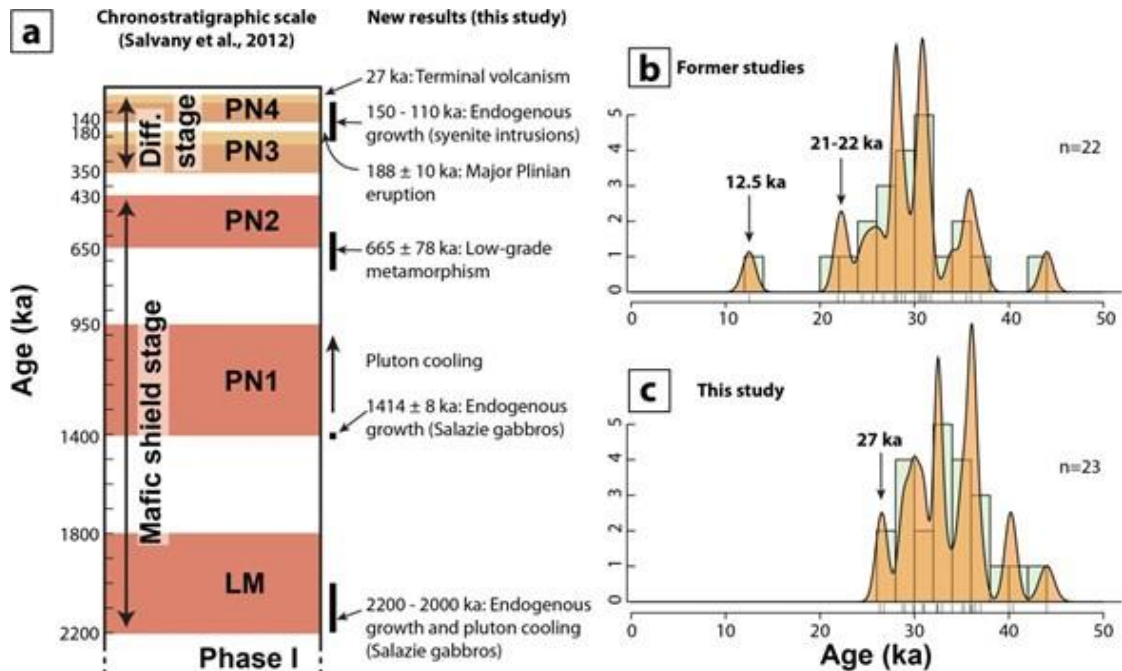


FIGURE 44 : SUMMARY OF GEOLOGICAL CONSTRAINTS ON THE HISTORY OF PITON DES NEIGES VOLCANO PROVIDED BY OUR STUDY. A) NEW RESULTS REPORTED ON THE CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART OF SALVANY ET AL. (2012). B) AND C) TEMPORAL DISTRIBUTIONS (HISTOGRAM AND KERNEL DENSITY ESTIMATION) OF RADIOMETRIC AGES ON PITON DES NEIGES FOR THE PAST 50 KA, BEFORE AND AFTER OUR APPLICATION OF ZDD AND CALIBRATION OF  $^{14}\text{C}$  AGES, RESPECTIVELY.

### 2.7.3. Trachytic tephra and the latest activity of Piton des Neiges

The oldest trachytic tephra found on the western slopes of Piton des Neiges is the Saint-Gilles Plinian deposit (RN18-12) dated at  $188.2 \pm 10.4$  ka (Figure 42, Table 5). Based on a geochemical comparison, this deposit has been correlated to a marine tephra layer (R6-11) found in an offshore core north-east of Réunion (S17-662) and dated at  $175 \pm 5$  ka by calibration on the SPECMAP curve (Fretzdorff et al., 2000). Our ZDD results suggest that the Plinian deposit is in fact slightly older than that, although both ages overlap within uncertainty. This reappraisal of the Saint-Gilles Plinian deposit age makes it coeval, within uncertainty, with two major ignimbrite flows filling the cirque of Salazie at  $193 \pm 26$  ka (sample IM-1 dated by K-Ar on groundmass; Gillot and Nativel, 1982) and  $184 \pm 10$  ka (sample 45-ZB dated by K-Ar on groundmass; Kluska, 1997), and corresponding to the formation of a major caldera. Two other offshore trachytic ash layers better match the timing of the Saint-Gilles

Plinian deposit, one at  $186 \pm 5$  ka interpreted as a secondary turbiditic deposit (layer 937 in core MD11-3347 south of Réunion; Lebas, 2012), and the other at  $\sim 183$  ka interpreted as a true tephra (layer R6-12, core S17-666 north-west of Réunion in Fretzdorff et al., 2000). Both layers could correspond to the offshore record of one of the major caldera-forming explosive episodes that produced the Saint-Gilles Plinian eruption. We note the presence of two significantly younger zircon crystals in RN18-12 with ZHe ages of  $\sim 40$  ka, which are indistinguishable from the ages of samples RN18-9 and RN18-10 (Figure 42). We interpret these as contaminants deposited by the explosive terminal activity of Piton des Neiges. The youngest eruption age of trachytic tephra obtained in this study corresponds to the coarse-grained block in the PDC level (RN18-10) dated at  $36.5 \pm 2.3$  ka by ZDD (Figure 42; Table 5). This age is slightly younger than the eruption age of RN18-9 dated at  $40.4 \pm 2.8$  ka. This result implies that the trachytic PDC unit covering the upper western slopes is a composite deposit of several explosive events at the end of the Piton des Neiges lifetime. Two  $^{14}\text{C}$  ages in the vicinity of RN18-9 at  $33.1 \pm 1.0$  ka and  $46.0 \pm 1.1$  ka cal BP (samples NY-1000 of Deniel et al., 1992, and 67-AT of Kluska, 1997, respectively, after calibration) confirm this inference. Importantly, the eruption age of  $36.5 \pm 2.3$  ka from the PDC level RN18-10 is older than the  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  age of  $12.5 \pm 3$  ka presumably obtained in the same deposit by Deniel et al. (1992), but consistent, within uncertainty, with the K-Ar age of  $37.8 \pm 6$  ka reported by Kluska (1997). Our result thus confirms, with a considerably improved accuracy, the validity of the K-Ar age, and hence casts doubt on the  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  age, with the consequence that this datum should not be considered as reliable when discussing the latest activity of Piton des Neiges.

#### 2.7.4. Geological and methodological implications of multi-approach geochronology

Our multi-technique geochronology provides new constraints on the history of volcanism and extinction of Piton des Neiges that could not be otherwise obtained. Some of these new constraints concern the timing of endogenous growth and cooling relative to extrusive volcanic periods (Figure 43). As shown above, the layered Salazie gabbro was emplaced before  $\sim 2000$  ka, during the first 170 ka of the LM period, and cooled down at a rate  $\geq 8.3^\circ\text{C}/\text{ka}$ . Similarly, the pegmatoid gabbro, indicative of a second magmatic intrusion episode, occurred at the very beginning of the PN1 period (1400 ka) and was cooled down to  $\leq 220^\circ\text{C}$  by the end of it (950 ka), or a cooling rate  $\geq 1.4^\circ\text{C}/\text{ka}$ . Our results thus document incremental injection steps during periods of shield-building volcanism, with cooling in-between (Figure 43). The growth of the mafic plutonic complex thus proceeded by successive magma pulses and arrests, rather than by the long-lived activity of a magma reservoir during the whole lifetime

of the volcano. Petrological and geochemical observations support this inference (Berthod et al., 2020). This type of progressive endogenous growth is comparable to that of many igneous bodies such as the gabbroic plutonic complex of Fuerteventura in the Canary archipelago (Allibon et al., 2011), and cannot be compared to the emplacement of a single large and chemically-zoned reservoir active over million years such as the Skaergaard Intrusion in East Greenland (e.g. McBirney, 1995). No intrusive body was found to correspond to the PN2 period, yet ZHe dates in gabbros and the low-grade metamorphism imply the presence of a thermal event, and hence of plutonism, ending at the beginning of PN2 ( $665 \pm 78$  ka). Likewise, AHe dates in gabbros imply that the plutonic complex was cooled to  $\leq 80^\circ\text{C}$  by the end of PN2, which corresponds to a cooling rate  $\geq 0.3^\circ\text{C/ka}$ . Finally, the inferred age of syenites (150 – 110 ka) is evidence of intrusive activity and cooling below  $80^\circ\text{C}$  in the first  $\sim 30$  ka of the PN4 period. ZDD also provides insights into magma storage via the temporal repartition of U-Th crystallization ages (Schmitt, 2011). On the one hand, U-Th ages for sample RN18-12 ranging from  $>350$  ka to ca. 190 ka and without a noticeable cluster suggest that prior to the Plinian eruption at  $188.2 \pm 10.4$  ka, zircon crystallized in a long-lived magma reservoir for a protracted period of  $\geq 170$  kyrs. On the other hand, indistinguishable U-Th crystallization ages in the 75 – 36 ka range from samples RN18-9 and RN18-10 suggest that these zircon crystals were formed during a new magmatic cycle lasting for a shorter crystallization period of  $< 40$  kyrs. The lack of older U-Th crystallization ages in the two young tephras (RN18-9 and RN18-10) suggest that the Plinian eruption at  $188.2 \pm 10.4$  ka (related to a caldera event) exhaustively depleted the crystal reservoir. Taken together, our results suggest that plutonic or thermal events occur mostly at the beginning of volcanic periods, and that their heat dissipates quickly before the end of activity (Figure 44.a). An intriguing point concerns the absence of intrusion ages falling in the PN3 period. Chaput et al. (2017) already noticed a lack of plagioclase-rich dykes or sills typical of PN3 in their systematic study of sheet intrusions at Piton des Neiges. This noteworthy absence is even more puzzling in the perspective of our ZDD data, which show that magmas crystallized beneath Piton des Neiges in the 350 – 190 ka period. The eruptive center of PN3 magmas being located close to the present-day summit (Gayer et al., 2021), this absence suggests that magmas were stored at greater depth than during the other active periods, and that endogenous growth of the upper edifice was very limited during PN3 in comparison with the large volume of lavas emitted at this stage. The reasons of such a lack of intrusive activity during PN3 remain to be elucidated. Rejecting Deniel et al. (1992)'s  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  age of  $12.5 \pm 3$  ka on trachytic tephras forces us to re-evaluate the age of Piton des Neiges terminal volcanism (Figure 44.b, c). Remaining candidates for the latest volcanic activity are a benmoreite lava flow near the Piton des Neiges summit dated at  $29 \pm 4$  ka by the K-Ar method on groundmass (Kluska, 1997), or a trachytic pumice layer of the Bébou-Bélouve forest with two published uncalibrated  $^{14}\text{C}$  charcoal ages at  $21.9 \pm 0.7$  ka (Delibrias et al., 1986) and  $22.6 \pm 0.7$  ka

(Deniel et al., 1992). Using OxCal and the SHCal20 southern hemisphere calibration curve (Bronk Ramsey, 2001; Hogg et al., 2020), these two latter ages become 27.0 – 25.6 ka and 27.5 – 26.7 ka cal BP, respectively, and thus fall within uncertainty of the K-Ar age of the Piton des Neiges summit. By providing an intercomparison of different dating methods, our new results combined with published ages allow us to suggest that the very terminal volcanism of Piton des Neiges should be placed at ca. 27 ka rather than at ca. 12.5 ka as proposed earlier (Figure 44.b, c). This reappraisal is important for the assessment of volcanic hazard in La Réunion, as it restricts the repartition of volcanic deposits younger than 27 ka to the southeastern half of the island, on the less populated slopes of Piton de la Fournaise.

Geochronology on accessory minerals is widely applied to continental settings, because these techniques are well suited to older ( $\geq 10$  Ma) granitic and metamorphic rocks enriched in both parent and daughter radioactive elements. Few studies, however, have attempted these dating techniques to young intraplate volcanic islands, often discouraged by the challenge of analyzing young mafic magmas, both intrusive and extrusive. Our work shows that applying multi-approach geochronology to young mafic volcanism is not only feasible, but also productive in terms of geological information. Most volcanic islands of the Hawai'i, Canary or Crozet archipelagoes have experienced episodes of low-grade metamorphism, which often constitute limits to our geochronological knowledge of their history. Combined techniques such as zircon U-Pb, phlogopite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , ZHe, AHe and ZDD can successfully work together to provide a detailed crystallization-cooling history of these basaltic volcanic islands before, during and after such metamorphic events, and offer promising applications to geothermal prospection and hazard assessment in these islands.

## 2.8. CONCLUSION

Multi-technique geochronology (U-Pb on zircon,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  on phlogopite, (U-Th)/He on zircon and apatite, and U-Th-Pb and (U-Th)/He on zircon) was employed to put age constraints on some important yet so far undated geologic events in the history of Piton des Neiges volcano. We show, for instance, that the major gabbroic pluton of the volcano grew in at least two stages, 2200 – 2000 ka and  $1414 \pm 8$  ka, with cooling down to near-surface temperature in-between. The thermal event responsible of the lower low-grade metamorphism observed in the cirques occurred at  $665 \pm 78$  ka. Syenite intrusions are estimated to have been emplaced at 150 – 110 ka. These new age constraints show that endogenous growth and thermal events did not occur continuously in the history of the volcano, but rather as short-lived pulses restricted to the beginning of volcanic periods, and separated by rapid cooling. We also provide new ages of trachytic deposits which shed light on the cessation of activity of

Piton des Neiges. The major Plinian eruption, whose deposits cover the western slopes of Piton des Neiges, yielded an eruption age of  $188.2 \pm 10.4$  ka, in striking consistency with the age of ignimbrites associated to the formation of a caldera. Furthermore, our results allow us to re-evaluate the age of some recent trachytic pumice deposits to  $36.5 \pm 2.3$  ka, instead of  $12.5 \pm 3$  ka as published earlier. Discarding this youngest age leads us to reconsider published  $^{14}\text{C}$  ages of ca. 27 ka after calibration as the lower limit of terminal volcanism at Piton des Neiges, more than twice as old as the previous estimate.

Our multi-technique geochronology approach offers a promising solution to reconstruct cooling and eruptive histories in intraplate basaltic volcanic islands, typically complicated by multiple intrusive and metamorphic events, occurring over a range of temperatures and timescales of the order of 10's ka. Combining geochronological techniques such as zircon U-Pb, phlogopite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , (U-Th)/He dating of both zircon and apatite, and U-Th-Pb and (U-Th)/He dating of zircon (zircon double-dating) can successfully be integrated together to provide a detailed crystallization-cooling history of basaltic volcanic islands before, during and after such metamorphic events.

## **ACKNOWLEDGMENT**

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper. MD was supported by the AuScope NCRIS2 program, Australian Research Council (ARC) Discovery funding scheme (DP160102427) and Curtin Research Fellowship. MD thanks I. Dunkl for sharing PepiFLEX software for ICP-MS data reduction, A. Frew and C. May for the assistance with zircon dissolution and solution ICP-MS analysis, respectively. CP was supported by the company Austral Energy and by the ANRT CIFRE program (agreement n°2017/1175).







Table 2: Ar/Ar ages on phlogopite.

Step	<sup>36</sup> Ar (atm)	±1σ (%)	<sup>37</sup> Ar (Ca)	±1σ (%)	<sup>38</sup> Ar (Cl)	±1σ (%)	<sup>39</sup> Ar (K)	±1σ (%)	<sup>40</sup> Ar (rad)	±1σ (%)	Age (ka)	±1σ (ka)	% <sup>40</sup> Ar (rad)	% <sup>39</sup> Ar (K)	Ca/K	±1σ (%)	Cl/K	±1σ (%)	
<b>SAL111 phlogopite (Olivine gabbro) J = 0.0042695 ± 0.0000013</b>																			
1	0.4221	0.21	4.157	7.89	0.181	9.02	1.331	3.07	1.656	18.44	9580.8	3572.2	1.30	0.18	5.893	10.96	0.076	12.09	
2	0.1010	0.77	6.512	5.38	0.113	14.45	1.728	2.55	1.029	24.70	4590.7	2277.4	3.30	0.23	7.111	7.93	0.037	17.00	
3	0.1005	0.75	5.682	5.67	0.119	15.88	2.742	1.56	2.509	9.91	7049.4	1411.2	7.71	0.37	3.909	7.23	0.024	17.44	
4	0.0755	0.76	5.378	6.89	0.139	17.03	3.601	1.24	2.331	8.46	4989.7	852.3	9.35	0.48	2.818	8.14	0.022	18.28	
5	0.0269	2.04	1.873	21.81	0.076	21.35	1.937	2.22	0.957	20.25	3810.4	1550.7	10.63	0.26	1.824	24.02	0.022	23.56	
6	0.0527	1.35	3.294	12.43	0.265	7.25	6.274	0.65	2.839	8.21	3489.6	574.2	15.24	0.84	0.991	13.08	0.024	7.90	
7	0.1038	0.55	5.519	7.90	0.554	4.78	15.384	0.27	5.964	3.32	2990.3	198.8	16.07	2.06	0.677	8.17	0.020	5.05	
8	0.0536	1.44	3.397	9.82	0.318	6.11	8.342	0.49	3.050	8.17	2820.2	461.5	15.94	1.12	0.768	10.32	0.021	6.60	
9	0.0403	1.51	2.333	15.52	0.617	4.21	16.652	0.28	4.854	4.27	2248.8	192.6	28.47	2.23	0.264	15.80	0.021	4.49	
10	0.0822	0.96	4.629	7.24	0.964	2.84	28.492	0.15	9.041	2.80	2447.9	137.0	26.71	3.82	0.307	7.39	0.019	2.99	
11	0.0258	2.37	1.327	27.64	0.597	4.27	18.562	0.24	5.232	3.93	2174.6	171.2	39.90	2.49	0.135	27.89	0.018	4.52	
12	0.0605	1.15	4.836	7.71	1.323	2.50	40.650	0.10	12.329	1.86	2340.0	87.3	40.06	5.45	0.224	7.81	0.018	2.60	
13	0.0379	1.48	2.594	12.97	1.154	2.74	34.052	0.13	9.737	2.00	2206.0	88.4	45.53	4.56	0.144	13.10	0.019	2.87	
14	0.0238	2.69	1.156	30.60	0.891	2.90	27.733	0.17	8.129	2.62	2261.5	118.8	52.42	3.72	0.079	30.76	0.018	3.06	
15	0.0170	3.49	0.901	40.28	0.622	3.54	18.746	0.23	5.517	3.67	2270.7	166.7	51.26	2.51	0.091	40.51	0.019	3.76	
16	0.0165	3.49	0.215	>100	0.541	3.49	18.246	0.23	5.299	3.70	2240.5	166.2	50.95	2.45	0.022	>100	0.017	3.72	
17	0.0343	2.05	0.897	43.21	0.954	2.45	28.958	0.16	8.569	2.73	2283.0	124.9	44.87	3.88	0.058	43.37	0.018	2.61	
18	0.0413	1.48	2.377	16.41	1.432	2.27	42.576	0.10	12.773	1.63	2314.5	75.6	50.03	5.71	0.105	16.51	0.019	2.37	
19	0.0393	1.60	1.686	19.92	1.150	2.31	34.768	0.13	10.287	2.04	2282.8	93.2	46.01	4.66	0.091	20.05	0.018	2.43	
20	0.0294	2.08	0.328	>100	0.955	2.39	28.551	0.17	8.048	2.54	2174.8	110.6	47.04	3.83	0.022	>100	0.019	2.56	
21	0.0903	0.91	7.722	4.66	2.733	2.10	83.042	0.07	24.013	1.10	2231.0	48.9	46.38	11.13	0.175	4.73	0.018	2.17	
22	0.0501	1.61	3.055	17.86	1.250	2.18	37.926	0.18	10.721	2.51	2181.0	109.6	41.15	5.08	0.152	18.04	0.018	2.36	
23	0.0355	2.21	1.142	50.42	0.954	2.48	27.327	0.25	7.537	3.45	2127.9	147.3	40.97	3.66	0.079	50.67	0.020	2.73	
24	0.0212	4.27	1.256	40.20	0.672	3.55	18.537	0.36	5.178	5.66	2155.2	244.4	44.27	2.48	0.128	40.56	0.020	3.91	
25	0.0422	1.89	2.140	23.86	1.261	2.31	36.982	0.19	10.436	2.55	2177.1	111.1	44.59	4.96	0.109	24.05	0.019	2.50	
26	0.0564	1.79	5.780	9.58	1.641	2.69	52.115	0.14	14.643	2.20	2167.8	95.7	45.79	6.98	0.209	9.73	0.018	2.84	
27	0.0533	1.64	13.009	3.99	1.488	2.38	41.005	0.16	11.672	2.44	2196.2	107.3	41.72	5.49	0.599	4.15	0.020	2.54	
28	0.0163	5.28	2.009	25.82	0.615	4.26	16.644	0.40	4.832	5.80	2239.8	260.3	49.03	2.23	0.228	26.22	0.021	4.66	
29	0.0526	1.82	17.164	3.02	1.796	2.03	53.326	0.14	15.086	2.05	2182.6	89.8	48.17	7.15	0.607	3.15	0.019	2.16	
<b>Plateau age (steps 9-29): 2238.3 ± 33.3 ka (MSWD: 1.63)</b>												<b>Intercept age (steps 9-29): 2127.1 ± 91.6 ka (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) = 310.8 ± 9.5 (MSWD: 1.25)</b>							

Table 3: Uncorrected (U-Th)/He ages on zircon and apatite.

Sample code	Mineral	<sup>232</sup> Th (ng)	± (%)	<sup>230</sup> Th (ppm)	<sup>234</sup> U (ng)	± (%)	<sup>231</sup> Th (ppm)	<sup>147</sup> Gm (ng)	± (%)	<sup>147</sup> Gm (ppm)	<sup>4</sup> He (ncc)	± (%)	TAU (%)	Th/U	eU (ppm)	Raw He age (ka)	1σ (ka)	FT	± (%)	Cor. He age (ka)	1σ (ka)	Comment
<b>Sample RM18-1 (layered gabbro)</b>																						
RM18-1-1	Zircon	0,847	2,3	3076,3	0,322	2,6	1168,3	0,000	7,0	0,3	0,04643	2,8	3,4	2,61	1900	732,6	24,6	0,72	5	1015,7	61,2	
RM18-1-2	Zircon	5,558	1,5	3675,3	3,125	2,4	2066,7	0,001	26,6	0,4	0,43743	2,1	2,8	1,77	2945	811,1	22,4	0,80	5	1008,6	57,6	
RM18-1-3	Zircon	0,372	1,6	502,0	0,304	2,0	410,8	0,000	6,2	0,2	0,02356	3,7	4,0	1,21	532	494,4	19,7	0,80	5	621,0	39,7	
RM18-1-4	Zircon	0,817	2,2	1130,9	0,346	2,6	478,4	0,000	4,9	0,2	0,02787	3,3	3,8	2,35	748	425,8	16,0	0,69	5	614,2	38,4	
RM18-1-5	Zircon	1,244	1,5	637,8	1,880	2,3	963,7	0,000	21,4	0,2	0,13045	2,2	3,0	0,66	1121	493,7	14,8	0,81	5	608,3	35,5	
RM18-1-6	Zircon	0,514	1,6	311,9	0,534	2,0	323,9	0,000	38,9	0,3	0,03580	2,7	3,2	0,96	399	449,4	14,3	0,79	5	569,1	33,8	
RM18-1-7	Zircon	0,067	2,3	284,8	0,051	2,6	217,8	0,000	55,7	0,3	0,00255	26,9	27,0	1,30	286	313,0	84,4	0,63	5	499,3	137,0	
RM18-1-8	Zircon	0,255	1,6	353,6	0,223	2,0	309,5	0,000	17,3	0,3	0,01004	6,2	6,4	1,13	395	292,0	18,7	0,72	5	407,3	33,1	
RM18-1-9	Zircon	0,142	1,6	307,9	0,142	2,0	306,8	0,000	6,7	0,3	0,00474	12,6	12,7	1,00	381	221,9	28,1	0,65	5	341,7	46,5	
Weighted mean ± 2σ (ka) of population 1: 532 ± 100 (N = 7)																						
Weighted mean ± 2σ (ka) of population 2: 1012 ± 82 (N = 2)																						
<b>Sample CB2-210314 (pegmatoid gabbro)</b>																						
CB2-210314-1	Zircon	19,230	1,5	931,3	10,669	1,9	516,7	0,018	2,7	0,9	1,322	0,9	1,7	1,79	739	715,1	12,0	0,79	5	900,4	47,5	
CB2-210314-2	Zircon	18,193	1,5	1805,5	3,276	1,9	325,2	0,008	2,4	0,8	0,620	1,2	1,7	5,51	752	674,0	11,3	0,76	5	884,7	46,7	
CB2-210314-3	Zircon	11,044	1,5	15652,8	3,183	2,0	4511,2	0,001	5,6	1,6	0,42882	2,1	2,5	3,44	8222	609,6	15,1	0,72	5	850,8	47,5	
CB2-210314-4	Zircon	15,857	2,0	1185,6	6,056	2,4	452,8	0,014	6,6	1,0	0,717	0,9	1,9	2,60	735	602,4	11,4	0,76	5	793,4	42,4	
CB2-210314-5	Zircon	10,193	1,5	16317,3	3,473	2,0	5599,9	0,001	3,1	1,3	0,40347	2,1	2,5	2,91	9435	564,8	14,1	0,72	5	787,2	44,0	
CB2-210314-6	Zircon	13,087	2,0	735,7	7,585	2,4	426,4	0,008	6,0	0,5	0,734	1,0	2,1	1,71	602	565,6	11,6	0,78	5	727,9	39,3	
CB2-210314-7	Zircon	3,619	1,5	12029,5	1,601	2,2	5322,1	0,000	2,8	1,6	0,13193	2,2	2,7	2,24	8188	442,2	11,7	0,63	5	704,2	39,9	
CB2-210314-8	Zircon	14,812	1,5	1097,2	6,173	1,9	457,3	0,010	10,0	0,7	0,584	1,0	1,7	2,38	718	497,0	8,3	0,78	5	637,3	33,6	
CB2-210314-9	Zircon	7,775	2,6	13557,8	3,596	2,9	6270,1	0,001	7,1	1,4	0,30665	2,1	2,9	2,15	9502	464,6	13,7	0,74	5	628,0	36,4	
CB2-210314-10	Zircon	23,913	1,5	28198,7	6,728	2,1	7934,1	0,001	2,4	1,6	0,62230	2,0	2,5	3,53	14618	413,9	10,2	0,67	5	614,6	34,2	
Weighted mean ± 2σ (ka): 728 ± 75																						
CB2-210314-1*	Apatite	0,021	5,3	9,6	0,007	5,5	3,3	0,018	0,5	8,2	0,00092	79,6	79,7	2,90	6	609,7	485,7	0,56	10	4003,7	660,0	older than ZHe
CB2-210314-2*	Apatite	0,012	5,3	11,9	0,002	5,6	2,6	0,012	0,5	12,6	0,00031	169,6	169,6	4,61	5	482,7	818,8	0,54	10	4011,2	650,0	very low precision
CB2-210314-3*	Apatite	0,017	5,3	11,5	0,004	5,5	3,0	0,013	0,5	8,8	0,00043	170,6	170,6	3,79	6	410,5	700,4	0,60	5	629,2	1159,4	very low precision
CB2-210314-4*	Apatite	0,016	4,0	11,3	0,004	4,1	2,8	0,014	0,5	9,9	0,00038	187,3	187,4	4,07	5	389,0	728,8	0,60	5	646,5	1215,4	very low precision
CB2-210314-5	Apatite	0,053	3,8	14,4	0,016	4,0	4,2	0,031	0,5	8,4	0,00151	54,4	54,5	3,40	8	438,8	239,2	0,72	5	606,1	331,8	
CB2-210314-6	Apatite	0,328	3,8	88,3	0,073	3,9	19,6	0,043	0,3	11,5	0,00693	10,7	11,1	4,48	40	378,6	42,0	0,75	5	503,3	61,2	
CB2-210314-7	Apatite	0,043	5,3	20,7	0,010	5,5	4,7	0,028	0,4	13,3	0,00081	98,8	98,9	4,35	10	326,3	322,7	0,72	5	453,0	448,6	
CB2-210314-8*	Apatite	0,030	3,8	24,4	0,011	4,0	8,9	0,032	0,3	25,7	0,00049	150,5	150,5	2,72	15	217,1	326,8	0,64	5	328,2	540,4	very low precision
Weighted mean ± 2σ (ka): 506 ± 117																						
<b>Sample RM18-3 (layered gabbro)</b>																						
RM18-3-1*	Apatite	0,019	4,1	48,9	0,005	4,3	13,1	0,004	1,1	9,2	0,00043	97,3	97,3	3,72	25	373,6	363,5	0,45	10	426,1	412,8	older than ZHe
RM18-3-2	Apatite	0,063	5,7	43,8	0,011	5,8	8,0	0,009	0,8	6,1	0,00117	39,7	39,9	5,45	18	364,6	145,5	0,61	5	592,9	238,5	
RM18-3-3	Apatite	0,052	5,7	250,2	0,009	5,8	44,2	0,004	1,2	17,6	0,00053	93,0	93,1	5,62	103	202,2	188,3	0,49	10	414,3	387,9	
RM18-3-4	Apatite	0,151	4,0	127,5	0,033	4,2	27,4	0,008	0,7	6,3	0,00147	27,5	27,6	4,62	58	177,3	49,0	0,60	5	295,5	83,0	
Weighted mean ± 2σ (ka): 331 ± 150																						
<b>Sample RM18-5 (Saisziyenite facolith)</b>																						

RN18-5-1	Apatite	0.041	5.7	10.9	0.009	5.9	2.3	0.028	0.7	7.4	0.00096	24.7	25.0	4.74	5	421.2	105.3	0.79	5	534.5	136.2
RN18-5-2	Apatite	0.022	5.7	10.6	0.004	5.8	2.1	0.012	0.8	6.0	0.00035	74.1	74.2	5.04	5	297.2	220.4	0.73	5	407.4	302.8
RN18-5-3	Apatite	0.048	4.1	12.0	0.011	4.2	2.6	0.031	0.5	7.6	0.00058	44.2	44.3	4.52	5	215.1	95.2	0.81	5	266.9	118.9
RN18-5-4	Apatite	0.046	5.7	12.7	0.009	5.8	2.6	0.027	0.6	7.5	0.00045	48.8	48.9	4.84	6	182.9	89.5	0.78	5	234.8	115.5
RN18-5-5	Apatite	0.035	4.1	11.4	0.008	4.2	2.5	0.024	0.7	7.8	0.00029	90.5	90.6	4.44	5	150.2	136.1	0.78	5	193.7	175.7
RN18-5-6	Apatite	0.037	4.1	10.2	0.009	4.3	2.4	0.023	0.7	6.3	0.00029	78.5	78.6	4.20	5	134.2	105.5	0.79	5	169.0	133.1
RN18-5-7	Apatite	0.131	5.8	14.4	0.030	5.8	3.3	0.081	1.0	8.9	0.00088	30.4	30.7	4.31	7	131.4	40.3	0.86	5	153.6	47.8
RN18-5-8*	Apatite	0.034	4.1	13.9	0.007	4.2	3.0	0.023	0.6	9.3	0.00009	279.7	279.7	4.59	6	48.4	135.3	0.74	5	66.5	483.1
<b>Sample CB3-300914 (Sofiazite syenite leucolith)</b>																					
CB3-300914-1	Apatite	0.314	3.8	47.8	0.056	4.0	8.6	0.090	0.3	13.8	0.00465	26.0	26.1	5.52	20	291.0	76.0	0.82	10	356.9	99.9
CB3-300914-2	Apatite	0.661	3.8	29.2	0.159	3.9	7.0	0.322	0.3	14.2	0.00238	28.3	28.5	4.14	14	61.8	17.6	0.67	10	92.6	27.9
CB3-300914-3*	Apatite	0.214	5.3	22.9	0.053	5.4	5.7	0.122	0.3	13.1	0.00040	181.7	181.8	4.02	11	31.4	57.0	0.73	10	44.1	26.5
CB3-300914-4*	Apatite	0.231	5.3	25.4	0.059	5.4	6.6	0.131	0.3	14.4	0.00030	387.0	387.0	3.85	13	21.7	83.9	0.71	10	40.5	118.1
<b>Sample RN18-13 (Cibaos detritic sand)</b>																					
RN18-13-1	Apatite	0.118	5.7	21.1	0.029	5.8	5.1	0.036	0.9	6.4	0.00213	10.3	11.1	4.12	10	309.3	34.4	0.80	5	386.4	47.1
RN18-13-2	Apatite	0.176	5.7	25.3	0.038	5.8	5.5	0.064	0.5	9.2	0.00136	16.7	17.2	4.61	11	140.0	24.1	0.80	5	175.4	31.4
RN18-13-3	Apatite	0.125	4.0	38.0	0.035	4.2	10.7	0.036	0.7	11.0	0.00088	29.5	29.6	3.54	20	112.0	33.2	0.76	5	147.3	44.3
RN18-13-4*	Apatite	0.054	5.8	35.1	0.010	5.8	6.2	0.013	0.9	8.7	0.00019	142.5	142.6	5.66	14	69.1	98.6	0.68	5	104.6	145.0
RN18-13-5	Apatite	0.144	4.0	72.4	0.036	4.2	18.2	0.033	0.7	16.8	0.00061	34.8	34.9	3.94	35	71.3	24.9	0.75	5	94.7	33.4
RN18-13-6*	Apatite	0.048	4.1	29.3	0.011	4.3	7.0	0.017	1.2	10.3	0.00018	127.6	127.7	4.19	14	66.1	84.4	0.70	5	82.8	119.8
RN18-13-7*	Apatite	0.058	5.7	27.3	0.014	5.8	6.7	0.021	0.7	9.8	0.00022	123.9	123.9	4.04	13	65.4	81.1	0.76	5	86.5	107.2
RN18-13-8*	Apatite	0.045	5.7	24.3	0.010	5.8	5.5	0.018	0.6	9.8	0.00014	192.4	192.4	4.39	11	55.1	106.0	0.74	5	74.5	143.5
RN18-13-9	Apatite	0.134	4.0	42.3	0.035	4.2	11.2	0.036	0.6	11.5	0.00043	59.5	59.6	3.77	21	53.2	31.7	0.72	5	73.8	44.1
<b>Sample RN18-16 (Cibaos detritic sand)</b>																					
RN18-16-1	Apatite	0.145	5.7	30.3	0.036	5.8	7.5	0.056	0.7	11.6	0.00225	11.7	12.4	4.02	15	262.3	32.5	0.75	5	350.1	46.8
RN18-16-2*	Apatite	0.005	5.8	1.2	0.007	6.0	1.8	0.000	4.2	0.1	0.00022	120.5	120.6	0.67	2	212.2	255.8	0.83	5	255.6	208.4
RN18-16-3*	Apatite	0.010	4.3	8.4	0.011	4.2	9.2	0.010	0.7	8.0	0.00020	109.6	109.7	0.91	11	120.2	131.8	0.69	5	124.9	102.0
RN18-16-4	Apatite	0.508	5.8	21.0	0.128	5.8	5.3	0.200	0.7	8.3	0.00383	9.1	9.9	3.95	10	126.3	12.6	0.81	5	155.4	17.3
RN18-16-5	Apatite	0.151	4.0	21.8	0.041	4.2	5.9	0.059	0.4	8.5	0.00112	23.0	23.2	3.66	11	120.0	27.8	0.80	5	150.1	35.6
RN18-16-6*	Apatite	0.049	5.7	20.3	0.011	5.8	4.6	0.019	0.6	8.0	0.00026	106.3	106.4	4.43	9	93.7	99.7	0.75	5	124.2	122.2
RN18-16-7	Apatite	0.379	4.0	18.2	0.088	4.2	4.2	0.151	1.0	7.2	0.00229	13.9	14.2	4.27	9	105.2	14.9	0.87	5	121.1	18.2
RN18-16-8	Apatite	0.148	4.0	18.7	0.036	4.2	4.5	0.061	0.8	7.7	0.00064	34.7	34.8	4.13	9	74.3	25.9	0.75	5	99.1	34.8
RN18-16-9	Apatite	0.149	4.0	43.4	0.040	4.2	11.5	0.038	0.7	11.1	0.00048	48.3	48.4	3.74	22	52.8	25.6	0.74	5	71.0	34.6

TAU - total analytical uncertainty; eU - effective Uranium concentration (eU = [U] + 0.235[Th]); Ft - alpha ejection correction factor calculated after Farley et al. (1996) for homogeneous distribution of parent nuclides; uncertainty on Ft factors was arbitrarily set to 5% and 10% for crystals with Ft  $\geq 0.6$  and Ft  $< 0.6$ , respectively, after Ehlers and Farley (2005) and propagated in quadrature into final age uncertainty; Weighted averages were calculated using **Isoplot** (Ludwig, 2012).

\* Analysis disregarded for the reason given in the "Comment" column.

**Table 4:** corrected (U-Th)/He ages on zircon from young (<200 ka) eruptions.

Sample code	<sup>232</sup> Th (ng)	± (%)	<sup>238</sup> U (ng)	± (%)	<sup>152</sup> Sm (ng)	± (%)	<sup>4</sup> He (ncc)	± (%)	TAU (%)	Th/U	Raw He age (ka)	±1σ (ka)	Ft	± (%)	Ft-cor. He age (ka)	±1σ (ka)	U-Th (ka)	±1σ (ka)	D <sub>230</sub>	Diseq-cor. He age (ka)	±1σ (ka)
<b>Sample RN18-9 (trachytic pumice)</b>																					
RN18-9-1	1,205	2.0	1,923	2.3	0,0040	10.8	0,0042	5.7	6.0	0.62	15.8	1.0	0.85	5	18.6	1.5	50.2	10.9	0.164	29.4	2.9
RN18-9-2	0,373	1.4	0,609	1.8	0,0004	10.7	0,0023	6.4	6.6	0.61	27.6	1.8	0.80	5	34.4	2.8	46.3	8.6	0.160	56.5	4.3
RN18-9-3	3,479	1.4	3,156	1.8	0,0130	7.8	0,0110	1.8	2.4	1.09	22.7	0.5	0.81	5	28.0	1.5	59.5	11.8	0.288	38.6	2.7
RN18-9-4*	0,798	1.4	1,262	1.8	0,0083	11.7	0,0069	3.1	3.5	0.63	39.2	1.4	0.84	5	46.4	2.8	29.4	7.7	0.165		
RN18-9-6	1,109	2.0	1,734	2.3	0,0070	7.2	0,0060	4.4	4.8	0.63	24.9	1.2	0.85	5	29.2	2.0	75.6	15.9	0.167	42.0	4.1
RN18-9-7*	0,040	1.7	0,087	1.8	0,0001	57.0	0,0002	116.2	116.2	0.46	15.3	17.7	0.78	5	19.6	22.8	55.0	14.3	0.122		
RN18-9-8	0,296	1.4	0,504	1.8	0,0019	12.6	0,0015	11.2	11.3	0.58	22.2	2.5	0.78	5	28.3	3.5	48.4	10.3	0.154	46.5	5.6
RN18-9-9	0,254	1.4	0,411	1.8	0,0021	32.7	0,0010	27.2	27.2	0.61	17.3	4.7	0.73	5	23.6	6.5	42.0	5.9	0.162	41.9	10.6
RN18-9-10	0,830	2.0	0,833	2.3	0,0065	6.6	0,0033	8.0	8.2	0.99	26.0	2.1	0.79	5	33.1	3.2	69.8	15.5	0.260	45.7	5.0
RN18-9-13	0,294	1.4	0,440	1.8	0,0026	21.0	0,0011	22.0	22.1	0.66	18.4	4.1	0.74	5	24.7	5.6	51.2	12.5	0.175	41.1	9.0
RN18-9-14	0,272	1.4	0,380	1.8	0,0002	17.4	0,0013	14.3	14.4	0.71	24.5	3.5	0.75	5	32.6	5.0	70.9	21.1	0.187	46.0	8.0
Best fit eruption age ± 2σ (both in ka): 40.4 ± 2.8																					
<b>Sample RN18-10 (trachytic pumice)</b>																					
RN18-10-2	0,316	1.4	0,501	1.8	0,0025	31.2	0,0013	20.5	20.6	0.63	18.1	3.7	0.81	5	22.4	4.7	48.3	11.1	0.165	36.2	8.0
RN18-10-4	4,756	2.0	5,122	2.3	0,0114	7.3	0,0141	2.4	3.0	0.92	18.6	0.6	0.83	5	22.5	1.3	45.3	8.1	0.243	33.6	2.3
RN18-10-5	1,173	1.4	1,699	1.8	0,0076	18.1	0,0052	4.9	5.1	0.69	21.5	1.1	0.83	5	25.7	1.8	56.0	10.0	0.180	39.4	3.5
RN18-10-6	2,574	1.4	3,571	1.8	0,0059	15.5	0,0099	2.8	3.2	0.72	19.5	0.6	0.83	5	23.6	1.4	41.3	12.1	0.188	38.0	2.7
RN18-10-8	0,338	2.0	0,533	2.3	0,0046	26.9	0,0014	16.0	16.1	0.63	19.4	3.1	0.79	5	24.5	4.1	51.9	12.1	0.166	40.3	6.9
RN18-10-9	4,974	1.4	5,827	1.8	0,0147	3.7	0,0155	2.5	3.0	0.85	18.2	0.5	0.87	5	21.0	1.2	40.8	9.3	0.223	32.6	2.2
RN18-10-10	0,845	1.4	1,319	1.8	0,0065	17.7	0,0041	5.8	6.0	0.64	22.3	1.3	0.88	5	25.5	2.0	40.6	11.8	0.167	41.6	3.6
RN18-10-11	0,349	2.0	0,534	2.3	0,0022	17.3	0,0019	10.6	10.8	0.65	24.9	2.7	0.77	5	32.3	3.8	60.3	14.5	0.171	49.5	6.2
Best fit eruption age ± 2σ (both in ka): 36.5 ± 2.3																					
<b>Sample RN18-12 (Plinian fallout)</b>																					
RN18-12-2	0,217	1.4	0,337	1.8	0,0011	26.2	0,0066	3.8	4.1	0.64	139.8	5.8	0.71	5	197.7	12.8	323.0	94.4	0.168	211.1	17.0
RN18-12-4	0,815	2.0	0,667	2.3	0,0058	13.8	0,0146	2.4	3.0	1.21	139.4	4.2	0.72	5	194.6	11.4	243.7	89.7	0.319	209.0	15.1
RN18-12-6 <sup>§</sup>	1,371	1.4	1,205	1.8	0,0040	17.1	0,0043	5.3	5.5	1.13	23.1	1.3	0.73	5	31.5	2.3	40.4	6.8	0.297	45.5	3.2
RN18-12-7 <sup>§</sup>	0,652	1.4	0,408	1.8	0,0028	29.9	0,0014	17.1	17.1	1.59	20.7	3.6	0.62	5	33.3	5.9	83.6	25.3	0.418	39.7	7.1
RN18-12-8	1,181	2.0	0,981	2.3	0,0039	21.4	0,0141	2.2	2.8	1.20	92.4	2.6	0.65	5	143.1	8.2	217.0	30.5	0.315	160.6	11.7
RN18-12-10	0,234	1.4	0,227	1.8	0,0009	25.6	0,0035	7.1	7.2	1.02	100.7	7.3	0.59	5	170.0	14.9	233.0	106.0	0.270	185.2	18.9
RN18-12-11	1,548	2.0	0,848	2.3	0,0045	19.4	0,0182	1.9	2.6	1.81	123.2	3.1	0.63	5	195.0	10.9	249.0	33.0	0.477	212.7	13.0
RN18-12-14	0,166	1.5	0,162	1.8	0,0004	32.7	0,0023	10.3	10.4	1.01	95.7	10.0	0.54	5	176.4	20.4	241.0	113.7	0.266	156.7	23.1
RN18-12-16	0,339	1.4	0,253	1.9	0,0006	12.5	0,0043	5.1	5.3	1.33	105.2	5.6	0.58	5	181.4	13.3	245.3	77.6	0.350	196.3	16.9
RN18-12-18	0,516	2.0	0,347	2.3	0,0028	24.8	0,0053	4.9	5.2	1.48	93.5	4.8	0.59	5	159.8	11.5	352.0	107.0	0.388	164.9	12.7
Best fit eruption age ± 2σ (both in ka): 188.2 ± 10.4																					

TAU - total analytical uncertainty; Ft - alpha ejection correction factor calculated after Farley et al. (1996) for homogeneous distribution of parent nuclides; uncertainty on Ft factors was arbitrarily set to 5% after Evans et al. (2008) and propagated in quadrature into final age uncertainty; D<sub>230</sub> - Th zircon-melt fractionation factor calculated after Farley et al. (2002) using the Th/U ratios of analyzed bulk zircon crystals and measured whole rock Th/U value of 3.8; Diseq.-cor. (U-Th)/He age (ka) - disequilibrium corrected (U-Th)/He age calculated by MCHCalc program (Schmitt, Stockli, Niedermann, Lovera, & Hausback, 2010) assuming D<sub>231</sub> = 3 (Schmitt, 2007); Best fit eruption ages were calculated by MCHCalc.

\* Analysis disregarded because of its high analytical uncertainty.

# Analysis disregarded because its (U-Th)/He age is older than corresponding crystallization age.

§ Anomalously young (U-Th)/He ages interpreted as contaminants from younger eruption (likely RN18-9).

*Table 5: summary of multi-technique radiometric dating results.*

Sample	Lat. (°S)	Lon. (°E)	Altitude (m)	Location	Rock description	U/Pb Zircon (ka)	Phlogopite (ka)	(U-Th)/He Zircon (ka)	(U-Th)/He Apatite (ka)
<i>Salazie pluton</i>									
RN18-1	21.05627	55.50046	661	Ilet à vidot, 100 m upstream of bridge (Site 4)	with feldspar layers	2021 ± 16		1012 ± 82 532 ± 100	442 ± 92 (RN18-1, -3, and CB2-210314 merged)
RN18-3	21.05649	55.50034	667	Ilet à vidot, 100 m upstream of bridge (Site 4)	Layered gabbro				
CB2-210314	21.05726	55.4940	720	Ilet à vidot, escape in the canyon (Site 3)	Gabbro pegmatite	1414 ± 8		728 ± 75	
SAL 111	21.057135	55.49489	720	Ilet à vidot, escape in the canyon (Site 4)	Layered gabbro		2110 ± 90		
<i>Outer slopes trachytic deposits</i>									
RN18-9	21.07566	55.38360	2308	Upper Maido slopes, Glacière trail	Trachytic pumice	13 ± 17		40.4 ± 2.8	
RN18-10	21.07997	55.35925	1630	Maido, forest roadcut	Trachytic pumice	29 ± 32		36.5 ± 2.3	
RN18-12	21.04232	55.24803	210	Eperon round-about, Plinian fallout	Trachytic tephra			188.2 ± 10.4	
<i>Syenite intrusions</i>									
RN18-5	21.05749	55.49406	720	Ilet à vidot, Salazie, escape in the canyon	Syenite				145 ± 77 (RN18-5 & CB300914 merged)
CB3-300914	21.05726	55.49400	720	Ilet à vidot, Salazie, escape in the canyon	Syenite				
<i>Detritic sands</i>									
RN18-4	21.05532	55.50072	651	Ilet à vidot (Salazie) below suspended bridge	Detritic sand	2051 ± 26			
RN18-13	21.1144	55.45770	1100	Bras Rouge river upstream, Cilaos	Detritic sand			368 ± 65	129 ± 19 (RN18-13 & -16 merged)
RN18-16	21.19195	55.44993	340	Bras Rouge river downstream, Cilaos	Detritic sand				

## 3. Complément d'étude sur les syénites

### 3.1. Observations pétrographiques

Les observations pétrographiques menées par R. Sindrama (2019) ont permis d'identifier deux clastes de microsyénite, semblables à la microsyénite de Salazie. Ils ont été observés dans le dépôt plinien de l'Eperon que nous avons daté à  $188 \pm 5$  Ka, et que nous considérons comme associé à la caldera. Ceci suggère que les syénites se sont mises en place plutôt vers la fin du stade PN3, plutôt que pendant le stade PN4. Cette observation pétrographique est en cohérence avec le nouvel âge obtenu, indiquant un passage sous l'isotherme  $100-60^\circ\text{C}$  vers  $145 \pm 77$  Ka pour la microsyénite de Trou Blanc dans Salazie.

Cependant, une comparaison de la composition chimique (sur roche totale et sur feldspaths) sera nécessaire afin de confirmer l'appartenance de ces clastes aux syénites en place. D'autant plus qu'il existe une disparité aussi bien d'un point de vue pétrographique, que géochimique, entre les différents affleurements de syénite qui pose la question d'une mise en place contemporaine de l'ensemble de ces corps intrusifs ou plutoniques. Si l'on prend l'exemple du Piton de Sucre, la syénite présente un faciès grenu (Figure 45), alors que l'affleurement de syénite dans le secteur de Trou Blanc présente elle un faciès microgrenu (Figure 45). Cette différence de faciès peut être rattachée à la différence de puissance entre les deux intrusions, mais aussi à leur refroidissement. La syénite de Cilaos résulterait d'un refroidissement plus lent dans Cilaos que dans Salazie, ce qui pourrait notamment expliquer pourquoi la barre d'erreur des datations (U-Th)/He sur apatite est trop grande pour les syénites de Cilaos, alors qu'elle reste acceptable pour celle de Salazie.

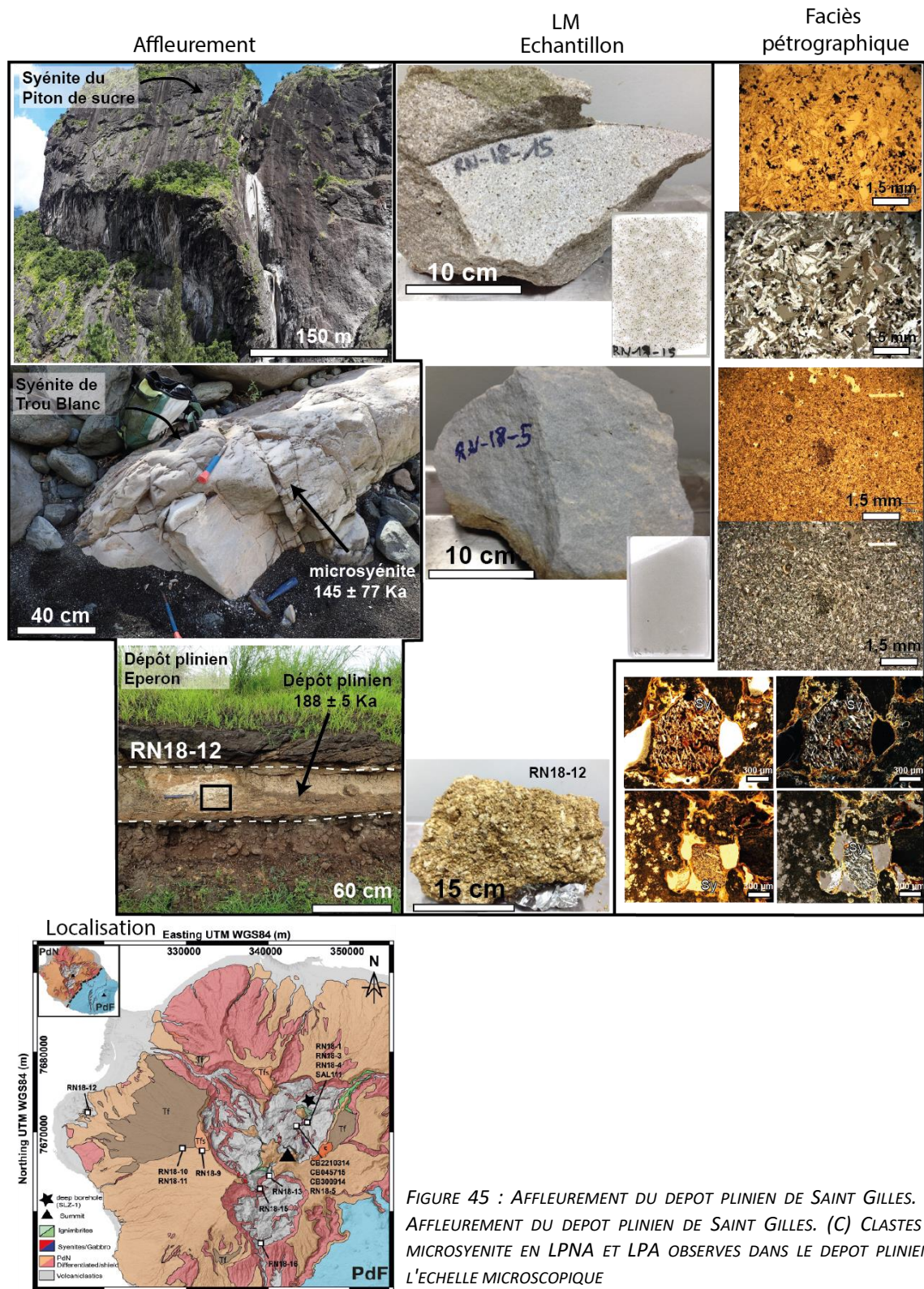


FIGURE 45 : AFFLEUREMENT DU DEPOT PLINIEN DE SAINT GILLES. (B) AFFLEUREMENT DU DEPOT PLINIEN DE SAINT GILLES. (C) CLASTES DE MICROSYENITE EN LPNA ET LPA OBSERVES DANS LE DEPOT PLINIEN A L'ECHELLE MICROSCOPIQUE

### 3.2. Géochimie

D'un point de vue géochimique, les analyses sur roche totale que nous avons réalisées sur cinq échantillons montrent que l'ensemble des syénites présentent une composition différenciée de type trachyandésite à trachytique, avec plus de 57% de  $\text{SiO}_2$ . La composition des syénites est hétérogène d'un affleurement à un autre, comme nous l'évoquions dans le paragraphe précédent. Cependant, chacun de ces affleurements ont une composition géochimique très proche de la composition soit du sill de trachy-basalte de Grand Sable (SAB-1, daté à  $58 \pm 6$  Ka), soit des ignimbrites de Salazie et du Piton des Neiges (Ravine Henry sous Enchaing, et ignimbrites rhéomorphiques). A part le sill de Grand Sable présentant un âge récent, la composition des syénites est proche de celle des dépôts d'ignimbrites mis en place lors de l'effondrement de la caldera entre 210 et 188 Ka. Cela est en accord avec les contraintes pétrographiques (clastes de syénite repérés dans le dépôt plinien de l'Eperon) et la présence de clastes de syénite largement représentés dans les différents dépôts pyroclastiques (Page, 1994), notamment dans l'ignimbrite de Salazie, la formation de St Louis, la formation de St Pierre et celle de St Gilles (voir table 6). Ainsi, il semble que les syénites ne sont pas les dernières intrusions mises en place dans le Piton des Neiges, mais constituent les plus importantes en termes de puissance par rapport à l'ensemble du système intrusif différencié. Les travaux de cartographie vont permettre d'apporter une contrainte supplémentaire en précisant notamment la position structurale de ces syénites (cf. chapitre 5).

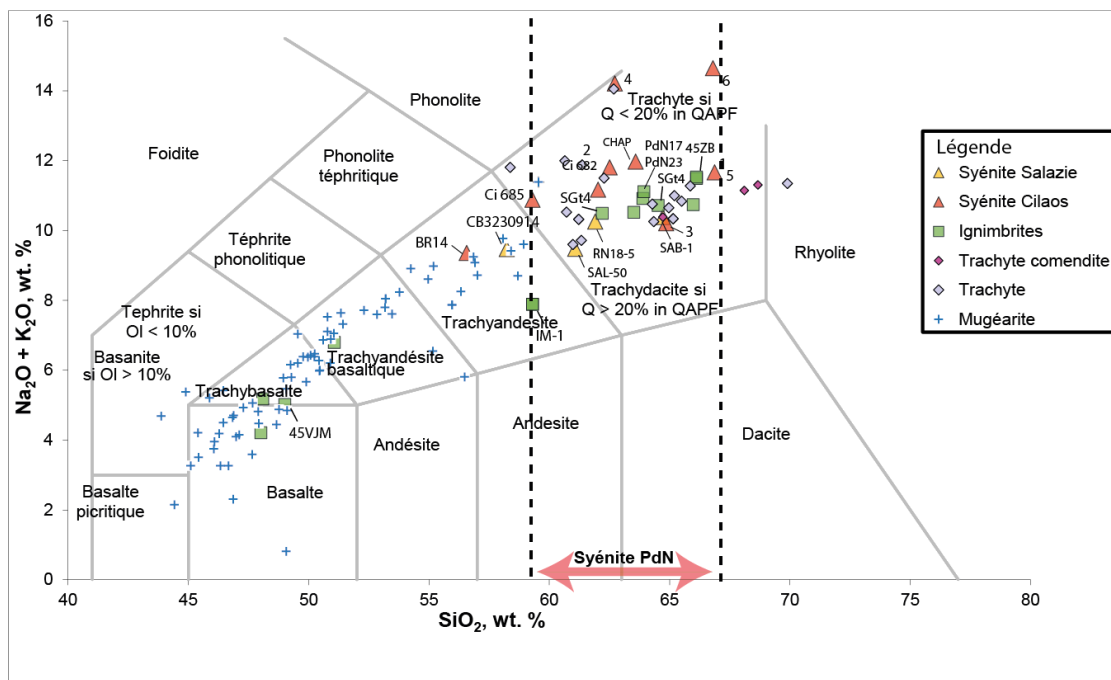


FIGURE 46 : LOCALISATION ET PLACE DES SYENITES DANS LE DIAGRAMME TAS (LE BAS ET AL., 1986) PAR RAPPORT AUX DIFFERENTES UNITES GEOLOGIQUES DES STADES DU PITON DES NEIGES. L'ENSEMBLE DES DONNEES UTILISEES SONT REFERENCEES DANS LA TABLE 7.



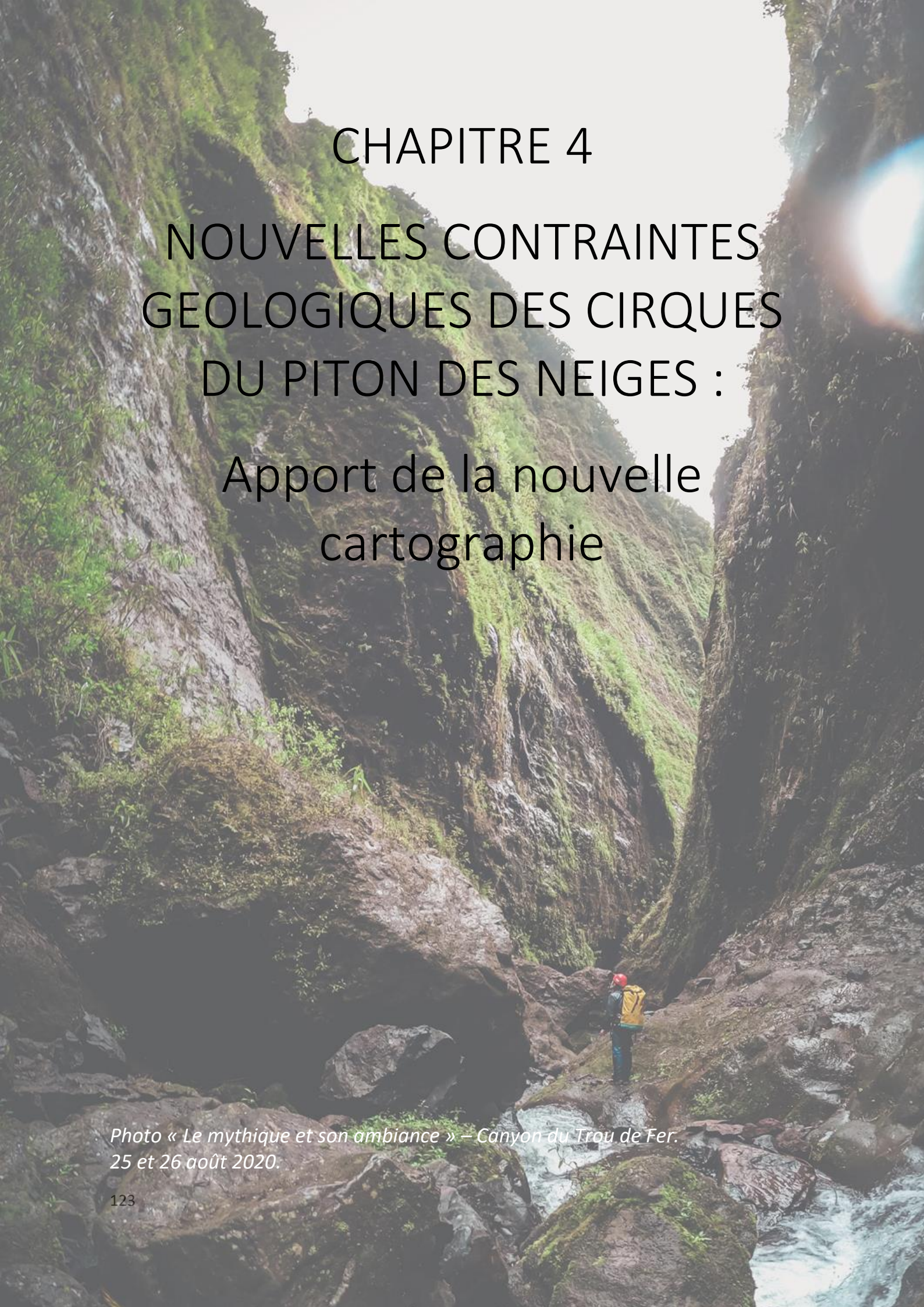
## TABLES

**Table 6:** Référencement des clastes de syenite repérés par Page, 1994

Echantillon	Formation	Claste	Référence
BP95	Formation de Saint Louis - unité L	syenite xenolith	Page, 1994
BP95	Formation de Saint Louis - unité L	syenite xenolith	
BP95	Formation de Saint Louis - unité L	syenite xenolith	
BP95	Formation de Saint Louis - unité L	syenite xenolith	
BP95	Formation de Saint Louis - unité L	syenite xenolith	
BP81	Sal 4	syenite xenolithe	
BP130	Formation de st gilles G1	syenite xenolith coarse grain	
BP87	Formation de Saint Pierre	syenite xenolith	
BP110b	Formation de Saint Pierre	syenite xenolith	
BP110b	Formation de Saint Pierre	syenite xenolith	
BP110c	Formation de Saint Pierre	cumulate syenite	
BP110c	Formation de Saint Pierre	cumulate syenite	
BP127b	Formation de Saint Pierre	microsyenite xenolith	
BP127b	Formation de Saint Pierre	microsyenite xenolith	
BP127b	Formation de Saint Pierre	microsyenite xenolith	
BP98	Formation de Saint Louis	microsyenite xenolith	
BP98	Formation de Saint Louis	microsyenite xenolith	
BP98	Formation de Saint Louis	microsyenite xenolith	
BP98	Formation de Saint Louis	microsyenite xenolith	
BP98	Formation de Saint Louis	microsyenite xenolith	
BP98	Formation de Saint Louis	microsyenite xenolith	
BP98	Formation de Saint Louis	microsyenite xenolith	
BP95	Formation de Saint Louis - unité L	syenite xenolith	
BP95	Formation de Saint Louis - unité L	syenite xenolith	
BP95	Formation de Saint Louis - unité L	syenite xenolith	
BP95	Formation de Saint Louis - unité L	syenite xenolith	
BP95	Formation de Saint Louis - unité L	syenite xenolith	
BP46	Intrusion Cilaos	Microsyenite	
BP47	Intrusion Cilaos	Microsyenite avec pegmatite	
BP48	Intrusion Cilaos	Microsyenite avec pegmatite	
BP121	syenite du Taibit	Microsyenite	







# CHAPITRE 4

## NOUVELLES CONTRAINTES GEOLOGIQUES DES CIRQUES DU PITON DES NEIGES :

### Apport de la nouvelle cartographie

*Photo « Le mythique et son ambiance » – Canyon du Trou de Fer.  
25 et 26 août 2020.*



# 1. Introduction

Lors de la présentation du massif du Piton des Neiges nous avons mis en évidence que l'origine des cirques constituée un point de l'histoire du volcan non résolu à ce jour. La carte géologique disponible actuellement a été éditée en 2006 à l'échelle de l'édifice (1/100 000<sup>e</sup>) et en 2008 à l'échelle des cirques (1/10 000<sup>e</sup>). Cependant, cette carte géologique pose plusieurs problèmes puisque celle-ci se base sur le découpage chronostratigraphique de Kluska (1997), qui a depuis évolué, du fait de l'accroissement de la connaissance sur le massif. Une première actualisation a été proposée par Salvany et al. (2012), et depuis 2018, la chronostratigraphie du Piton des Neiges a de nouveau été précisée (Famin, 2018). De plus, la carte géologique disponible des cirques a été construite dans le cadre d'un projet de recherche centré sur les mouvements de terrain de grande ampleur dans les cirques et ravines de la Réunion (module 1.1 – rapport RP-56730-FR) à partir d'un découpage « élargi » des unités anciennes avec les coulées d'océanites récentes (2,1 – 0,47 Ma) et les coulées d'océanites anciennes (> 2,1 Ma), dont la distinction ne se fait que par rapport à la position stratigraphique supérieure ou inférieure au dépôt de la brèche des Orangers. Or, ce découpage élargi masque tous les stades de construction et d'érosion qui se produisent au cours du stade bouclier du volcan. Un tel découpage n'est pas propice pour l'identification de failles de caldera, dans le stade bouclier, dont les décalages verticaux se produisent essentiellement au sein des unités du stade bouclier. De plus, les travaux de thèse de Chaput (2013) précisent la présence de plusieurs unités de brèches anciennes venant s'intercaler entre des phases de construction du stade bouclier du Piton des Neiges, mettant en lumière de nouveaux repères stratigraphiques. Ainsi, il apparaît nécessaire de construire une nouvelle carte géologique éclairée de ces nouveaux aspects afin de mieux comprendre la structure interne du Piton des Neiges. C'est dans ce cadre que s'inscrit la nouvelle cartographie des cirques effectuée durant ce travail de thèse. La stratégie de cartographie menée au cours de ce travail repose sur de nombreuses observations de terrain avec une vision intégrée à l'échelle du volcan du Piton des Neiges et non plus de chaque cirque. Le but est de repérer les unités et leurs continuités inter-cirques (notamment l'unité de coulées de lave PN1). Ce chapitre présente ainsi la nouvelle carte géologique construite pour les cirques du Piton des Neiges, à partir de laquelle nous discuterons de l'existence d'une ou des caldera(s) et apporterons des éléments de réponse sur l'origine des cirques.

## 2. Méthodologie

La prospection géologique a été faite par une approche cartographique régionale, basée sur les données géochronologiques existantes. C'est ainsi plus de 250 Km<sup>2</sup> qui ont été cartés sur deux ans pour élaborer une nouvelle carte géologique au 1/25000<sup>ème</sup>. Cette nouvelle carte géologique intègre également de nombreuses données disponibles sur la région Réunion (forages, géochimie, géophysique, indices de sources, orthophotographie) dont l'intégralité est en libre accès (<http://infoterre.brgm.fr/> ; <http://peigeo.re/>) (Figure 47.A, B).

Les méthodes d'investigations ont été mises en œuvre par un travail de terrain le long des axes routiers et sentiers de randonnée, mais également dans des canyons et le long de transects de rivières (cartographie numérique directe à l'aide du logiciel Fieldmove et une cartographie papier classique). Quatre vols héliportés ont été réalisés sur la période d'octobre 2019 à Juin 2020 dans le but de cartographier la continuité des structures et unités géologiques dans les zones très difficiles d'accès à l'aide de la photogrammétrie. Cette méthode consiste à faire l'acquisition de photos aériennes à fort taux de recouvrement (>70%). Les photos sont ensuite assemblées au moyen d'un logiciel spécialisé (Agisoft Metashape) entre elles (aérotriangulation) afin de reconstituer les remparts et zones avec une position et une profondeur dans l'espace (donnant une vue 3D) en faisant une correction de la distorsion. Seule une incertitude de 10 m existe sur l'altitude, le positionnement X et Y étant correct. Une mise à l'échelle et un géoréférencement avec une résolution de l'ordre de 20 cm/px. La construction de ces modèles ainsi que l'acquisition des photos s'est fait grâce à la participation de N. Villeneuve (maître de conférences, Université de La Réunion). J'ai mené les campagnes de reconnaissance héliportée et j'ai réalisé le travail de cartographie numérique directement sur le modèle 3D construit. Les éléments cartographiés (polygones, lignes, points) ont ensuite été exportés et intégrés dans la base de données du projet (SIG). Les zones ayant été couvertes à l'aide de cette méthode sont localisées sur la Figure 47.D ci-dessous.

L'ensemble des données de cartographie nouvellement acquises sont synthétisées au sein d'un SIG et replacées dans le référentiel commun de la chronostratigraphie actualisée de Famin (2018).

L'ensemble des relevés de terrain ont été réalisés sur une période de deux ans, à partir de Juillet 2018 jusque Juin 2020, et ont mobilisé trois stagiaires sur des durées de 1 à 2 mois.

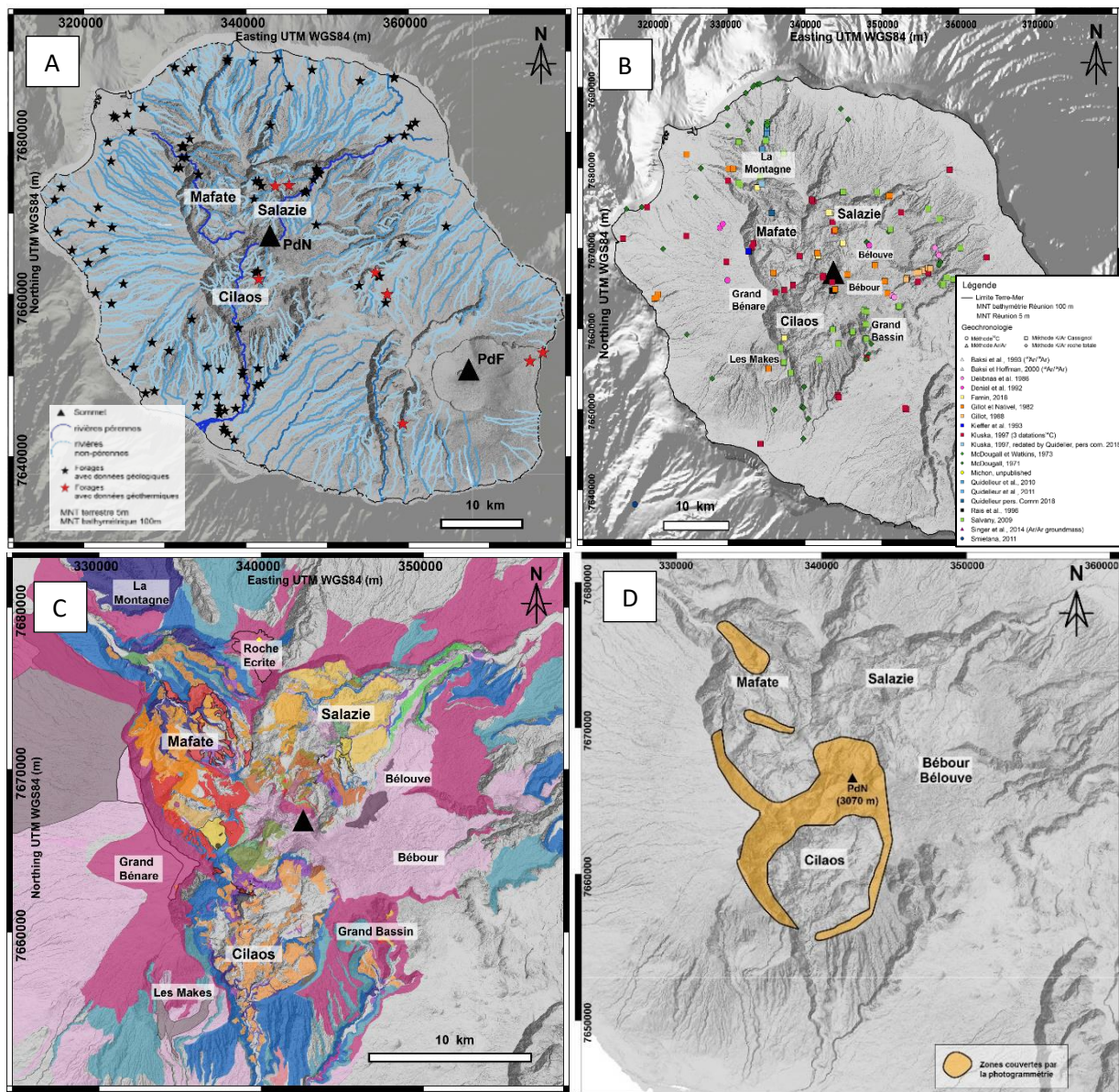


FIGURE 47 : (A) LOCALISATION DE L'ENSEMBLE DES FORAGES SELECTIONNES POUR CONTRAINDRE LA GEOLOGIE LORS DE CETTE ETUDE (SOURCE INFOTERRE) ET RESEAU HYDROGRAPHIQUE. (B) LOCALISATION DE L'ENSEMBLE DES DONNEES DE DATATIONS DISPONIBLES SUR LE MASSIF PERMETTANT DE CALER LES CONTACTS CARTOGRAPHIQUES. (C) VISION GLOBALE DE LA ZONE COUVERTE PAR LA NOUVELLE CAMPAGNE DE CARTOGRAPHIE (LES ZONES GRIS ETANT LES ZONES NON COUVERTES). (D) COUVERTURE DES ZONES SUR LESQUELLES NOUS AVONS EU RECOURS A LA STEREPHOTOGRAMMETRIE.

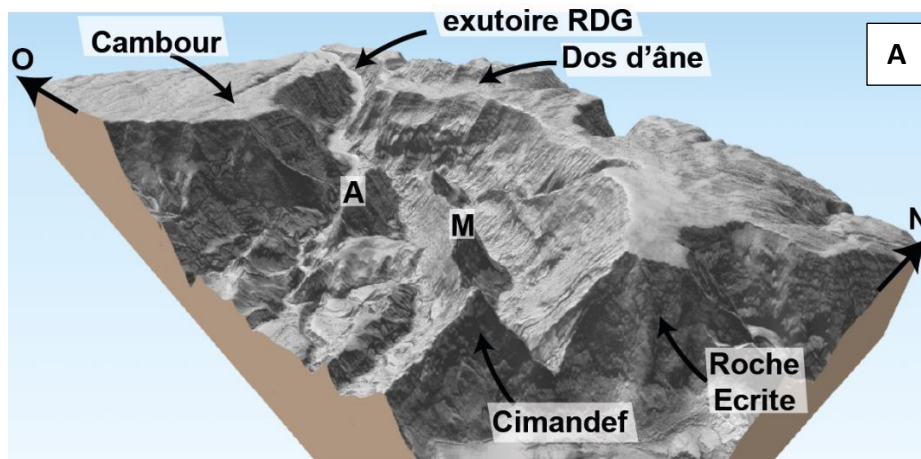


## 3. Présentation générale de la géologie des cirques

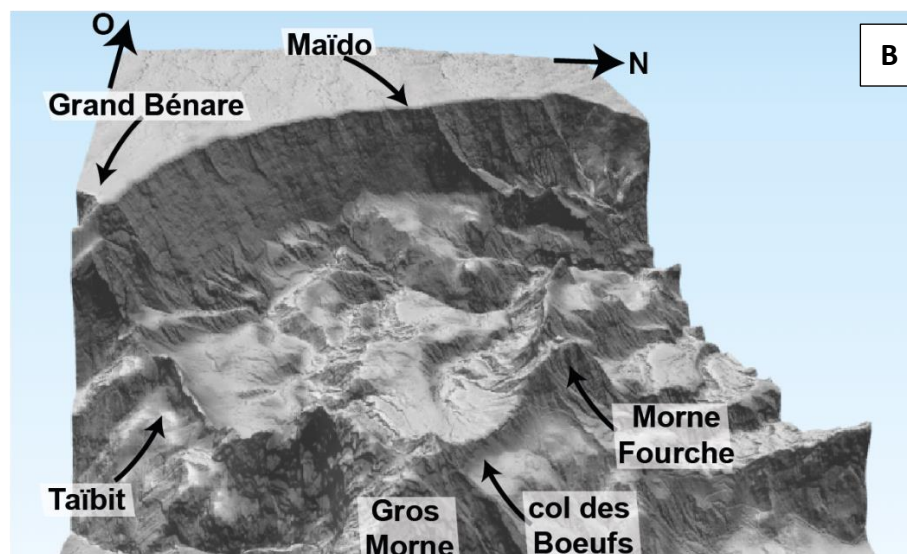
### 3.1. Le cirque de Mafate

#### 3.1.1. Nouvelles contraintes géologiques sur le cirque de Mafate

Le cirque de Mafate est la dépression topographique ayant creusée le flanc nord-ouest du Piton des Neiges. Ce cirque couvre une surface de 108 Km<sup>2</sup>, et s'ouvre sur un exutoire unique et étroit ( $\leq 2$  Km de large) dans sa partie nord. La rivière des Galets est la rivière pérenne principale drainant ce cirque, depuis les contreforts du Gros Morne jusqu'à l'exutoire. Les figures (Figure 48.A et Figure 48.B) illustrent la géomorphologie générale vue en 3D, du cirque de Mafate, dont les limites sont constituées de remparts sub-verticaux dépassant le plus souvent 1000 m de dénivelé. Dans sa partie amont, le cirque de Mafate est délimité du cirque de Cilaos par la crête du Taïbit et du cirque de Salazie par la crête du col des Bœufs. La partie aval est quant à elle délimitée par le rempart de Dos d'âne au nord et le rempart de Cambour/Maïdo au nord-ouest. La partie nord-est du cirque de Mafate est marquée par la présence de deux crêtes, la crête d'Aurère et la crête de la Marianne orientées nord-ouest.



**Vue 3D des reliefs de la partie avale du cirque de Mafate**



**Vue 3D des reliefs la partie amont du cirque de Mafate**

*FIGURE 48 : VUES 3D DU CIRQUE DE MAFATE SANS EXAGERATION VERTICALE AVEC EN A) LA PARTIE AVALE DU CIRQUE MARQUEE PAR LES CRETES D'AURERE (A) ET LES CRETES DE LA MARIANNE (M) ET EN B) LA PARTIE AMONT DONT LES BORDURES DU CIRQUE SONT MARQUEES PAR LA CRETE DU TAÏBIT ET LA CRETE DU COL DES BŒUFS.*

La carte géologique réalisée du cirque de Mafate est présentée sur la Figure 49 ci-dessous. Une série de coupes géologiques transversales, globalement ouest-est (AA', BB', CC', DD', HH') et nord-sud à nord-ouest-sud-est (EE', FF', GG') sont présentées en Figure 50 et Figure 51. Elles ont été réalisées afin d'illustrer l'empilement des unités géologiques au sein du cirque, et leur continuité d'aval en amont à l'intérieur de celui-ci. Elles ont pour but d'identifier les discontinuités structurales sur les bordures du cirque et permettront de discuter du contrôle lithologique sur la morphologie du cirque.

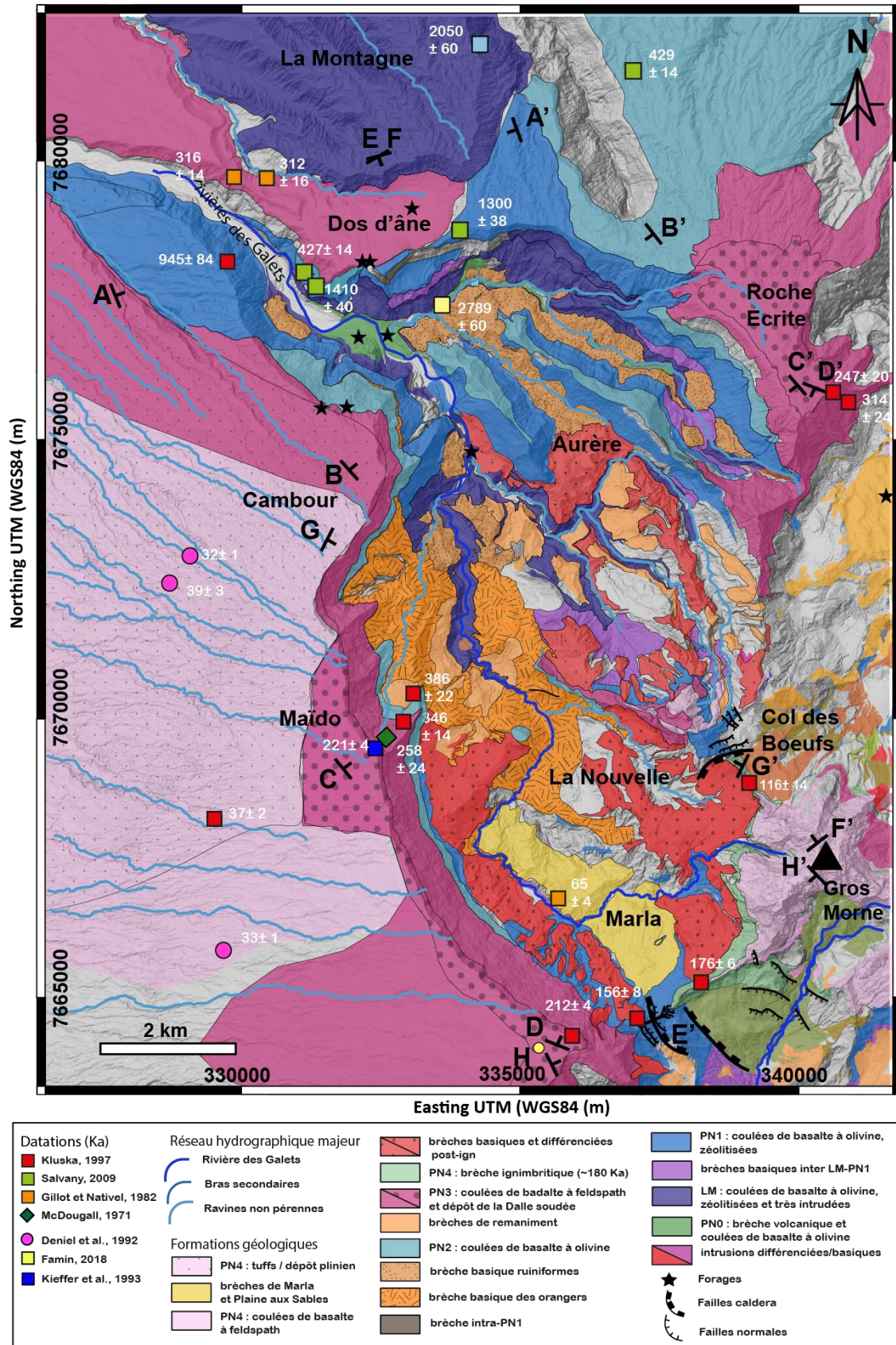


FIGURE 49 : CARTE GEOLOGIQUE DU CIRQUE DE MAFATE SUR LAQUELLE EST LOCALISEE LES DONNEES DE DATATIONS ET DE FORAGES DISPONIBLES ET UTILISEES POUR LE CALAGE STRATIGRAPHIQUE DES UNITES GEOLOGIQUES CARTOGRAPHIEES. LES PROFILS DES 4 COUPES GEOLOGIQUES OUEST-EST (AA', BB', CC', DD') REPRESENTES EN FIGURE 50 ET DES 4 COUPES NORD-SUD (EE', FF', GG', HH') REPRESENTES EN FIGURE 51 SONT LOCALISEES SUR LA CARTE.

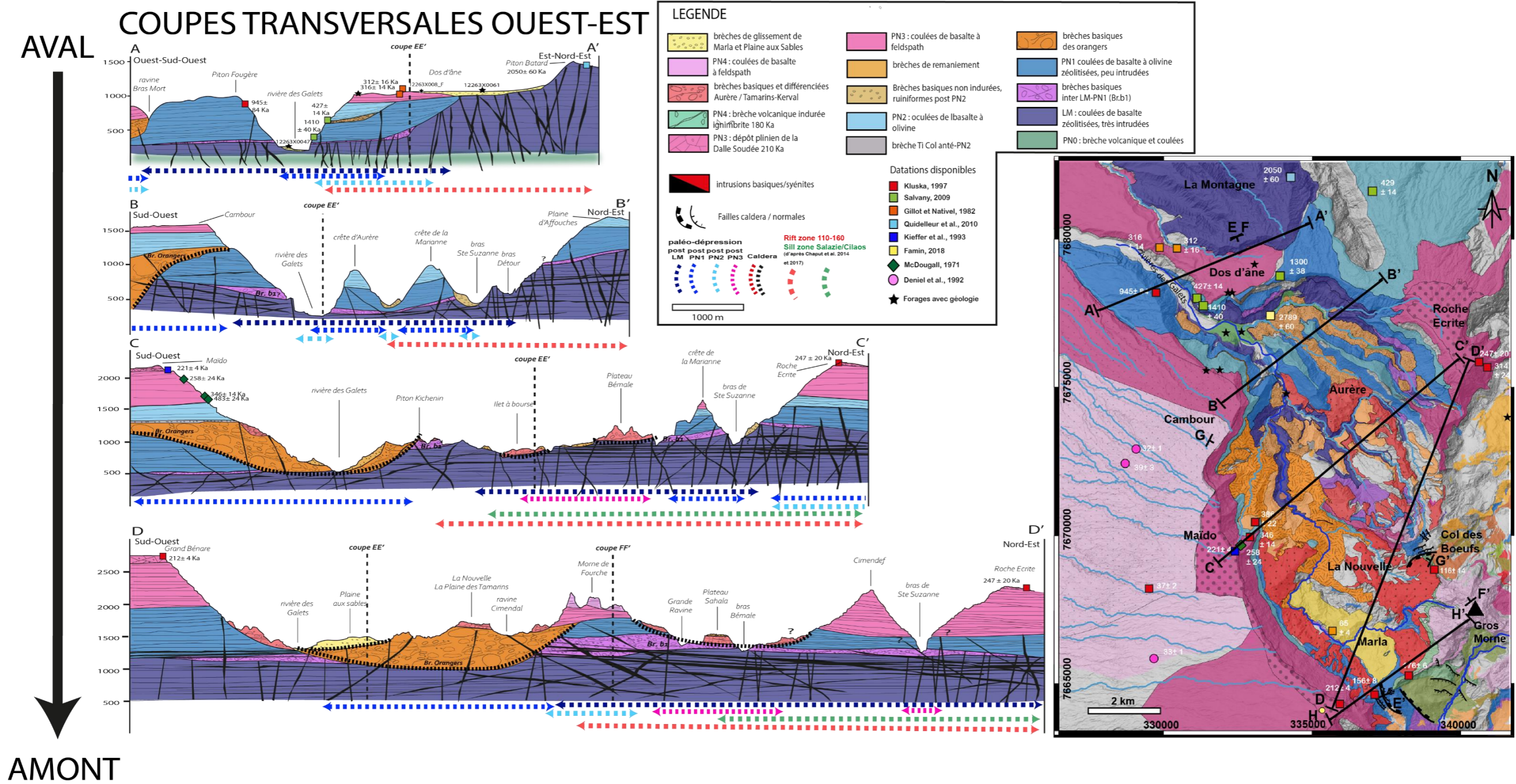


FIGURE 50 : COUPES GEOLOGIQUES INTERPRETATIVES TRANSVERSALES OUEST-EST PRESENTANT L'ORGANISATION GENERALE DES UNITES GEOLOGIQUES AINSI QUE LEUR EVOLUTION D'AVAL EN AMONT. LES COUPES REPRESENTENT EGALEMENT L'EVOLUTION DE LA TOPOGRAPHIE AU SEIN DES CIRQUES. LES INTERSECTIONS DES COUPES NORD-SUD SONT REPRESENTES SUR LES COUPES.



# COUPES TRANSVERSALES NORD-SUD

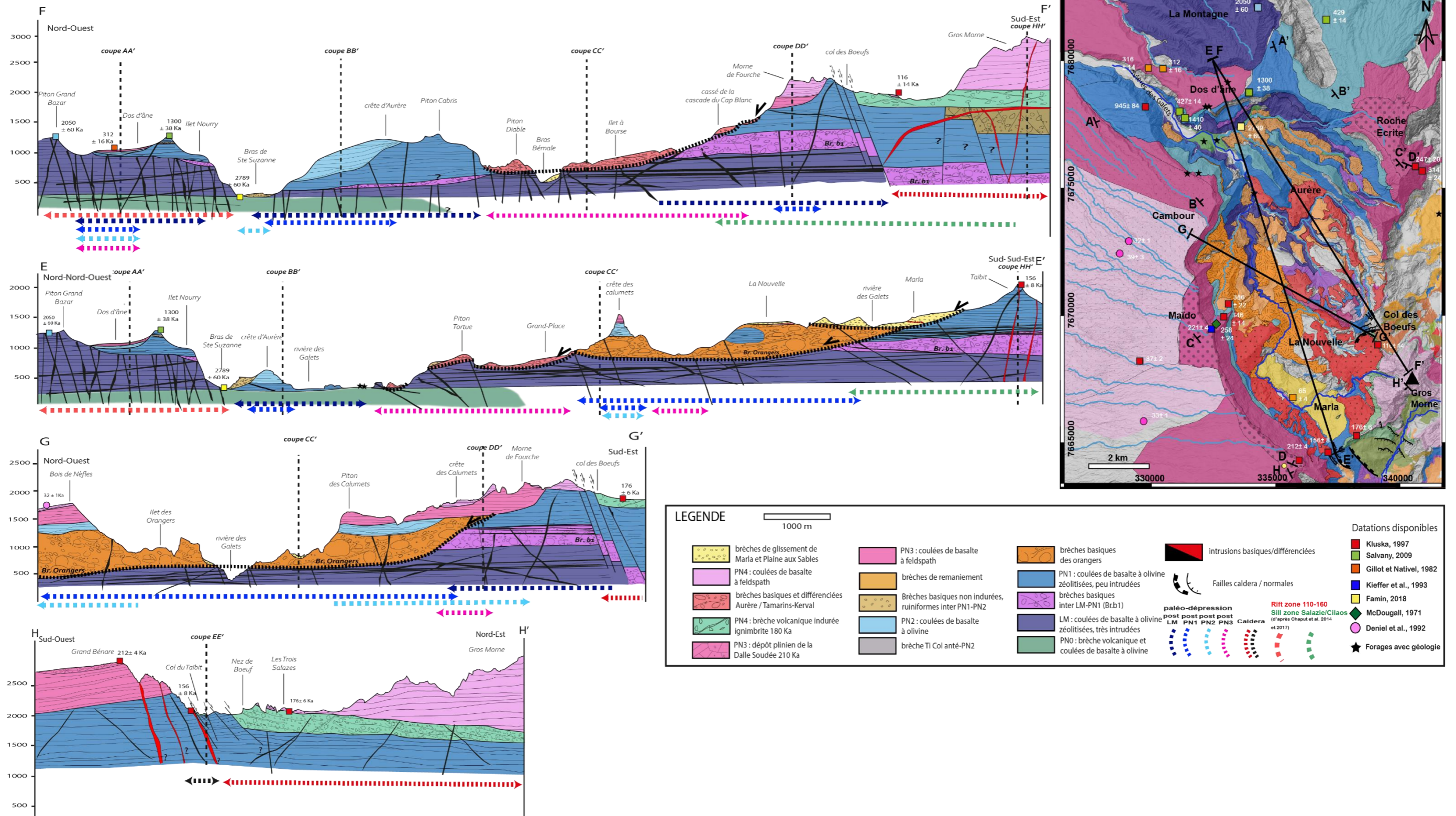


FIGURE 51 : COUPES GEOLOGIQUES TRANSVERSALES NORD-SUD PRESENTANT L'ORGANISATION GENERALE DES UNITES GEOLOGIQUES A TRAVERS LE CIRQUE DE MAFATE. LES INTERSECTIONS DES COUPES OUEST-EST SONT REPRESENTES SUR LES COUPES



### 3.1.1.1. Discordances dans le rempart en rive droite de la rivière des Galets

A l'entrée du cirque de Mafate, dans le rempart en rive gauche de la rivière des Galets plusieurs discordances sont observées (point de vue 0, Figure 52). La partie sommitale du rempart est constituée d'un nappage d'une dizaine de mètres de coulées différenciées recouvrant vers 1400 m une unité de coulées de basalte à olivine de la phase II renseignés par deux forages disponibles dans le secteur de Sans Souci (12267X0024\_S10 et 12267X0026\_S13). La base de l'unité de basalte à olivine est marquée par la présence d'une fine unité de brèche (~50 m) vers 900 m d'altitude qui disparaît rapidement vers le nord en venant mourir sur la limite sud de l'îlet Cambour. C'est également dans ce secteur que les coulées de basalte à olivine viennent reposer en discordance sur une unité de coulées de laves à olivines zéolitisées repérées le long du sentier de la canalisation des Orangers et datées plus en aval à  $945 \pm 84$  ka (Kluska, 1997), indiquant leur appartenance au stade PN1. Nous interprétons donc les deux unités surmontant l'unité PN1, comme l'unité PN2 pour les basaltes à olivine et l'unité PN3 pour les coulées différenciées au sommet. La lentille de brèche repérée se situe ainsi entre les unités de coulées PN1 et PN2 et pourrait correspondre à la bordure est de la brèche des Orangers qui sera décrit plus loin (cf. paragraphe 0). A la base du rempart on observe vers 400 m d'altitude une discordance intra-coulées, entre les coulées PN1 au-dessus et une unité de coulées de laves à olivines zéolitisées mais d'aspect plus ancien, que nous associons au stade LM, en accord avec ce qui est observé en rive droite et décrit ci-après.

De l'autre côté, en rive droite de la rivière des Galets, on retrouve la pile lithologique précédemment décrite en rive gauche, avec des coulées différenciées épaisses datées à  $312 \pm 16$  ka et  $316 \pm 14$  ka (Gillot et Nativel, 1982) et repérées dans le descriptif de plusieurs forages (e.g 12263X0088\_F) constituent le haut du rempart et reposent en discordance sur les coulées du stade PN2 vers 700 m d'altitude. Ces coulées sont datées à  $427 \pm 14$  ka, (Salvany, 2009) confirmant leur appartenance au stade PN2. Ces coulées reposent en discordance vers 600 m sur des coulées de basalte à olivine zéolitisé et sont datées à  $1410 \pm 40$  ka (Salvany, 2009). du stade PN1 qui reposent elles même sur les coulées anciennes, zéolitisées, épaisses du stade LM vers 400 m d'altitude. La base des coulées PN1, PN2 et PN3 remonte de manière drastique vers l'est passant, respectivement, de 400 à 800 m, de 500 à 900 m, et de 700 à 1000 m. L'ensemble de ces discordances sont interprétées comme les témoins de la présence d'une paléo-dépression creusée dès la fin du stade LM et ayant connu plusieurs épisodes de creusement-remplissage, depuis la fin du stade LM jusque le dernier remplissage durant le stade PN3. La géologie et le creusement de cette première paléo-dépression sont représentées en coupe AA' (Figure 50) et nous interprétons celle-ci comme le paléo-cirque de Dos d'âne.



### 3.1.1.2. Continuité des unités dans le rempart sous Dos d'âne et le long du Bras de Ste Suzanne

Dans le rempart sous Dos d'âne, constituant la bordure nord du cirque de Mafate, nous observons plusieurs discordances séparant de haut en bas, une unité de coulées de basalte à olivine fines datée à  $1300 \pm 14$  ka (Salvany, 2009), reposant vers 1150 m sur une unité de basalte à aspect prismatique notamment bien visible à la base de l'îlet Nourry. Cette unité repose elle-même sur une unité de brèche dont la base plonge vers l'ouest passant de 950 m d'altitude à 800 m (point de vue 1, Figure 52) indiquant d'un creusement vers l'ouest. Bien que l'aspect des laves constituant la partie sommitale soit différent il n'y a pas de réelle discontinuité verticale (point de vue 2, Figure 52) nous permettant de délimiter deux unités distinctes, ainsi nous interprétons toute cette partie supérieure du rempart comme appartenant au stade d'édification PN1 du Piton des Neiges. L'unité de brèche repérée sous l'îlet Nourry qui vient reposer en onlap sur une unité de coulées de basalte anciennes, zéolitisées et épaisses que nous interprétons comme le stade LM. Le toit de cette unité passe progressivement 550 m à l'ouest à plus de 950-1000 m d'altitude vers l'est. Dans cette partie est (points de vue 2 et 3, Figure 52), les coulées LM peu intrudées reposent sur une unité de coulées de laves très intrudées, préalablement décrite par (Chaput et al., 2014, 2017), dont le toit plonge également vers l'ouest. L'unité sous cette discordance est visible le long du bras de Ste Suzanne (point de vue 4, Figure 52) et elle est constituée de coulées anciennes zéolitisées et d'une unité de brèche volcanique. Deux datations renseignant d'âges supérieurs à 2200 ka supposent que cette unité inférieure corresponde au stade PNO (Famin, 2018). Cette unité PNO est repérée majoritairement le long du Bras de Ste Suzanne jusqu'à îlet à Patates en amont (~700 m) et jusque dans le secteur de Deux Bras où le toit de la brèche volcanique est à une altitude moyenne de 300 m.

Le cirque de Mafate est donc délimité au nord par un rempart datant de plus de 1300 ka. Ce rempart, bien d'ancien a cependant connu plusieurs creusement, en témoigne la présence de plusieurs discordances plongeant vers l'ouest. Ce secteur a donc été incisé par et formé un creux topographique dès la fin du stade PNO, qui a été comblé par les coulées LM et recreusé par la suite pour se faire combler par l'activité du stade PN1. Contrairement au paléo-cirque de Dos d'âne présent de l'autre côté de la crête il ne semble pas y avoir de comblement postérieur à la mise en place des basaltes du stade PN1. Ainsi, nous proposons que ce creux topographique soit le reliquat d'un paléo-niveau lorsque le bras de Ste Suzanne a commencé à inciser l'édifice du Piton des Neiges. Cependant, nous ne pouvons exclure que l'îlet Nourry soit constitué de coulées de basalte à olivines (aspect prismatique), et qu'il soit dans ce cas une paléo-dépression constituant un bras secondaire de paléo-cirque de Dos d'âne.

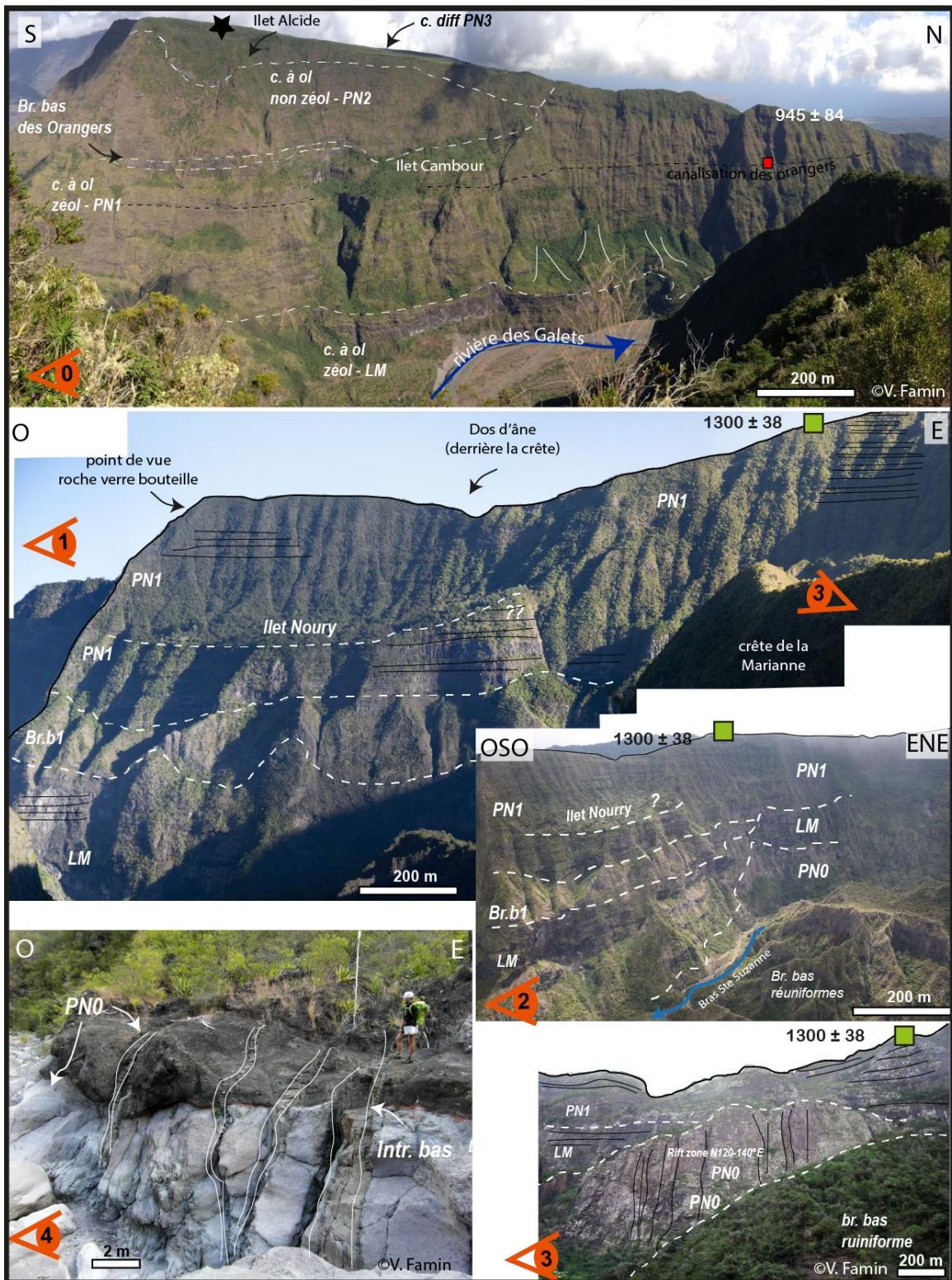


FIGURE 52 : (0) PALEO-VALLEE CREUSEE DANS LES COULEES PN1 ET COMBLE PAR LA BRECHE DES ORANGERS, LES COULEES PN2 ET LES COULEES PN3. LES COULEES PN1 REPOSENT SUR LES COULEES LM. (1) REMPART DE DOS D'ANE CONSTITUE DE HAUT EN BAS DE COULEES PN1 REPOSANT SUR L'UNITE DE BRECHE Br.b1 REPOSANT ELLE-MEME SUR LES COULEES LM. (2) VUE AERIANNE DU REMPART DE DOS D'ANE CONSTITUE DE COULEES PN1 REPOSANT EN DISCORDANCE SUR L'UNITE Br.b1 ELLE-MEME EN DISCORDANCE SUR LES COULEES LM. L'ENSEMBLE DE CES UNITES COMBLENT UNE PALEO-DEPRESSION CREUSEE DANS LE STADE PNO. (3) COULEES PN1 REPOSANT SUR LES COULEES LM EN DISCORDANCE SUR L'UNITE DE COULEES DE LAVES TRES INTRUDEE PNO (MODIFIEE D'APRES CHAPUT (2013)). (4) COULEES ET UNITE DE BRECHE VOLCANIQUE DU STADE PNO REPEREE DANS LE FOND DU BRAS DE STE SUZANNE EN RIVE DROITE (MODIFIEE D'APRES FAMIN (2018)).

### 3.1.1.3. Discordance de la crête d'Aurère et de la Marianne et continuité avec les unités géologiques repérées dans le rempart nord.

Depuis le point de vue 5 (Figure 53), les crêtes d'Aurère et de La Marianne présentent une discordance entre deux unités de coulées de laves fines. Le contact en onlap des coulées situées au-dessus de cette discordance témoigne d'un remplissage de dépression topographique à la suite d'une érosion. Cette discordance plonge vers le nord en passant d'une altitude de 1350-1400 m au niveau du Piton Cabris à une altitude de 300-350 m pour la crête d'Aurère et de ~1500 m d'altitude à 700-800 m d'altitude pour la crête de La Marianne. Le point de vue 6 (Figure 53) illustre ce remplissage et le plongement de la discordance au niveau de la crête d'Aurère. Contrairement à ce qui est indiqué sur la précédente carte géologique (Lacquement et Nehlig, 2008), la reconnaissance de terrain montre que cette discordance ne juxtapose pas des coulées différenciées sur des coulées basiques, mais plutôt des coulées de laves à olivines non zéolitisées sur des coulées de laves à olivines zéolitisées. Une datation non publiée (Famin, Pers. Comm) des coulées situées sous cette discordance, le long du sentier menant à Aurère, indique un âge correspondant aux laves de la fin du stade PN1, ce qui confirme notre interprétation. Depuis le point de vue 7 (Figure 53), on observe entre les deux crêtes, une brèche basique pulvérulente et d'aspect ruiniforme venant combler une vallée (Bras des Merles) creusée postérieurement au dépôt de laves PN1 ou PN2, mais antérieurement au stade PN3 du fait de l'absence d'éléments différenciés au sein de cette brèche. Cette unité de brèche basique est également reconnue jusque dans la partie amont du bras de Ste Suzanne. Au contraire, la vallée actuelle de la rivière des Galets est quant à elle comblée en partie par un dépôt de brèche plus récent, contenant à la fois des éléments basiques et différenciés. Cette brèche vient recouvrir les coulées anciennes du stade LM constituant la base des plateaux et napper la partie ouest de la crête d'Aurère (point de vue 8, Figure 53). La coupe BB' (Figure 50) illustre d'ouest en est l'organisation générale de cette partie du cirque caractérisée par ces deux crêtes. La base des coulées PN1 et LM sous les deux crêtes sont repérées à des altitudes basses en comparaison avec celles des remparts environnant, suggérant qu'une paléo-dépression s'est creusée à la fin du stade LM et a ensuite été comblée par les coulées du stade PN1. Nous suggérons que l'altitude de la base des coulées PN1 au sein des crêtes, ainsi que l'homogénéité des pendages de ces coulées, soient en accord avec la présence d'une paléo-dépression unique de type paléo-vallée en amphithéâtre avec une tête de vallée évasée. Postérieurement à ce comblement de paléo-vallée au stade PN1, un deuxième épisode de creusement a lieu au sein de l'unité PN1, comblé ensuite par des coulées de laves du stade PN2. Ce deuxième creusement a pris la forme soit d'une paléo-vallée unique, soit de deux petites vallées parallèles s'écoulant vers un azimut 320°.

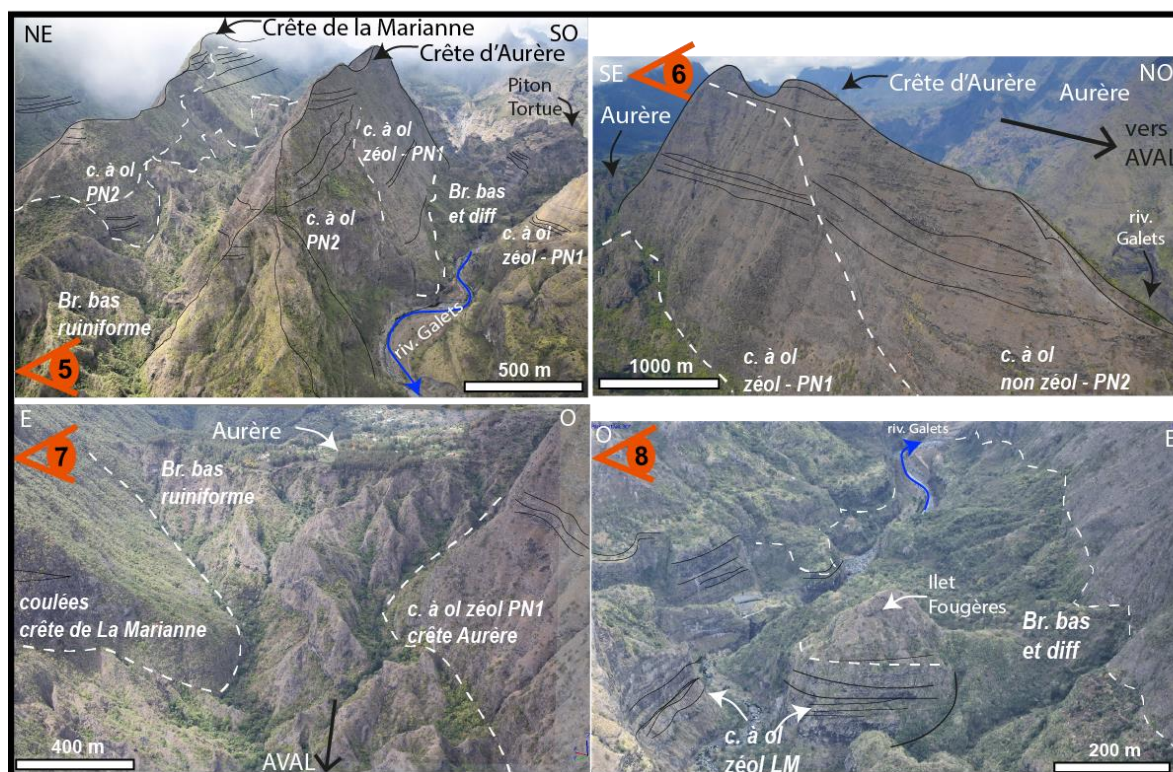


FIGURE 53 : (5) COULEES PN2 REPOSANT EN DISCORDANCE SUR LES COULEES PN1 AU NIVEAU DE LA CRETE DE LA MARIANNE ET D'AURERE. (6) REMPLISSAGE DE PALEO-VALLEE DES COULEES PN2 EN ONLAP SUR LES COULEES PN1. (7) REMPLISSAGE DE LA BRECHE RUINIFORME BASIQUE ENTRE LES DEUX CRETES, TEMOIGNANT D'UN CREUSEMENT ET D'UN REMPLISSAGE AVANT L'ACTIVITE DU STADE PN3. (8) COULEES ANCIENNES LM CONSTITUANT LA BASE DES PLATEAUX LE LONG DE LA RIVIERE DES GALETS NAPPEES PAR LA BRECHE D'AURERE.

A noter que nous avons conservé l'unité de brèche noire « primitive » cartée et décrite par (Chaput, 2013) entre le barrage et « La porte », cependant l'extension en dehors de la zone où elle affleure est faiblement contrainte. Nous apportons cependant, deux contraintes qui alimentent la discussion sur l'organisation spatiale et l'âge de mise en place de cette brèche « primitive ». Tout d'abord, cette brèche « primitive » se situe stratigraphiquement entre l'unité de coulées de laves LM repérée tout le long de la rivière des Galets et l'unité PNO observée dans le bras de Ste-Suzanne. Si cette brèche est interprétée comme un témoin d'une déstabilisation du flanc nord du Piton des Neiges vers le nord-est comme le propose (Chaput, 2013) d'après sa description de faciès à dominance matricielle présentant des jig-saw cracks et des stries N045°E, alors celle-ci passe nécessairement au sud-est de l'unité PNO observée dans le rempart nord sous Dos d'âne. Deuxièmement, (Chaput, 2013) décrit un recouvrement de cette unité de brèche primitive par une brèche à éléments différenciés que nous observons aussi. Cependant, nous observons la continuité avec le dépôt de brèche faiblement indurée, d'aspect pulvérulent recouvrant les plateaux d'Aurère, Ilet à Malheur, et Ilet à Bourse que nous interprétons donc comme la brèche d'Aurère.

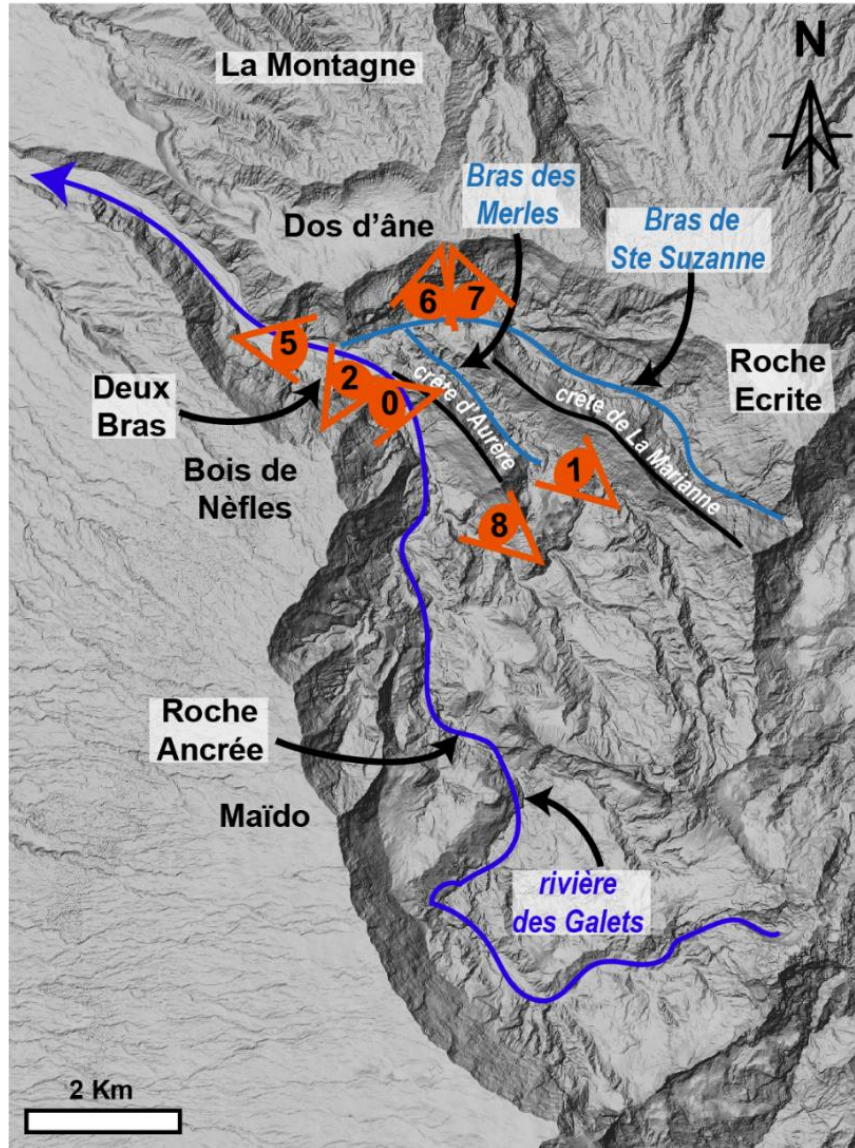


FIGURE 54 : ILLUSTRANT EN LOCALISATION DES POINTS DE VUE DES PLANCHES PHOTOS INTERPRETEES EN FIGURES 52 ET 53

#### 3.1.1.4. Continuité de l'unité de coulées de laves LM dans le cirque de Mafate

Le long de la rivière des Galets, une unité de coulées laves zéolitisées et très intrudées (point de vue 9, Figure 55) affleure en continue depuis Deux Bras jusque sous la Roche Ancrée (Figure 54). Cette unité se retrouve également tout le long du Bras d'Oussy, un affluent de la rivière des Galets qui entaille la partie amont et est du cirque (points de vue 10 et 11, Figure 55). Dans ce secteur, à l'est de la crête des Calumets, le toit de cette unité se retrouve à une altitude homogène de 1000-1100 m et constitue la base de l'ensemble des plateaux (îlet à Malheur, îlet à Bourse, Grand Place). Dans ces secteurs les coulées sont surmontées d'une unité de brèche pulvérulente à éléments basiques et différenciées (Br. d'Aurère) (point de vue 11, Figure 55). Cette brèche d'Aurère se met en place au moins postérieurement au stade PN3 car (1) elle contient des éléments différenciés, (2) elle nappe les contreforts du Morne de Fourche (point de vue 13, Figure 55) constitué de coulées différenciées du stade PN3. Cependant, l'absence de reliefs au sein du cirque constitués de produits éruptifs PN4 n'apporte pas de contrainte permettant de préciser si cette brèche s'est mise en place avant ou pendant le stade PN4.

L'unité lavique à la base des plateaux a un aspect très altéré en faciès schiste vert à prehnite/pumpellyite et présente une forte densité d'intrusions (point de vue 12, Figure 55). Sa continuité d'altitude avec l'unité LM du Bras de Sainte Suzanne et la rivière des Galets, nous incite à l'interpréter comme appartenant au stade d'édification LM. Les coupes CC' et DD' (Figure 50) illustrent cette continuité stratigraphique et surtout l'homogénéité dans l'altitude d'ouest en est du toit de cette unité LM. Cette continuité est également observée depuis le plateau d'Aurère jusqu'à la partie amont des plateaux sur la coupe nord-sud FF' (Figure 51). Cependant, sous le Morne de Fourche, cette unité disparaît au profit d'un dépôt de brèche épais (~500 m) à éléments basiques et zéolitisés dans la partie amont du bras d'Oussy (point de vue 13, Figure 55).

L'unité de brèche repérée en amont du bras d'Oussy est intercalée entre deux unités laviques, dont celle du dessous est attribuée au stade LM. Le contact de la brèche sur ces coulées LM est observé à une altitude ~900 m dans le Bras d'Oussy. Le toit de cette brèche est quant à lui observé sous les contreforts du Morne de Fourche, à une altitude de 1350-1400 m, où elle est surmontée de coulées de laves pahoehoe de la crête des Calumets (point de vue 12, Figure 55). Ces coulées de laves finement litées, non accessibles sur le terrain, peuvent appartenir soit au stade PN1, soit au stade PN2. Nous choisissons d'interpréter cette unité de coulées de laves comme appartenant au stade PN1 pour plusieurs raisons : (1) leur aspect « ancien » et finement lité sont caractéristiques du stade PN1 (zoom sur le contact, point de vue 14, Figure 55) ; (2) la continuité avec l'unité lavique présente sous le Morne de Fourche plus au nord-est (secteur Col des Bœufs) où elle est interprétée comme appartenant au

stade PN1 (cf. paragraphe 3.1.1.7) ; (3) ces coulées de laves sont surmontées de coulées de laves épaisses prismatiques associées au stade PN3.vers 1600-1700 m d'altitude, altitude à laquelle est observée l'empilement PN3 sur PN1 sous le Cimendef (plus au nord-est) et sous la Roche Ecrite où l'unité PN2 s'intercale entre (coupe CC' et DD', Figure 50). Ainsi l'unité de brèche repérée sous le Morne de Fourche se situe entre les unités LM et PN1, permettant de l'associer à l'unité de brèche Br.b1 déjà repérée plus en aval dans le cirque de Mafate. Cependant, il faut relever tout de même que l'épaisseur de cette brèche est plus conséquente dans ce secteur amont que partout ailleurs dans le cirque de Mafate (coupe DD' et coupe FF', Figure 50 et Figure 51).

Ainsi, une seconde possibilité serait d'interpréter cette unité de brèche sous le Morne de Fourche comme la continuité de la brèche des Orangers (cf. paragraphe 0) présente de l'autre côté de la crête des Calumets et présentant plus de 600 m d'épaisseur. L'épaisseur de l'unité de brèche (~550 m) repérée sous le Morne de Fourche serait donc cohérente avec l'épaisseur du dépôt de la brèche des Orangers, mais impliquerait alors que les coulées au-dessus de cette unité de brèche appartiennent au stade PN2 (point de vue 14, Figure 55) puisque les travaux de (Chaput, 2013) positionnent l'occurrence de cette déstabilisation aux alentours de 1 Ma (cf. paragraphe 0). Cependant cette interprétation entraîne deux problèmes majeurs : (1) elle implique une emprise plus importante de la cicatrice d'arrachement des Orangers au-delà de la crête des Calumets, ce qui est en désaccord avec l'extension proposée par (Chaput, 2013) ; (2) l'interprétation de cette brèche en brèche des Orangers suggèrent que les coulées repérées au-dessus de l'unité de brèche sous le Morne de Fourche soient des coulées PN2, or ces coulées sont en continuité avec les coulées du col des Bœufs, qui sont des basaltes à olivine zéolitisée associés au stade PN1 et faisant consensus par les différents auteurs (Chevallier, 1979; Kluska, 1997; Lacquement et Nehlig, 2008; Chaput, 2013). Ainsi, nous supportons l'idée que la crête des Calumets constitue une limite structurale majeure entre la partie ouest et est du cirque de Mafate, comme cela est proposé par (Lacquement et Nehlig, 2008; Chaput, 2013) et mettons en évidence le creusement de plusieurs paléo-dépression depuis la fin du stade PN0 jusqu'à la fin du stade PN1. Nous verrons si l'épaisse unité de Br.b1 dans la partie amont du cirque de Mafate peut être expliquée à partir de ce qui sera observé dans le cirque de Salazie et Cilaos.

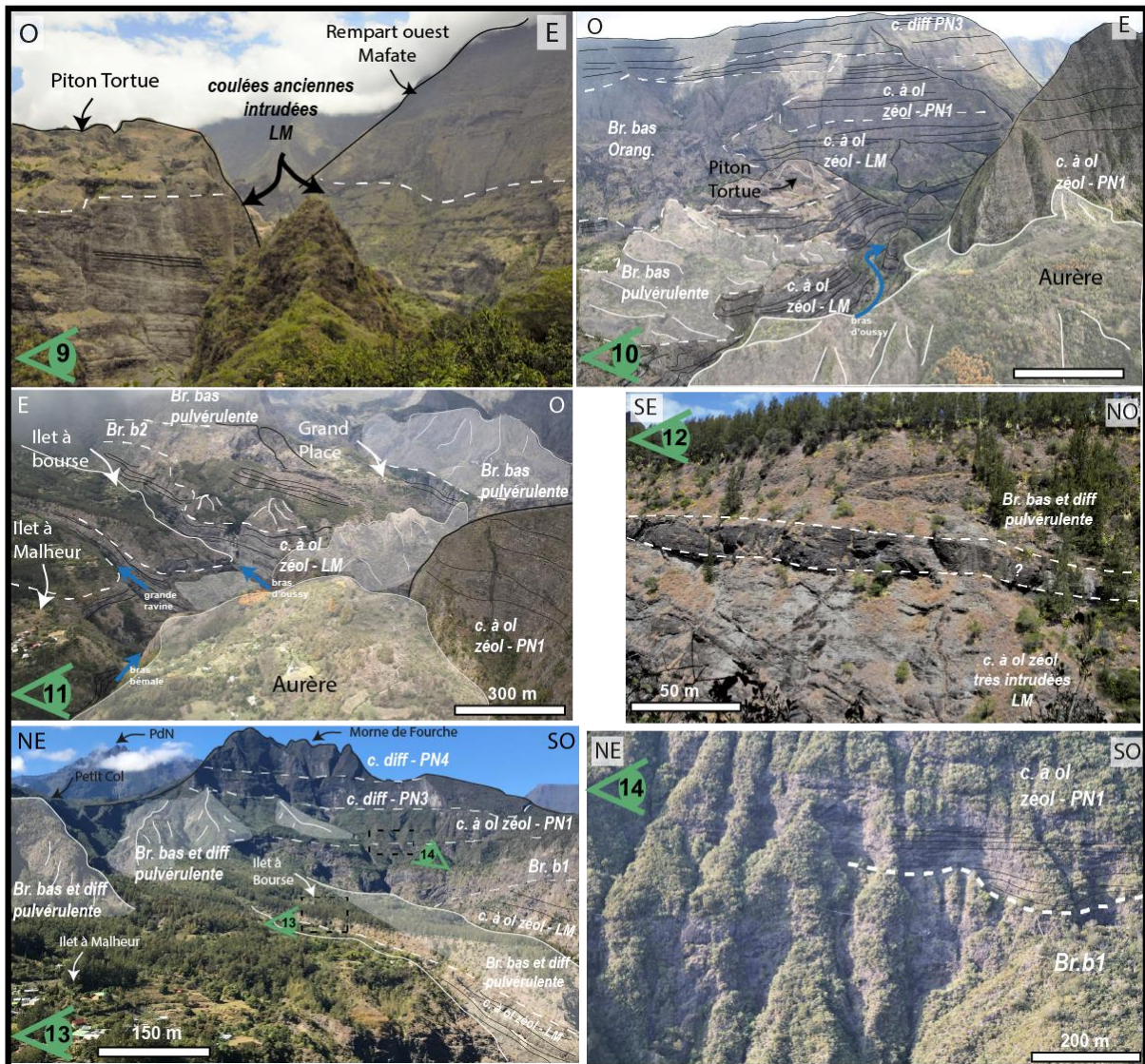


FIGURE 55 : (9) COULEES LM EN BASE DES ILETS LE LONG DE LA RIVIERE DES GALETS SURMONTEES DE LA BRECHE D'AURERE LOCALEMENT REMANIEE. LES COULEES LM SONT EGALEMENT REPEREES EN BASE DU REMPART OUEST DU CIRQUE DE MAFATE. (10) AU PREMIER PLAN, BRECHE BASIQUE PULVERULENTE OU DE LA BRECHE D'AURERE NAPPANT LES COULEES LM A LA BASE DES ILETS LONGEANT LA RIVIERE DES GALETS. REMPART NORD-OUEST AU SECOND PLAN CARACTERISE PAR LES COULEES PN3 REPOSANT SUR L'UNITE DE BRECHE DES ORANGERS ET LES COULEES PN1, REPOSANT ELLES-MEME, SUR LES COULEES LM DE BASE DE REMPART. (11) BRECHE PULVERULENTE BASIQUE OU BASIQUE ET DIFFERENCIEE (= BRECHE D'AURERE) NAPPANT LES COULEES LM SOUS LES PLATEAUX D'ILET A MALHEUR, ILET A BOURSE ET GRAND PLACE. (12) ZOOM D'UN AFFLEUREMENT DES COULEES LM ALTEREES ET TRES INTRUDEES OBSERVE A LA BASE DES PLATEAUX. (13) COULEES DIFFERENCIEES PN4 ET PN3 DU MORNE DE FOURCHE REPOSANT EN DISCORDANCE SUR UNE UNITE DE BRECHE INDUREE REPOSANT ELLE-MEME EN DISCORDANCE SUR LES COULEES LM DANS LE BRAS D'OUSSY. (14) DISCORDANCE OBSERVEE SOUS LE MORNE DE FOURCHE ET INTERPRETEE COMME LES COULEES PN1 SUR LA BRECHE BR.B1.



### 3.1.1.5. Extension de la brèche des Orangers et discordances majeures au sein du rempart ouest du cirque de Mafate.

Les discordances observées sur la bordure nord-ouest du cirque de Mafate ont déjà fait l'objet de plusieurs descriptions et leur interprétation fait aujourd'hui globalement consensus. Ainsi, on retrouve les trois unités précédemment décrites depuis le haut du rempart (point de vue 15, Figure 56) avec l'unité de coulées de laves différenciées du stade PN3 reposant vers 1450 m d'altitude sur les basaltes à olivine PN2 (~100 m). Les coulées PN2 reposent en discordance vers 1300 m d'altitude sur l'unité de la brèche des Orangers affleurant dans le rempart sur près de 600 m d'épaisseur et reposant sur les coulées anciennes LM repérées le long de la rivière des Galets. Cette brèche des Orangers recoupe la pile stratigraphique des coulées PN1, mais également l'unité LM où la discordance entre ces deux unités est observée à 800-850 m d'altitude un peu au-dessus du sentier de la canalisation des Orangers (point de vue 15, Figure 56). Ainsi, sur cette limite nord-ouest du cirque de Mafate nous proposons une nouvelle contrainte en complément des précédentes interprétations proposées (Lacquement et Nehlig, 2008; Chaput, 2013), en distinguant au sein de la série des océanites anciennes l'unité PN1 et l'unité LM. La brèche des Orangers présente un faciès pulvérulent à méga-blocs et jig-saw cracks typique des dépôts d'avalanche de débris (Chaput, 2013). Cette brèche d'avalanche des Orangers est associée à l'unité basale de brèche du Cap La Houssaye (Brèche I) au vu de leurs similitudes texturales (Bachelery et al., 2003; Bret et al., 2003; Arnaud, 2005; Oehler et al., 2008; Lacquement et Nehlig, 2008; Chaput, 2013) ce qui suggère que la déstabilisation a affecté l'ensemble du flanc nord-ouest du Piton des Neiges. Si tel est le cas, cette avalanche de débris a eu lieu entre les stades PN1 et PN2 (Chaput, 2013) puisque l'unité de la brèche des Orangers est recouverte par les coulées du stade PN2. La coupe BB' (Figure 50) représente la limite de l'extension de cette brèche des Orangers dans le rempart nord-ouest et la coupe GG' représente l'extension de ce dépôt au nord au-delà de la limite actuelle du cirque.

L'unité de brèche des Orangers est facilement reconnaissable dans le cirque et sa continuité est par ailleurs observée dans toute la partie ouest et sud-ouest du cirque de Mafate. Depuis le point de vue 16 (Figure 56) on observe le toit de cette unité de brèche des Orangers dans le rempart du Maïdo à une altitude ~1300 m, sous un dépôt de brèche finement lité du lieu-dit « Ti-Col ». Cependant, au-delà du Maïdo, c'est-à-dire dans la partie sud du rempart ouest de Mafate, cette unité de brèche des Orangers ne constitue plus le rempart (point de vue 17, Figure 56) mais se retrouve à l'intérieur du cirque. Elle se retrouve d'abord le long de la rivière des Galets (points de vue 17 et 18, Figure 56) à une altitude de ~1100 m mais disparaît au-delà du sill différencié de trois Roches pour laisser place à des coulées de basalte à olivine zéolitisé et intrudé PN1. On la retrouve plus en amont à la base de

l'ensemble des îlets du secteur sud-ouest de Mafate, sous le Bronchard, sous plateaux des îlets de Grand Place et de La Nouvelle et sous le piton des Calumets en rive gauche et droite de la rivière des Galets (points de vue 16, 19 et 20 (Figure 56)). Les coupes CC' et DD' (Figure 50) illustrent cette extension de la brèche des Orangers restreinte à la partie ouest du cirque, contrainte par son absence dans le rempart ouest du cirque en amont (coupe DD') alors qu'elle affleure au sein du rempart plus en aval (coupe CC'). Cette évolution de la répartition de la brèche des Orangers implique que (1) seule la partie nord-ouest du flanc ouest du Piton des Neiges appartenant au stade basique PN1 a été affecté par cette avalanche de débris ; (2) la brèche des Orangers occupe une structure en fer à cheval ouverte vers le nord-ouest mais n'affectant pas la totalité du flanc ouest du Piton des Neiges. Cela indique que le volume mobilisé lors de cet épisode est en deçà de ce qui était proposé précédemment (Lacquement et Nehlig, 2008 ; Chaput, 2013)

Avec la disparition de la brèche des Orangers, le rempart ouest est quant à lui marqué par une discordance intra-coulées vers 1400 m d'altitude entre une unité finement litée d'aspect moins ancien reposant sur des coulées de laves à patine noire d'aspect plus ancien. La reconnaissance de terrain, le long du sentier menant à Roche Plate, indique que cette unité inférieure est constituée de coulées de basalte à olivine zéolitisé (en arrière de la ravine Chevaquine du point de vue 17, Figure 56) que nous associons à l'unité PN1. L'unité au-dessus est quant à elle associée à l'unité PN2, puisque la présence de basalte à olivine est repérée le long du sentier menant au Maïdo où trois datations de  $483 \pm 24$  ka (McDougall, 1971), et  $386 \pm 22$  ka et  $338 \pm 28$  ka (Kluska, 1997) témoignent leur appartenance au stade PN2. Dans ce même secteur, une brèche pulvérulente à patine rose et constituée d'éléments différenciés (point de vue 17 et 18, Figure 56) vient constituer des cônes détritiques en pied de rempart et napper l'ensemble des plateaux depuis Roche Plate jusqu'au Taïbit, dont la base est constituée de dépôts « anciens » (i.e coulées laves PN1 et brèche basique des Orangers) (cf. paragraphe 3.1.1.6).

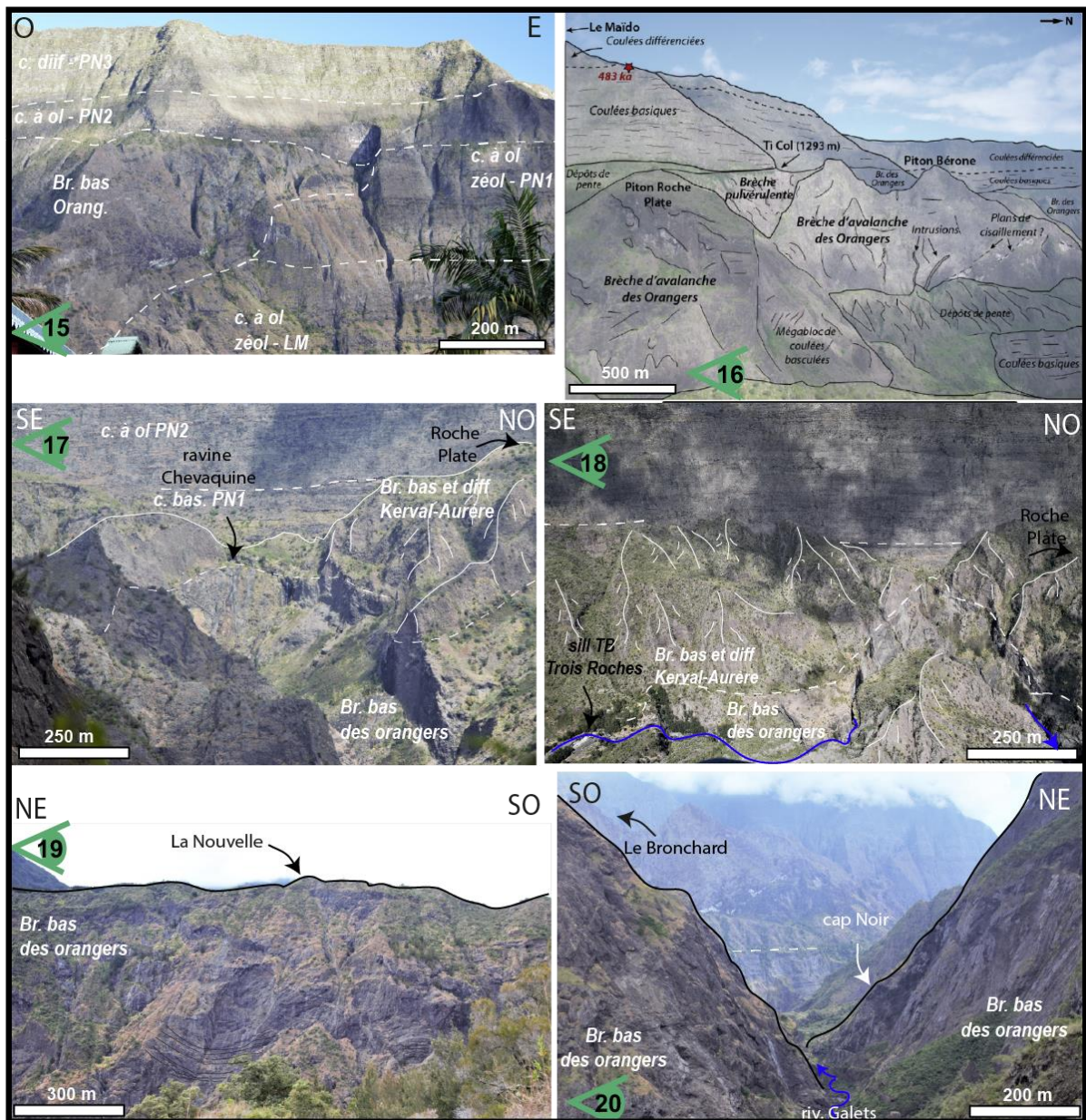


FIGURE 56 : ILLUSTRANT LES DISCORDANCES MAJEURES OBSERVEES DANS LE SECTEUR OUEST DU CIRQUE DE MAFATE AVEC EN (15) LA VUE SUR LE REMPART NORD-OUEST OU APPARAÎT LA BORDURE EST DU DEPOT DE LA BRECHE DES ORANGERS. (16) PROLONGATION DU DEPOT DE LA BRECHE DES ORANGERS PLUS AU SUD, SOUS LE REMPART DU MAÏDO. (17) ET (18) LIMITE D'AFFLEUREMENT DE L'UNITE DE LA BRECHE DES ORANGERS AU SEIN DU REMPART ET AU FOND DE LA RIVIERE DES GALETS. (19) AFFLEUREMENT DE LA BRECHE DES ORANGERS SOUS LE PLATEAU DE LA NOUVELLE AVEC UN MEGA BLOC DE COULEES PN1. (20) AFFLEUREMENT DE LA BRECHE DES ORANGERS LE LONG DE LA RIVIERE DES GALETS ENTRE LE PLATEAU DE ROCHE PLATE ET LA CRETE DES CALUMETS. LES DIFFERENTS POINTS DE VUE SONT REPERES SUR LA FIGURE 58.

Concernant la crête des Calumets (points de vue 21 et 22, Figure 57), celle-ci est constituée de haut en bas par les coulées prismatiques et épaisses à pendage sub-tabulaire typique du stade PN3, reposant vers 1450 m d'altitude sur une unité dans laquelle semblent se distinguer une stratification irrégulière de coulées de laves sous laquelle on retrouve un dépôt finement lité et induré d'à peine quelques dizaines de mètres d'épaisseur reposant lui-même sur l'unité de la brèche des Orangers vers 1200 m d'altitude. Par analogie avec la stratigraphie observée aux mêmes altitudes dans le Bronchard (le plateau sommital est constitué de basalte à olivine non zéolitisé reposant sur la brèche des Orangers) et sous le Maïdo (coulées PN2, brèche de Ti Col et brèche des Orangers), les coulées de laves irrégulières repérées dans la crête des Calumets, sous les coulées PN3 sont attribuées au stade PN2. L'irrégularité de leur stratification peut résulter d'un remplissage en cascade d'une paléo-vallée d'axe 320° creusée dans la brèche des Orangers et comblée par ces coulées PN2. La continuité de ces unités est observée (point de vue 23, Figure 57) le long de la crête des Calumets, où l'on observe une stratification de l'unité PN2 qui est mieux exprimée, ce qui permet de distinguer sa base en contact discordant avec la brèche des Orangers. Ce contact se poursuit à ~1250 m d'altitude jusqu'à la limite est du plateau de La Nouvelle. A cet endroit, ce contact disparaît sous un dépôt bréchique pulvérulent à éléments basiques et différenciés (la brèche de Tamarin – Kerval). L'unité sub-tabulaire de PN3 est quant à elle observée tout le long de la crête des Calumets (point de vue 23, Figure 57) à une altitude constante (~1400 m). La coupe GG' (Figure 51) illustre l'extension de la brèche des Orangers depuis le rempart nord-ouest jusque sous la crête des Calumets, mais également l'organisation des unités géologiques constituant cette crête que nous interprétons comme le remplissage successif d'une paléo-vallée. Cette paléo-vallée s'est creusée dans le dépôt de la brèche des Orangers et s'est ensuite fait combler par les coulées PN2, expliquant leur aspect chaotique, puis les coulées PN3. La crête des Calumets constitue donc une inversion de relief comme les crêtes d'Aurère et de la Marianne, mais creusée plus tardivement dans l'histoire du Piton des Neiges (post PN1).

La continuité de la brèche des Orangers au nord de la crête des Calumets pose question, puisque qu'une brèche basique est observée à la base du Morne de Fourche. Cependant nous apportons un argument supplémentaire à ceux déjà évoqués dans le paragraphe 3.1.1.4 appuyant l'interprétation d'une non-continuité de part et d'autre de la crête du dépôt de la brèche des Orangers : (1) le toit de cette brèche au nord de la crête des Calumets est situé à 1450 m d'altitude, alors qu'il est à une altitude régulière de 1200-1300 m depuis le flanc sud de la crête jusqu'au Ti Col et au rempart des Orangers. Il faudrait donc faire intervenir une faille normale non observée au sein de la crête des Calumets pour abaisser brutalement de toit de cette brèche, (interprétation choisie par (Chevallier, 1979). Ainsi, comme nous le proposons précédemment la crête des Calumets représente une limite structurale majeure entre la partie nord-est du cirque de Mafate non affectée par l'événement de déstabilisation

des Orangers (coupe FF', Figure 51), et la partie sud-ouest (coupe EE', Figure 51) où ce dépôt des Orangers est prédominant dans la géologie. Cette interprétation a été également proposée par Chaput (2013).

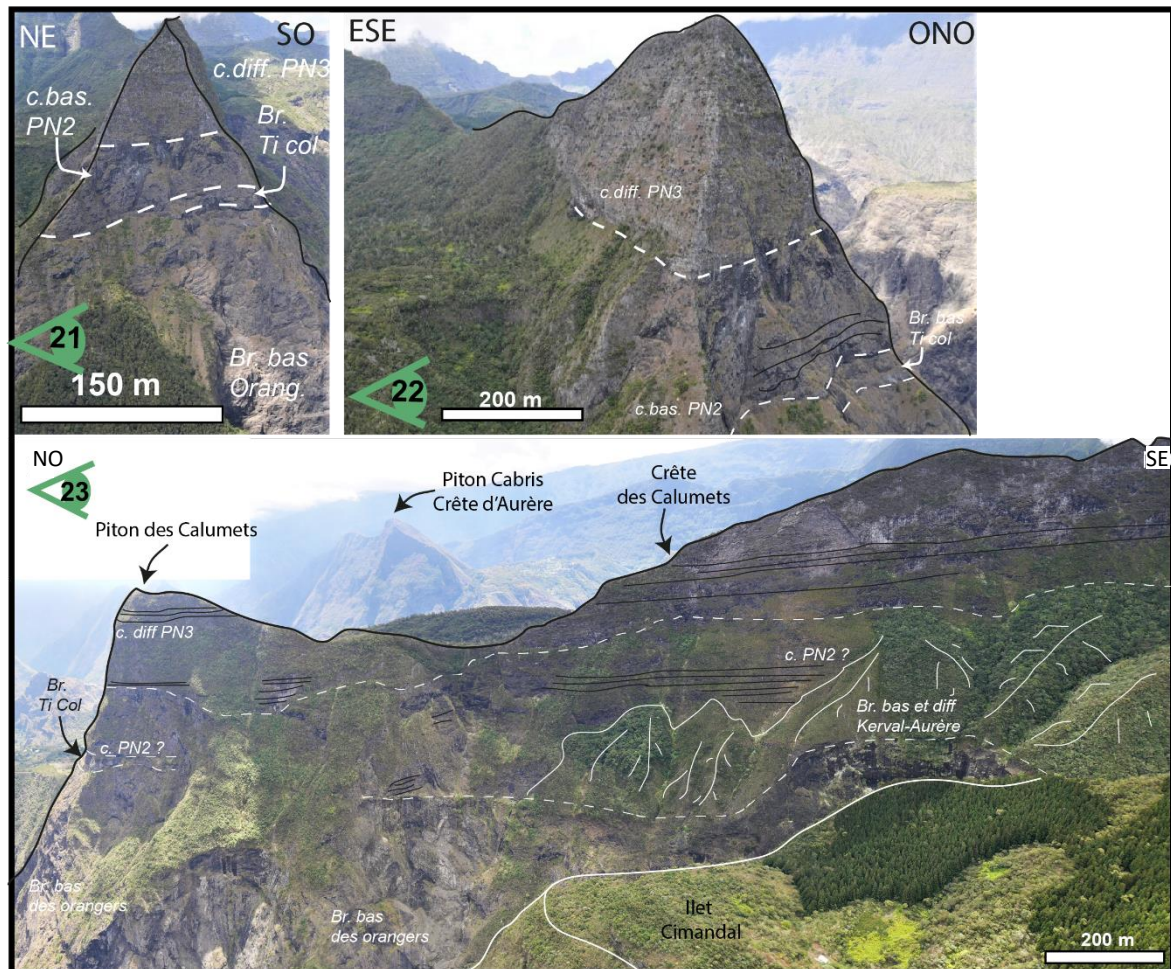


FIGURE 57 : (21), (22) ET (23) CRETE DES CALUMETS AVEC LES COULEES DU STADE PN3 REPOSANT EN DISCORDANCE SUR L'UNITE LAVIQUE ORGANISEE EN « CASCADE ». SOUS CETTE UNITE PN2, UN NIVEAU INDUREE ET LISSE APPARAÎT ET CORRESPOND A LA BRECHE LITEE D'EPANDAGE DE « TI COL ». EN DESSOUS, ON RETROUVE L'UNITE DE LA BRECHE DES ORANGERS.

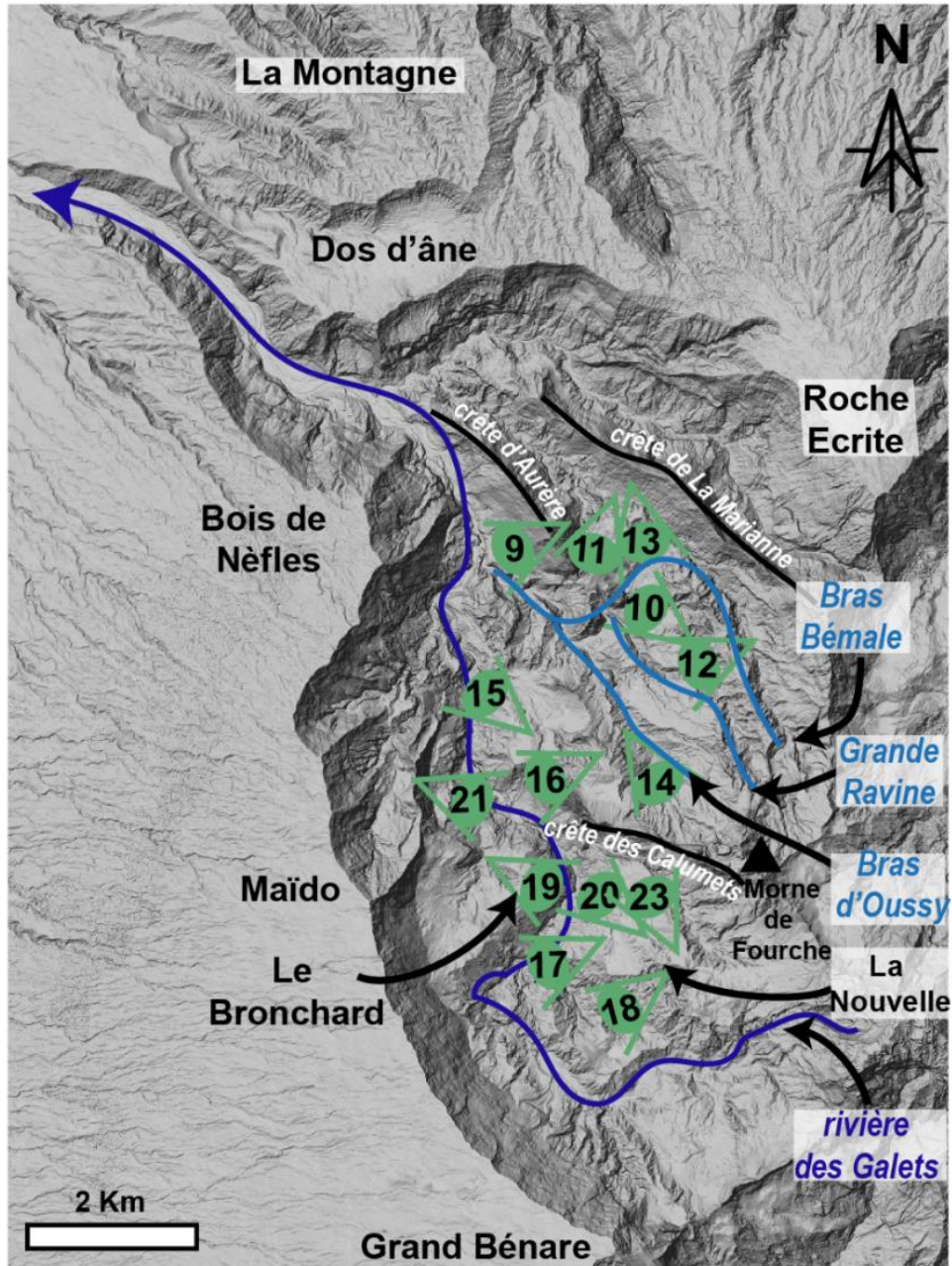


FIGURE 58 : LOCALISATION DES POINTS DE VUE DES PLANCHES PRESENTEE EN FIGURES 55, 56 ET 57

### 3.1.1.6. Discordances dans le rempart du Maïdo et continuité jusqu'au Taïbit

Le rempart ouest du cirque de Mafate, essentiellement constitué de coulées de laves sur ses 1000 m de hauteur sans intercalation de brèche, marque la limite ouest de la déstabilisation des Orangers. Le long du sentier menant à Roche Plate depuis le Maïdo (point de vue 24, Figure 59) on retrouve dans la partie supérieure et sur un peu moins d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur un dépôt pyroclastique appelé localement « dalle soudée » daté à  $221 \pm 4$  ka (Kieffer et al., 1993). Cette unité de la dalle soudée est également repérée au niveau de la planèze de la Roche Ecrite (limite nord-est de Mafate) à  $\sim 2200$  m d'altitude (coupe DD', Figure 50). Cette unité repose en discordance vers 2100 m d'altitude sur des coulées différenciées du stade PN3 (basalte à plagioclase) que la datation à  $346 \pm 14$  ka de McDougall (1971) permet d'attribuer sans ambiguïté au stade différencié PN3. Une deuxième datation à une altitude de  $\sim 1900$  m à  $258 \pm 24$  ka (McDougall, 1971) confirme l'appartenance de la partie supérieure de ce rempart au stade PN3 dont la base est repérée à 1550 m (point de vue 24, Figure 59). A cette altitude le long du sentier, on passe de basaltes à plagioclase à des basaltes à olivine, dont le toit est daté à  $483 \pm 24$  ka (McDougall, 1971) et confirme le passage aux coulées du stade PN2 (point de vue 24, Figure 59) reposant en discordance sur l'unité de la brèche des Orangers vers 1300 m d'altitude.

Nous observons la continuité de l'unité de la dalle soudée le long du rempart ouest jusque dans la partie amont où elle est datée à  $212 \pm 4$  ka (Kluska, 1997) au niveau du Grand Bénare (point de vue 28, Figure 59) et où elle atteint une altitude de  $\sim 2800$  m. La discordance entre les coulées PN3 et PN2 se poursuit également vers le sud avec une l'altitude relativement constante ( $\sim 1750$  m) (points de vue 25 et 26, Figure 60) jusqu'à la disparition de l'unité PN2 en biseau sur l'unité PN1 sous-jacente (point de vue 27, Figure 60). Cette discordance entre les coulées PN3 et les coulées PN1 voit son altitude progressivement augmenter passant de  $\sim 1750$  m d'altitude au niveau du biseau PN2 à  $\sim 2150$  m d'altitude au niveau du col du Taïbit (point de vue 28, Figure 60). Pour rappel, l'unité PN1 apparaît dans le rempart ouest au profit de la disparition du dépôt de la brèche des Orangers. Le toit de cette unité est observé à 1450 m au-dessus du plateau de Roche Plate et voit son altitude progressivement augmenter jusqu'au Taïbit où cette unité atteint plus de 2100 m d'altitude (point de vue 28, Figure 60).

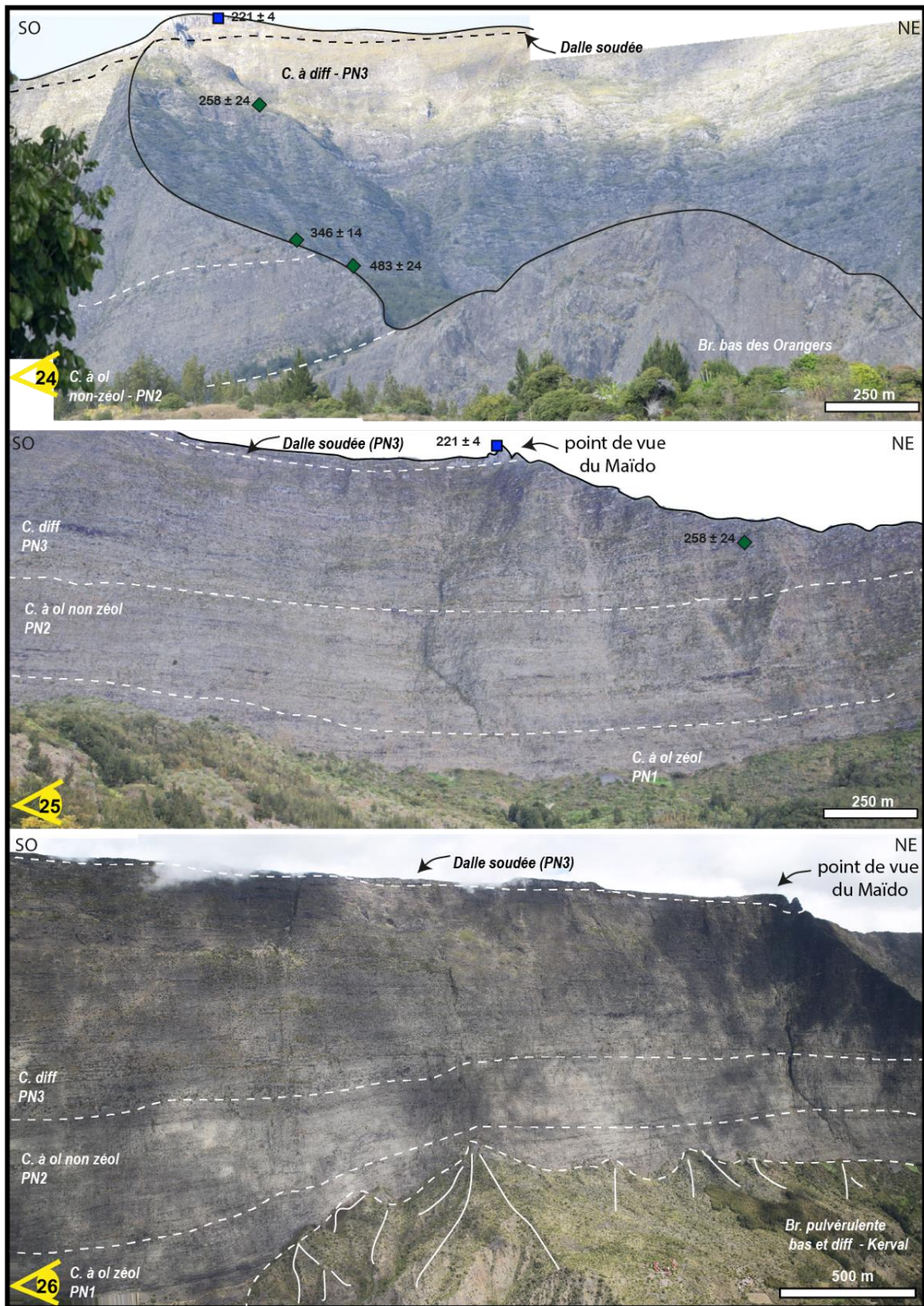


FIGURE 59 : (24) REMPART SOUS LE MAÏDO CONSTITUE DE HAUT EN BAS PAR LE DEPOT DE LA DALLE SOUDEE, COULEES PN3, COULEES PN2 ET L'UNITE DE BRECHE DES ORANGERS. (25) CONTINUITE DES UNITES DE LA DALLE SOUDEE, COULEES PN3 ET PN2 AU SUD DU MAÏDO ET L'APPARITION DES COULEES PN1 AU PROFIT DE DE LA BRECHE DES ORANGERS. (26) CONTINUITE DES UNITE DE LA DALLE SOUDEE, ET DES COULEES PN3, PN2 ET PN1, PLUS EN AMONT ENCORE QUE LE POINT DE VUE 25



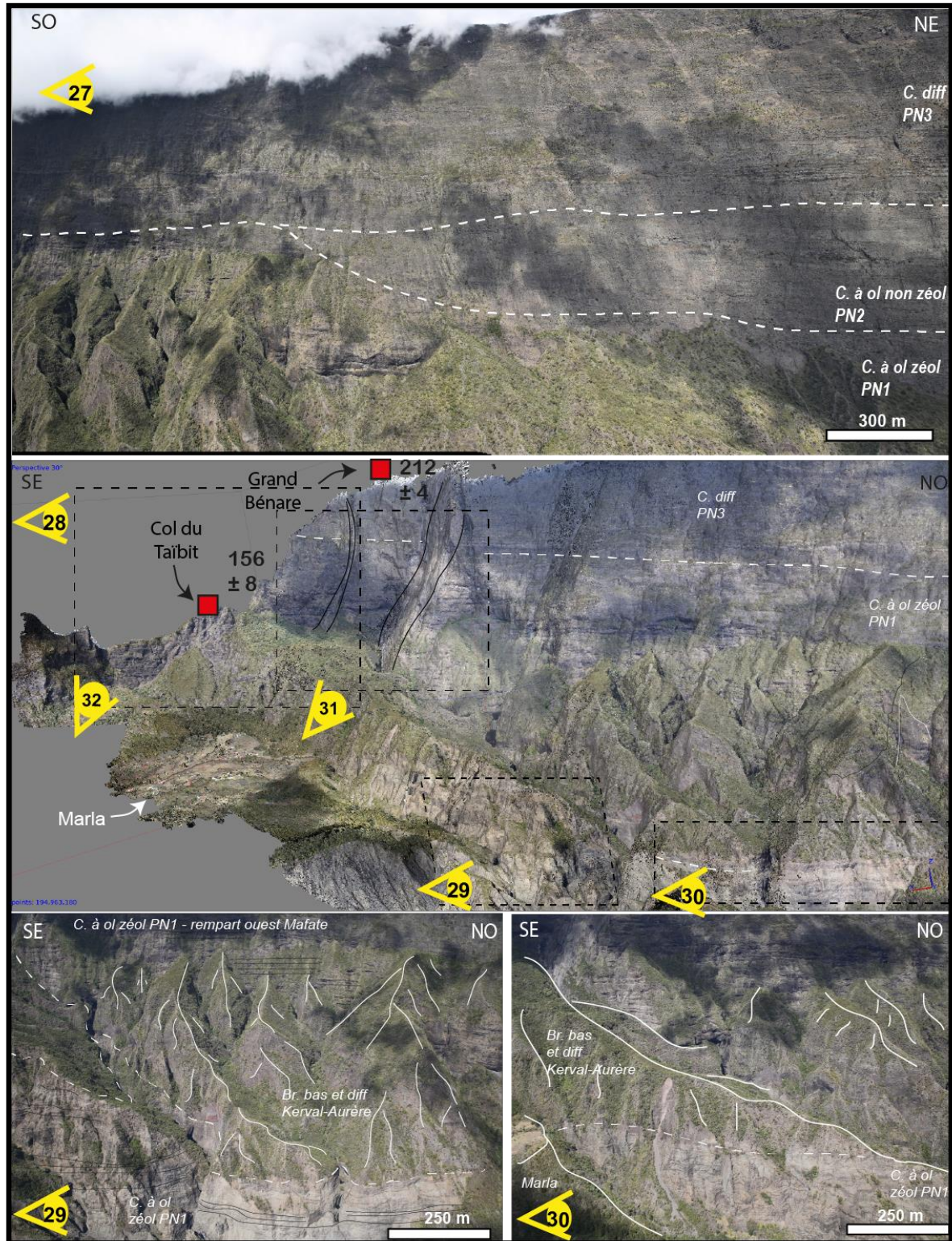


FIGURE 60 : (27) COULEES PN3 REPOSANT EN DISCORDANCE SUR LES COULEES PN2 VENANT REPOSER EN ONLAP SUR LES COULEES PN1. (28) SECTEUR AMONT DU REMPART OUEST, AVEC LES COULEES PN3 REPOSANT DIRECTEMENT SUR LES COULEES PN1, TOUS LES DEUX INTRUDES PAR DEUX DYKES DE TRACHY-BASALTE DU STADE DIFFERENCIE. ON RETROUVE EN NAPPAGE DU REMPART LA BRECHE PULVERULENTE DE TAMARIN – KERVAL REPOSANT SUR LES COULEES PN1 DU FOND DE LA RIVIERE DES GALETS. (29) ET (30) ZOOM SUR LE CONTACT BRECHE DE TAMARIN - KERVAL ET LES COULEES PN1 PARTICULIEREMENT ALTEREES ET INTRUDEES DANS CE SECTEUR.

### 3.1.1.7. Failles normales et remplissage ignimbritique de la limite sud du cirque de Mafate

Sous le rempart du Grand Bénare, les unités de laves PN1 et PN3 constituant le rempart sont recoupées par deux intrusions subverticales de trachy-basalte (point de vue 28, Figure 60). Un zoom sur ces intrusions est disponible sur les points de vue 31 et 32 (Figure 61). Aucun décalage de part et d'autre de ces intrusions ne semble affecter les coulées de laves anciennes PN1, ni les coulées de laves différenciées PN3. Ces intrusions ne recoupent pas le rempart sur toute sa hauteur et ne recoupent pas l'unité de la dalle soudée située au sommet du Grand Bénare et datée à  $212 \pm 4$  ka (Kluska, 1997).

L'unité PN1 apparaît dans le long de la rivière des Galets, en rive gauche jusqu'à une discordance à  $\sim 1400$  m d'altitude où elles sont surmontées par la brèche pulvérulente de Tamarin – Kerval (points de vue 29 et 30, Figure 60). Nous interprétons ces coulées, bien qu'elles soient particulièrement intrudées comme appartenant au stade PN1. La brèche venant napper cette unité est dans la continuité de celle observée sur le plateau de Roche Plate (points de vue 29 et 30, Figure 60). Cette brèche vient former des cônes détritiques en pied de rempart et nappe les coulées de laves PN1 depuis le col du Taïbit jusqu'au sill de trois roches. La coupe DD' (Figure 50) illustre l'organisation ouest-est des unités géologiques de la partie amont du cirque de Mafate avec le nappage de l'unité de brèche pulvérulente différenciée de Roche Plate sur le rempart ouest et les coulées PN1 et également l'omniprésence du dépôt de la brèche des Orangers dans la partie interne de ce secteur du cirque de Mafate.

Le col du Taïbit et la crête des Trois Salazes, alignés selon un axe globalement sud-ouest/nord-est, marquent la limite sud du cirque de Mafate avec le cirque de Cilaos (point de vue 34, Figure 61). Cette limite sud du cirque de Mafate est caractérisée par la présence de failles normales à pendage sud-est décalant les coulées de laves à olivines zéolitisées du stade PN1. Ces failles sont très bien observées depuis le point de vue 36 (Figure 61) et ont déjà été repérées dans les précédentes études structurales (Chevallier, 1979; Chaput, 2013). Le toit des coulées dans ce secteur passe d'une altitude de  $\sim 2100$  m au niveau du col du Taïbit à  $\sim 1900$  m plus à l'est au niveau du Nez de Bœuf, puis enfin à  $\sim 1600$  m encore plus à l'est le long de la rivière des Galets sous le plateau des Tamarins et de Kerval (coupe HH', Figure 50). Ainsi, le toit des coulées de laves de l'unité PN1 est abaissé de  $\sim 500$  m par rapport au toit des coulées de la même unité repérée sur le secteur du Taïbit. Ce creux topographique est comblé par une unité ignimbritique datée à  $176 \pm 6$  ka (Kluska, 1997). Cette unité d'ignimbrite est limitée au niveau du Nez de Bœuf ainsi qu'au niveau du col des Bœufs par des failles normales à pendage interne (cf. 3.2.1.6). Cette unité d'ignimbrite est surmontée de coulées de laves à feldspaths repérées sur le terrain au niveau des Trois Salazes à une altitude  $\sim 2150$  m. Au niveau du col de Fourche, la discordance entre

l'unité d'ignimbrite et l'unité de coulées de laves différenciées est observée à une altitude de 1900 m et une datation de  $116 \pm 14$  ka (Kluska, 1997) atteste de l'appartenance de ces coulées de laves au stade PN4. La coupe HH' (Figure 50) illustre l'organisation générale des unités géologiques de la partie amont du cirque de Mafate. Nous sommes en accord avec les observations de Chevallier (1979) et confirmons le passage de la bordure ouest d'une caldera se mettant en place durant le stade différencié du Piton des Neiges. Cette caldera prend place entre  $\sim 210$  Ka, qui est l'âge du toit du rempart de Grand Bénare non affecté par les failles et  $\sim 180$  ka, qui est l'âge du remplissage ignimbritique situé à l'intérieur de la caldera. Les coupes GG' et FF' (Figure 51) illustrent quant à elles le passage de cette même caldera au niveau du col des Bœufs, dont l'extension dans Salazie sera détaillée dans la partie suivante.

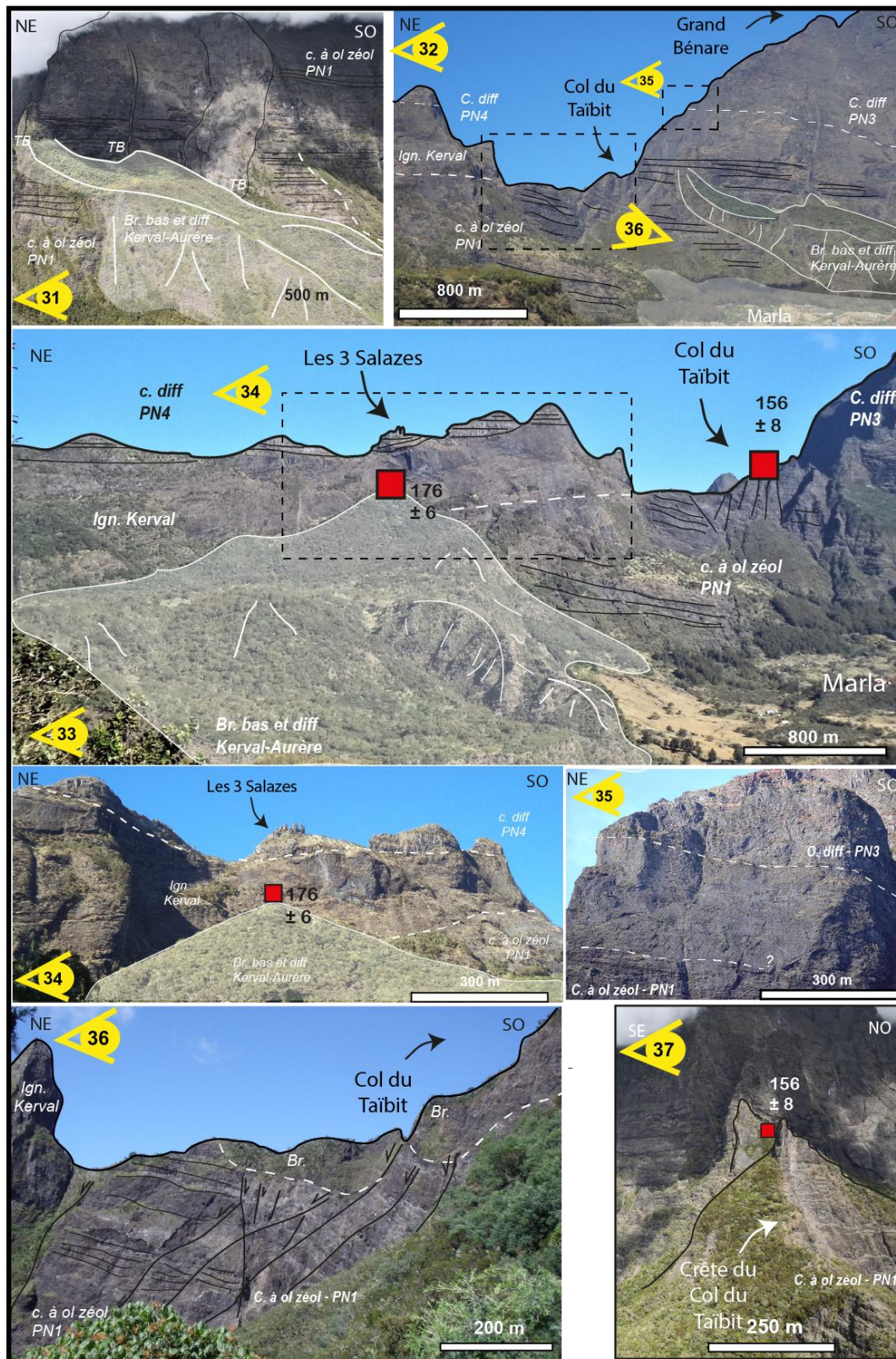


FIGURE 61 : ILLUSTRANT LA BORDURE SUD DU CIRQUE DE MAFATE, AVEC EN (31) UN ZOOM SUR LES INTRUSIONS DE TRACHY-BASALTES DECOUPANT LE REMPART SANS AFFECTER LES COULEES (PAS DE DECALAGE) ; LES COULEES DU TAÏBIT AFFECTEES PAR DES FAILLES NORMALES OBSERVEES DEPUIS LE POINT DE VUE 36 ET 37 ; LA CRETE DES 3 SALAZES CONSTITUEE D'UN DEPOT IGNIMBRITIQUE DATE A  $\sim 180$  KA ET SURMONTEE DE COULEES DE LAVES DIFFERENCIEES DU STADE PN4 (33 ET 34) ALORS QUE LE REMPART SOUS LE GRAND BENARE EST CONSTITUEE DE COULEES DE LAVES PN1 SURMONTEES D'UNE UNITE DE LAVES PN3 DONT LE TOIT EST DATE A  $\sim 210$  KA (DEPOT DE LA DALLE SOUDEE).

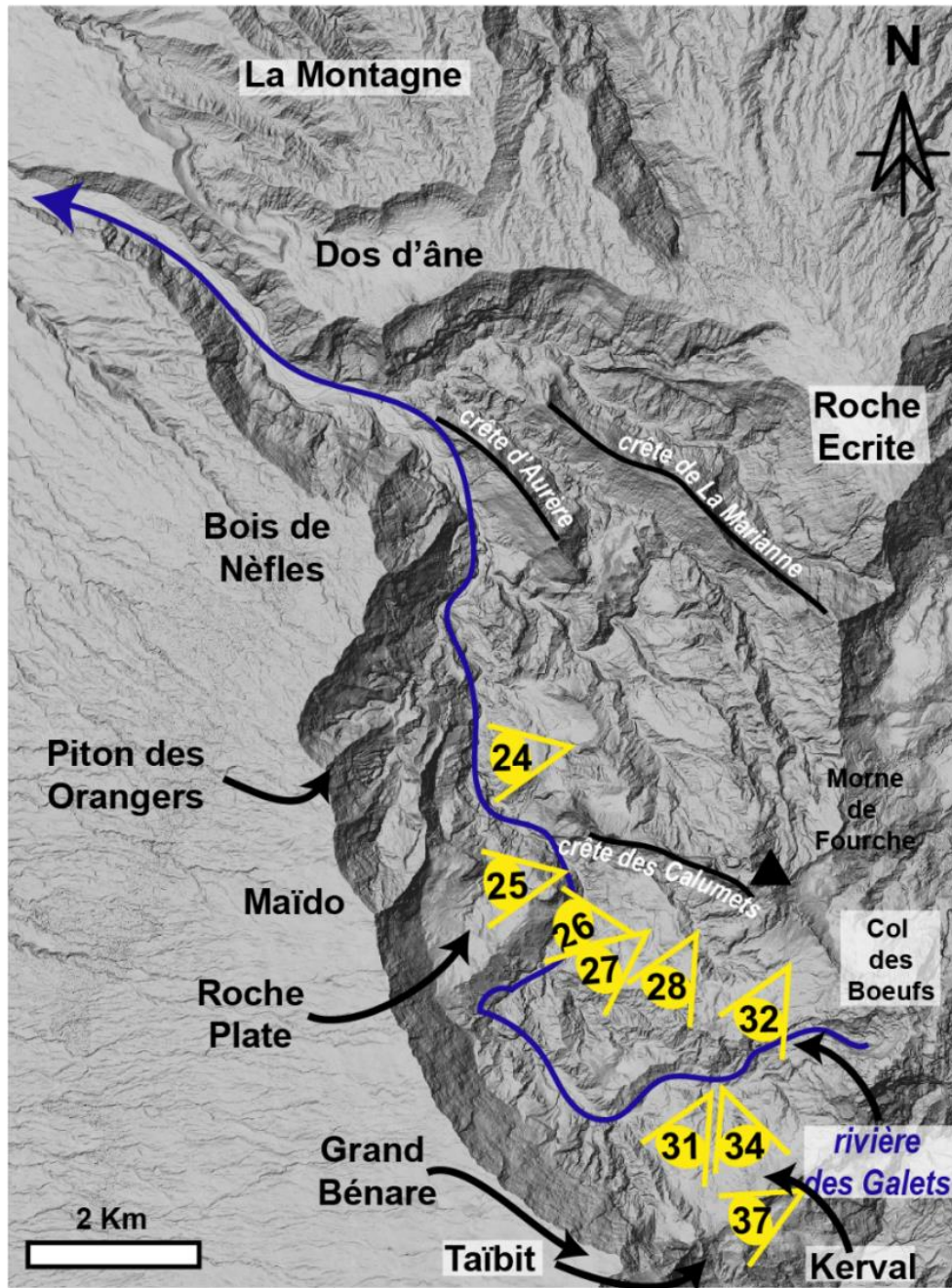


FIGURE 62 : LOCALISATION DES DIFFERENTS POINTS DE VUE PRESENTES SUR LES FIGURES 59, 60,61 PRESENTANT LA GEOLOGIE DE LA PARTIE SUD-OUEST DU CIRQUE DE MAFATE.

### 3.1.2. Bilan et implications des nouvelles données géologiques sur l'évolution du cirque de Mafate.

#### 3.1.2.1. Évolution du flanc nord du Piton des Neiges

A partir de ces nouvelles contraintes géologiques, nous pouvons ainsi éclairer l'évolution du flanc nord et ouest du Piton des Neiges. Tout d'abord, nous avons mis en évidence que le rempart délimitant le cirque dans sa partie nord est essentiellement constitué de formations du stade basique indiquant qu'aucune déstabilisation de grande ampleur n'a affecté ce secteur du cirque postérieurement aux coulées mises en place après le stade PN1 (datation  $1300 \pm 38$  ka, Salvany (2009)). Une déstabilisation de grande ampleur a bien affecté le flanc nord du Piton des Neiges entre le stade LM et le stade PN1 mais celle-ci se cantonne à l'est du massif de la Montagne, permettant sa conservation comme l'unique planèze du cône volcanique édifié durant le stade LM. Bien qu'il ne soit pas affecté par une déstabilisation, la partie aval du cirque de Mafate est profondément disséqué par plusieurs vallées en amphithéâtre, imbriquées les unes dans les autres, et ce dès la fin du stade LM. Une première paléo-dépression assez large se creuse dans les coulées du stade LM (coupe AA', Figure 50) et se fait ensuite combler par les coulées PN1. Post-PN1, le creusement de cette dépression va se poursuivre mais sur une emprise plus restreinte et cantonnée à l'actuelle rive droite de la rivière des Galets. Cette paléo-dépression semble correspondre au début du creusement du petit cirque de Dos d'âne. Ce paléo-Dos d'âne sera comblé par l'activité du PN2, recreusé et comblé une dernière fois par les coulées du stade PN3. Dans la partie plus interne, au sud du rempart de Dos d'âne (coupe BB', Figure 50) une seconde paléo-dépression de plus de 3 Km de large s'est creusée dans les coulées du stade LM et a ensuite été comblée par les coulées du stade PN1. La forme et l'extension de cette paléo-dépression suggère qu'un proto-cirque de Mafate existait dès la fin du stade LM. En proposant une origine érosive de ce creux topographique, nous invalidons le passage de la caldera I proposée par Chevallier (1979).

Les coulées du stade PN1, vont comme pour le secteur de Dos d'âne, se faire inciser sur une emprise plus restreinte et se faire combler par les coulées PN2. Nous proposons l'incision de deux paléo-vallées distinctes à la fin du stade PN1, comblées ensuite chacune par les coulées du stade PN2. Les crêtes d'Aurère et de la Marianne constituent donc ainsi des inversions de relief de ces deux paléo-vallées. Cependant, au vu de l'altitude similaire de la base des coulées PN2 repérées dans les crêtes d'Aurère et de la Marianne il est tout à fait possible d'envisager le creusement d'une paléo-vallée unique à la fin du stade PN1.

A la fin du stade PN1, la partie ouest du cirque de Mafate est affectée par une déstabilisation de flanc au cours de laquelle s'est mise en place la brèche des Orangers. Cette brèche couvre une surface de plus de 20 Km<sup>2</sup> et remplit une structure en fer à cheval ouvert vers le nord-ouest et dont la cicatrice

d'arrachement se situe approximativement sous le plateau de La Nouvelle et de Marla. La nouvelle cartographie indique que l'unité de la brèche des Orangers est absente du rempart ouest dans la partie au sud du Maïdo. Cela implique que la cicatrice de cette déstabilisation de flanc n'affecte pas l'ensemble du flanc ouest comme cela est proposé par les différents auteurs (Oehler et al., 2008; Lacquement et Nehlig, 2008; Chaput, 2013), mais présente une empreinte beaucoup plus restreinte ressemblant davantage à une paléo-vallée en amphithéâtre. Cet évènement a donc entraîné la formation d'un creux topographique ouvert vers le nord-ouest, qui est déconnecté des paléo-vallées creusées dans la partie nord-est de Mafate. Au niveau de la cicatrice de la déstabilisation des Orangers, une paléo-rivière des Calumets va se creuser. Ainsi, il est important de noter qu'à la fin du stade PN1, le cirque de Mafate est donc profondément disséqué, à la fois dans sa partie nord-est par des paléo-vallées et dans sa partie nord-ouest par une déstabilisation de flanc (interprétation proposée par Lacquement et Nehlig, 2008 ; Chaput, 2013) mais que ces domaines ne forment pas un proto-cirque de Mafate unique.

A la fin du stade PN2, la partie nord-est du cirque de Mafate va s'éroder progressivement grâce à l'incision des vallées des rivières du Bras de Ste Suzanne, du Bras des Merles et de la rivière des Galets. La présence d'une brèche ruiniforme de nature essentiellement basique affleurant le long de ces vallées indique que les vallées actuelles des rivières citées ci-dessus étaient déjà creusées dans leur forme actuelle et implique que les crêtes d'Aurère et de la Marianne constituent des reliefs construits depuis plus de 380 ka. La paléo-vallée des Calumets et le creux topographique ouvert vers le nord-ouest sont comblés par les coulées PN2. Ces structures vont se maintenir jusqu'à la fin du stade PN3, puisque les coulées PN2 sont recouvertes par une épaisse unité PN3 venant occulter l'ensemble des creux topographiques formés durant le stade basique du Piton des Neiges.

A la fin du stade PN3, la partie nord-est du cirque de Mafate est affectée par une déstabilisation ou un/des épisode(s) érosif(s) dont le dépôt de la brèche basique et différenciée d'Aurère en est le témoin. Le nappage de cette unité de brèche sur le relief différencié de la crête des Calumets indique que cet épisode érosif a affecté uniquement la partie nord-est du cirque de Mafate. Il est très probable que l'épaisse unité de brèche Br.b1 repérée sous le Morne de Fourche ait favorisé le déclenchement de cette déstabilisation ou l'érosion progressive durant cette période. Ainsi, à la suite de cet évènement, le secteur amont de Mafate, présente une géomorphologie plus aplanie, où l'incision par les rivières du bras d'Oussy, de la Grande Ravine et du Bras Bémale se poursuit toujours selon la direction nord-ouest-sud-est et forme les actuels plateaux d'îlet à Malheur, îlets à Bourse et Grand Place. A la fin du stade PN3, la partie sud-ouest du cirque de Mafate voit la mise en place d'une caldera décalant le toit des coulées PN1 de plus de 500 m. Cette caldera a déjà été décrite dans les travaux précédents (Chevallier, 1979), et nous confirmons donc la limite ouest de la caldera II proposée par

Chevallier (1979). Cette caldera va se faire combler par le dépôt ignimbritique de Kerval et les coulées du stade PN4. C'est à l'intérieur de cette caldera que le cône terminal du Piton des Neiges va s'édifier. Durant le stade PN4, le secteur sud-ouest de Mafate va subir plusieurs épisodes de démantèlement avec d'abord la mise en place de la brèche des Tamarins – Kerval, puis la brèche de la plaine aux sables vers 65 ka, suivi de la brèche de Marla. L'ensemble de ces brèches viennent se mettre en place en glissant sur le dépôt de la brèche des Orangers.

A la fin de l'activité du Piton des Neiges, l'érosion s'est poursuivie avec notamment l'incision profonde de la rivière des Galets dans le dépôt de la brèche des Orangers, permettant de réunir la partie nord-est et la partie sud-ouest de l'actuel cirque de Mafate. Nous mettons donc en évidence que le cirque de Mafate n'est pas délimité par une structure de caldera, mais que sa morphologie actuelle résulte de l'imbrication du creusement de paléo-vallées et de déstabilisations de flanc d'emprise plus ou moins importante, présents dès la fin du stade LM. La présence d'unités de brèche dans la zone interne du cirque participe à la formation de structure évasée vers l'amont et resserré vers l'aval où ces unités bréchiques disparaissent.

L'ensemble de ces résultats et interprétation sont synthétisés en carte (Figure 63.A) et deux log synthétiques de la géologie du cirque de Mafate (secteur ouest et secteur est) sont proposés (Figure 63.B).

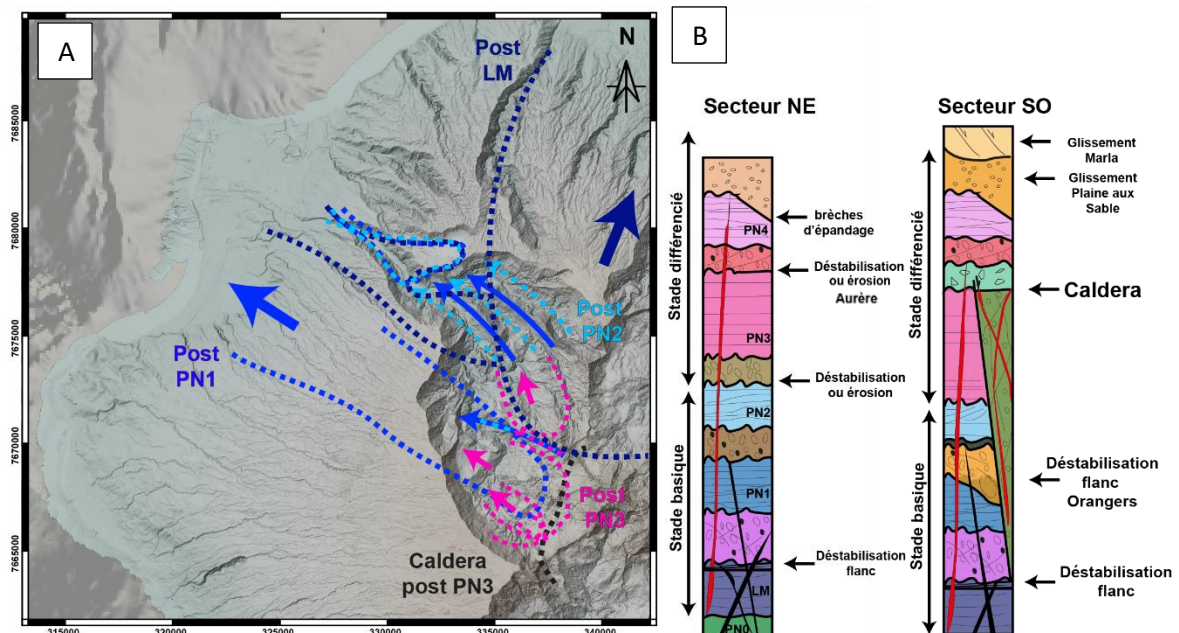


FIGURE 63 : (A) REPRESENTATION EN CARTE DES DIFFERENTS CREUSEMENTS DU FLANC NORD ET OUEST DU PITON DES NEIGES (RQ : SEULS LES EVENEMENTS DE GRANDES AMPLUEURS DETECTEES LORS DE CE TRAVAIL SONT REPRESENTES). (B) LES LOG SYNTHETIQUES DES FORMATIONS RENCONTREES DANS MAFATE, AVEC UN PREMIER LOG POUR LE SECTEUR NE NON AFFECTE PAR LA BRECHE DES ORANGERS ET LE SECTEUR SO AFFECTE PAR LA BRECHE DES ORANGERS ET LA CALDERA.



### 3.1.2.2. Un cirque mais deux types de géomorphologie

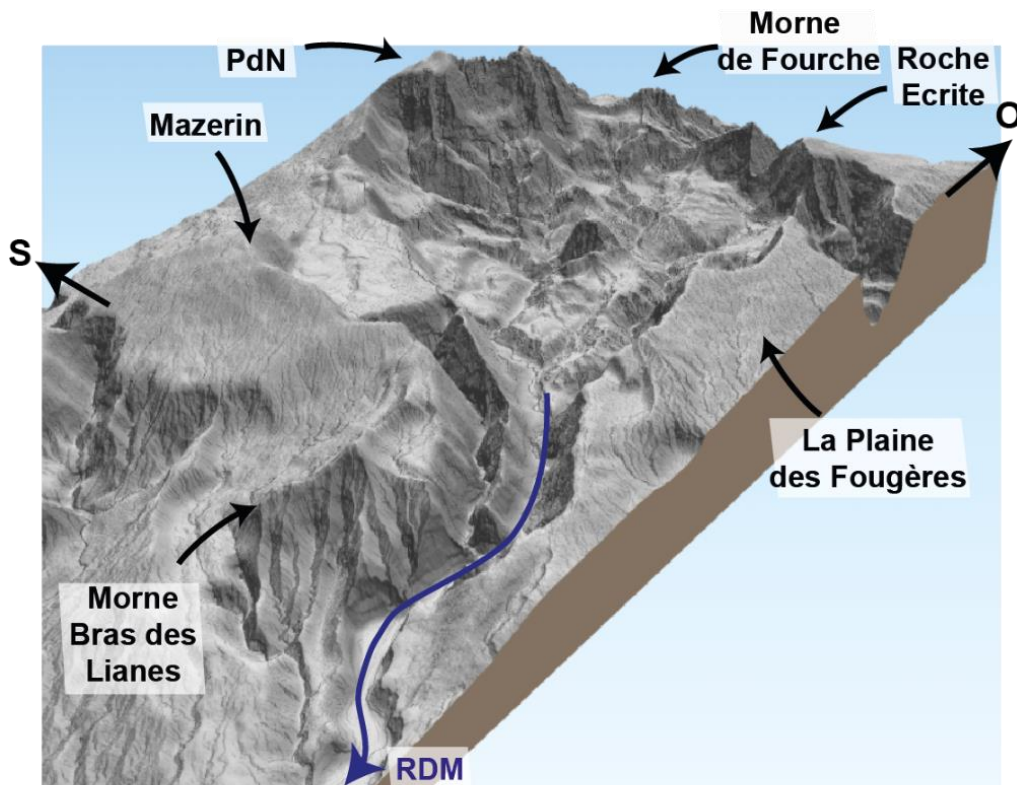
Nous mettons en évidence que le cirque de Mafate présente deux secteurs à géomorphologie différente et résultant des processus érosifs mis en jeu. L'aval du cirque s'est formé par le creusement de vallées en V très rectilignes et successives. L'enchaînement creusement – remplissage – érosion se fait selon toujours des axes privilégiés qui sont des anciennes limites des vallées. Cet enchaînement dessine des crêtes de reliefs inversés (Aurère et Marianne). Dans cette partie du cirque, il y a très peu de dépôts de brèches. Les dépôts laviques anciens (LM et PN1) constituent l'essentiel de la géologie. Nous proposons donc que la partie de ce cirque soit majoritairement contrôlée par l'érosion régressive des rivières et qu'elle y est particulièrement efficace. La forme aplanie de la partie amont de ce secteur du cirque de Mafate coïncide avec la présence de l'unité de brèche Br.b1 (~500 m) et la brèche d'Aurère issues de deux déstabilisations d'emprise différente (cf. paragraphe 3.2.2 pour Br.b1 et le paragraphe 3.1.1.3 pour la brèche d'Aurère). Nous mettons ainsi en évidence que la mise en place d'unités de brèches, notamment à la suite d'épisodes de déstabilisation de plus ou moins grande ampleur ou de multiples épisodes érosifs, participe à l'évasement vers l'amont du cirque de Mafate.

En amont, le cirque présente des creusements de type entonnoirs inversés produisant des plateaux plats et un relief moins escarpé. La géologie de cette partie du cirque est marquée par l'abondance du dépôt de la brèche des Orangers (plusieurs centaines de mètres d'épaisseur) au de-dessus duquel d'autres unités de brèches d'extension et d'épaisseur plus modérées se superposent. Cette partie du cirque est essentiellement contrôlée par des glissements répétitifs de différentes ampleurs dont l'unité de la brèche des Orangers constitue la « semelle ». Le profil faiblement encaissé de la rivière et des ravines témoigne de la difficulté de la rivière à inciser de manière efficace ces niveaux de brèches. L'une des explications serait que le glissement progressif de ces unités de brèches alimente de manière conséquente en charge solide la rivière ne permettant pas à celle-ci d'atteindre son niveau de base. Une autre possibilité serait que l'érosion régressive est plus efficace dans les unités présentant une stratification, comme les coulées de laves anciennes, et une altération plus importante. L'apparition de la brèche des Orangers dans la partie médiane du cirque coïncide avec l'élargissement de celui-ci. Ainsi, nous proposons que l'épisode de déstabilisation de flanc ayant affecté le Piton des Neiges entre le stade PN1 et PN2 soit le principal facteur ayant conduit à l'élargissement du cirque et donné sa forme typique en entonnoir inversé.

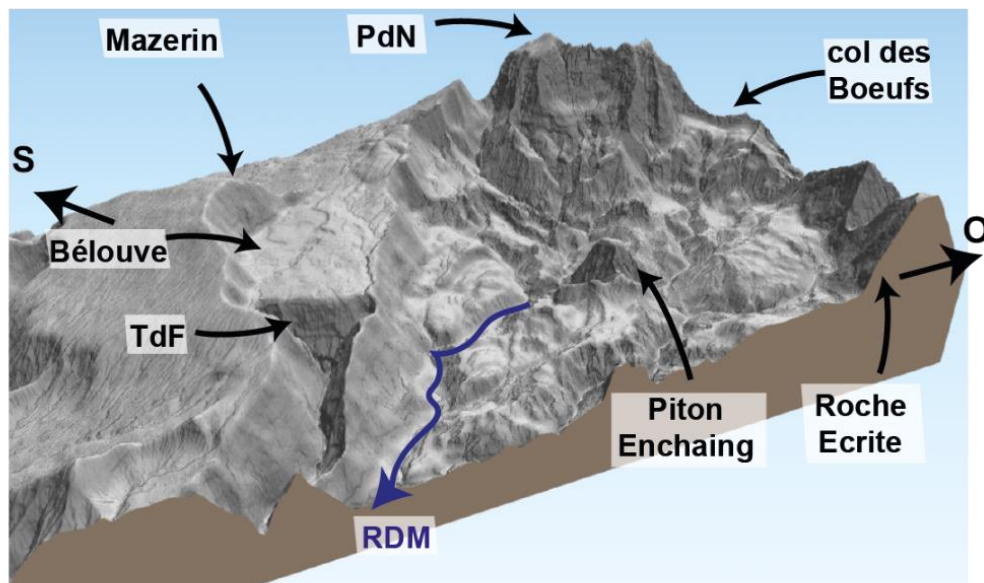
## 3.2. Le cirque de Salazie

### 3.2.1. Nouvelles contraintes géologiques sur le cirque de Salazie

Le cirque de Salazie est la dépression topographique ayant creusée le flanc nord-est du Piton des Neiges. Ce cirque couvre une surface de 93 Km<sup>2</sup>, et présente une forme d'entonnoir inversé s'ouvrant sur un exutoire unique et étroit (~1,5 Km de large) vers le nord. Il est délimité au nord par la planèze de la plaine des Fougères, et par deux reliefs, le Cimendef et la Roche Ecrite, à l'ouest (Figure 64.A). Le sud du cirque est délimité par le sommet actuel du Piton des Neiges, et la bordure est par le plateau de Bélouve et le bras de Caverne (Figure 64.B). Le bassin versant du cirque est drainé par deux rivières, la rivière pérenne principale étant la rivière du Mât drainant la partie est majoritairement, depuis les contreforts du Piton des Neiges jusqu'à l'exutoire. La seconde rivière pérenne, la rivière des Fleurs Jaunes draine quant à elle la partie ouest du cirque de Salazie, depuis le col des Bœufs avant de rejoindre la rivière du Mât au niveau de Salazie (ville). Le relief du Piton d'Enchaing marque cette limite ouest-est et constitue le seul relief construit à l'intérieur du cirque de Salazie (Figure 64.B). La plaine de Bélouve n'appartient pas au cirque de Salazie mais constitue un second bassin versant de ~50 Km<sup>2</sup> présentant une topographie lisse (Figure 64.A et B). Ce bassin versant est drainé par le bras de Caverne dont le cassé du Trou de Fer, en bordure nord du plateau de Bélouve, en fait une réputation mondiale.



**Vue 3D des reliefs de la partie avale du cirque de Salazie**



**Vue 3D des reliefs de la partie amont du cirque de Salazie**

*FIGURE 64 : VUES 3D DU CIRQUE DE SALAZIE EN A) UNE VUE D'ENSEMBLE AVEC LA PARTIE AVALE ET EN B) UNE VUE DE LA PARTIE AMONT DU CIRQUE*

La carte géologique résultant des travaux réalisés dans le cirque de Salazie au cours de cette thèse est représentée sur la Figure 65 ci-dessous. Cette carte géologique ainsi que la série de coupes géologiques transversales, réalisées à travers le cirque ont volontairement une vision élargie sur la rivière des Pluies, le plateau de Bébour et Bélouve, et le bras de Caverne afin d'identifier les continuités et discontinuités structurales sur la bordure du cirque et comprendre quels processus peuvent conduire à sa formation. Une série de six coupes globalement nord-ouest sud-est (AA', BB', CC', DD', EE', FF') et une coupe nord-sud (GG') permettent d'illustrer l'empilement des unités géologiques au sein du cirque et leur évolution d'aval en amont (Figure 66 et Figure 67). La caractérisation des unités géologiques et l'observation des discordances dans ce cirque est plus compliquée du fait d'une végétation beaucoup plus développée que dans le cirque de Mafate.

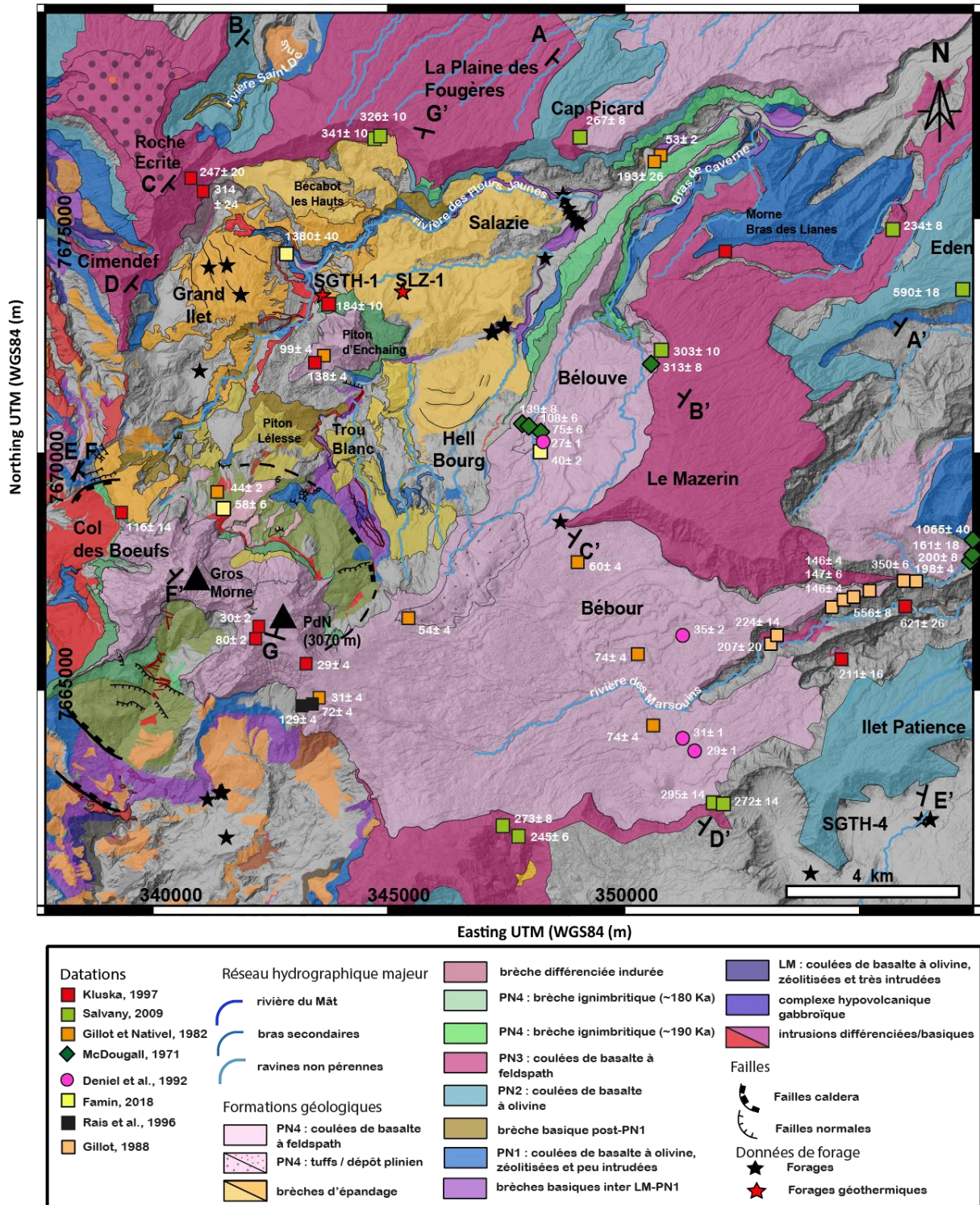
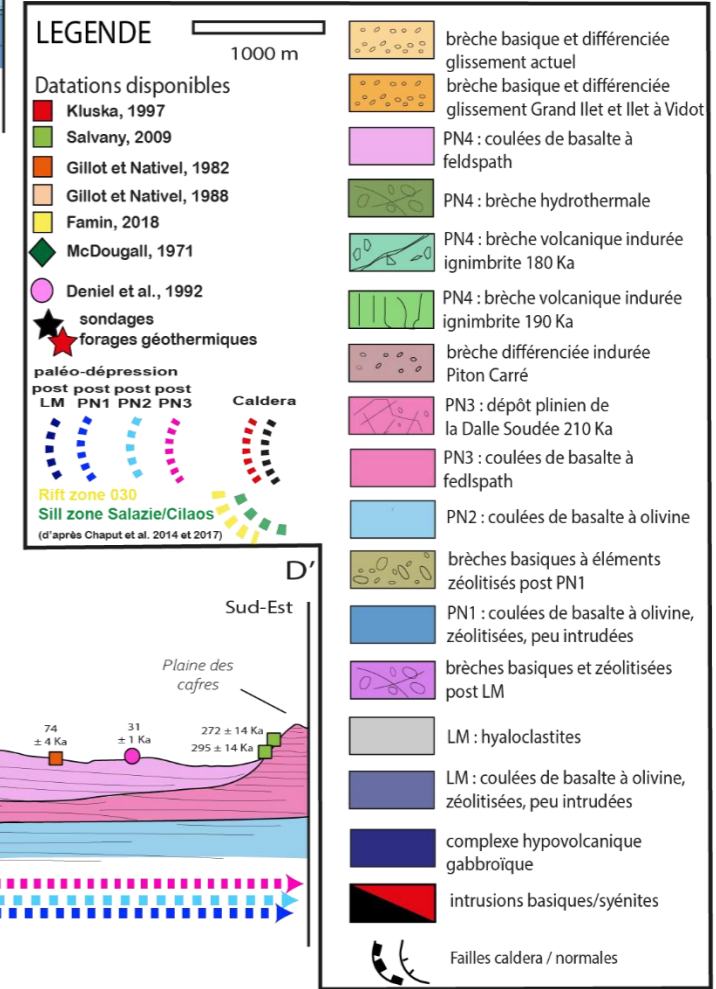
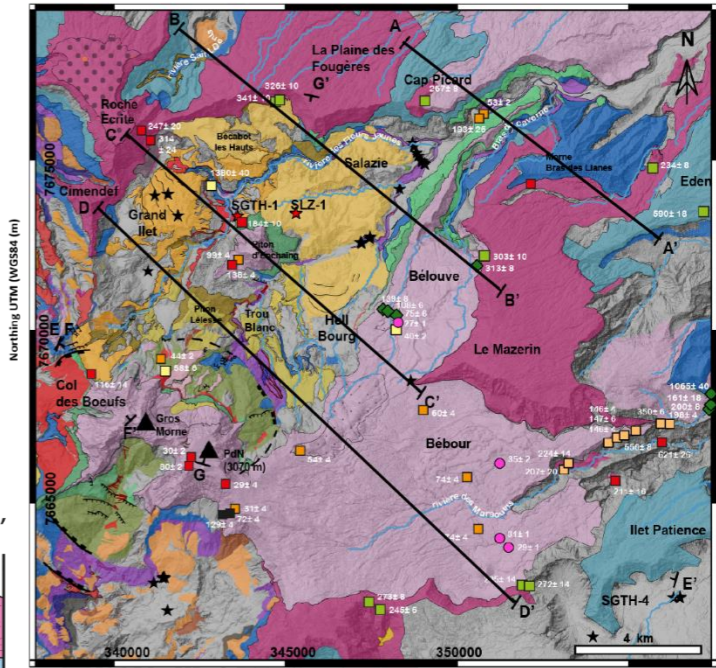
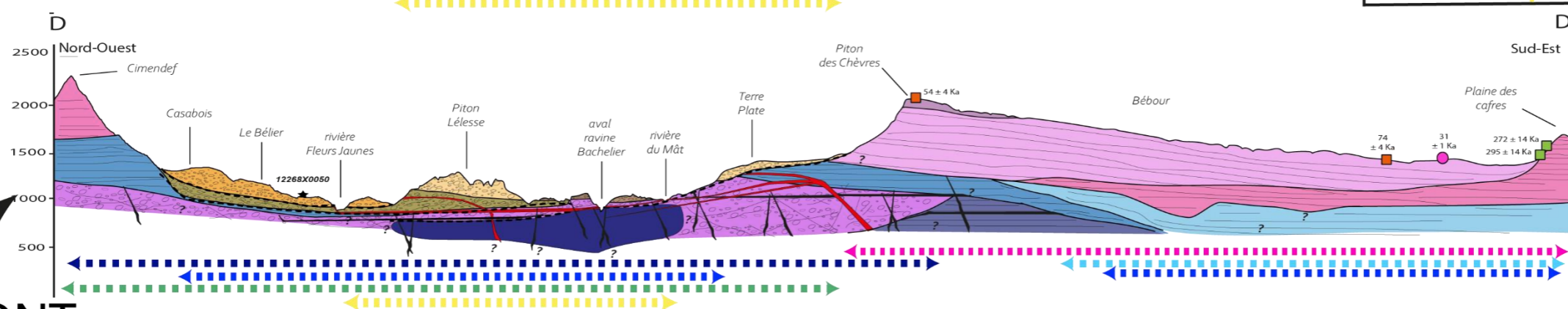
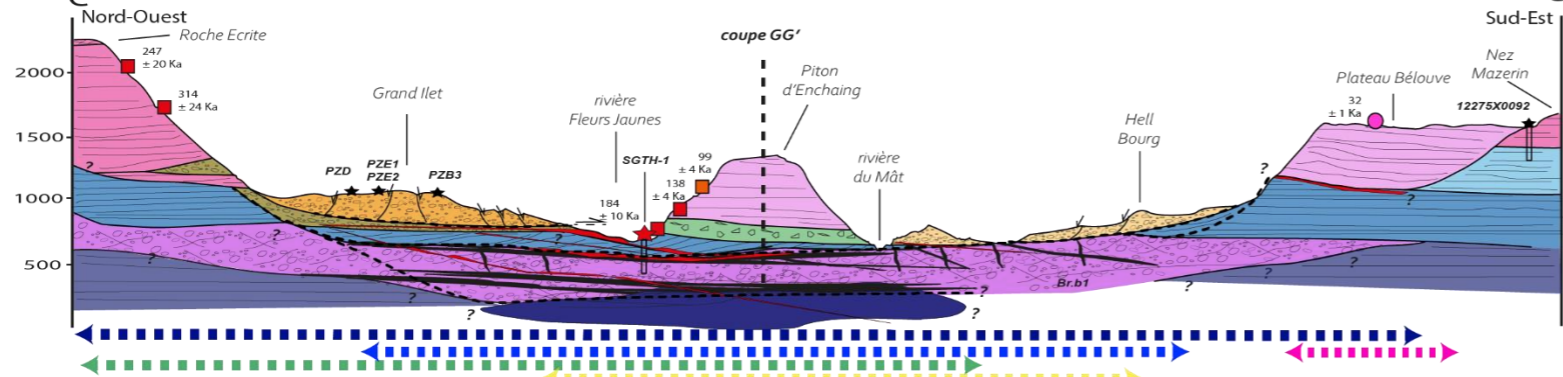
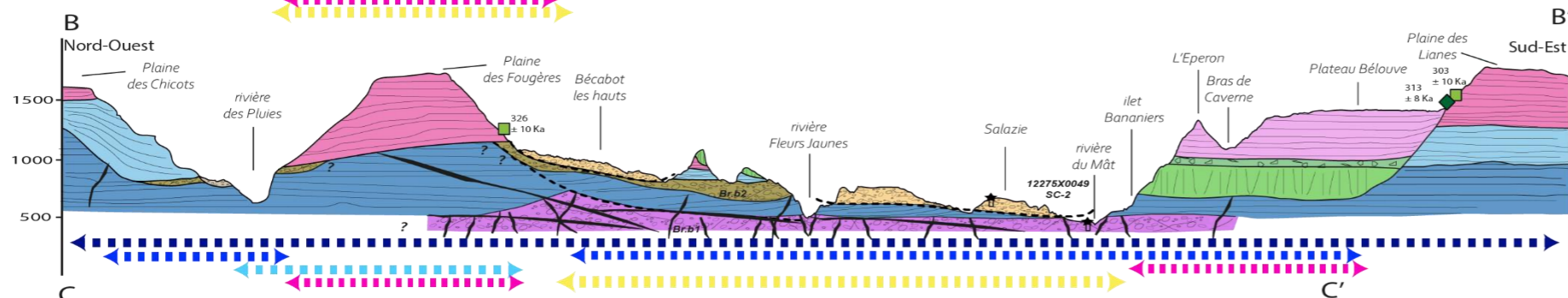
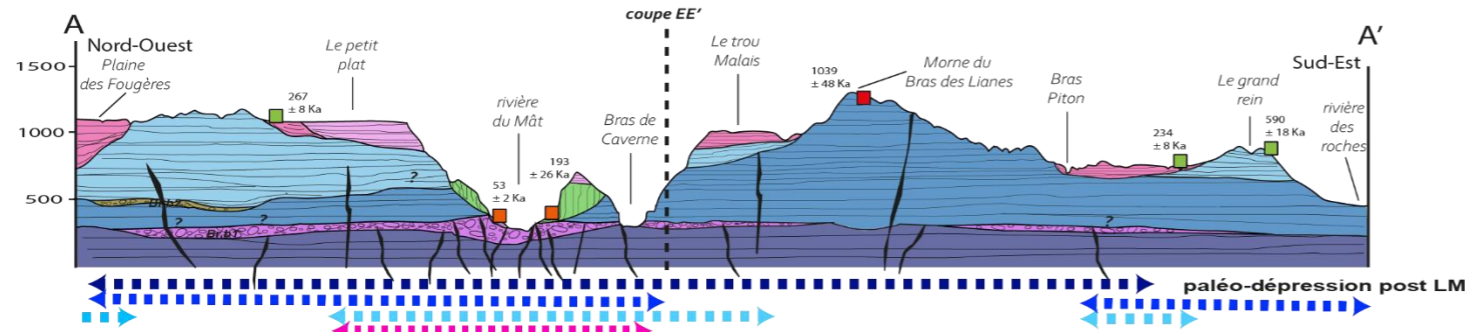


FIGURE 65 : CARTE GEOLOGIQUE DU CIRQUE DE SALAZIE, SUR LAQUELLE SONT LOCALISEES LES DONNEES DE DATATIONS ET DE FORAGES DISPONIBLES ET UTILISEES POUR LE CALAGE STRATIGRAPHIQUE DES UNITES GEOLOGIQUES CARTOGRAPHIEES. LES 6 COUPES GEOLOGIQUES OUEST-EST (AA', BB', CC', DD', EE', FF') ET LA COUPE NORD-SUD (GG') SONT REPRESENTES EN FIGURE 66 ET FIGURE 67.

# AVAL COUPES TRANSVERSALES OUEST-EST



AMONT

FIGURE 66 : COUPES GEOLOGIQUES INTERPRETATIVES OUEST-EST DE LA GEOLOGIE DU CIRQUE DE SALAZIE, DEPUIS L'AVAL JUSQU'A L'AMONT, EN DEHORS DE LA ZONE D'INFLUENCE DE LA CALDERA



# COUPES OUEST-EST / NORD-SUD - INFLUENCE CALDERA

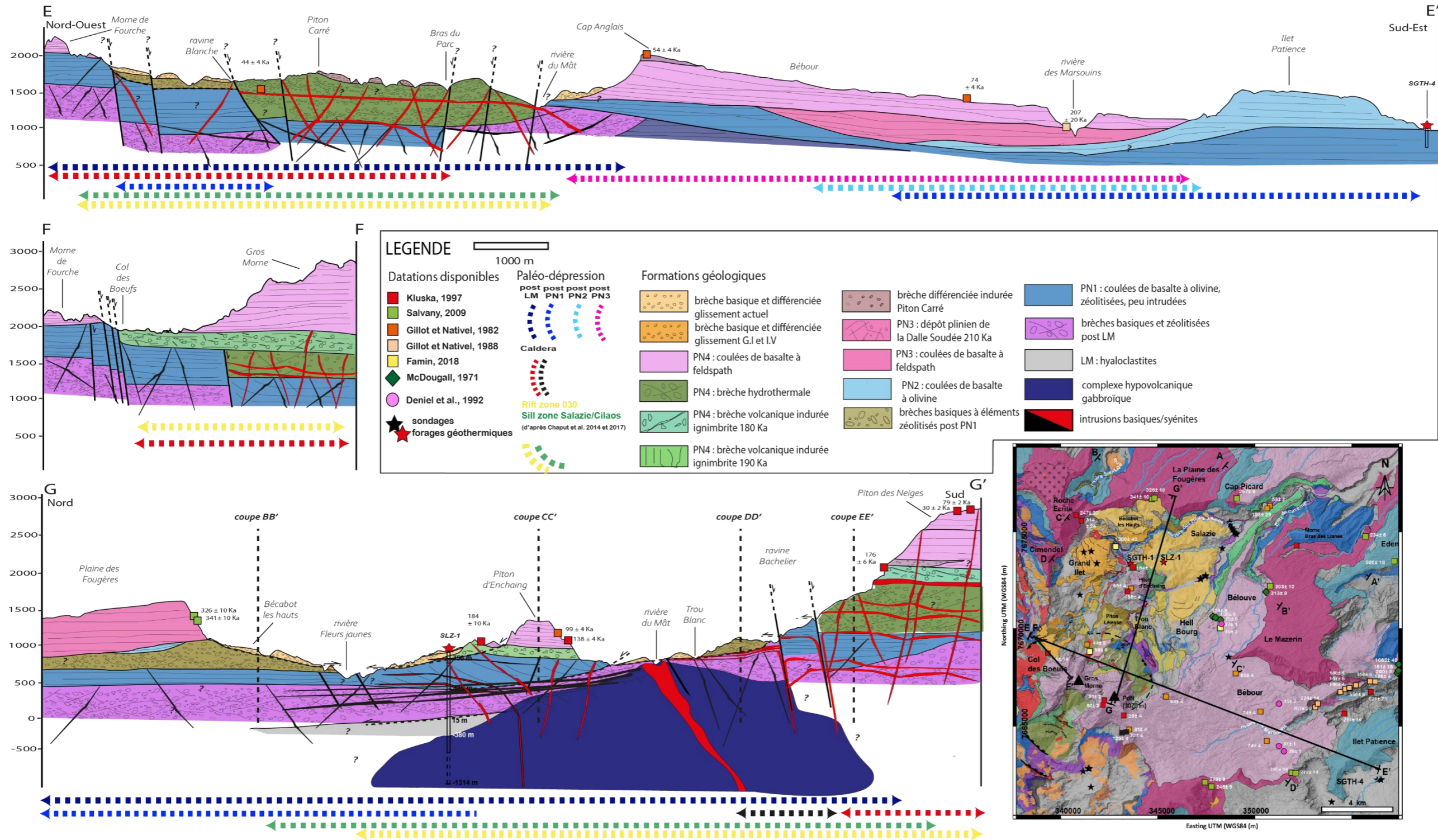


FIGURE 67 : COUPES GÉOLOGIQUES INTERPRÉTATIVES DE LA GÉOLOGIE DE LA PARTIE AMONT DU CIRQUE DE SALAZIE METTANT EN ÉVIDENCE L'EXTENSION DE LA CALDERA.





### 3.2.1.1. Discordances dans l'entrée du cirque de Salazie et dans le rempart nord

En rive gauche de la rivière du Mât (point de vue 1, Figure 68), le rempart est caractérisé au sommet par la présence de coulées différenciées, que nous associons à un remplissage tardif (PN4) d'une paléo-vallée creusée dans le PN3, expliquant la datation à  $267 \pm 8$  ka (Salvany et al., 2012) au niveau du Grand Plate. Cette unité repose en discordance vers 900-1000 m d'altitude sur les coulées de basaltes à olivines du stade PN2, reposant elle-même en discordance sur une unité de brèche basique polygénique indurée et à éléments zéolitisés (Br.b1) du fond de la rivière du Mât. Une épaisse unité d'ignimbrite prismée datée à  $193 \pm 26$  ka (Salvany et al., 2012) au niveau de l'îlet Morin, vient napper l'ensemble de ces unités géologiques creusées par une paléo vallée globalement dans le même axe que l'actuelle rivière du Mât. L'ignimbrite vient napper ce rempart entre 700 et 500 m d'altitude, depuis l'îlet Petit Trou jusque le secteur sous le Cap Picard (point de vue 1, Figure 68). La base de cette unité d'ignimbrite est observée sur le terrain, à une altitude de  $\sim 470$  m le long du canyon « ravine La Faim », où elle repose sur une brèche non déterminée. Cette brèche affleure sur  $\sim 100$  m d'épaisseur. Elle est indurée, de nature polygénique avec des éléments de taille centimétrique. Cette brèche repose elle-même sur une brèche basique indurée et polygénique (photos 2.2 et 3.2, Figure 68) du fond de la rivière du Mât, aussi appelée « brèche noire » (point de vue 2.1 et 3.1, Figure 68) vers 370 m d'altitude. Au-delà du Cap Picard, l'unité d'ignimbrite prismée n'est plus observée et laisse uniquement apparaître le rempart constitué des unités précédemment décrites (coulées PN4 sur coulées PN2).

Le long du rempart nord au niveau du Piton Bé Massoune, une unité supplémentaire apparaît en base de rempart, vers 850 m, et dont la base affleure en contrebas le long de la rivière des Fleurs Jaunes en discordance sur l'unité de la brèche noire (Br.b1) vers 550 m. La position stratigraphique entre les coulées PN2 et l'unité de la brèche noire indique que cette unité de basalte à olivine zéolitisé appartient au stade PN1. Dans ce même secteur (Piton Bé Massoune), on voit réapparaître l'unité d'ignimbrite qui repose « en nappage » sur la succession des coulées du stade PN3, PN2 et PN1 (points de vue 4 et 5, Figure 68) constituant le rempart. La continuité de l'unité PN1 située en base de rempart se perd dans le rempart nord, où n'apparaît que l'unité PN2 dont le toit plonge progressivement à la faveur de l'unité de laves différenciées à feldspaths PN3 (point de vue 5, Figure 68). Deux datations de  $326 \pm 10$  et  $341 \pm 10$  ka (Salvany et al., 2012) le long du sentier entre Bécabot les Hauts et la Plaine des Fougères confirment l'âge PN3 de cette unité de coulées différenciées qui constitue la majorité du rempart nord délimitant le cirque de Salazie.

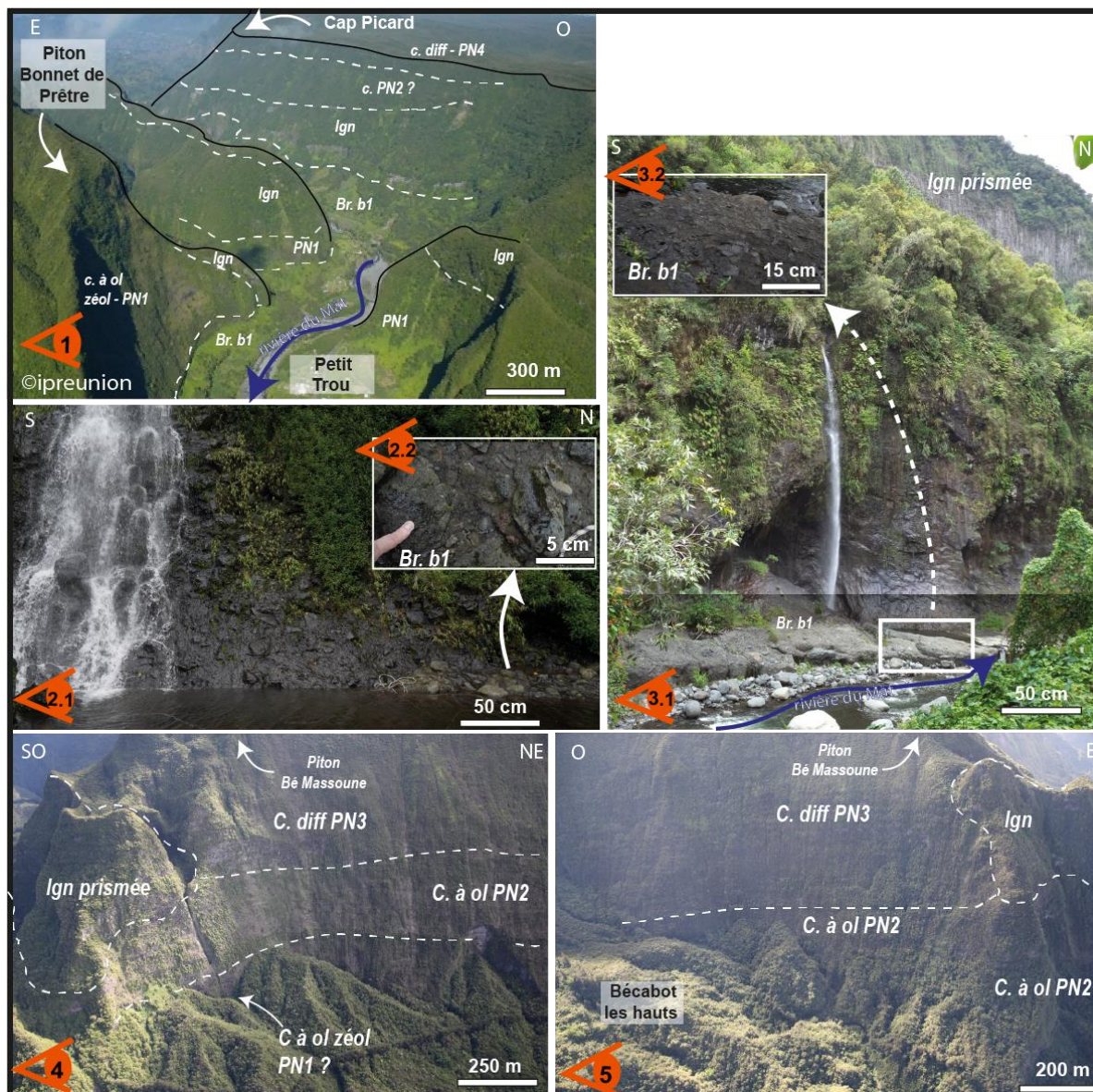


FIGURE 68 : (1) COULEES PN3 REPOSANT SUR LES COULEES PN2 DANS LE REMPART EN RIVE GAUCHE DE LA RIVIERE DU MAT, VENANT SE FAIRE NAPPER PAR L'UNITE D'IGNIMBRITES PRISMEES. (2.1) ET (2.2) UNITE DE BRECHE BR.B1 SUR LAQUELLE REPOSE L'UNITE DE BRECHE POLYGENIQUE SOUS L'UNTE D'IGNIMBRITES PRISMEES. (3.1) ET (3.2) UNITE DE LA BRECHE BR.B1 (BRECHE NOIRE) DANS LE BRAS DE LA RIVIERE DU MAT. (4) NAPPAGE DE L'IGNIMBRITE PRISMEE CONTRE LE REMPART CONSTITUE DE HAUT EN BAS PAR DES COULEES PN3, COULEES PN2 ET COULEES PN1. (5) LIMITE DE L'EXTENSION DU NAPPAGE DE L'IGNIMBRITES PRISMEES DANS LE REMPART NORD DU CIRQUE DE SALAZIE CARACTERISEE PAR DES COULEES PN3 REPOSANT SUR DE COULEES PN2.

### 3.2.1.2. Discordances dans l'entrée du cirque de Salazie et dans le rempart est

En rive droite, la rivière du Mât, le rempart du Piton Bonnet de Prêtre (point de vue 1, Figure 68) et de la cascade blanche (point de vue 6, Figure 69) sont constitués de coulées de basalte à olivine zéolitisé, finement litées reposant sur une unité de brèche basique indurée polygénique (point de vue 7, Figure 69) dont la discordance est visible à ~300 m d'altitude. Cette unité de brèche est identique à l'unité de la brèche noire (Br.b1) présente dans le fond de la rivière du Mât sous la ravine La Faim. La présence d'un âge de  $1039 \pm 48$  ka (Kluska, 1997), ainsi que la géomorphologie caractéristiques des laves du stade PN1 (Salvany, 2009) des massifs du Bonnet de Prêtre et du Morne du Bras des Lianes indique que les coulées zéolitisées repérées au niveau de la cascade Blanche et du Bonnet de Prêtre appartiennent au stade PN1. Ainsi, l'unité de brèche sous-jacente est à associer l'unité de la brèche noire (Br.b1).

Alors que le rempart en rive droite du Bras de Caverne est constitué par les coulées du PN1, la crête séparant celui-ci et l'entrée du cirque de Salazie (c'ad rivière du Mât) est constituée d'unité de stade PN4. En effet, la partie sommitale de cette crête est constituée par une unité de coulées fines (~100 m d'épaisseur) non datées mais reposant sur la brèche ignimbrétique prismée datée à  $193 \pm 26$  ka (Salvany et al., 2012). Cette brèche ignimbrétique constitue la majorité de la crête (~300 m d'épaisseur), et affleure notamment au niveau du plateau Wickers (point de vue 8, Figure 69), au-dessus du Camps Lilas et au niveau de l'îlet Morin. Cette ignimbrite prismée vient combler un creux topographique creusé dans l'unité PN1 et l'unité de brèche Br.b1 située à la base de cette crête. Ainsi, la crête séparant la vallée du Bras de Caverne et la rivière du Mât était autrefois une vallée qui a été creusée dans les unités anciennes (PN1 et Br.b1) et comblée par l'activité du stade PN4 du Piton des Neiges. Cette crête constitue donc une inversion de relief. L'organisation générale de cette partie aval du cirque de Salazie est illustrée sur la coupe AA' (Figure 66).

En amont de la coupe AA' et sous le plateau de Bélouve, le rempart est du cirque de Salazie est constitué de quatre unités (vues 9, 10 et 12 de la Figure 69). L'unité sommitale est en continuité avec les coulées différenciées du plateau de Bélouve, que plusieurs âges le long du sentier Hell-Bourg-Bélouve permettent d'attribuer au stade PN4 ( $139 \pm 8$  ka,  $108 \pm 6$  ka et  $75 \pm 6$  ka, McDougall, 1971). A une altitude de ~850 m, ces coulées différenciées reposent en discordance sur deux unités d'ignimbrites, la plus basale étant l'ignimbrite prismée. Ces ignimbrites s'amenuisent vers le sud et disparaissent dans le rempart en amont de Mare à Poule d'Eau à une altitude de ~950 m. L'ignimbrite prismée repose elle-même en discordance sur des coulées de basalte à olivine zéolitisé finement litées qui constituent le Voile de la Mariée, à ~550 m d'altitude, et que nous attribuons au stade PN1 (vue 11, Figure 69). Dans le lit majeur actuel de la rivière du Mât au niveau de l'îlet Bananiers, ces coulées PN1 recouvrent de manière discordante une brèche indurée à éléments basiques zéolitisés, que nous

rattachons à l'unité de « brèche noire » (Br.b1) et qui correspond stratigraphiquement à l'intervalle d'érosion entre les stades LM et PN1 (vue 12, Figure 69). La bordure est du plateau de Bélouve est quant à elle délimitée par le rempart de la planèze PN3 du Mazerin (~500 m de haut), dont la base est datée à  $313 \pm 8$  ka (McDougall, 1971) et  $303 \pm 10$  ka (Salvany, 2009) indiquant que les coulées PN4 du plateau de Bélouve comble une dépression creusée dans des coulées du stade PN3 à l'ouest de cette planèze. Un forage de 240 m de profondeur (12275X0092, (ANTEA, 2009)) réalisé sur la limite est du plateau de Bélouve renseigne la présence des basalte à olivine sous 190 m d'unité PN4 et PN3, appuyant une nouvelle fois l'extension limitée de cette dépression à l'est.



FIGURE 69 : (6) COULEES PN1 AFFLEURANT DANS LE REMPART EN RIVE DROITE DU BRAS DE CAVERNE. (7) BRECHE BR.B1 AFFLEURANT DANS LE FOND DE LA RIVIERE ET SOUS LES COULEES PN1. (8) IIGNIMBRITE PRISMÉE AU NIVEAU DU PLATEAU WICKERS. (9) CRETE

*DELIMITANT LE CIRQUE DE SALAZIE DE LA VALLEE DE BRAS DE CAVERNE OU L'ON RETROUVE DE HAUT EN BAS, LES COULEES PN4 REPOSANT SUR UNE PREMIERE UNITE D'IGNIMBRITE REPOSANT ELLE-MEME SUR L'UNITE D'IGNIMBRITE PRISMEE. (10) AMENUISEMENT DES UNITES D'IGNIMBRITE VERS L'AMONT DU CIRQUE SOUS LE PLATEAU DE BELOUVE. (11) COULEES PN4 REPOSANT EN DISCORDANCE SUR L'UNITE D'IGNIMBRITE PRISMEE REPOSANT ELLE-MEME SUR LES COULEES PN1. (12) COULEES PN1 REPOSANT SUR UNITE DE BRECHE BR.B1 DU FOND DE LA RIVIERE DU MAT.*

La succession lithologique coulées PN4, les deux unités d'ignimbrites, coulées PN1, brèche noire se retrouve également en tête de vallée du bras de Caverne au niveau du Trou de Fer (point de vue 13, Figure 70). La base discordante des coulées PN4 du plateau de Bélouve est soulignée par un premier cassé à une altitude ~1050 m, sous laquelle on retrouve les deux unités d'ignimbrite comme cela est proposé par (Michon, 2017b). L'unité inférieure d'ignimbrite est prismatique (vue 14, Figure 70), présente une puissance de presque 300 m, et repose en discordance sur des coulées de basalte à olivine zéolitisé finement litées vers 600 m d'altitude (points de vue 16, Figure 70), que nous observons tout le long de l'étréouiture vers l'aval du bras de Caverne. Ces coulées zéolitisées sont elles-mêmes discordantes sur une brèche basique indurée (vue 17, Figure 70). Par analogie avec le Voile de la Mariée et sa base, ces coulées zéolitisées sont attribuées au stade PN1, et les brèches basales à la brèche noire Br.b1. L'étréouiture creusant la pile stratigraphique d'environ 100 m en aval ne laisse apparaître que les unités de coulées de laves, ce qui suggère que cette brèche noire disparaît ou que son toit s'abaisse vers le nord.

La coupe BB' (Figure 66) illustre l'organisation d'ouest en est des unités géologiques précédemment citées. Comme nous l'avons vu précédemment, le plateau de Bélouve appartient au stade PN4 et se situe dans la continuité de la crête entre la rivière du Mât et le Bras de Caverne, que nous avons interprété comme une inversion de relief. Ce plateau s'est donc nécessairement formé par le remplissage de cette même paléo-vallée et constituait à l'époque la partie évasée vers l'amont de celle-ci (c.à.d. vers l'ouest). Cette paléo-vallée s'est incisée dans les formations des stades PN3, PN2 et PN1, très certaine à la fin du stade PN3, et comblée ensuite par les dépôts du stade PN4 avec d'abord les deux épisodes ignimbritiques entre 190 et 180 ka puis par les coulées de laves et dépôts trachytiques du stade terminal. L'évasement vers l'amont du remplissage PN4 (ignimbrites, coulées et trachytes), et l'inversion de relief typique du comblement d'anciennes vallées nous incitent à considérer ce remplissage comme le comblement d'une paléo-rivière du Mât présentant une morphologie de vallée en amphithéâtre évoluant de manière indépendante par rapport à un hypothétique proto-cirque de Salazie durant cette période (ce point sera détaillé davantage dans la suite de ce chapitre).

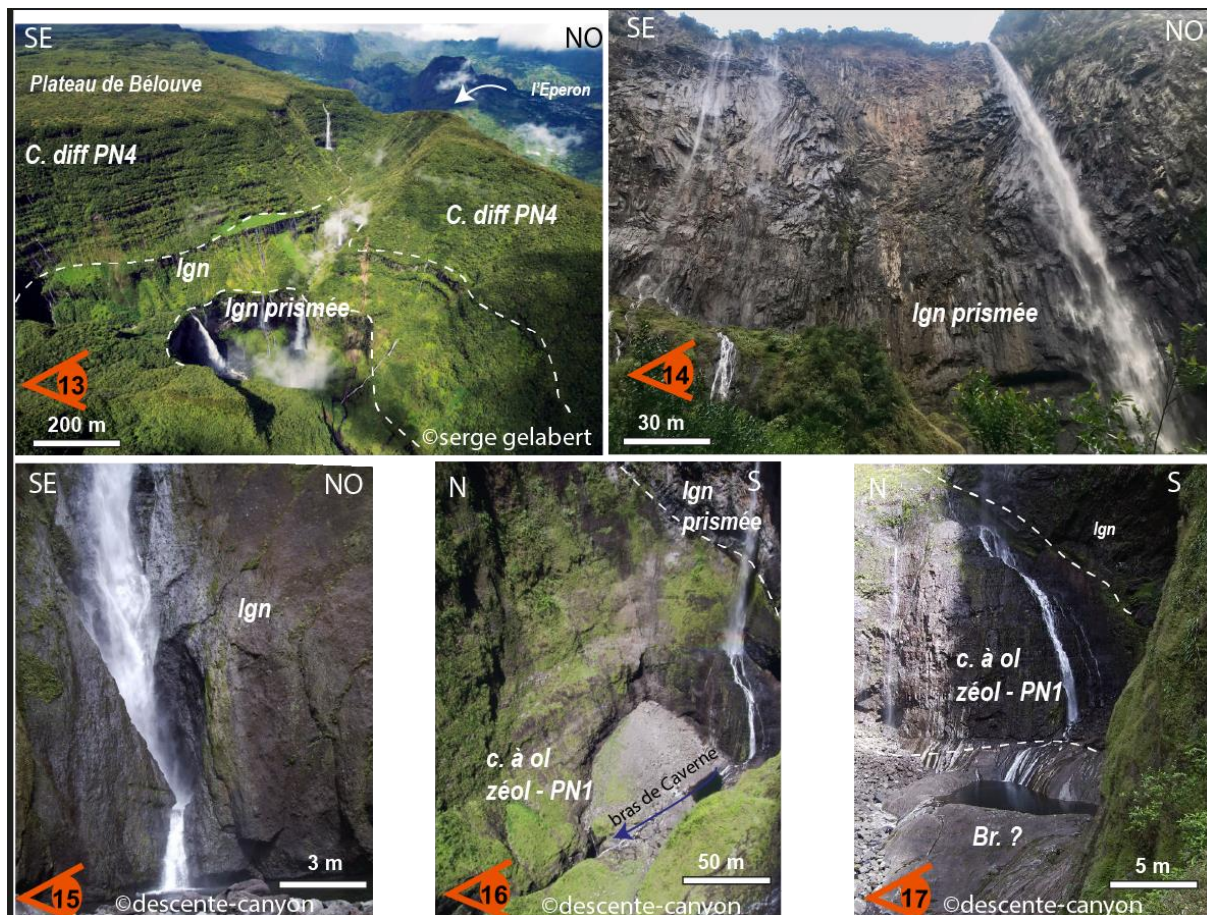


FIGURE 70 : (13) TROU DE FER AVEC DE HAUT EN BAS, LES COULEES PN4 ET LES DEUX UNITES D'IGNIMBRITE. (14) DETAIL DE L'UNITE BASALE D'IGNIMBRITE PRISMEE. (15), (16) ET (17) BASE DU CASSE AVEC L'IGNIMBRITE PRISMEE EN DISCORDANCE SUR DES COULEES PN1, ELLES-MEMES REPOSANT SUR UNE BRECHE BASIQUE INDUREE

La coupe AA' (Figure 66) témoigne de plusieurs étapes de creusement et de remplissage dans la partie aval du cirque de Salazie. Une première dépression a décapé l'ensemble des unités du stade LM de la partie nord du cirque, qui a ensuite été comblée par l'unité PN1. Cette unité PN1 a elle-même été creusée par une large dépression de plusieurs kilomètres affectant la partie nord-ouest du flanc nord du Piton des Neiges et fut comblée par l'activité du stade PN2. Les formations PN2 sont elles-mêmes incisées, puis comblées par l'activité du stade PN3 sous forme de vallée plus étroite. La paléo-vallée du Mât vient ensuite entailler la planèze de PN3 au nord ainsi que les unités basiques en dessous avant de se faire envoyer par les unités PN4 (dépôts d'ignimbrite à ~190 ka et des coulées de laves du stade PN4) Cette paléo-vallée vient ensuite une nouvelle fois se faire inciser par l'actuel bras de Caverne. Il est important de noter que la paléo-vallée du Mât s'est incisée sur plus de 700 m en moins de 20 ka (entre la fin du stade PN3 (~210 ka) et le dépôt d'ignimbrite (190 ka), et le Bras de Caverne actuel s'est incisé sur plus de 800 m en moins de 30 Ka (entre le dépôt pyroclastique Bélouve et l'actuel) ce qui correspond à une moyenne d'incision entre 35 m/ka et 26 m/ka.

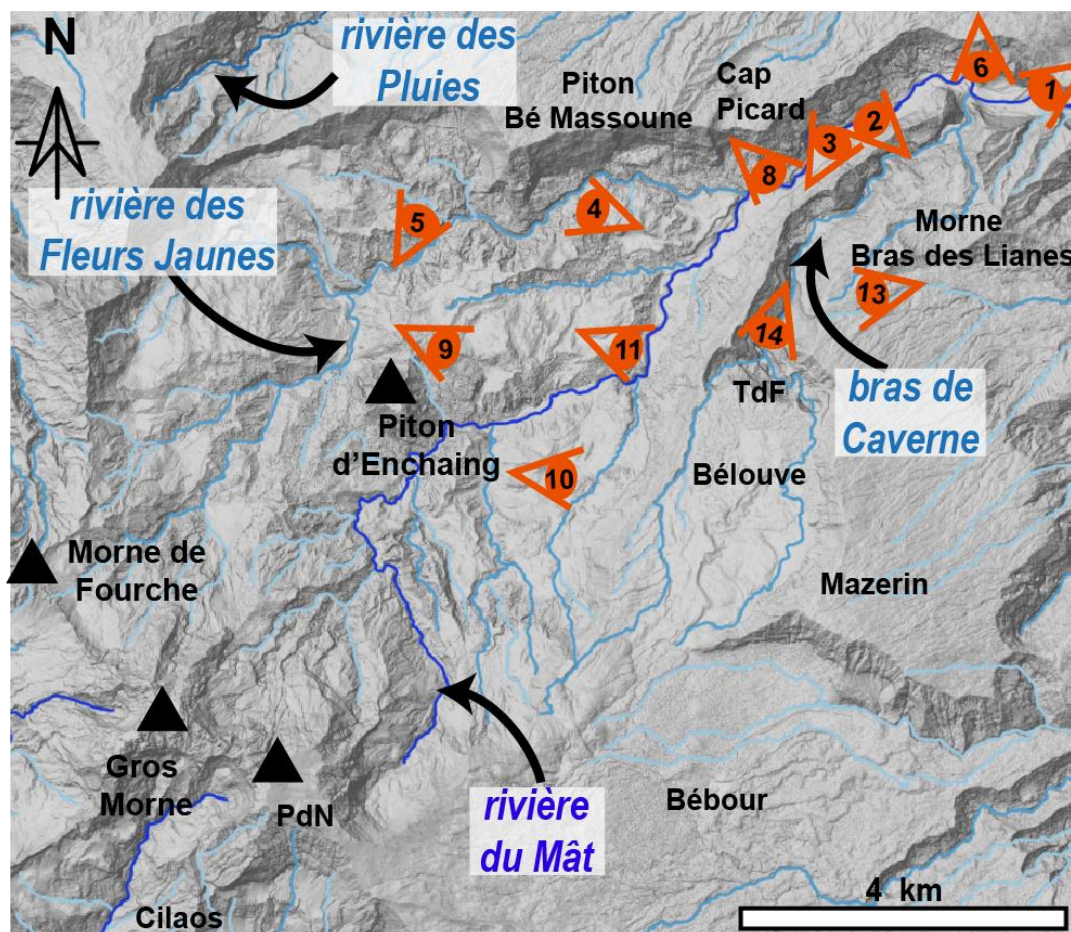


FIGURE 71 LOCALISANT LES DIFFERENTS POINTS DE VUE DES FIGURES 45, 46 ET 47 ILLUSTRANT LA GEOLOGIE DU SECTEUR AVAL DU CIRQUE DE SALAZIE.

### 3.2.1.3. Discordances de la bordure ouest du cirque de Salazie

La bordure ouest du cirque se prolonge par les reliefs du Cimendef et de la Roche Écrite, marquant la limite entre le cirque de Salazie et celui de Mafate. Depuis le point de vue 18 (Figure 72), on observe trois unités au sein du Cimendef. L'unité supérieure est constituée de coulées de laves différenciées accessibles sur le sentier qui mène au Cimendef. La continuité de cette unité sous la Roche Ecrite où des datations sont disponibles permet de l'attribuer au stade PN3. Sous la crête sud du Cimendef menant au Piton Bémale, cette unité PN3 repose sur une formation bréchique dont l'inaccessibilité ne permet pas de caractériser plus précisément la nature, mais témoigne d'épisodes érosifs d'échelle plus restreinte. Sous la crête nord du Cimendef, l'unité de PN3 repose en discordance sur des coulées finement litées de basalte à olivine zéolitisé typiques du stade PN1 (point de vue 18, Figure 72). La continuité de ces coulées se perd plus au nord au profit des coulées PN3 qui semblent combler un creux topographique (point de vue 19, Figure 72). Sous le massif de la Roche Écrite, une unité de brèche indurée intra-PN3 vient reposer en discordance sur les coulées PN3 repérées au niveau



de la Fenêtre (point de vue 19, 20, 21.1 et 21.2, Figure 72) et former une lentille d'emprise restreinte (~1,4 Km de long pour une épaisseur d'environ 200 m). Cette lentille se situe sous les coulées de laves différenciées du rempart de la Roche Écrite dont deux âges de  $247 \pm 20$  ka et  $313 \pm 24$  ka (Kluska, 1997) attestent leur appartenant au stade PN3 (point de vue 20, Figure 72) et des coulées basaltiques repérées le long de la route menant à la Mare à Martin et datées à  $316 \pm 7$  ka et  $357 \pm 8$  ka (Cruchet et al. 2008).

Au-dessus de l'îlet Ronde, au niveau de la tête de vallée de la rivière des Pluies, on retrouve la succession lithologique coulées PN3 reposant directement sur les coulées PN1, vers 1250 m d'altitude (cartographie de Michon et al. (2020)). La présence de ces coulées PN1 confirme l'emprise restreinte (à l'intérieur du cirque) de la brèche intra-PN3 repérée sous la Roche Ecrite entre 1300 et 1100 m d'altitude. Cependant, de part et d'autre de l'îlet Ronde et l'îlet lui-même, les coulées du stade PN2 viennent recouvrir ces coulées PN1 de manière discordante oblitérant la continuité de cette unité à l'ouest et à l'est (points de vue 21 et 22, Figure 72). Les coulées PN1 sont retrouvées sous cette unité PN2 vers 800 m d'altitude dans le fond de la rivière des Pluies, sous l'unité de brèche anté-PN2 (Michon et al., 2020). Ainsi, le remplissage par le stade PN2 est caractéristique d'un remplissage d'une tête de vallée déjà creusée dans les coulées PN1, dont les coulées repérées à 1200 m d'altitude constituaient l'ancienne tête de vallée. Le flanc nord du Piton des Neiges était déjà donc profondément incisé à la fin du stade PN1 par une paléo-rivière des Pluies dont l'extension au sein du cirque de Salazie n'est pas avérée. Il est possible que la bordure sud de cette paléo-vallée se situe sous l'actuelle sommet de la Roche Ecrite, ce qui serait cohérent avec la présence de coulées PN2 sous la Roche Ecrite, côté Mafate et l'altitude « élevée » des coulées PN1 sous le Cimendef (~1600 m) et sous la Roche Ecrite (~1500 m) limitant vers le sud-ouest l'extension de cette paléo-vallée des Pluies. La brèche intra-PN2 observée à la base de la Roche Ecrite dans Salazie ne serait donc pas associée à l'unité de brèche de Bé Cabot comme proposé par Belle (2015), mais plutôt à une brèche qui témoigne d'une érosion active durant la phase de construction du stade PN3 du Piton des Neiges.

Sur la bordure nord du cirque de Salazie, depuis le sommet de la plaine des Fougères jusqu'à 1200 m d'altitude on retrouve les coulées PN3 reposant sur une unité plus ancienne (point de vue 24, Figure 72), non accessible pour en déterminer la nature. En revanche, une unité basique et très fortement zéolitisée avec des passées plus ou moins indurée a été repérée plus à l'est, le long du sentier menant de Bécabot les Hauts à la plaine des Fougères, vers 1100 m d'altitude. A la base de l'îlet de Bécabot les Hauts, un contact entre une brèche basique à éléments zéolitisés (Br.b2) sur les coulées PN1 de la rivière des Fleurs Jaunes est repéré vers 650 m d'altitude au niveau de la ravine de Bécabot. La présence de cette brèche et l'observation de ce contact nous incite à interpréter l'unité repérée à la base du rempart comme la continuité de cette brèche zéolitisée. Cependant, nous ne pouvons exclure que cette unité zéolitisée soit la continuité des coulées PN1 repérées dans la tête de vallée de

la rivière des Pluies (Michon et al., 2020) impliquant dans ce cas que cette brèche Br.b2 est cantonnée à l'intérieur du cirque, comme cela avait été proposée par Chaput (2013). Dans notre cas, en considérant que les coulées PN3 reposent sur l'unité Br.b2 nous suggérons que cette brèche comble une paléo-dépression, indépendante de celle de la rivière des Pluies, creusée après l'édification du stade PN1. Ce creux topographique dans les coulées anciennes est également suggéré sur les coupes issues de la modélisation des données électromagnétiques et magnétiques sous la Plaine des Fougères (Peyrefitte et al., 2020). La coupe BB' (Figure 66) illustre l'organisation de ces dépressions entaillant le stade PN1 du flanc nord du Piton des Neiges. Ainsi, tout comme sa bordure est, la limite ouest du cirque de Salazie est dominée par la présence de la vallée de la rivière des Pluies qui est présente depuis au moins la fin du stade PN1. La coupe BB' illustre notamment la présence de ces deux vallées aux bordures du cirque actuel. Une nouvelle fois, nous mettons en avant la profonde incision par des vallées en amphithéâtres qu'à subit le flanc nord du Piton des Neiges. La partie centrale du flanc nord, située sous la plaine des Fougères enregistre également un creux topographique de près de 4 Km de largeur creusée dès la fin du stade PN1 et comblé en partie par l'unité de brèche Br.b2.

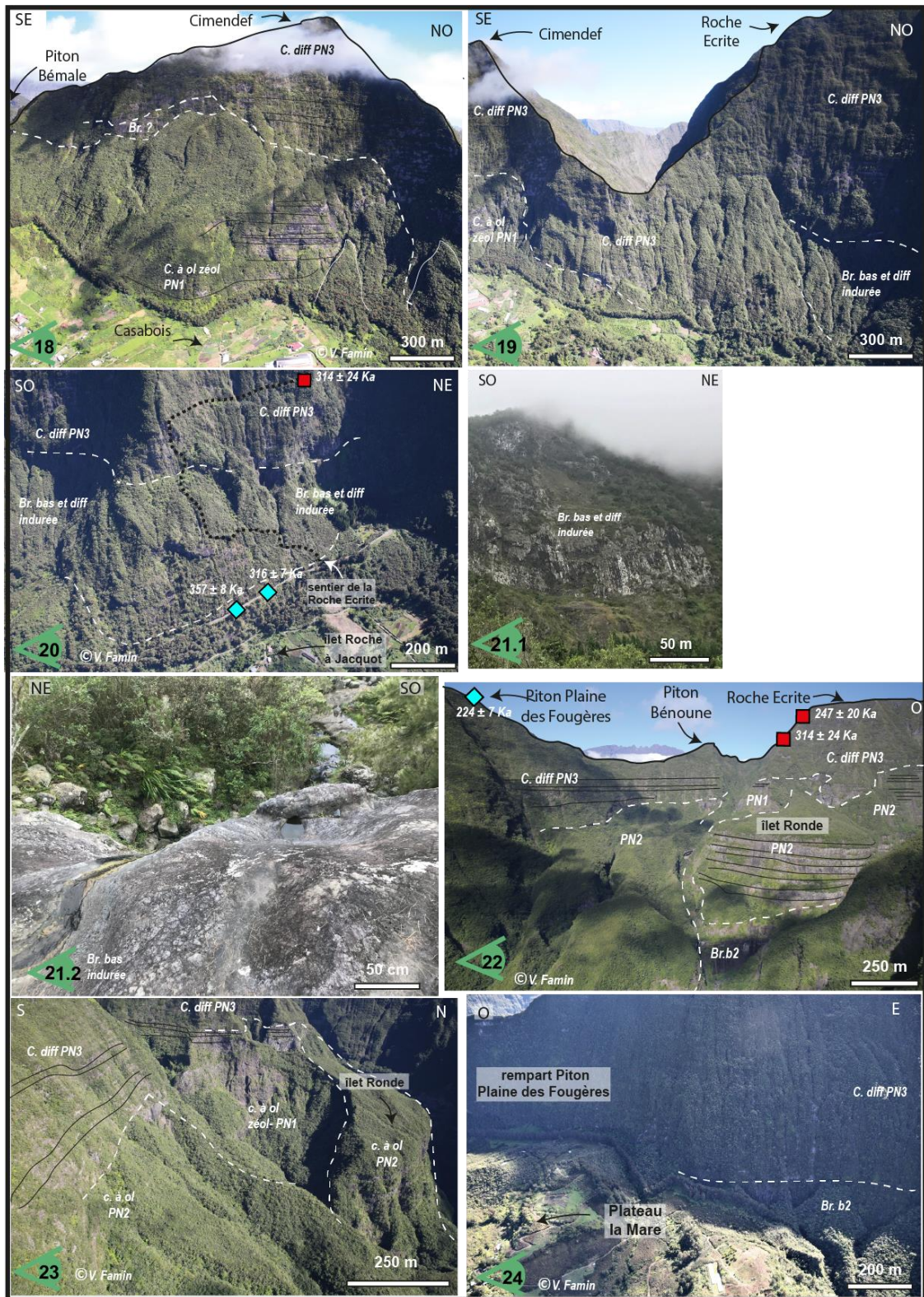


FIGURE 72 : (18) COULEES PN3 REPOSANT LES COULEES FINES PN1. (19) CONTINUITE DES COULEES PN3 REPOSANT EN DISCORDANCE SUR LES COULEES PN1 CREUSEES. UNE BRECHE INTRA-PN3 VIENT REPOSER EN DISCORDANCE SUR CES COULEES PN3 REPEREES SOUS LA FENETRE. (20) CONTINUITE DE L'UNITE DE BRECHE INTRA-PN3 ENTRE LES COULEES PN3 DE LA ROCHE ÉCRITE ET LES COULEES PN3 DATEES EN DESSOUS. (21.1) ET (21.2) AFFLEUREMENT DE LA BRECHE INTRA-PN3 DANS LE REMPART DE LA ROCHE ÉCRITE. (22) ET (23) TETE DE LA VALLEE DE LA RIVIERE DES PLUIES AVEC COULEES PN3 DE LA ROCHE ÉCRITE, REPOSANT SUR LES COULEES PN2 ET LES COULEES PN1 EN AMONT DE L'ÎLET RONDE (24) COULEES PN3 DE LA PLAINE DES FOUGERES REPOSANT VERS 1200 M SUR UNE UNITE BASIQUE ZEOLITISEE ANCIENNE.

#### 3.2.1.4. Le Piton d'Enchaing et le complexe hypovolcanique de la rivière du Mât

Le Piton d'Enchaing est le seul relief constitué de laves au sein du cirque de Salazie. Il est formé de roches pintades, dont deux âges  $99 \pm 4$  ka (Gillot and Nativel, 1982) et  $138 \pm 4$  ka (Kluska, 1997) indiquent une mise place lors du stade PN4. Ces coulées de laves ont la particularité de présenter un pendage de  $\sim 30^\circ$  vers le sud (point de vue 25, Figure 73) alors que les coulées de laves du même stade présentent au niveau du plateau de Bélouve un pendage vers le nord. Ces coulées de laves reposent sur une ignimbrite datée à  $184 \pm 10$  ka (Kluska, 1997) et qui présente elle aussi la même inclinaison vers le sud. Étant donné son âge et sa fabrique, cette formation est à raccorder à l'ignimbrite supérieure du bras de Caverne plutôt qu'à l'ignimbrite prismée inférieure. Cette ignimbrite n'est pas recoupée par le forage de gradient SGTH-1 (Figure 73) situé en rive droite de la rivière des Fleurs Jaunes (point de vue 25, Figure 73), mais semble être repérée dans le forage géothermique SLZ-1 (Figure 73) situé au nord de l'édifice (point de vue 28, Figure 74), entre la côte 36 m et 43 m. Nous discuterons de la réalité de cette interprétation à la fin de ce paragraphe.

La coupe CC' (Figure 66) illustre la position centrale du Piton d'Enchaing au sein du cirque et également la position basse de ce relief différencié par rapport aux unités du même âge repérées dans le rempart de Bélouve (ignimbrite de 180 ka et coulées PN4). Depuis le point de vue 25 (Figure 73), on observe le flanc ouest du Piton d'Enchaing dont la base apparaît en rive droite de la rivière des Fleurs Jaunes. Dans ce secteur, le lit de la rivière des Fleurs Jaunes laisse apparaître une pile de sills différenciés dont le pendage est d'environ  $20^\circ$  vers l'est (point de vue 26, Figure 73), et dont l'analyse sur roche totale de l'une d'entre-elles révèle la composition d'un trachyte comenditique (Nativel, 1978). Plus en amont, ces sills de trachytes sont retrouvés le long de la rivière en rive droite et gauche (point de vue 27, Figure 73) et recoupent une unité de brèche, interprétée comme l'unité de la brèche noire. En aval, ce sont des coulées de laves à olivines zéolitisées datées à  $\sim 1400$  ka (Famin, comm. pers) qui affleurent en rive gauche et droite et constituent la base de l'ensemble des îlets. Le forage SGTH-1 situé en rive droite du lit de la rivière au niveau du pont indique que le Piton d'Enchaing repose sur une unité de coulées de laves à olivines zéolitisées d'une puissance de  $\sim 150$  m. Cette unité de coulées de lave est particulièrement fracturée et intrudée par des intrusions basiques et différenciées. Le toit de l'unité de brèche noire sous-jacente est recoupé à la côte 175 m, soit à une altitude  $\sim 500$  m, et ce jusqu'au fond de fouille (Figure 73).

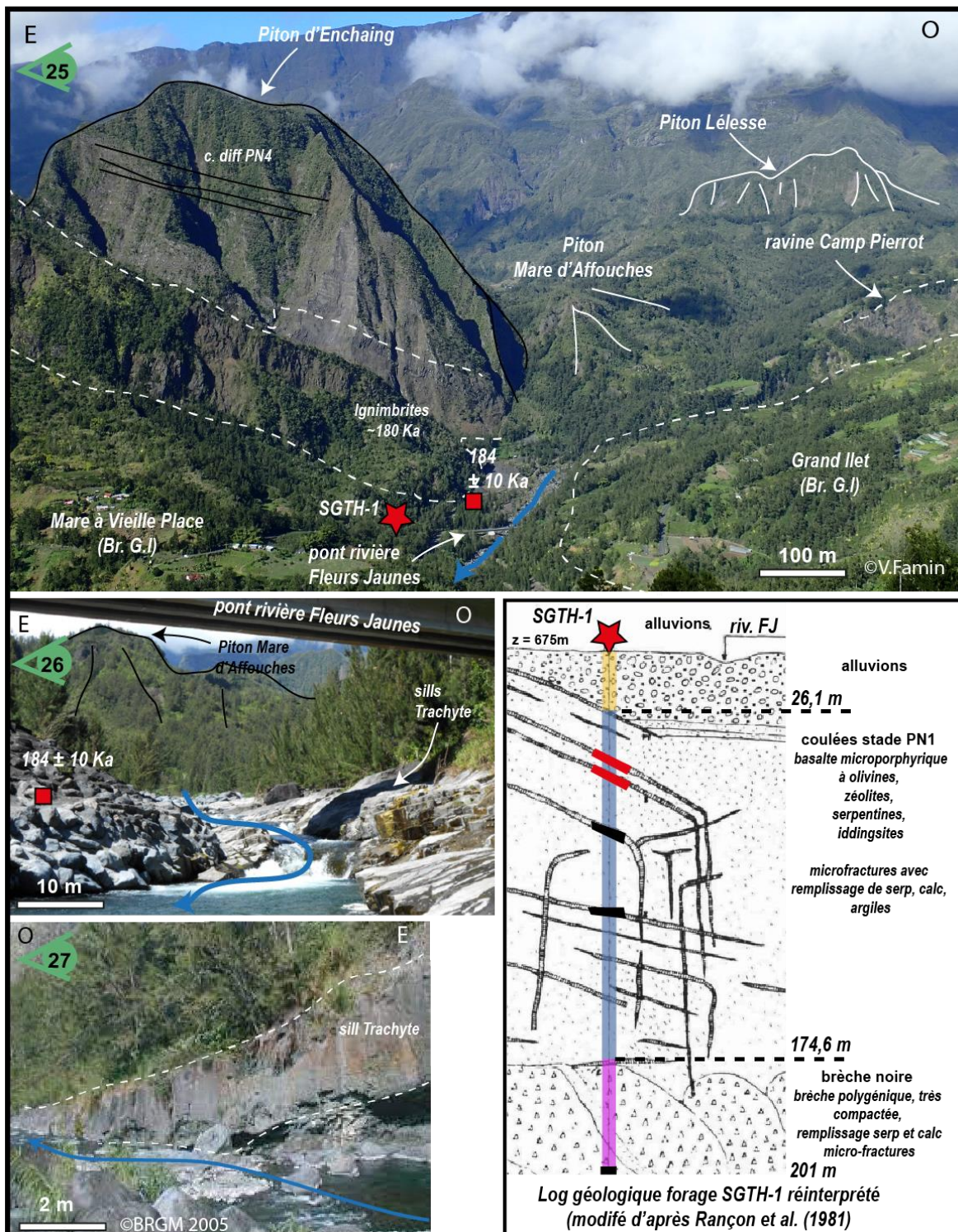


FIGURE 73 : (25) LE PITON D'ENCHAING OBSERVE DEPUIS LE REMPART NORD DU CIRQUE DE SALAZIE AVEC L'UNITE DE COULEES DE LAVES ET D'IGNIMBRITE BASCULEES VERS LE SUD-OUEST. LA BASE DU PITON D'ENCHAING REPOSE LE LONG DE LA RIVIERE DES FLEURS JAUNES OU UNE PILE DE SILLS DIFFERENCIES A PENDAGE VERS L'EST (POINT DE VUE 26) QUI SE PROLONGE EN AMONT (POINT DE VUE 27). LA POSITION DU FORAGE D'EXPLORATION GEOTHERMIQUE SGTH-1 REALISE EN 1980 ET SON LOG GEOLOGIQUE REINTERPRETE SONT EGALEMENT RENSEIGNES.

Depuis le point de vue de Bélouve (point de vue 28, Figure 74), on observe le flanc est et sud du Piton d'Enchaing. Les coulées de laves qui le constituent sont des roches pintades datées à  $138 \pm 4$  ka (Kluska, 1997) et  $99 \pm 4$  ka (Gillot et Nativel, 1982)) permettant de les attribuer de manière certaine au stade PN4. On retrouve le pendage vers le sud des coulées ainsi que de l'unité d'ignimbrite sous-jacente. La base du flanc est du Piton d'Enchaing repose sur des coulées de laves verticalisées de basalte à olivine zéolitisé qui apparaissent en rive gauche et en rive droite de la rivière du Mât (point de vue 29 et 30, Figure 74). En remontant la rivière du Mât jusqu'à sa confluence avec la ravine Olivette, au pied du versant sud du Piton d'Enchaing, on observe un contact faillé (N130, 062N, 080E) entre l'unité de coulées de laves basculée et la brèche noire qui est particulièrement déconsolidée dans ce secteur. Vers l'amont, cette brèche noire affleure sur  $\sim 700$  m dans le lit de la rivière, jusqu'à la sill zone d'Ilet à Vidot largement décrite dans plusieurs publications (Famin et Michon, 2010; Chaput et al., 2014; Berthod, 2016; Famin et al., 2016). Ces sills, de nature basique à ultrabasique en majorité, forment une pile d'environ 50 m, isolant localement des lentilles de gabbro. Certains sills présentent une déformation cisailante et un faciès schiste vert, témoignant d'une déformation active lors de leur injection. Plus en amont encore, dans le secteur de la passerelle d'Ilet à Vidot, on retrouve cette pile de sills en contact avec un gabbro dont le toit présente également une déformation cisailant. Cette zone constitue une zone de déformation majeure affectant le flanc nord du Piton des Neiges et qui est communément appelée le détachement de Salazie. Ce détachement affecte le toit du gabbro par une déformation cisailante lente et majoritairement cassante dans lequel est venu s'injecter la pile de sills. Cette pile de sills est ensuite décapée par la mise en place de la brèche noire, qui est associée à la mise en place d'une déstabilisation de flanc vers le nord. L'âge de mise en place de cette déstabilisation de flanc se situe probablement entre le stade LM et le stade PN1. Cette déstabilisation de flanc explique l'altitude basse des coulées LM repérées en aval du cirque de Salazie (coupe AA', Figure 66).

Le gabbro fait partie d'un complexe plutonique continu d'échelle régionale, repéré à l'affleurement au niveau de 4 sites le long de la rivière du Mât, avec une composition de gabbro au niveau de la passerelle (point de vue 31, Figure 74) et de la ravine Lebeau, puis sous forme de péridotites en amont de Trou Blanc. Les formations ultramafiques recoupées par le forage SLZ-1 plus au nord sont interprétées comme la continuité de ce complexe plutonique plus au nord, et l'anomalie gravimétrique repérée par Lénat et al. (2001) correspond à l'extension de ce complexe (Gailler et Lénat, 2012). L'évolution pétrographique et géochimique de ces roches intrusives suggère une mise en place en plusieurs épisodes durant l'édification du Piton des Neiges (Berthod et al., 2020). Ce complexe plutonique ultra-mafique est recoupé par l'intrusion de micro-syérite affleurant sur deux sections principales de plus de 350 m dans le secteur de Trou Blanc (points de vue 32, 33, 34, Figure 74). En amont du secteur de Trou Blanc, on retrouve cette brèche noire en contact sur le complexe plutonique ultra-mafique. Tout comme à l'aval, ce contact est intrudé par des sills basiques, puis différenciés.

L'organisation générale de la coupe CC' établie (Figure 66) implique un toit des coulées zéolitisées du stade PN1 à plus basse altitude à l'intérieur du cirque de Salazie par rapport à ses bordures (rempart sous Bélouve et sous la Fenêtre (entre le Cimendef et la Roche Écrite)). Cela indique qu'un creux topographique s'est formé dans le cirque de Salazie après le stade PN1 et qui est dans la continuité de celui identifié dans la coupe BB' (Figure 66). Dans les deux cas, ce creux est en partie comblé par des brèches, elles-mêmes remaniées et affectées par des glissements lents très récents ou actuels. Antérieurement au stade PN1, le flanc nord du Piton des Neiges a subi une déstabilisation de son flanc nord, dont la brèche noire en est le témoignage. Cette déstabilisation vient recouvrir un détachement lent affectant le toit du gabbro, formation la plus ancienne du cirque de Salazie. Ainsi, la présence de ce détachement, la présence de cette brèche noire, et la présence d'une grande quantité de matériel volcanoclastique en mer (Oehler et al., 2004, 2005, 2008) sont autant d'arguments cohérents avec la présence d'une grande dépression ouverte vers le nord entre le stade LM et le stade PN1 du Piton des Neiges, à la suite d'une déstabilisation de grande ampleur repérée sur les coupes AA', BB' et CC' (Figure 66). La coupe CC' (Figure 66) met également en lumière, avec les arguments précédemment cités, que les coulées différenciées du Piton d'Enchaing ne sont pas en place. Cela implique que ce relief est un olistolithe faisant partie d'un glissement lent, post 100 ka (âge des coulées du sommet de celui-ci) dont l'unité de brèche noire (Famin et Michon, 2010) constitue la surface de glissement.

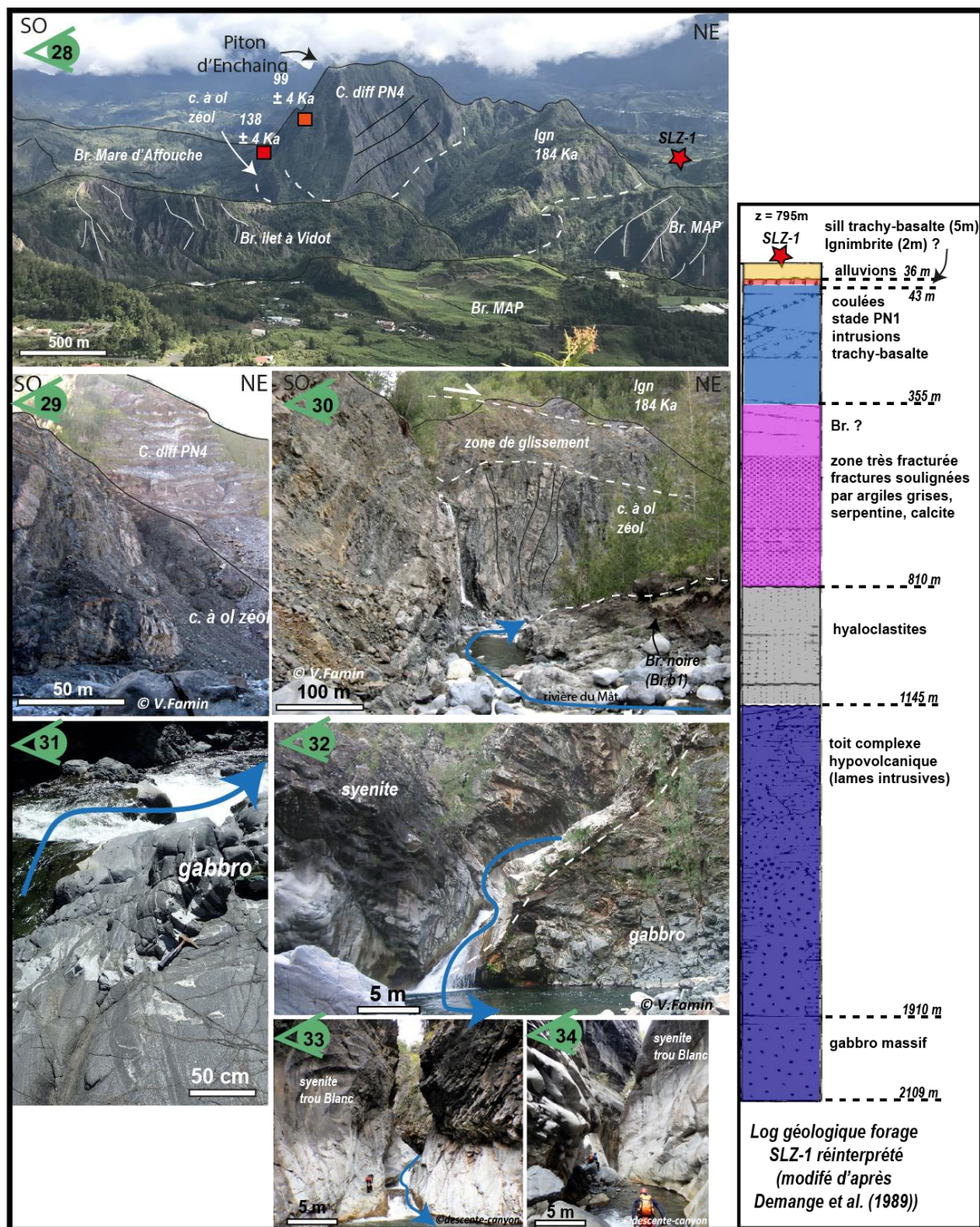


FIGURE 74 : (28) LE PITON D'ENCHAING VU DEPUIS LE REMPART DE BELOUVE, OU L'ON OBSERVE LE PENDAGE DES COULEES PN4 VERS LE SUD AINSI QUE LE CONTACT SUR L'UNITE DE BRECHE D'IGNIMBRITE PRESENTANT LA MEME ORGANISATION. LE FORAGE GEOTHERMIQUE PROFOND SLZ-1, DONT NOUS REINTERPRETONS LE LOG STRATIGRAPHIQUE, SE SITUE SUR LE PLATEAU DE MARE A VIEILLE PLACE AU NORD DU RELIEF DU PITON D'ENCHAING. (29) BASE DU PITON DU PITON D'ENCHAING LE LONG DE LA RIVIERE DU MAT OU L'ON OBSERVE DES COULEES DE LAVES ZEOLITISEES ET VERTICALISEES (30). (31) AFFLEUREMENT DE GABBROS LITES SUR LE SITE DE LA PASSERELLE EN AMONT DU PITON D'ENCHAING ET EN AVAL DE TROU BLANC. (32) RECOUPEMENT DU COMPLEXE GABBROÏQUE PAR DES INTRUSIONS DE SYENITE (33) ET (34) AFFLEUREMENT DE LA MICROSYENITE SUR DEUX SECTIONS DE 350 M ET FORMANT L'ENCAISSEMENT DE LA RIVIERE DU MAT.



### 3.2.1.5. Continuité de l'unité de brèche Br.b2 à l'intérieur du cirque

Comme énoncé dans le paragraphe 3.2.1.3, une unité de brèche basique à éléments zéolitisés (Br.b2) a été observée à la base du rempart nord sous la Plaine des Fougères. Cette brèche est également observée en plusieurs endroits à l'intérieur du cirque et sont décrits ci-dessous. Il est important de noter que cette brèche présente des degrés d'induration variable, essentiellement dû à l'influence des glissements récents la remaniant (Belle, 2014).

Comme énoncé précédemment, l'unité Br.b2 est observée dans le canyon de Bé Cabot en contact faillé sur des coulées de basalte à olivine zéolitisé vers 600 m d'altitude (point de vue 35, Figure 75). Une brèche identique est repérée sous le pont de la ravine Roche à Jacquot (points de vue 35.1 et 35.2, Figure 75, (Belle, 2014)) vers 850 m d'altitude, où elle recouvre des coulées de basalte à olivine zéolitisé qu'un âge non publié à ~1400 ka permet d'attribuer au stade PN1 (Famin, com. pers.). En allant vers le sud du cirque de Salazie, on retrouve également une brèche similaire toujours reposant sur des coulées de basalte à olivine zéolitisé à de multiples endroits : (1) dans la rivière des Fleurs Jaunes en aval de la ravine Camp Pierrot où le contact brèche-sur-PN1 est une faille normale majeure (N087 58N 86E) vers 730 m d'altitude (point de vue 37, Figure 75) ; (2) sous les plateaux de Grand Sable et de Camp Pierrot où la rivière des Fleurs Jaunes et la ravine Grand Sable exposent un contact brèche-sur-PN1 intrudé par des sills (vers 800 m d'altitude) ; (3) sous la Plaine des Merles dans la ravine Pont de Chien vers 1400 m d'altitude (point de vue 39, Figure 75), et la ravine Blanche à 1530 m d'altitude. Cette unité de brèche constitue également la base du Piton Lélesse et présente une puissance ~100 m avec un toit situé à ~1100 m d'altitude.

Nous n'avons pas observé de caractéristique structurale propre à une brèche d'avalanche de débris (e.g. jigsaw-crack, figures de fluidité) ainsi, nous proposons que cette brèche Br.b2 soit une brèche d'érosion comblant une dépression creusée entre le stade PN1 et PN2 du Piton des Neiges située dans la continuité de la paléo-dépression repérée plus en aval sur la coupe AA' et BB' (Figure 66).

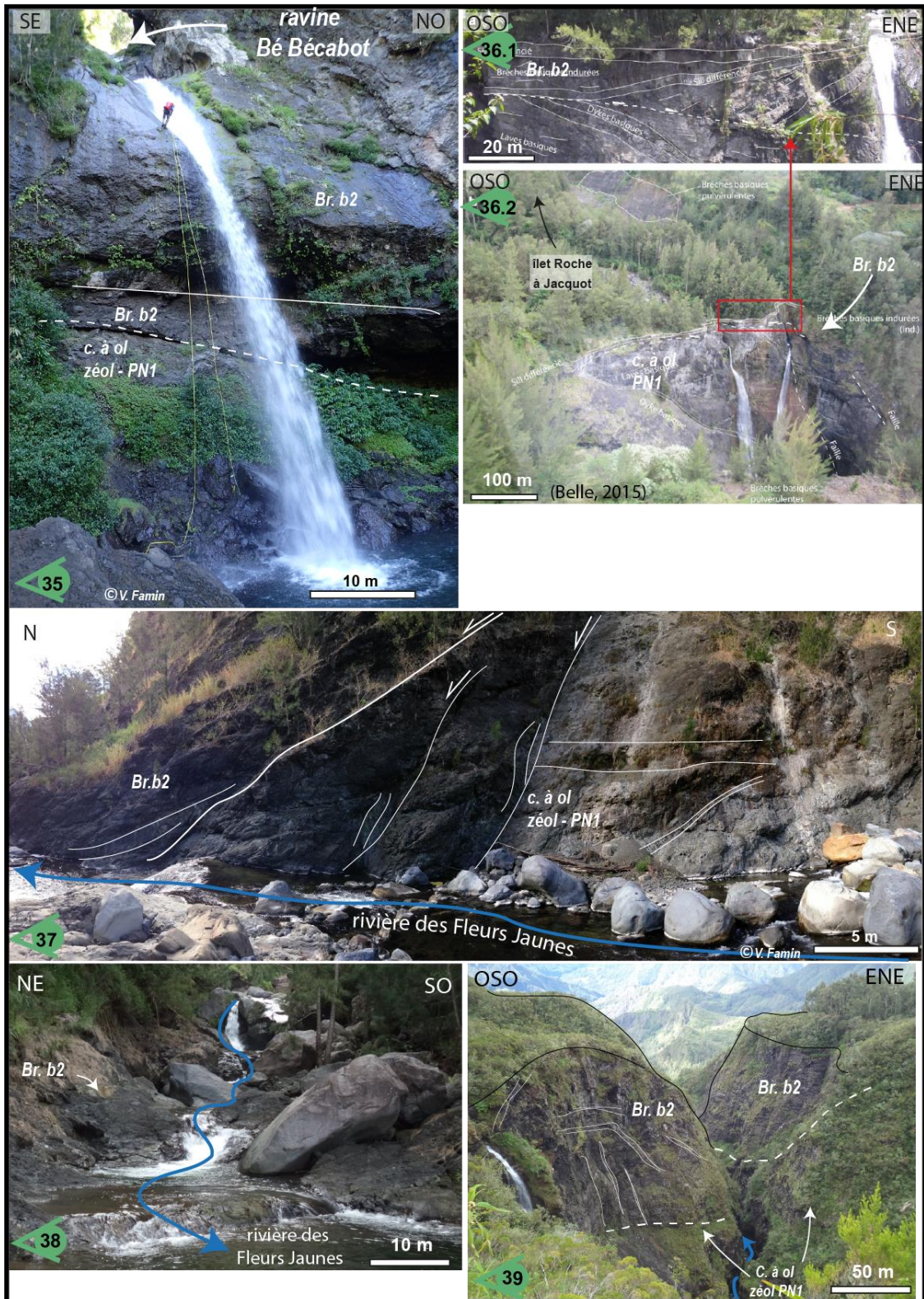


FIGURE 75 : (35) CONTACT FAILLE BR.B2 SUR COULEES PN1 RAVINE BE CABOT. (36.1) ET (36.2) BR.B2 AU-DESSUS DES COULEES PN1 AU NIVEAU DE LA RAVINE A JACQUOT (MODIFIÉ D'APRES BELLE (2015)). (37) FAILLE METTANT EN CONTACT LA BRECHE BR.B2 SUR LES COULEES PN1 LE LONG DE LA RIVIERE DES FLEURS JAUNES. (38) ET (39) BR. b2 AFFLEURANT DANS LE FOND DE LA RIVIERE FLEURS JAUNES SOUS GRAND SABLE. (40) BR.B2 REPOSANT SUR COULEES PN1 AU NIVEAU DU CASSE DE LA CASCADE DE LA RAVINE DU CHIEN SOUS LA PLAINES DES MERLES.

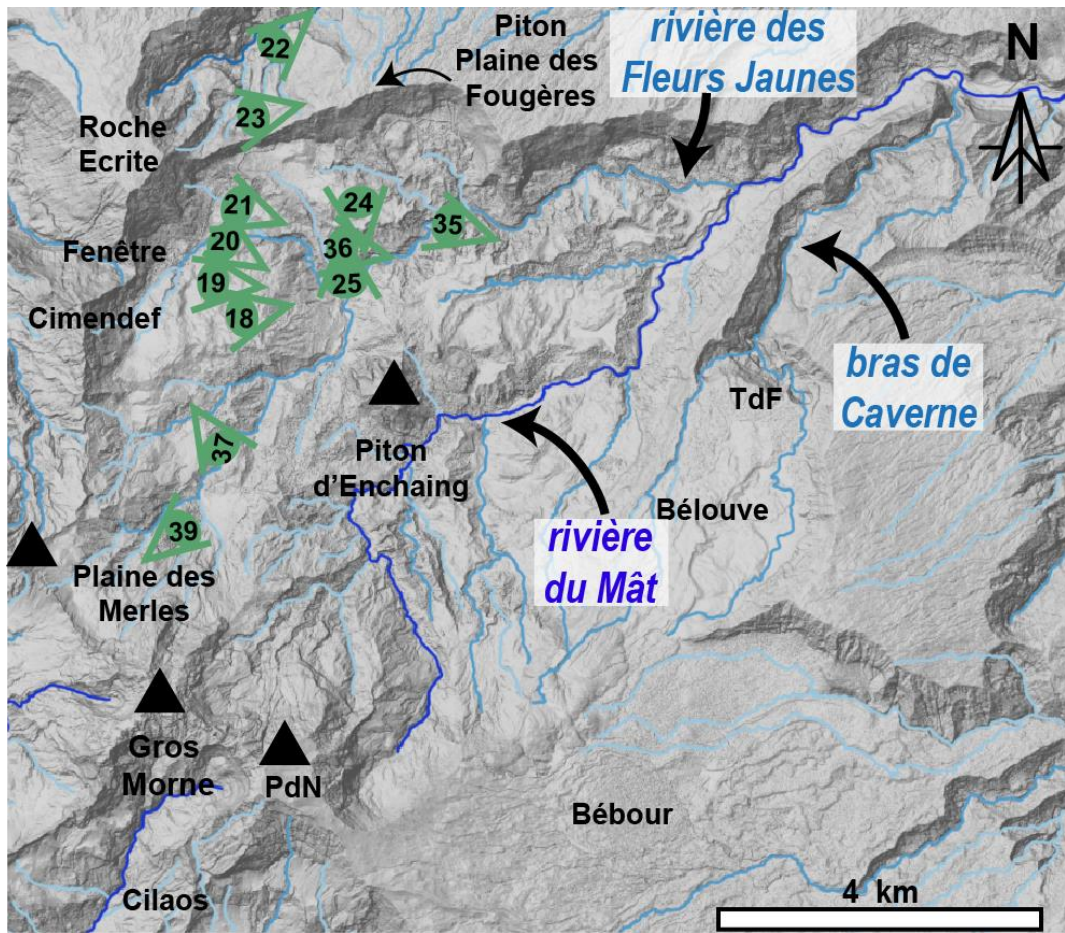


FIGURE 76 : LOCALISANT LES DIFFERENTS POINTS DE VUE ILLUSTRÉS DES FIGURES 49, 50, 51, ET 52 DE LA GÉOLOGIE DU SECTEUR OUEST DU CIRQUE DE SALAZIE.

### 3.2.1.6. Zone interne du cirque de Salazie, bordure sud-est et sud-ouest du cirque.

La limite sud-ouest du cirque de Salazie est caractérisée par la crête du secteur du col des Bœufs. A ce niveau de nombreuses failles normales sont observées au sein d'une unité de coulées de basalte à olivine zéolitisé finement litée, que nous attribuons au stade PN1 et comme proposé par la majorité des auteurs (Chevallier, 1979; Kluska, 1997; Lacquement et Nehlig, 2008; Chaput, 2013). Un premier jeu de failles normales N130 et N160 à pendage interne (sud-ouest) affectent ces coulées de laves PN1 à l'ouest du Morne de Fourche et un second jeu de failles de direction N030 et N060 à pendage sud-est affectent cette même unité PN1 au sud du Morne de Fourche (points de vue 40.1, 40.2, 40.3, Figure 77). Comme au col de Taïbit, ces failles abaissent le toit de cette unité PN1 vers l'amont : Ainsi, le toit des coulées passe de 2100 m d'altitude au niveau du Morne de Fourche à 1950 m puis avant de disparaître par contact faillé sous une brèche ignimbritique. Le toit des coulées PN1 est retrouvé à une altitude de 1700 m dans la partie amont de la ravine Blanche où elle est surmontée par l'unité d'ignimbrite (point de vue 41, Figure 77). Ainsi, le toit de l'unité PN1 est abaissé dans la zone interne du Piton des Neiges de près de 400 m par rapport au col des Bœufs et est recouverte d'une ignimbrite d'une puissance d'environ 150 m. Cette unité de brèche ignimbritique est dans la continuité de celle du col du Taïbit et du plateau de Kerval datée à  $176 \pm 6$  ka (Kluska, 1997). Tout comme pour la crête du Taïbit, cette ignimbrite est recouverte en discordance par des coulées de basalte à feldspath vers 1900 m au niveau du col de Fourche datées à  $116 \pm 14$  ka (Kluska, 1997) ce qui permet de les attribuer au stade PN4. Tout comme au Taïbit, l'abaissement interne de l'unité par des failles normales, et le remplissage de ce creux topographique par une ignimbrite, suggère que la crête du col des Bœufs et du col de Fourche intersecte une caldera légèrement antérieure à 180 ka.

A l'ouest de la ravine Blanche (point de vue 42 et 43.1, Figure 77) on observe une brèche indurée, de composition basique affectée par de nombreuses failles à vergence nord et intrudée par deux sills différenciés d'épaisseur conséquente. Le sill situé en amont de la dalle (points de vue 43.1, Figure 77) est un sill de syénite de 250 m d'épaisseur présentant un débit prismé, le second, d'environ 150 m d'épaisseur, se situe dans la partie basse de cette dalle et a une composition de trachyte comenditique (point de vue 43.2, Figure 77) daté à  $44 \pm 2$  ka (Gillot et Nativel, 1982). Les coulées PN1 apparaissent en aval de cette intrusion entre 1250 et 1300 m d'altitude.

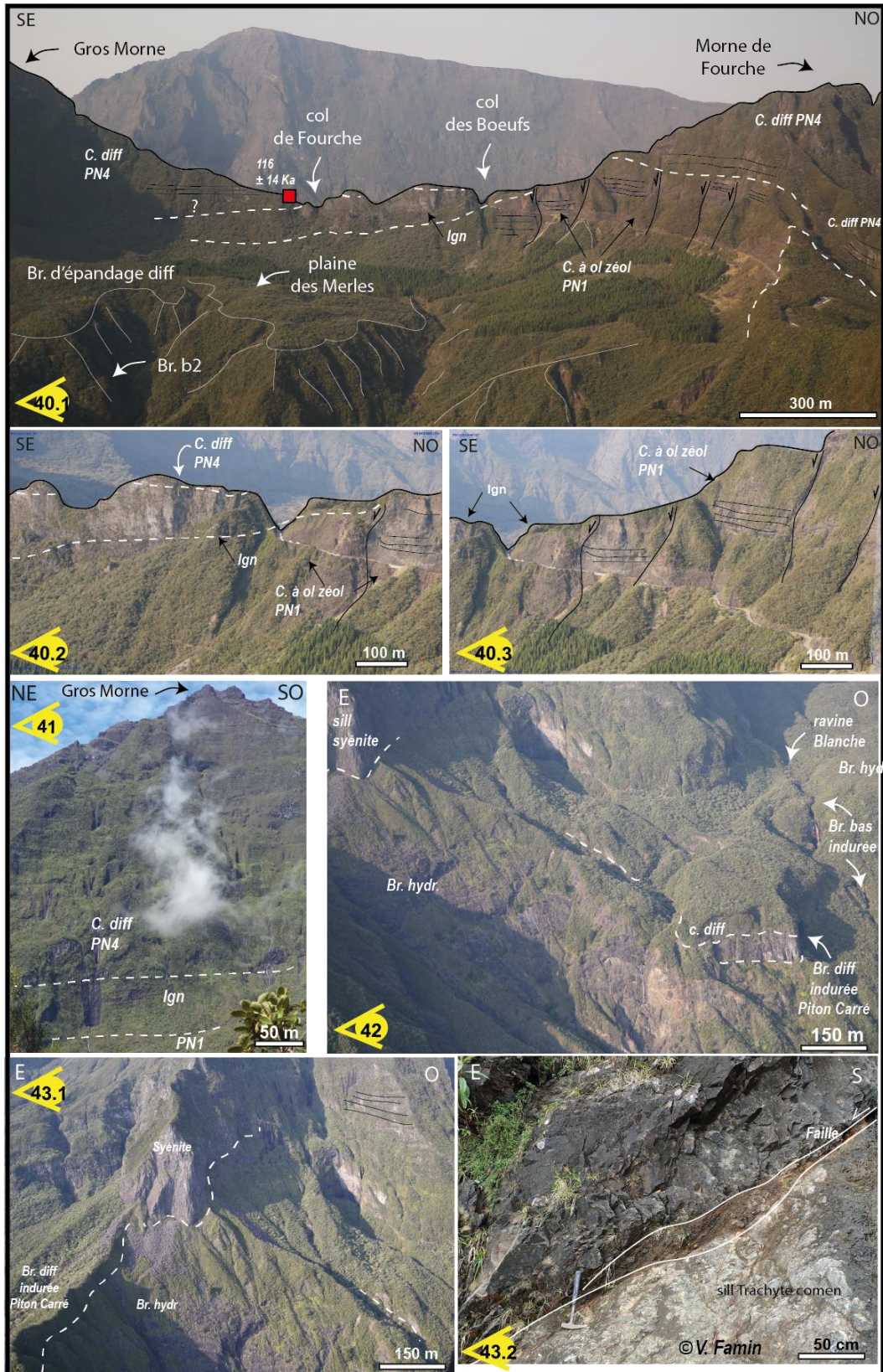


FIGURE 77: (40.1), (40.2) ET (40.3) CRETE DU COL DES BŒUFS SEPARANT SALAZIE DE MAFATE AVEC, DES COULEES PN4 REPOSANT EN DISCORDANCE SUR L'UNITE D'IGNIMBRITE DE 176 KA RECOUVRANT ELLE-MEME DES COULEES PN1 FAILLEES RECOUVRETES VERS LE NORD-OUEST PAR LES COULEES DIFFERENCIEES DU MORNE DE FOURCHE. (41) COULEES PN4 REPOSANT SUR L'IGNIMBRITE QUI REPOSE SUR LES COULEES PN1. (42) ET (43.1) DALLE DE BRECHE HYDROTHERMALE EN AMONT DE GRAND SABLE ET SOUS LE SILL DE SYENITE. (43.2) BORDURE SUD-OUEST DU CIRQUE DE SALAZIE ET LES FAILLES NORMALES AFFECTANT LES COULEES DE BASALTE A OLIVINE ZEOLITISE.

La zone la plus interne du cirque de Salazie, se situe sur les contreforts escarpés du Piton des Neiges et du Gros Morne, et présente une forme en gradins ouvert vers le nord (point de vue 44.1, Figure 78). Grâce à une expédition menée en 2009, dont le trajet est repéré en rouge sur la Figure 78, nous disposons d'informations concernant la succession lithologique au cœur de cette zone, depuis le sommet du Piton des Neiges jusqu'à la ravine Bachelier. De 3000 m d'altitude à 2110 m les unités du stade PN4 (coulées de basaltes aphyriques, basaltes à feldspaths, tuf vert, roches pintades) dominant et viennent reposer sur une brèche polygénique à éléments anguleux et différenciés, définie comme une brèche d'avalanche qui est recoupée par de nombreux dykes aphyriques à pendage nord. Cette brèche polygénique repose vers 2030 m sur une ignimbrite rhéomorphique (~100 m d'épaisseur) présentant des éléments étirés, allongés, s'organisant en lits rouges et noirs (mylonite) et intrudée localement par des dykes de basalte aphyrique (points de vue 45.1, 45.2, 45.3, Figure 78). Entre 1890 m et 1500 m affleure une brèche dont l'induration augmente vers le bas. Cette brèche ne présente pas de jig-saw cracks mais elle est particulièrement fracturée et intrudée (la fracturation et les dykes présentent une vergence vers le nord dominante) et présente une altération dans le faciès schiste vert (point de vue 46, Figure 78). Ce faciès est très proche de celui observé dans le Bras Rouge (cf. paragraphe 3.3.1.7) dans Cilaos, que nous associons à un faciès de brèche hydrothermale. Vers 1450 m d'altitude, cette unité de brèche hydrothermale laisse place aux coulées de basalte à olivine zéolitisé par un contact faillé (point de vue 47, Figure 78). Plusieurs failles normales de direction relativement homogène à pendage nord (N130, 40°N, N110, 85°N, 135, 56°N, N115, 42°N) affectent ces coulées pahoehoe zéolitisées. Plus en aval, au niveau du cassé de la source pétrifiante de la ravine Bachelier, ces coulées reposent en discordance sur une unité de brèche basique indurée et très intrudée. Cette brèche présente le même faciès que la brèche noire (Br.b1) repérée précédemment, le long de la rivière du Mât suggérant que les coulées situées au-dessus sont à associer au stade PN1. Ce contact a également été interprété comme le contact entre les coulées PN1 et la brèche noire par Chaput (2013).

Pour synthétiser sur ce secteur, nous avons caractérisé la succession lithologique comprenant : (1) les coulées et tufs du stade PN4, (2) une brèche d'avalanche différenciée, (3) l'ignimbrite rhéomorphique, (4) la brèche hydrothermale, (5) les coulées PN1 et (6) la brèche noire (Br.b1). Le toit des coulées PN1 passe depuis le secteur du Col des Boeufs d'une altitude ~2100 m, à 1750 m dans la ravine Blanche pour atteindre 1450 m dans le cœur de l'édifice décrit ci-dessus. Les coulées PN1 sont donc abaissées progressivement plus nous nous dirigeons vers l'intérieur de l'édifice, donc vers l'ouest. Il est également important de souligner que les unités géologiques situées dans ce secteur présente



*FIGURE 78 : (44) ILLUSTRANT LA GEOLOGIE DE LA PARTIE INTERNE DU CIRQUE DE SALAZIE (45.1) AFFLEUREMENT D'IGNIMBRITE RHEOMORPHIQUE. (45.2) IGNIMBRITE RHEOMORPHIQUE PRESENTANT DES PASSEES ROUGES ET DES PASSEES NON A MYLONITES. (45.3) ASPECT DE LA BRECHE D'IGNIMBRITE RHEOMORPHIQUE AVEC DES CLASTES EMBALLES DANS UN MATRICE DEFORMEE (MYLONITE). (46) BRECHE HYDROTHERMALE TRES INTRUDEE. (47) COULEES PN1 TRES INTRUDEES SOUS LA BRECHE HYDROTHERMALE. (48) CONTACT FAILLE ENTRE LES COULEES PN1 ET UNE BRECHE BASIQUE PEU INDUREE. (49) COULEES PN1 AFFECTEES PAR DES FAILLES NORMALES, REPOSANT SUR LA BRECHE NOIRE TRES INTRUDEE (Br.B1) AU NIVEAU DE LA RAVINE BACHELIER.*

La bordure sud-est du cirque de Salazie est quant à elle marquée par le creusement de la vallée de la rivière du Mât. La partie supérieure de la tête de cette vallée est caractérisée par la même pile lithologique que celle observée dans la zone interne. On retrouve les coulées différenciées fines, ayant un léger pendage vers le sud-est (point de vue 50, Figure 79), dont le sommet est daté à  $29 \pm 4$ , (Kluska, 1997) indiquant un âge PN4 terminal du Piton des Neiges. Sous ces coulées fines une coulée épaisse de mugéarite (PN4) surmonte une brèche polygénique soudée qui sont toute deux affectées par des failles normales à pendage vers le sud-est et nord-est (point de vue 51.1, Figure 79). L'unité de brèche polygénique contient des éléments anguleux, étirés présentant pour certains une auréole d'altération (point de vue 51.2, Figure 79). L'aspect de cette brèche, ainsi que l'altitude de son toit (~1950 m) Figure 79 diffère de l'unité de brèche ignimbritique repérée au cœur du Piton des Neiges. Cependant, tout comme dans la zone centrale précédemment décrite, on retrouve sous cette unité de brèche ignimbritique, une brèche très fracturée, zéolitisée et altérée dans le faciès schistes verts (reconnaissance terrain V. Famin, 2016) que nous associons à l'unité de brèche hydrothermale. Dans ce secteur, cette unité de brèche hydrothermale est également intrudée par des intrusions de basalte aphyrique, et différencié, cependant la densité d'intrusion est moindre que dans la zone interne.

Cette brèche hydrothermale affleure en rive gauche et en rive droite et se prolonge en aval jusque dans le secteur de la source Manouilh où un contact faillé entre cette brèche et des coulées à olivine zéolitisé est observé (point de vue 52, Figure 79). Il est important de noter trois choses : (1) l'encaissement de la rivière du Mât laisse apparaître la brèche hydrothermale sur plus de 500 m d'épaisseur, ce qui correspond à l'épaisseur de la brèche hydrothermale repérée dans la zone interne (point de vue 52, Figure 79) ; (2) on retrouve dans la brèche hydrothermale, dans la partie amont de la rivière, un sill différencié, semblable à celui observé au-dessus de Grand Sable ; (3) les coulées observées dans le secteur de Manouilh sont des coulées fines, altérées et présentant le même pendage que les coulées observées dans le secteur de la ravine Bachelier (point de vue 52, et 53, Figure 79).

En aval de Manouilh, on retrouve les coulées PN1 reposant sur une brèche basique indurée, fracturée et intrudée qui correspond à l'unité de la brèche noire (point de vue 56, Figure 80) où elle est nappée de brèche non indurée, associée à de la brèche d'épandage plus récente.

Ainsi, nous sommes en accord avec la présence d'une unité de brèche basique indurée dans le cœur de l'édifice du Piton des Neiges déjà décrit par Chaput (2013), cependant nous interprétons cette brèche, non pas comme l'unité de brèche noire, mais comme une unité de brèche hydrothermale.



Nous mettons donc en évidence que cette brèche hydrothermale constitue un remplissage dans la zone interne du Piton des Neiges, qui est bordée par des failles normales de part et d'autre, suggérant ainsi que celle-ci constitue un remplissage de caldera. Le contact faillé entre cette brèche hydrothermale et les coulées PN1 de Manouilh (point de vue 54, Figure 80) est de ce fait interprété comme la limite de cette caldera, que nous relions à la caldera précédemment repérée dans le cirque de Mafate et au niveau du Col des Bœufs.

Cette interprétation repose sur trois arguments : (1) le toit des coulées PN1 apparaît vers 1450-1300 m dans la zone interne, ce qui constitue un abaissement total de près de 800 m, cohérent avec un effondrement à l'intérieure de la caldera ; (2) la présence d'une brèche hydrothermale surmontée par un dépôt de brèche ignimbrique est concordants avec le reliquat d'un remplissage à l'intérieur d'une caldera ; (3) le niveau d'ignimbrite présente une altitude (~2050 m) et une épaisseur homogène (~150-175 m) dans les secteurs de Kerval, du Col des Bœufs, et de la zone interne suggérant que l'ignimbrite a rempli un creux topographique à géomorphologie relativement plane, ce qui est concordant avec la géomorphologie de l'intérieur d'une caldera.

Il est important de noter qu'à proximité ou au niveau des contacts faillés majeurs délimitant cette caldera, on retrouve de manière quasi-systématique des intrusions de basalte différencié très riche en SiO<sub>2</sub> (syénite, trachy-basalte) de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. La zone interne interprétée comme l'intérieur d'une caldera concentre une très grande densité d'intrusion qui tend à diminuer lorsque l'on se rapproche des bordures de celle-ci. Cela est particulièrement bien exprimé dans le cirque de Salazie.

La coupe EE' (Figure 67) synthétise et illustre la répartition de la brèche hydrothermale, et le creux topographique marqué par le toit des coulées PN1. La forte similitude géologique des cols des Bœufs et de Fourche avec le Taïbit implique une continuité de cette bordure de caldera à travers le cirque de Mafate, probablement masquée par des dépôts plus récents. Cette conclusion avait déjà été proposée par Chevallier (1979).

Le secteur amont de la rivière du Mât se situe à l'intersection de plusieurs structures majeures. En effet, il est important de noter que celle-ci localise non seulement la limite est de la caldera différenciée du Piton des Neiges que nous venons de définir, mais elle est également dans la zone d'influence du paléo-cirque des Marsouins creusé dans le stratovolcan du stade PN3. La présence de la brèche noire dans le secteur de Manouilh indique également que la cicatrice de la déstabilisation ayant conduit à sa mise en place post LM est susceptible d'être localisée dans ce secteur et permet d'expliquer en partie l'altitude basse des coulées PN1 repérées en rive droite de la source Manouilh par rapport aux coulées du même stade repérées au col des Bœufs et au niveau du Taïbit. Le pendage vers le sud-est des coulées différenciées constituant la tête de vallée de l'actuelle rivière du Mât est l'un des arguments en faveur de l'impact du paléo-cirque des Marsouins sur ce secteur amont du cirque de Salazie.

La coupe GG' (Figure 66) synthétise quant à elle tout l'empilement stratigraphique sous le Piton des Neiges et met en évidence l'extension de la caldera dans la partie la plus interne du cirque (amont de la ravine Bachelier) et sa superposition à l'évènement de déstabilisation de flanc, dont la brèche noire (Br.B1) est le reliquat.

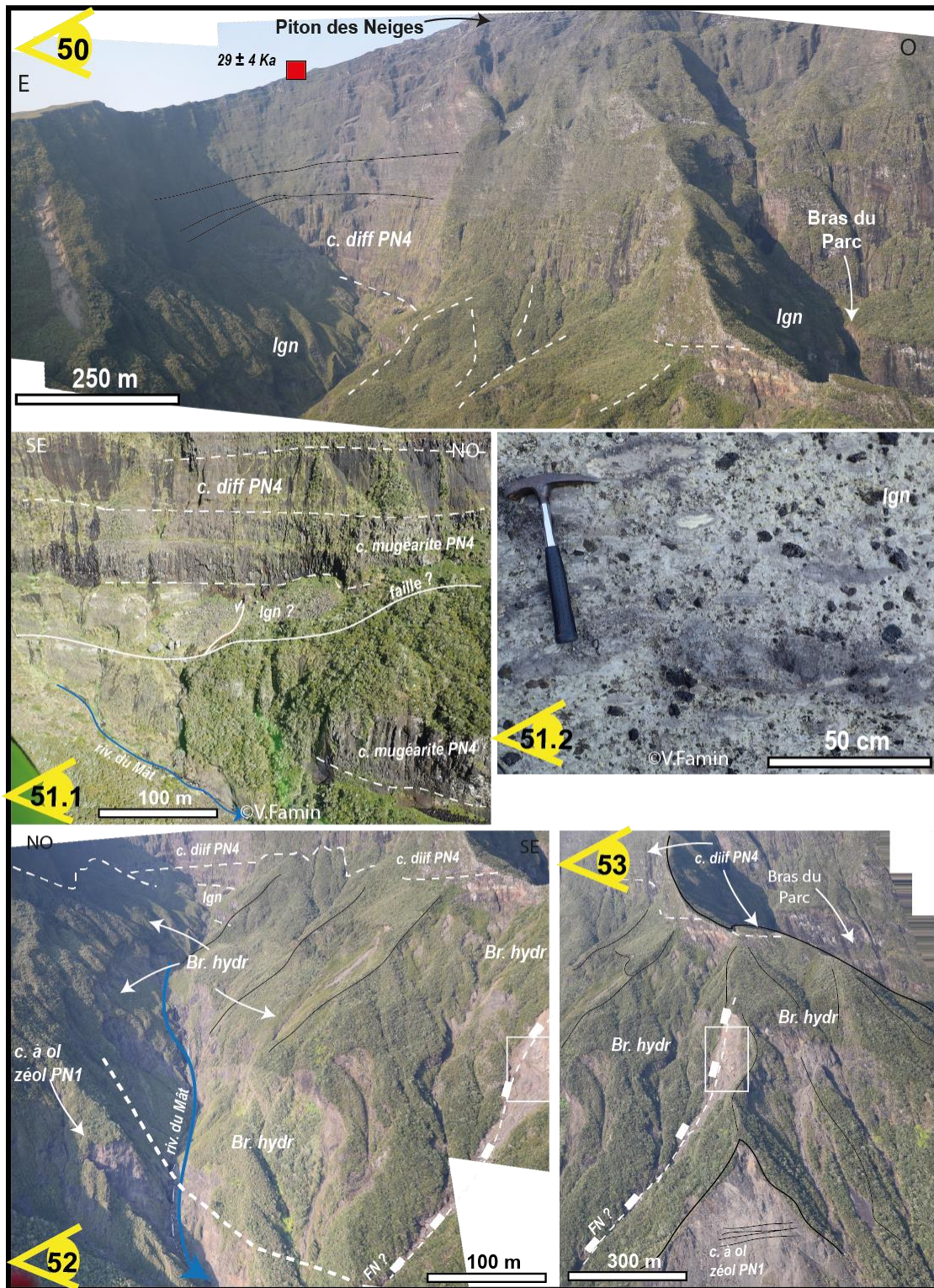


FIGURE 79: (50) TETE DE VALLEE DE LA RIVIERE DU MAT DONT LA PARTIE SOMMITALE EST CONSTITUEE DE COULEES PN4 REPOSANT SUR UNE UNITE D'IGNIMBRITE. (51.1) COULEES PN4 REPOSANT SUR UNE COULEE EPAISSE DE MUGEARITE (PN4) ELLE-MEME REPOSANT SUR LA BRECHE POLYGENIQUE SOUDEE (IGNIMBRITE OU CENDRES). L'ENSEMBLE EST AFFECTE PAR DES FAILLES NORMALES A PENDAGE NORD-EST MAIS EGALEMENT SUD-EST. (51.2) FACIES DE L'UNITE D'IGNIMBRITE (CLASTES ANGULAIRES, POLYGENIQUES, AUREOLES D'ALTERATION ET FIGURES D'ECOULEMENT). (52) AFFLEUREMENT DE L'UNITE DE BRECHE HYDROTHERMALE DANS LAQUELLE LA RIVIERE DU MAT S'ENCAISSE. CETTE BRECHE HYDROTHERMALE EST EN CONTACT FAILLE AVEC LES COULEES PN1 DE MANOUILH EN RIVE DROITE. (53) FAILLE NORMALE A VERGENCE SUD DANS LA BRECHE HYDROTHERMALE ET AFFLEUREMENT (RIVE GAUCHE) DES COULEES PN1 PRESENTANT LE MEME PENDAGE QUE CELLES DE LA RAVINE BACHELIER.

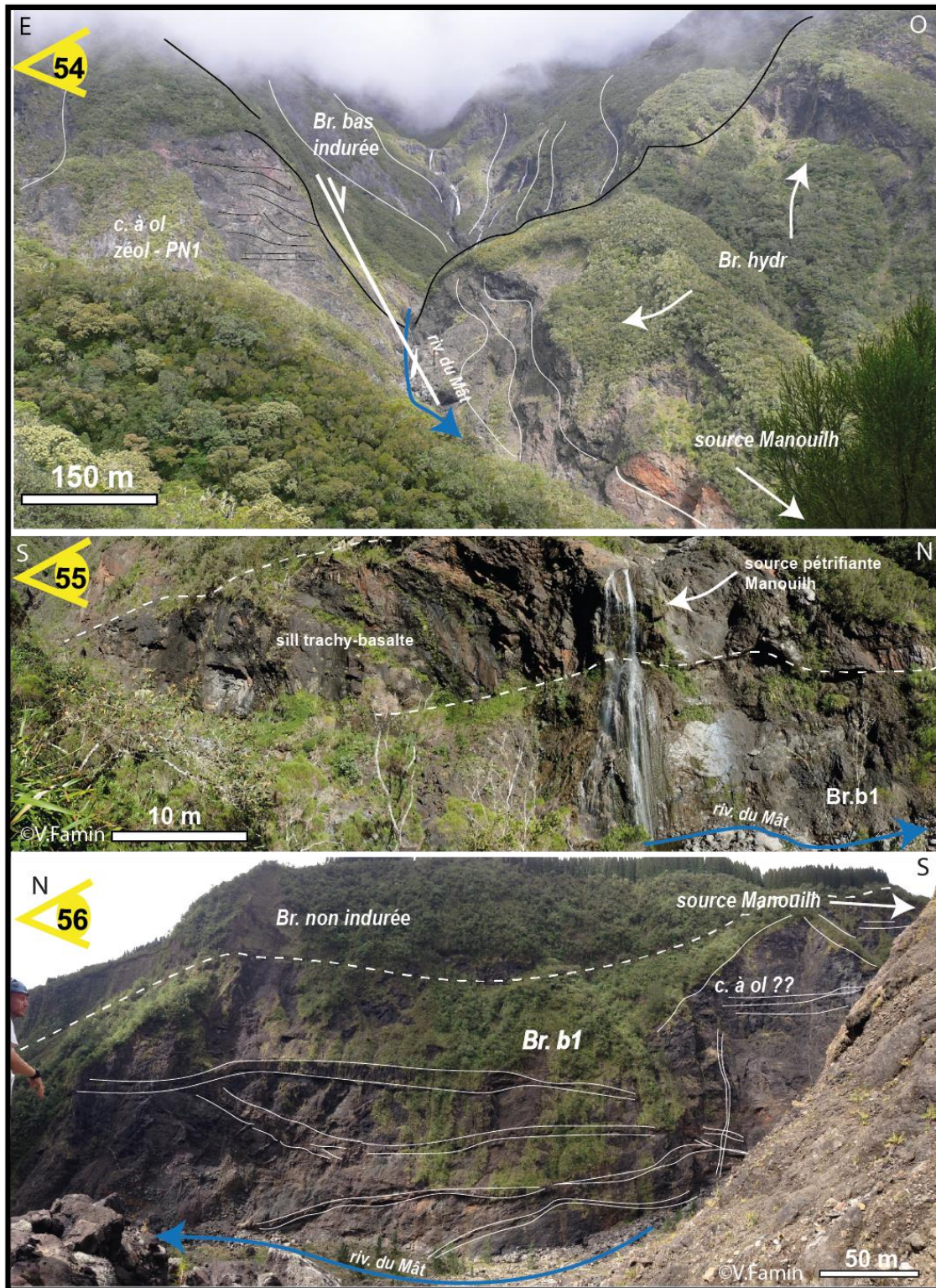


FIGURE 80 : (54) BRECHE HYDROTHERMALE EN CONTACT FAIBLE SUR LES COULEES PN1 PRESENTANT EGALEMENT DES STRUCTURES DE DEFORMATION. (55) SILL DE TRACHY-BASALTE RECOUPANT LA BRECHE NOIRE (BR.B1) AU NIVEAU DUQUEL EMERGE LA SOURCE PETRIFIANTE DE MANOUILH. (56) AFFLEUREMENT DE LA BRECHE NOIRE EN AVAL DE LA SOURCE MANOUILH TOUJOURS LE LONG DE LA RIVIERE DU MAT, LOCALEMENT RECOUVERTE PAR DES BRECHES D'EPANDAGE CONSTITUANT LA PARTIE SUPERIEURE DU PLATEAU D'ILET A VIDOT.

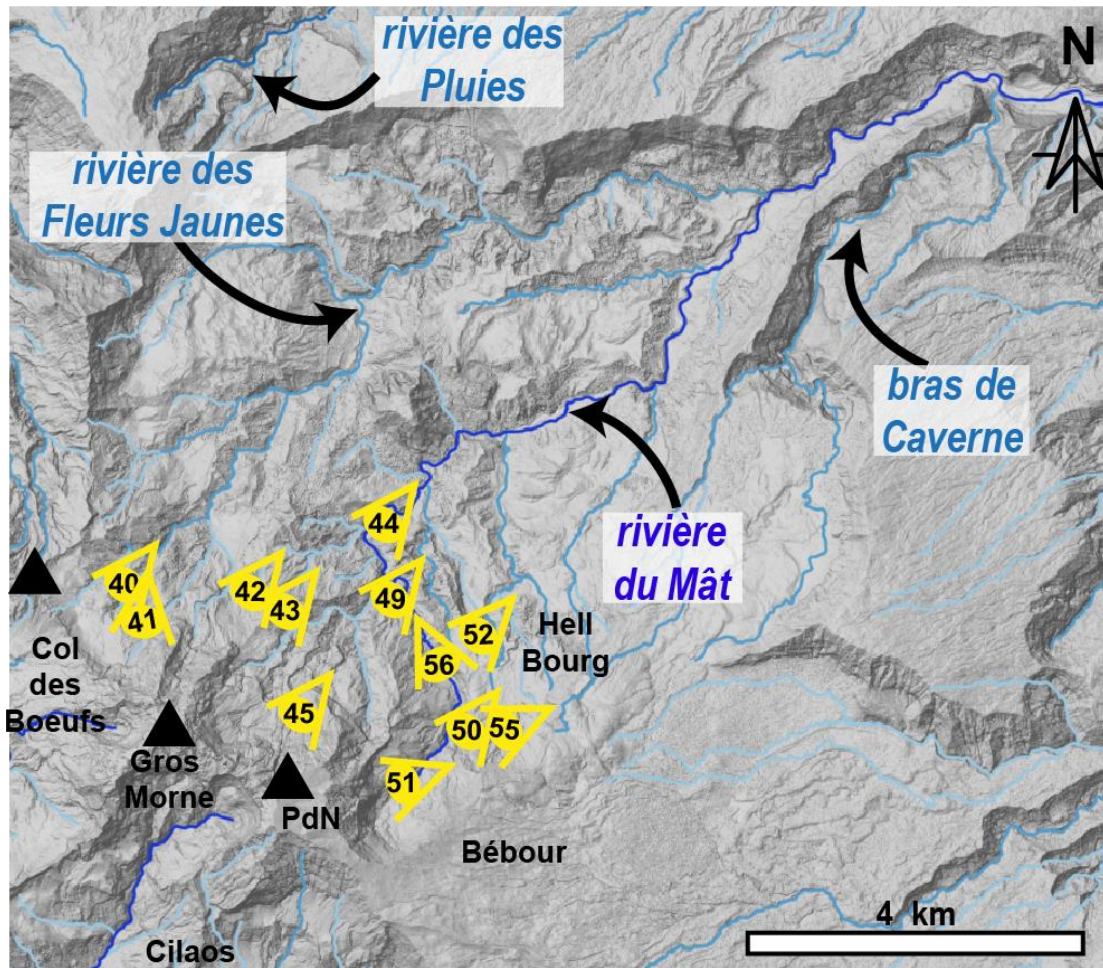


FIGURE 81 : LOCALISANT LES DIFFERENTS POINTS DE VUE PRESENTES DANS LES PLANCHES PHOTOS DES FIGURES 78, 79 ET 80 DE LA PARTIE AMONT DU CIRQUE DE SALAZIE.

### 3.2.2. Bilan et implications des nouvelles données géologiques sur l'évolution du cirque de Salazie

#### 3.2.2.1. Évolution du flanc nord du Piton des Neiges

A partir de ces nouvelles contraintes géologiques, nous pouvons ainsi éclairer l'évolution du flanc nord et est du Piton des Neiges. Tout d'abord, ce flanc nord présente une paléo-dépression ouverte vers le nord dès la fin du stade LM très certainement facilité par le jeu du détachement au toit du gabbro. Cette paléo-dépression est comblée en partie par le dépôt de la brèche de noire et affecte une grande partie du flanc nord, si ce n'est la quasi-totalité, du Piton des Neiges. Les coulées LM du massif de la Montagne constitue la bordure ouest de cette paléo-dépression, alors qu'à l'est nous n'avons pas de contrainte géologique autre que celle de la présence de la brèche noire (Br.1) suggérant une extension au moins sous le secteur de Bélouve et le Morne Bras des Lianes comme cela est proposé par Oehler et al., (2005) et Chaput (2013). Nous sommes donc en accord avec l'ensemble des auteurs (Kluska, 1997; Oehler et al., 2005; Chaput, 2013) proposant la présence d'une dépression sur le flanc nord du Piton des Neiges mise en place à la suite d'une déstabilisation de grande ampleur. Nous précisons cependant sa mise en place entre le stade LM et le stade PN1 (entre 1930 Ka et 1413 Ka) rajeunissant ainsi l'âge de cette déstabilisation proposée entre 2600 et 2400 Ka (Chaput, 2013) et antérieurement à 2000 Ka (Oehler et al., 2005)

Cette paléo-dépression a ensuite été complètement comblée par l'édification du stade PN1 du Piton des Neiges entre 1413 et 935 Ka. Cette édification est suivi d'une période de calme éruptif durant laquelle l'érosion va creuser plusieurs vallées (trois ou quatre) sur le flanc nord du Piton des Neiges : (1) la paléo-vallée des Pluies à l'ouest ; (2) une large paléo-vallée entre le Morne du Bras des Lianes et le Piton Plaine des Fougères, ou deux paléo-vallées d'emprise plus restreinte, l'une à l'est creusant le Morne du Bras des Lianes distincte d'une seconde paléo-vallée mise en place entre le Piton Plaine des Fougères et Piton Bé Massoune dont la brèche Br.b2 constitue le comblement ; (3) une paléo-vallée à l'est du Morne du Bras des Lianes. Durant l'édification du stade PN2, le remplissage s'est essentiellement effectué au sein de paléo-vallées ou paléo-dépressions creusées dans le stade PN1, se concentrant dans le cas de Salazie dans la rivière des Pluies, la dépression ouverte vers le nord (large ou deux vallées individuelles), dans le secteur du Trou Malais et au niveau du relief du Grand Rein-Eden Libéria. Le relief du Grand Rein-Eden-Libéria est estimé à 590 Ka (Salvany, 2009) et a été interprété comme comblant une paléo-dépression creusée dans l'édifice PN1 entre le Morne Bras des Lianes et le Piton Papangue (Salvany et al., 2012). Nous partageons donc cette interprétation et rejetons le passage de la caldera I de Chevallier (1979) entre le Morne Bras des Lianes et le Piton Papangue dominé par son sommet « les deux Mamelles ».

Le flanc Nord a ensuite subi une nouvelle fois une période d'érosion qui a creusé de nouvelles paléo-vallées. Ainsi, postérieurement au stade PN2 le flanc nord du Piton des Neiges est une nouvelle fois creusée d'au moins trois vallées : (1) la paléo-rivière des Pluies ; (2) une vallée entre le massif PN2 à l'est et la paléo-rivière des Pluies ; (3) une vallée dans l'axe actuelle de la rivière du Mât que nous appellerons paléo-rivière du Mât. Nous sommes également en désaccord avec le passage de la caldera I de Chevallier (1979) sur la bordure est de la Plaine des Fougères, et interprétons la limite dessinée par Chevallier (1979) comme la limite d'une paléo-vallée creusée dans les coulées du stade PN2 et comblée durant le stade PN3 (Figure 82.A).

Le stade PN3 voit l'édification d'un strato-volcan construit entre 350 et 210 ka comblant la totalité des paléo-dépressions, avec un cône centré sur le sommet actuel du Piton des Neiges (Gayer et al., 2019) et atteignant plus de 3500 m d'altitude (Salvany et al., 2012; Gayer et al., 2019). Cet édifice est ensuite profondément disséqué pendant une période de quiescence (~20 Ka) entre PN3 et PN4, formant une paléo-vallée du Mât vers le nord et le paléo-cirque des Marsouins vers l'est. Les planèzes de coulées PN3 de la plaine des Fougères, du Mazerin et de la plaine des Cafres sont les reliquats de cet édifice. La paléo-vallée du Mât s'est creusée semble-t-il sur l'ancienne limite de la première dépression comblée par l'activité PN3 et est comblée dès le début du stade PN4 par le dépôt d'ignimbrite prismée daté à ~190 ka, puis par celui de 180 ka et enfin par les produits volcaniques et pyroclastiques de ~140 Ka à 30 ka. L'évasement vers l'amont de la paléo-vallée du Mât, suggère que la plaine de Bélouve constituait la tête d'une vallée en amphithéâtre, avant d'être comblée à partir de ~190 ka (Figure 82.A).

La fin du stade PN3 est marqué par la mise en place d'une caldera affectant la partie amont du cirque de Salazie. Sa bordure ouest et est sont aujourd'hui suffisamment bien définies, avec la limite ouest au niveau du col des Bœufs, et la limite est au niveau de la tête de vallée de la rivière du Mât. Cependant, cette limite est en partie décapée par le creusement du paléo-cirque des Marsouins sur la même période (postérieurement au stade PN3) qui a ensuite été comblée par les coulées du stade PN4 (en témoigne les cinq horizons repérés sur les profil AEM (Dumont, 2018) dans une paléo-dépression creusée dans l'unité du stade PN3. La présence de plusieurs datations renvoyant à la période PN3 au niveau de la vallée de Takamaka ( $224 \pm 14$  ka et  $207 \pm 20$  ka, Gillot (1988)), mais aussi dans le bras Cabot ( $211 \pm 16$  ka, Kluska (1997)) témoignent de la présence de cette unité sous le remplissage PN4. Une datation de  $621 \pm 26$  ka (Kluska, 1997) suggère que cette paléo-dépression ou paléo-rivière des Marsouins, existait déjà durant le stade PN2 (Salvany et al., 2012). Ainsi les coulées PN4 se concentrent essentiellement dans la zone interne, en édifiant un cône à l'intérieur de la caldera et en comblant les paléo-dépressions creusées postérieurement au stade PN3. Nous soutenons l'idée que le paléo-cirque des Marsouins et la paléo-rivière du Mât constituaient des dépressions indépendantes venant très certainement se connecter sur la cicatrice de la caldera mise en place entre

210 et 190 ka. A la fin de l'activité du Piton des Neiges (postérieurement à 30 ka), le bras de Caverne est venu entailler l'ensemble de ces unités du stade PN4 au niveau de la bordure est de cette paléorivière du Mât en moins de 30 ka.

Enfin, plusieurs interprétations sont proposées pour expliquer la présence du relief du Piton d'Enchaing, seul relief construit du stade PN4 au sein du cirque. (Lacquement et Nehlig, 2008) proposent que ce relief représente un giga bloc de l'avalanche de débris de Mare à Poule d'Eau avec une mise en place à la fin de l'activité du Piton des Neiges, vers 30 ka, qui repose sur la brèche noire du fond de cirque. Chevallier (1979), propose qu'il constitue un bloc basculé de la bordure d'une caldera dont celle-ci se situerait au nord du Piton d'Enchaing, au niveau du rempart nord actuel. Cependant, l'extension que nous proposons de la caldera différenciée n'est pas compatible avec ce modèle. De plus, la présence d'une faille de caldera dans le stade PN4 serait repérée aussi bien sur les profils de résistivité électrique et aussi dans le rempart est de Bélouve, or aucun de ces indices n'est observé. Le modèle le plus récent est celui de Famin et al. (2016) dans lequel le Piton d'Enchaing est allochtone et transporté par un glissement lent depuis le contrefort du Gros Morne. La surface de glissement vers le nord est visible à sa base et rebrousse les coulées PN1 en dessous. Ce modèle est en accord avec nos observations et explique de manière cohérente la position basse des roches pintades du Piton d'Enchaing, et l'absence de dépôt d'ignimbrite dans le forage SLZ-1. Le glissement du Piton d'Enchaing, initié au plus tard vers 100 ka (âge des coulées du toit du Piton d'Enchaing) et antérieurement à 50 ka (âge d'une sill daté dans la brèche d'Ilet à Vidot nappant cet édifice (Famin Pers. Comm), serait facilité par l'omniprésence de brèches dans le cœur de l'édifice.

L'ensemble de ces résultats et interprétation sont synthétisés en carte (Figure 82.A) .et un log synthétique de la géologie du cirque de Salazie est proposé (Figure 82.B).



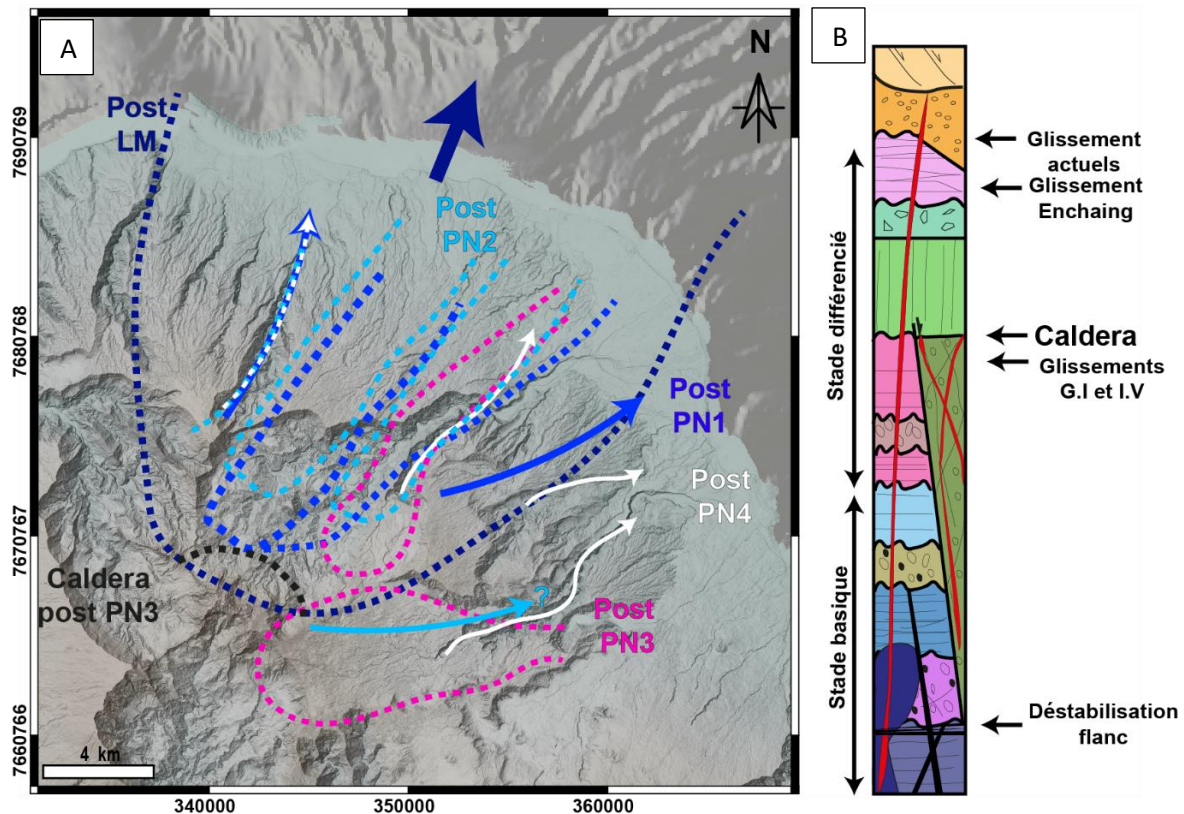


FIGURE 82 : (A) REPRÉSENTATION EN CARTE DES DIFFÉRENTS CREUSEMENTS DU FLANC NORD DU PITON DES NEIGES. (B) LOG SYNTHÉTIQUE DES FORMATIONS RENCONTRÉES DANS SALAZIE.

### 3.2.2.2. Une géomorphologie homogène représentative du style érosif

Le cirque de Salazie présente une géomorphologie relativement homogène, qui semble être contrôlée dans son ensemble par un même processus érosif. En effet, l'ensemble du cirque présente une géomorphologie aplanie dont le processus de glissement lent semble être le principal acteur de l'érosion. Alors que dans le cas de Mafate, seule la partie amont (au sud) est affectée par une déstabilisation de flanc, dans Salazie l'ensemble du style érosif du cirque semble être contrôlé par la présence de plusieurs unités de brèches, et notamment l'unité de brèche noire mis en place dès la fin du stade LM. Cette unité de brèche semble servir de semelle et participer au démantèlement du flanc nord du Piton des Neiges par un processus de glissements répétés et successifs. Plusieurs épisodes de glissement à l'échelle du cirque sont recensés dans le cirque de Salazie, dont deux sont aujourd'hui actifs, le glissement de Grand Ilet et le glissement de Mare à Poule d'eau. Ainsi, les bordures actuelles du cirque de Salazie ne correspondent pas à l'emprise d'une caldera mais globalement d'une imbrication entre la cicatrice de la déstabilisation de flanc ayant affectée tout le secteur nord du Piton des Neiges et les différentes paléo-vallées creusées durant toute son histoire d'édification. Nous mettons ainsi en avant que le cirque de Salazie dans sa forme actuelle résulte de l'érosion récente, mais surtout de l'imbrication complexe de plusieurs structures d'origine tectonique et érosive. Le flanc nord du Piton des Neiges est creusé depuis la fin du stade LM par une dépression d'emprise

conséquente et ouverte vers le nord. L'unité de brèche ayant comblée cette grande dépression semble être un facteur de contrôle prépondérant dans le style érosif du cirque de Salazie.

### 3.3. Le cirque de Cilaos

#### 3.3.1. Nouvelles contraintes géologiques sur le cirque de Cilaos

Le cirque de Cilaos est la dépression topographique ayant creusée le flanc sud du Piton des Neiges (Figure 83). Ce cirque couvre une surface de 86 Km<sup>2</sup>, et s'ouvre sur un exutoire unique et étroit d'à peine 1,5 Km de large dans sa partie sud. Il est délimité au nord par le sommet actuel du Piton des Neiges (PdN), à l'ouest par la planèze du Grand Bénare et le paléo-cirque des Makes et à l'est par le paléo-cirque des Marsouins et la vallée de Grand Bassin. Le bassin versant du cirque est drainé par trois rivières, la rivière pérenne principale étant le bras de Cilaos, partant des contreforts du Piton des Neiges jusqu'à l'exutoire selon un trajet assez rectiligne. La seconde rivière, le bras de Benjoin, draine quant à elle, la partie est du cirque de Cilaos, depuis Bras Sec avant de rejoindre la rivière du bras de Cilaos au niveau de Trois Bras. La troisième rivière, le bras de Saint Paul draine le secteur ouest du cirque avant de rejoindre le bras de Cilaos au niveau du lieu-dit Les Trois Bras.

Nous nous intéresserons à la continuité géologique entre le cirque de Cilaos et les paléo-cirques des Makes et de Grand Bassin délimitant respectivement l'extension ouest et à est du cirque de Cilaos.

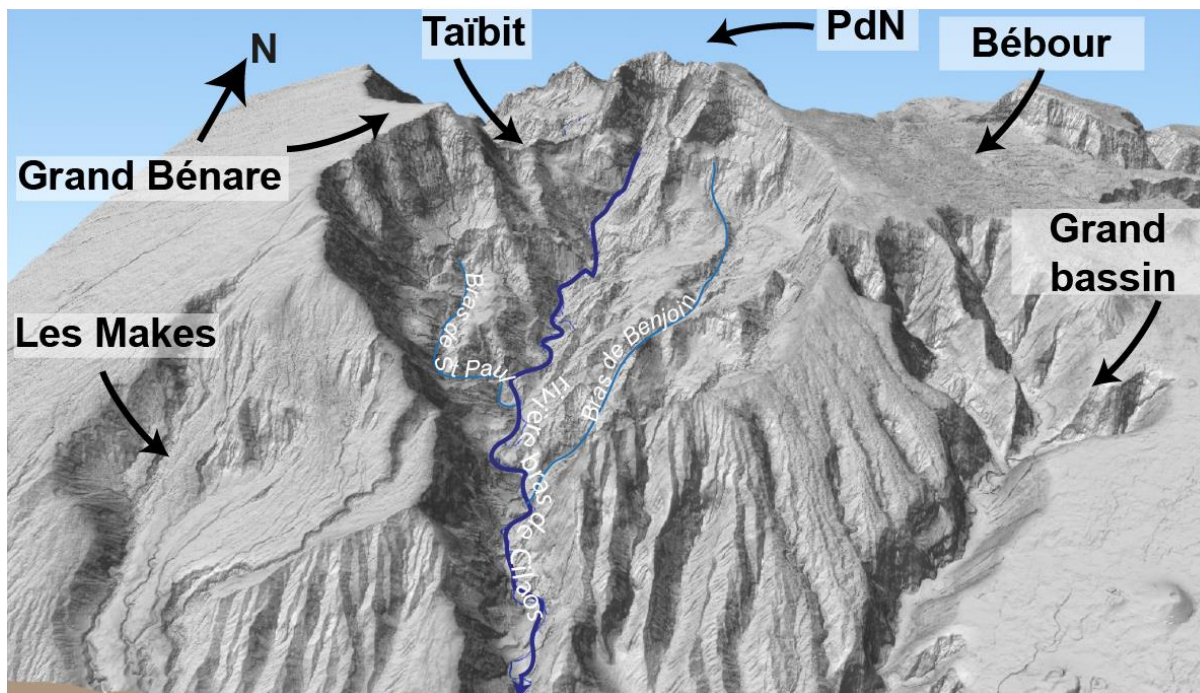


FIGURE 83 : VUE 3D DU CIRQUE DE CILAOS SANS EXAGÉRATION VERTICALE. LA PARTIE NORD DU CIRQUE EST DÉLIMITÉE PAR LE GRAND BENARE, LE PITON DES NEIGES ET LA PLAINE DE BEBOUR. LA BORDURE OUEST EST MARQUÉE PAR LES MAKES ET LA BORDURE EST PAR GRAND BASSIN. LES BRAS MAJEURS, BRAS DE ST PAUL, BRAS DE CILAOS ET BRAS DE BENJOIN, SONT ÉGALEMENT REPRÉSENTÉS ET DRAINENT RESPECTIVEMENT LE SECTEUR OUEST, MÉDIAN ET EST DU CIRQUE.

La carte géologique résultant des travaux réalisés dans le cirque de Cilaos au cours de cette thèse est représentée sur la Figure 84 ci-dessous. Cette carte géologique, ainsi que la série de coupes transversales réalisées à travers le cirque, ont volontairement une vision élargie sur les Makes et Grand Bassin afin d'identifier les continuités et discontinuités structurales sur la bordure du cirque. Une série de cinq coupes globalement ouest-est (AA', BB', CC', GG', HH', Figure 85) et quatre coupes nord-sud (DD', EE', FF', II', Figure 86) permettent d'illustrer l'organisation et l'empilement des unités géologiques au sein du cirque et leur évolution d'aval en amont.

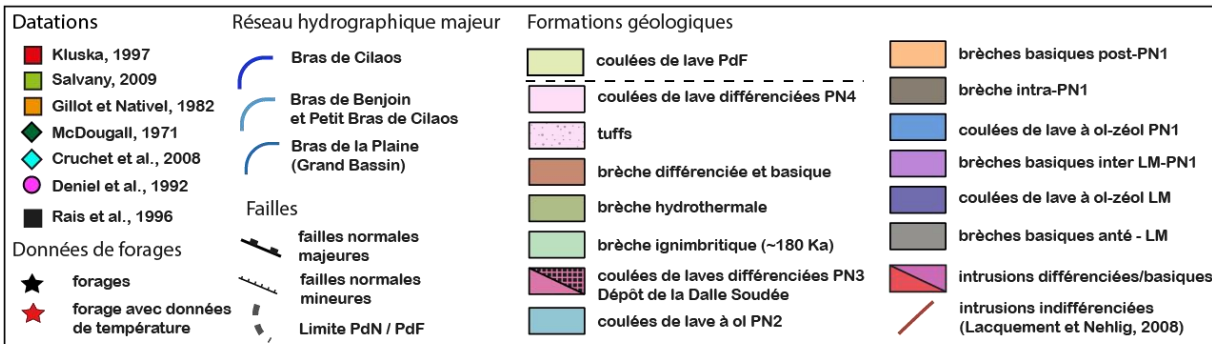
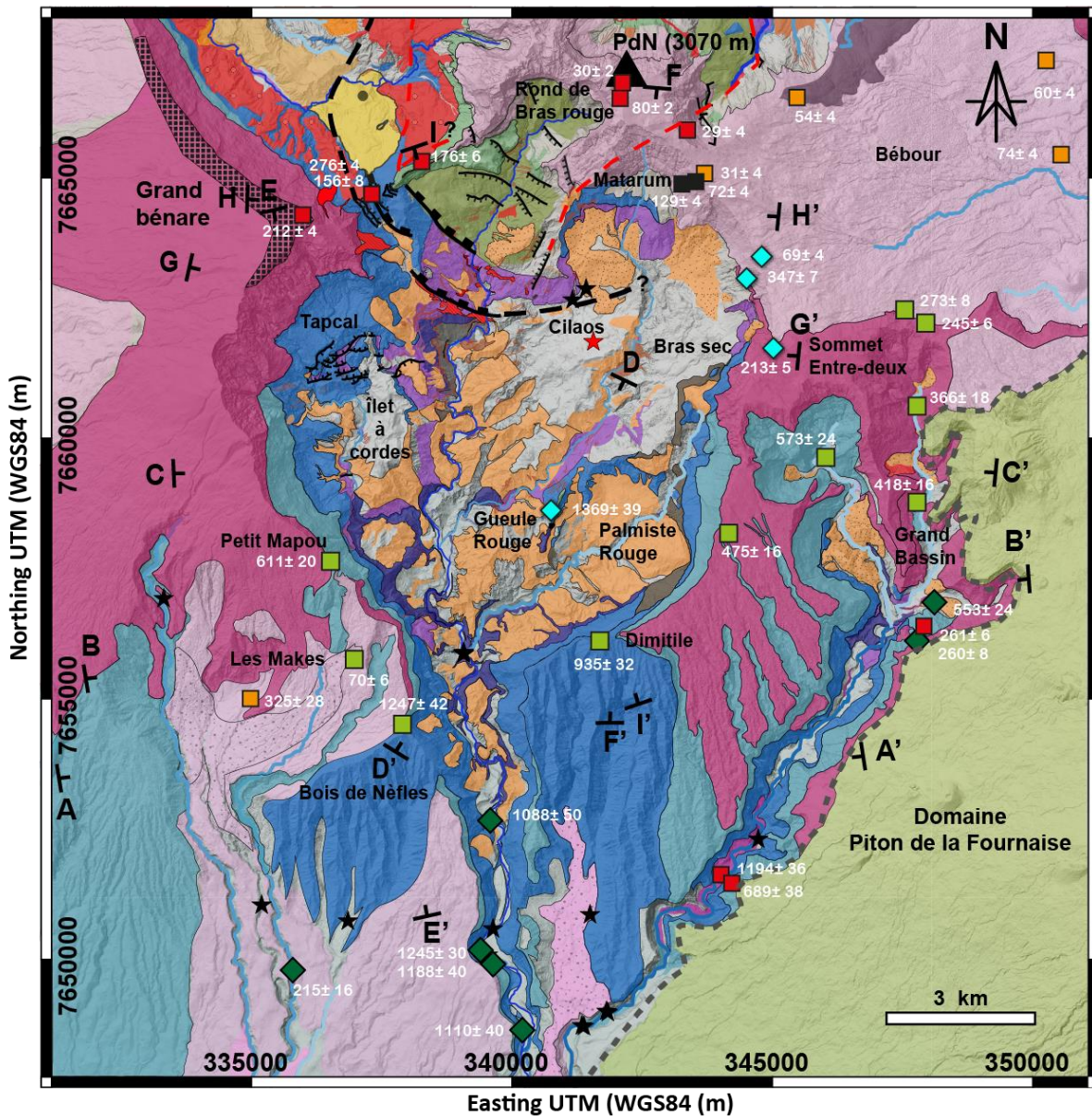


FIGURE 84 : CARTE GEOLOGIQUE DU CIRQUE DE CILAOIS SUR LAQUELLE SONT LOCALISEES LES DONNEES DE DATATIONS ET DE FORAGES UTILISEES POUR LE CALAGE STRATIGRAPHIQUE DES UNITES GEOLOGIQUES CARTOGRAPHIEES. LES PROFILS DES 5 COUPES GEOLOGIQUES OUEST-EST (AA', BB', CC', GG') REPRESENTES EN FIGURE 85 ET DES 3 COUPES NORD-SUD (DD', EE', FF', II') REPRESENTES EN FIGURE 86 SONT LOCALISES SUR LA CARTE.



# AVAL COUPES TRANSVERSALES OUEST-EST

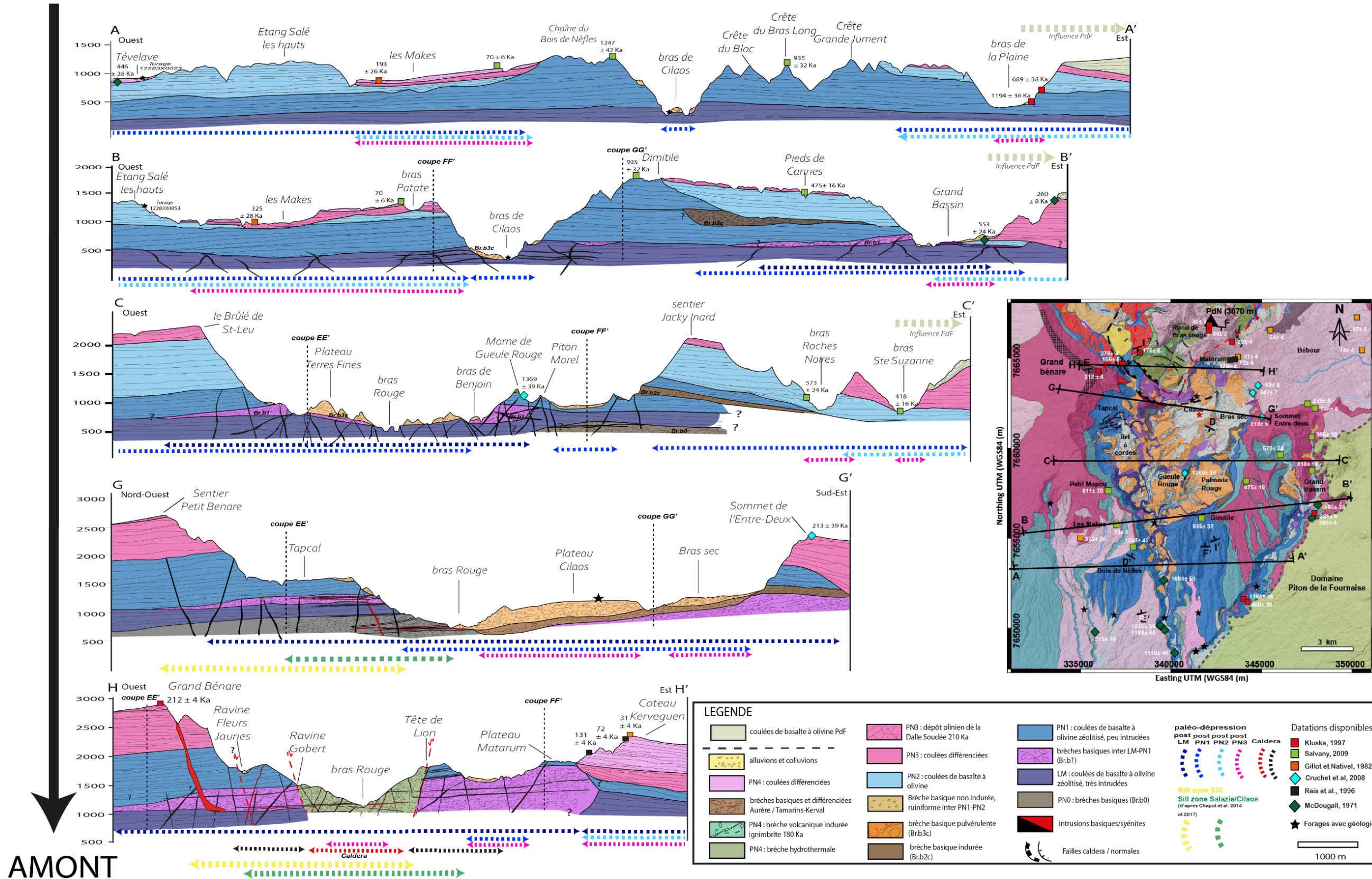
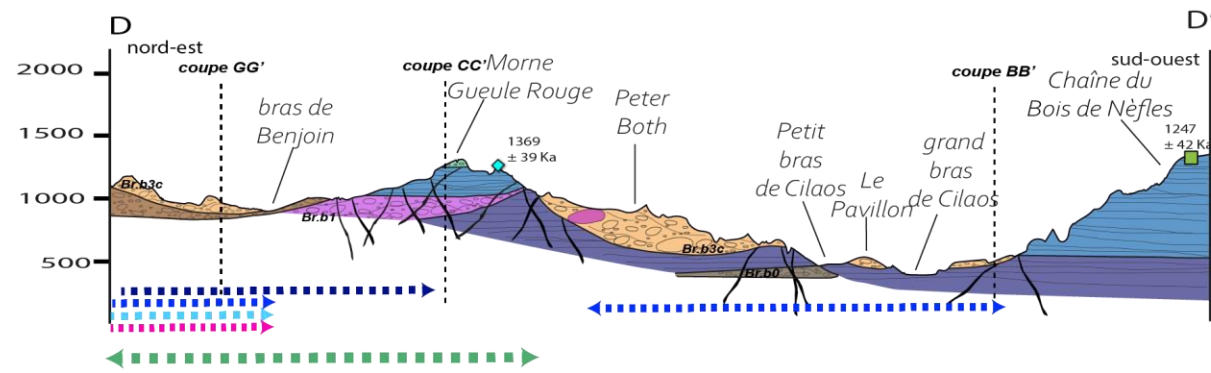


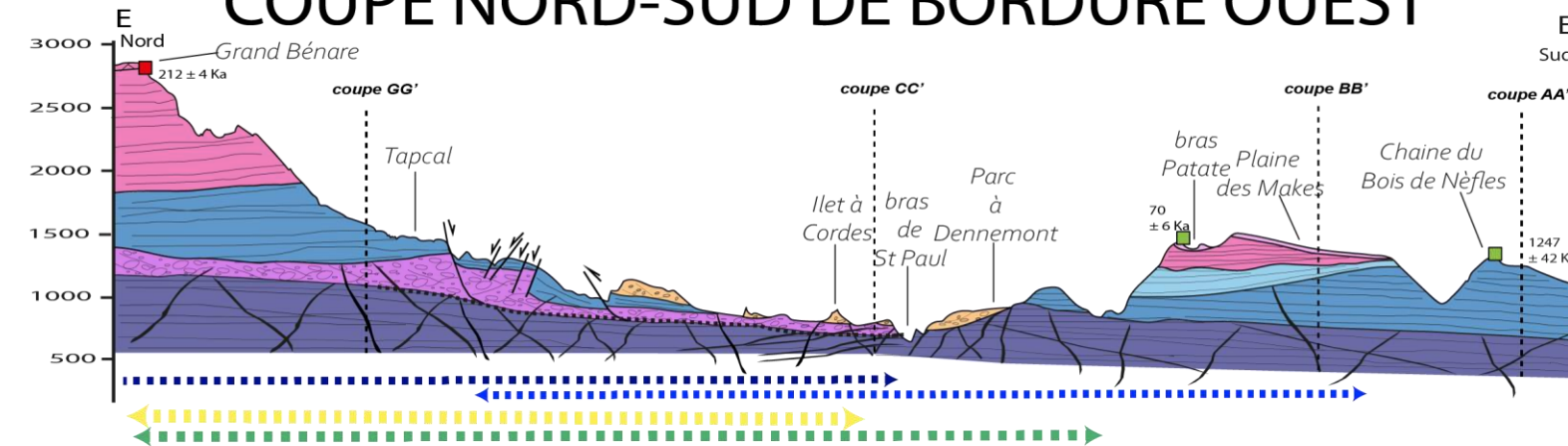
FIGURE 85 : COUPES GEOLOGIQUES INTERPRETATIVES TRANSVERSALES OUEST-EST PRESENTANT L'ORGANISATION GENERALE DES UNITES GEOLOGIQUES, AINSI QUE LEUR EVOLUTION D'AVAL EN AMONT. LES COUPES REPRESENTENT EGALEMENT L'EVOLUTION DE LA TOPOGRAPHIE AU SEIN DES CIRQUES. LES INTERSECTIONS AVEC LES COUPES NORD-SUD SONT EGALEMENT REPRESENTEES







### COUPE NORD-SUD DE BORDURE OUEST



### COUPE NORD-SUD DE BORDURE EST

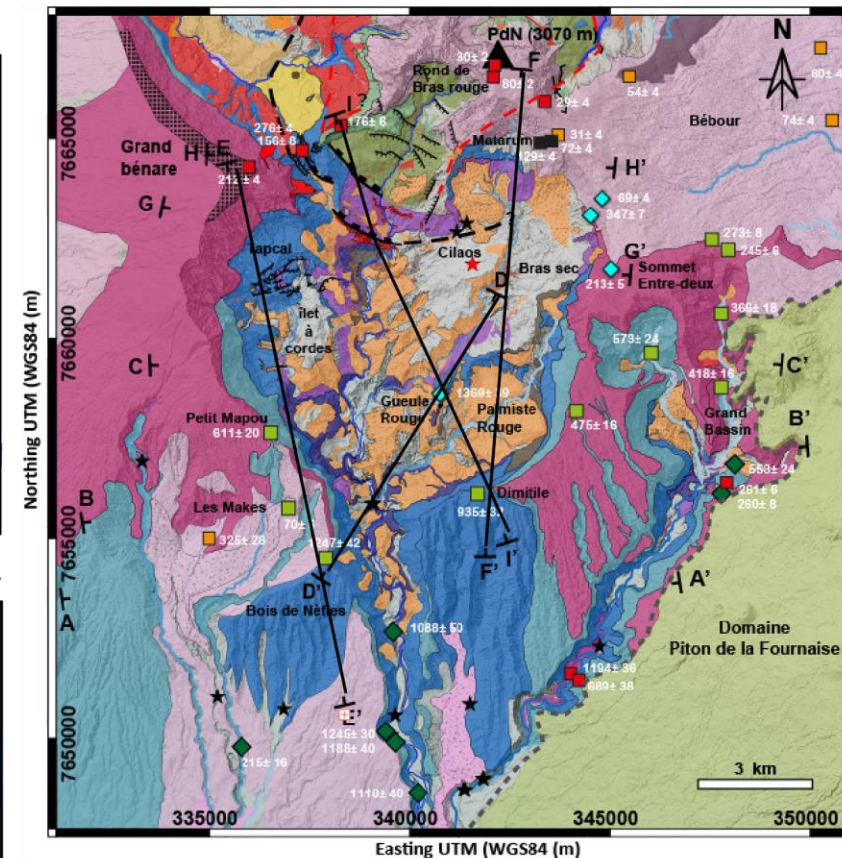
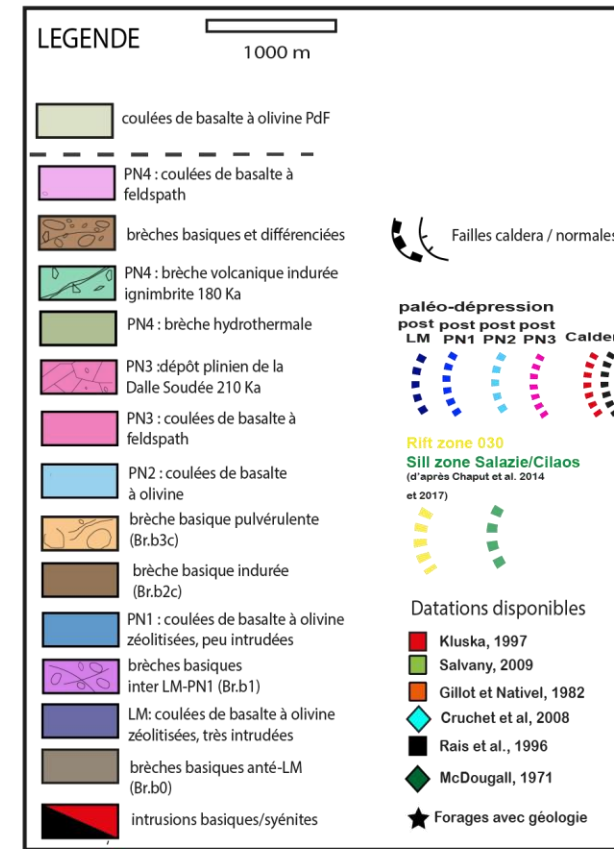
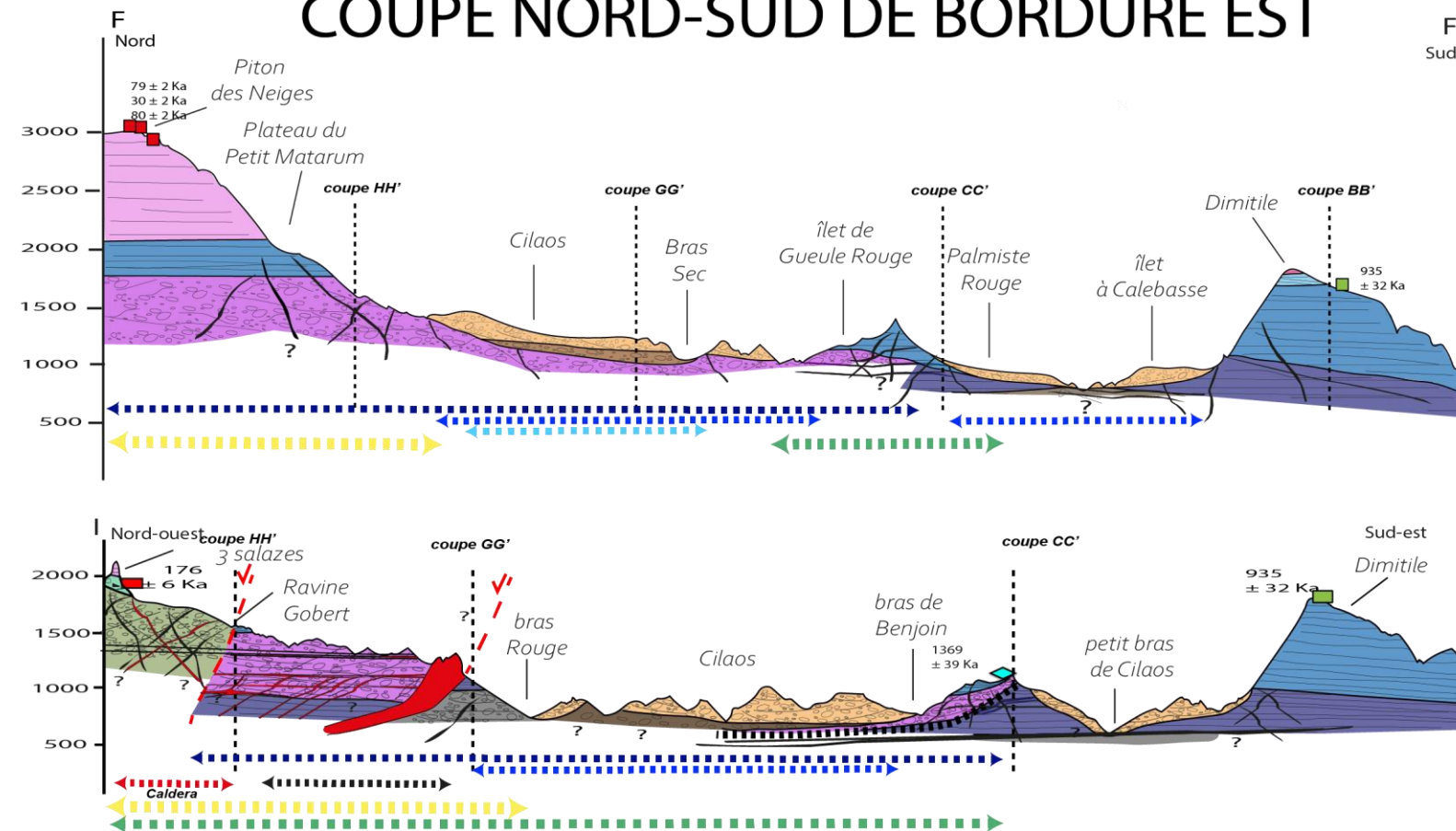


FIGURE 86 : COUPES GEOLOGIQUES INTERPRETATIVES LONGITUDINALES NORD-SUD PRESENTANT L'ORGANISATION GENERALE DES UNITES GEOLOGIQUES AINSI QUE LEUR EVOLUTION D'AVANT EN AMONT. LES COUPES REPRESENTENT EGALEMENT L'EVOLUTION DE LA TOPOGRAPHIE AU SEIN DES CIRQUES. LES INTERSECTIONS DES COUPES EST-OUEST SONT EGALEMENT REPRESENTEES



### 3.3.1.1. Discordances dans l'entrée du cirque de Cilaos et continuité dans le bras de la Plaine

L'entrée du cirque de Cilaos se fait par la route N5 longeant la rivière bras de Cilaos. Une fois passé l'îlet Les Aloès, les remparts sont essentiellement constitués de coulées de basalte à olivine non zéolitisé. En rive droite, depuis le point de vue 0 (Figure 87), une discordance est visible entre deux unités de basaltes vers 600 m d'altitude. L'unité au-dessus de la discordance n'est pas accessible à l'observation et aucune datation ne permet de caler temporellement le toit de ce rempart. Cependant, plusieurs forages, de plus de 100 m, présents dans le secteur sud du Piton des Neiges (12284X0076, Entre-Deux ; 12288X0195, Aloès/bras de Cilaos ; 12284X0073-S1, Les Makes ; 12283X0055-S3, ravine des Avirons) nous indiquent la présence de dépôts pyroclastiques et de laves à feldspaths reposant sur un soubassement de basaltes à olivine très peu altérés. En parallèle, dans le bras de La Plaine, une discordance est également repérée à une altitude similaire le long du sentier depuis Pont d'Yves (550 m d'altitude), marquant le passage de basaltes à olivine non zéolitisés datés à  $689 \pm 38$  ka (Kluska, 1997), à des basaltes à olivines zéolitisés datés à  $1194 \pm 36$  ka (Kluska, 1997) apparaissant en rive gauche du bras de la Plaine (point de vue 1, Figure 87). Dans le bras de Cilaos, plusieurs datations ( $1110 \pm 40$  ka,  $1245 \pm 30$  ka,  $1188 \pm 40$  ka et  $1088 \pm 50$  ka, McDougall, 1971) sont également disponibles et confirment l'appartenance au stade PN1 des basaltes à olivines faiblement zéolitisés à la base des remparts. Ces données indiquent que la discordance observée est celle entre les unités PN2 et PN1. Cette discordance PN2-PN1 s'observe dans le secteur d'îlet Furcy (point de vue 2, Figure 87) et disparaît dans le secteur de la chaîne du Bois de Nèfles où le sommet du rempart est daté à  $1245 \pm 42$  ka (Salvany, 2009) indiquant que celui-ci appartient au stade PN1. En parallèle, le long du bras de la Plaine la continuité de cette discordance PN2-PN1 est observée au niveau de l'îlet Aurélien (point de vue 3, Figure 87) et se prolonge jusqu'à la tête de vallée du bras des Roches Noires de Grand Bassin.

A la base des plateaux des îlets, une unité de basalte à olivines zéolitisé plus altérée et plus intrudée que celles du stade PN1 apparaît au fond du bras de Cilaos, dans le secteur du Petit Serré (point de vue 4.1, 4.2, 4.3 et 4.4, Figure 87). Le toit de cette unité est également visible à la base du rempart en rive gauche où une discordance se dessine vers 650 m d'altitude. Nous verrons que cette discordance se prolonge dans le rempart sous le Dimitile (cf. paragraphe 3.3.1.2) et dans le rempart sous les Makes (cf. paragraphe 3.3.1.3). On retrouve ces coulées de basalte zéolitisé au niveau de l'îlet Pavillon, où elles sont surmontées du dépôt de la brèche basique pulvérulente Br.b3c (point de vue 5, Figure 87). Plusieurs sondages réalisés sous le pont du Pavillon confirment la nature zéolitisée de l'unité lavique. Bien que nous n'ayons pas de datations ni de réel repère stratigraphique dans ce secteur, l'observation d'une discordance entre l'unité PN1 et cette unité d'aspect plus ancien, ainsi

que la forte altération et la grande quantité d'intrusions, nous incite à interpréter cette unité de basalte comme appartenant au stade LM. Dans le bras de la Plaine, cette unité basale est également repérée en base de rempart lorsque l'on se rapproche de l'îlet Grand Bassin (cf. paragraphe 3.3.1.2). L'unité de brèche basique pulvérulente (Br.b3c), à patine claire, que nous associons à l'unité de brèche II, précédemment décrite et définie par Chaput (2013), vient napper les remparts le long du bras de Cilaos et les plateaux constitués de basaltes du stade LM (point de vue 4.1 et 4.2, Figure 87) et semble également napper des dépôts alluvionnaires anciens du bras de Cilaos.

La coupe AA' (Figure 85) illustre l'organisation ouest-est des unités géologiques de cette partie aval du cirque de Cilaos, largement dominée par les coulées de basalte des stades PN1 et PN2. L'exutoire unique actuel du cirque de Cilaos semble exister depuis au moins 524 ka (fin du stade PN2), puisque l'unité de la brèche basique pulvérulente (Br.b3c) napper les remparts de cette vallée. La présence de dépôts alluviaux atteignant 150 m d'épaisseur par endroits, en nappage et en comblement de paléo-dépression creusées dans le stade LM témoignent également du caractère pérenne de cet exutoire. La forme en U et les épaisseurs de plus de 100 m de dépôts alluvionnaires indiquent que le bras de Cilaos a atteint son profil d'équilibre le long de cet exutoire.



FIGURE 87 : (0) ENTREE DE CILAOS AVEC DE HAUT EN BAS, LES COULEES DES STADES PN2 ET PN1. (1) LES COULEES PN1 DANS LE BRAS DE LA PLAINE EN RIVE GAUCHE. (2), (3) CONTINUITE DES COULEES PN2 REPOSANT SUR LES COULEES PN1 DANS L'ENTREE DE CILAOS (ILET FURCY) ET DANS LE BRAS DE LA PLAINE (ILET AURELIEN). (4.1) (4.2) (4.3) (4.4) ET (5) BRECHE PULVERULENTE BR.B3C EN NAPPAGE SUR LES DEPOTS ALLUVIONNAIRES ET LES COULEES DU STADE LM.

### 3.3.1.2. Discordances dans le rempart sud-est du cirque, sous le Dimitile et continuité dans Grand Bassin

Le toit du rempart sud est daté à  $935 \pm 32$  ka (Salvany, 2009) à l'ouest (point de vue 6.1, Figure 88), et à  $475 \pm 16$  ka (Salvany, 2009) plus à l'est (point de vue 6.2, Figure 88) nous indiquant que l'ensemble du rempart est constitué d'unités du stade basique du Piton des Neiges. La partie sommitale de ce rempart, à l'est, est caractérisée par la présence de coulées de basaltes fines ayant un pendage vers le nord-est reposant en onlap sur des coulées de basalte sub-tabulaire (point de vue 6.1, Figure 88). Une première datation à  $475 \pm 16$  ka (Salvany, 2009) au niveau de la ravine Pieds de Cannes, indique que ces coulées appartiennent au stade PN2 et qu'elles reposent sur des coulées du stade PN1, datées à  $935 \pm 32$  ka (Salvany, 2009), dominant la partie ouest du rempart. La base de l'unité PN2 est marquée par une discordance qui se plonge progressivement vers le nord-est, passant d'une altitude de 1600 m à 1300 m.

Les coulées PN1 à l'ouest sont quant à elle marquées par une discordance vers une altitude de 1500 m (point de vue 6.1, Figure 88) dont la datation au sommet du rempart nous contraint l'âge de celle-ci à au moins 935 ka. À l'est cette discordance vient rejoindre le toit d'une unité de brèche basique indurée (Br.b2c) apparaissant dans le rempart (point de vue 6.2 et 6.3, Figure 88). Cette unité de brèche forme une lentille dans le rempart, qui pourrait être associée à l'unité de brèche Br.b1 qui s'intercale entre les basaltes à olivine zéolitisés des stades PN1 et LM. Cependant, la base du rempart est marquée vers 1050 m d'altitude par une troisième discordance qui sépare deux unités laviques, dont celle du dessous est constituée de basalte à olivine zéolitisés d'aspect ancien. Cette discordance très irrégulière se prolonge vers l'ouest en descendant progressivement jusqu'à une altitude de 750 m (point de vue 6.1, Figure 88) et vient rejoindre la discordance PN1-LM précédemment repérée le long du Bras de Cilaos (cf. paragraphe 3.3.1.1). Ainsi, le côté ouest du rempart sous le Dimitile est caractérisé par des coulées du stade PN1 formant la majorité du rempart et reposant sur un soubassement du stade LM. La discordance repérée dans le tiers supérieur de ce rempart, vers 1500 m d'altitude, est donc une discordance intra-PN1. Ainsi, la lentille de brèche basique indurée repérée dans le rempart ne peut être l'unité de brèche Br.b1 (brèche antérieure au stade PN1) puisqu'elle recoupe les basaltes du stade PN1. Nous observons donc une nouvelle unité de brèche dont le contour suggère qu'elle remplit une paléo-dépression creusée sur le flanc sud-est du Piton des Neiges. La présence de cette unité de brèche dans le rempart sud-est du cirque de Cilaos avait déjà été repérée pour la première fois par Michon (2017).

Dans le secteur de Grand Bassin, en parallèle avec ce que nous avons observé du côté de Cilaos, plusieurs discordances sont également observées dans le rempart en rive droite (point de vue 7.1,

Figure 88) et en rive gauche (point de vue 7.3, Figure 88). En rive droite (point de vue 7.1, Figure 88), on retrouve l'unité PN3 reposant sur l'unité PN2 vers 1470 m d'altitude et qui se trouve en continuité avec l'unité PN2 repérée dans le ravine Pieds de Cannes et datée à  $475 \pm 16$  ka (Salvany, 2009). Sous cette unité PN2, on retrouve des coulées du stade PN1 à mi-hauteur du rempart ( $\sim 950$  m) dans la continuité des unités PN1 et PN2 repérées plus en aval dans le bras de la Plaine, et dont l'altitude augmente progressivement jusqu'à Grand Bassin. Sous cette unité PN1, on retrouve à la base du rempart une unité de brèche basique indurée d'environ 100 m d'épaisseur, reposant elle-même sur une unité de basaltes relativement épais, peu altérés, faiblement zéolitisés et intrudés par quelques intrusions d'océanite ou de basalte aphyrique (point de vue 7.2, Figure 88). Leur aspect est semblable aux basaltes du stade LM repérés dans l'entrée de Cilaos (secteur du Petit Serré), mais aussi dans l'entrée de Mafate (rempart de Dos d'âne). Nous suggérons donc que la base du rempart ouest de Grand Bassin soit constituée d'un empilement de coulées du stade PN1, l'unité de brèche Br.b1 et les coulées du stade LM. En rive gauche, sous le rempart de Bois Court (point de vue 7.3, Figure 88), on retrouve le même empilement stratigraphique avec les coulées différenciées à feldspaths en sommet de rempart dont plusieurs datations attestent leur appartenance au stade PN3 ( $260 \pm 8$  ka ; McDougall, 1971 et  $261 \pm 8$  ka ; Kluska, 1997). Cette unité PN3 repose vers 1200 m d'altitude sur des coulées basaltiques datées à  $455 \pm 24$  ka et  $553 \pm 24$  ka (McDougall, 1971), respectivement à 1100 m et 800 m d'altitude, indiquant que l'ensemble du rempart le long du sentier est constitué de basaltes du stade PN2. Vers l'est, toujours le long du rempart de Bois Court, cette unité PN2 disparaît sous l'unité PN3 avec un plongement progressif de la discordance. La bordure est du rempart de Bois Court est quant à elle marquée par la présence de coulées en orgues cascading le rempart (point de vue 7.3, Figure 88) sur les coulées PN3 du piton Petit Louis (point de vue 7.4, Figure 88). En dessous, nous retrouvons l'empilement de coulées du stade PN1, la brèche basique Br.b1 et les coulées du stade LM en base de rempart observées le long de la rivière (point de vue 7.2, Figure 88). L'altitude du toit de cette unité LM ( $\sim 750$  m) est équivalente à ce qui a été observée en rive droite. L'ensemble des points de vue cités dans la description sont localisés sur la Figure 90.

La coupe BB' (Figure 85) illustre l'organisation des unités géologiques et leur continuité entre Cilaos et Grand Bassin. On remarque que le flanc sud-est du Piton des Neiges est affecté par une paléo-dépression dès le stade PN1, s'allongeant selon un axe nord-ouest/sud-est. Le comblement de cette paléo-dépression par une unité de brèche Br.b2c peut être interprété comme le témoin d'une déstabilisation de flanc ayant affecté le flanc sud-est de l'édifice. Cependant, compte tenu de la forme en biseau de la brèche Br.b2c et de son absence dans le rempart de Grand Bassin, il est également possible d'envisager que cette paléo-dépression soit un « proto-Grand Bassin » creusé plus à l'ouest de l'actuelle vallée de Grand Bassin. Quoi qu'il en soit, nous confirmons l'existence d'une vallée ayant incisée le massif du Dimitile comme cela a été proposé par Michon (2017). Cependant, nous proposons

un âge de creusement plus ancien que celui entre 935 et 475 ka proposé par cet auteur. En effet, l'unité Br.b2c témoigne que l'incision du massif du Dimitile a débuté un peu avant 935 Ka (pendant le stade PN1), et s'est ensuite poursuivie entre 418 et 373 Ka. De plus, l'absence de décalage le long du bras de la Plaine, mais aussi le long de ce rempart sud-est du cirque de Cilaos, nous incite à interpréter cette paléo-dépression comme ayant une origine érosive, et non tectonique (caldera), contrairement à ce que Chevallier (1979) avait proposé. Ainsi, nous réfutons le tracé est du passage de la caldera I proposée par Chevallier (1979) affectant le massif PN1 du Dimitile, et suggérons qu'un proto Grand Bassin a été creusé dans le secteur sud-est de l'actuel cirque de Cilaos dès le stade PN1. Nous verrons dans le paragraphe 3.3.1.4 si ce proto-Grand Bassin était connecté ou non à un paléo-cirque de Cilaos.



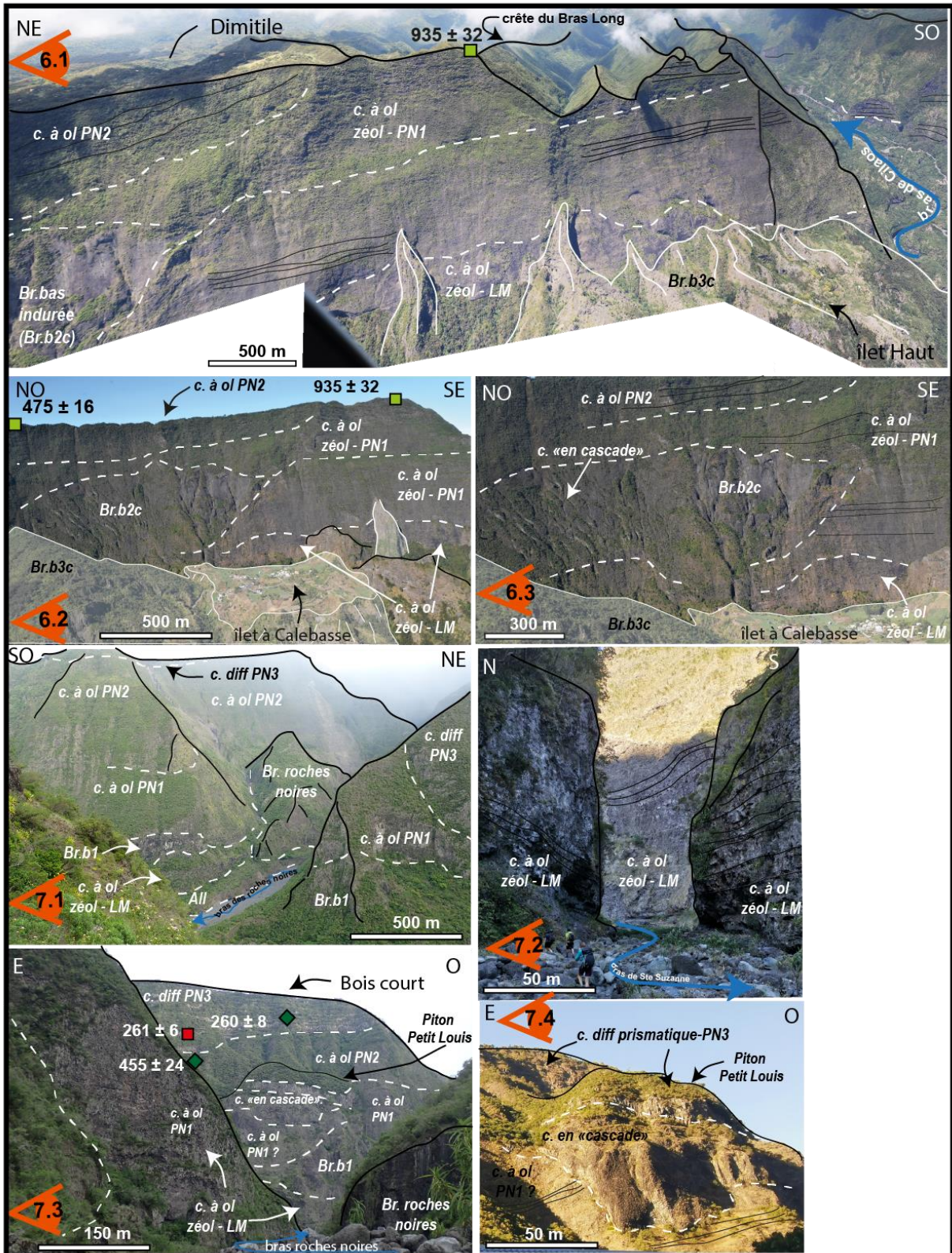


FIGURE 88 : (6.1), (6.2) ET 6.3) DE HAUT EN BAS, LES COULEES DES STADES PN2 ET PN1, L'UNITE DE BRECHE BR.B2C EN LENTILLE, LES COULEES DU STADE LM A LA BASE DU REMPART ET LE DEPOT DE BRECHE BASIQUE PULVERULENTE BR.B3C EN NAPPAGE. (7.1) DE HAUT EN BAS, LES COULEES DES STADES PN3, PN2 ET PN1, LA BRECHE BR.B1 ET LES COULEES DU STADE LM. (7.2) COULEES ATTRIBUEES AU STADE LM A L'ENTREE DE GRAND BASSIN. (7.3) REMPART EST DE GRAND BASSIN AVEC DE HAUT EN BAS, LES COULEES DES STADES PN3, PN2 ET PN1, LA BRECHE BR.B1 ET LES COULEES DU STADE LM. (7.4) COULEES PN3 ET COULEES EN ORGUES « EN CASCADE » DU PITON PETIT LOUIS

### 3.3.1.3. Discordances dans le rempart ouest du cirque sous les Makes

Le rempart constituant le bordure ouest du cirque de Cilaos, sous les Makes est également caractérisé par la présence de plusieurs discordances visibles depuis le point de vue 8.1 (Figure 89). L'unité sommitale est composée de coulées différenciés datées à  $325 \pm 28$  ka (Gillot et Nativel, 1982) au cœur de la dépression des Makes (Observatoire astronomique) et reconnue comme un basalte « bleu » aphyrique reposant sur des basaltes à olivines dans le forage 12283X0053. Ces coulées reposent en discordance, vers 1350 m d'altitude, sur les coulées du stade PN2 en forme de cuvette de la taille de la dépression topographique actuelle des Makes. Les unités du stade PN3 sont recouvertes sur le plateau des Makes par une pellicule de coulées et dépôts pyroclastiques repérés dans le forage 12284X0073/3-4-S1 situé à l'entrée des Makes, pour lesquelles une datation à  $70 \pm 6$  ka est disponible (Salvany, 2009). Le remplissage de cette dépression s'est donc poursuivi jusqu'au stade PN4.

L'unité PN2 située en dessous de cette discordance est repérée également au niveau du piton du Petit Mapou où elle est datée à  $611 \pm 20$  ka (Salvany, 2009). A l'aplomb de ce piton est observée une discordance angulaire (points de vue 8.1, 8.2 et 8.3, Figure 89), entre des coulées sub-tabulaires à pendage vers le nord-ouest semblant venir reposer en onlap sur des coulées du même aspect mais présentant un pendage plus prononcé ( $\sim 40^\circ$  vers le sud-est). Hormis le pendage, l'aspect de ces coulées est identique au-dessus et au-dessous de cette discordance, ce qui nous incite à l'interpréter comme une surface d'érosion au sein de l'unité PN2. L'unité PN2 repose elle-même en discordance (à  $\sim 1000$  m d'altitude) sur une unité de basaltes finement lités, faiblement intrudée. L'altitude du toit de ces coulées augmente progressivement vers le sud-est jusqu'à 1300 m d'altitude (point de vue 8.1, Figure 89) et vient rejoindre les basaltes à olivine faiblement zéolitisés de la Chaîne du Bois de Nèfles datés à  $1247 \pm 42$  ka (Salvany, 2009). En revanche, vers le nord-ouest le toit de cette unité se prolonge à une altitude relativement constante vers 1300 m (point de vue 8.3, Figure 89) sous laquelle apparaît une unité de brèche basique indurée et faillée formant un biseau à l'aplomb du piton du Petit Mapou vers 1150 m d'altitude. Cette unité de brèche vient s'intercaler entre les deux unités laviques anciennes, dont celle au-dessus est l'unité PN1 et celle du dessous est une unité de basaltes à olivine zéolitisé, altéré et particulièrement intrudé. Cette unité du dessous est visible au niveau du Coteau Blanc, du parc à Dennemont et du Parc à Tortues (points de vue 8.1, 8.2, 8.3, 8.4, Figure 89). L'aspect de cette unité est semblable aux coulées de basalte du stade LM repérées dans le secteur amont de Mafate (îlet à Bourse, îlet à Malheur), ce qui est en accord avec sa position stratigraphique. La brèche qui la recouvre est donc interprétée comme l'unité Br.b1. Celle-ci se prolonge vers le nord-ouest où l'altitude de son toit plonge à 900 m (8.4 et 9.1, Figure 89). Nous observons pour la première fois l'unité de

brèche basique Br.B1 dans le cirque de Cilaos. Pour rappel, cette unité de brèche est absente dans l'entrée du cirque de Cilaos et n'est pas non plus repérée dans le rempart sous le Dimitile. Quoiqu'il en soit, nous observons depuis les points de vue 9.1 et 9.2 (Figure 89) que l'unité de basaltes du stade LM apparaît de manière quasi-continue sous les plateaux et îlets où elle est très souvent recouverte par l'unité de brèche basique d'aspect pulvérulent (Br.b3c) dans laquelle on observe des blocs et mégablocs d'une brèche plus ancienne à patine noire, suggérant que cette brèche remanie une brèche plus ancienne. La position de cette dernière discordance dans le rempart, et la présence de coulées anciennes à la base des îlets, avait également été repérée par la discordance que nous avons cartée entre l'unité PN1 et LM. Cette discordance est assez similaire à celle cartée par Lacquement et Nehlig (2008) entre l'unité de basalte à olivine ancien sous l'unité de basalte à olivine récent, tout comme l'unité de brèche basique pulvérulente (Br.b3c) déjà cartée par ces mêmes auteurs et révisée par Chaput (2013).

La coupe BB' et CC' (Figure 85) illustrent l'organisation des unités géologiques repérées dans cette partie aval du cirque de Cilaos. Le flanc sud-ouest du Piton des Neiges est marqué par la présence de deux paléo-vallées. Une première creusée dès la fin du stade PN1 sur le flanc ouest du Piton des Neiges, délimitée par la chaîne du Bois de Nèfles au sud et se prolongeant jusqu'au Petit Bénare, comme nous allons le voir ultérieurement (cf. paragraphe 3.3.1.5). Cette dépression affecte une bonne partie du flanc sud-ouest et ouest du Piton des Neiges avant d'être comblée par l'activité du stade PN2. Le flanc sud-ouest est ensuite une nouvelle fois creusé selon le même axe pendant (en témoigne la discordance intra-PN2) et après le stade PN2. Ce paléo-cirque des Makes sera comblé par l'activité du stade PN3 et recreusé, avant d'être comblé une dernière fois par l'activité terminale (stade PN4) du Piton des Neiges. Il est important de rappeler que la brèche basique Br.b1 n'apparaît pas dès l'entrée du cirque de Cilaos, et quelle est uniquement repérée dans le rempart ouest à l'aplomb du piton du Petit Mapou, dans le bras de Saint-Paul (coupe CC', Figure 85). Tout comme le proto Grand Bassin, le remplissage par l'activité PN2 est conséquente (près de 700 m de puissance dans la partie nord du cirque de Cilaos) et constitue la majorité du rempart délimitant le cirque de Cilaos. L'absence de décalage le long du rempart, et les remplissages successifs selon le même axe dès la fin du stade PN1, nous incite à interpréter cette paléo-dépression comme ayant une origine érosive et à réfuter le tracé de la caldera I proposé par Chevallier (1979). Ainsi, la bordure sud du cirque de Cilaos n'est pas délimitée par une caldera, mais est affectée par le creusement de deux paléo-dépressions distinctes, le proto Grand Bassin et le paléo-cirque des Makes, limités l'un de l'autre par une planèze de basaltes du stade PN1 au sein duquel s'est creusé l'actuel exutoire du cirque.



FIGURE 89 : (8.1), (8.2) ET (8.3) DE HAUT EN BAS LES COULEES PN3, LES COULEES PN2 AFFECTEE PAR UNE DISCORDANCE ANGULAIRE, LES COULEES PN1 ET LES COULEES LM ENTRE LESQUELLES S'INTERCALE L'UNITE DE BRECHE BR.B1 AU NORD-OUEST. (8.4) ET (9.1) LES COULEES PN2, LES COULEES PN1, LA BRECHE BR.B1 ET LES COULEES LM TRES INTRUDEES ET NAPPEES DE LA BRECHE BR.B3C. (9.2) COULEES LM A LA BASE DE L'ENSEMBLE DES ILETS ET EN BASE DE REMPART OUEST OU EST NAPPEE DE LA BRECHE BR.B3C CONTENANT DES MEGA-BLOC DE BRECHE ANCIENNE.

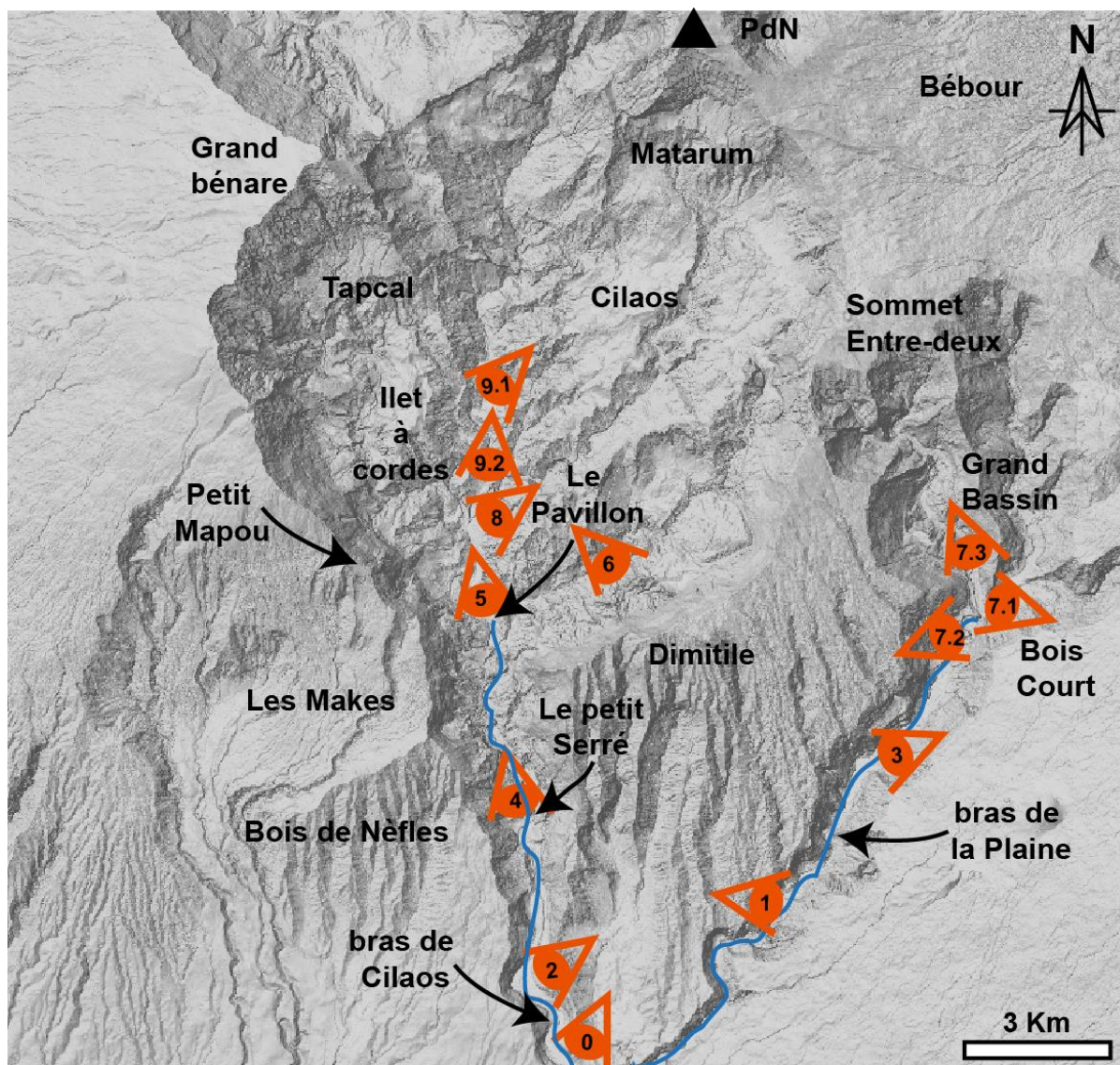


FIGURE 90 : CARTE DE LOCALISATION DES DIFFERENTS POINTS DE VUE ILLUSTRANT LA GEOLOGIE DU SECTEUR AVAL DU CIRQUE DE CILAOIS, AINSI QUE LE SECTEUR DU BRAS DE PLAINE ET DE GRAND BASSIN.

#### 3.3.1.4. Secteur du Morne de Gueule Rouge

La géologie du Morne de Gueule Rouge fait l'objet de plusieurs débats, puisque les différentes études réalisées sur le cirque de Cilaos proposent chacune une interprétation différente. Chevallier (1979) propose que le Morne de Gueule Rouge est affecté par la subsidence en chaudron accompagnant la mise en place de la caldera I. Lacquement et Nehlig (2008) proposent que l'ensemble des pitons (Gueule Rouge, Grand Piton, Bonnet de Prêtre) sont des méga-blocs d'une avalanche de débris mise en place vers 140 ka (BrAvC<sub>2</sub> sur leur carte). Chaput (2013) propose que les coulées du Morne de Gueule Rouge comblent une paléo-vallée formée près d'une cicatrice d'une avalanche plus ancienne ayant affectée le flanc sud-ouest, et dont le témoin est le remplissage de la brèche I. Nous allons donc décrire la face ouest et la face est de cette crête afin d'identifier si la géologie de part et

d'autre de cet édifice est similaire, et si elle est en continuité avec la géologie des remparts précédemment décrits (cf. paragraphes 3.3.1.2 et 3.3.1.3). Nous pourrions ainsi en tirer des conclusions sur la présence d'une faille de caldera (Chevallier, 1979), la présence de méga-blocs déplacés par translation d'avalanche de débris (Lacquement et Nehlig, 2008), ou encore la présence d'une cicatrice d'avalanche (Chaput, 2013). Pour rappel, à l'heure actuelle nous n'avons détecté la brèche Br.b1 (entre PN1 et LM) que dans le bras de Saint-Paul, au pied du rempart ouest sous le piton du petit Mapou.

Sur sa face ouest, le Morne de Gueule Rouge est dans la continuité du Piton Morel et de Grand Piton (points de vue 10 et 11, Figure 91). La limite nord-est de cette crête est caractérisée par un contact de brèche basique faiblement indurée sur des coulées de basalte à olivine, zéolitisées et intrudées (point de vue 10, Figure 91). Cette unité de brèche basique plus ou moins indurée selon les lieux où elle affleure est également reconnue à la base du rempart le long du sentier des Calumets, à la base du Bonnet de Prêtre et à la base du Piton Béthoune, où elle se situe sous les coulées du stade PN1. Nous suggérons ainsi que cette unité de brèche soit l'unité de brèche Br.b2c qui est ainsi l'extension au nord du proto grand Bassin repéré dans le rempart sous le Dimitile. Les coulées du stade PN1 quant à elles se prolongent dans la crête vers le sud-ouest jusqu'au Morne de Gueule Rouge (point de vue 11, Figure 91). Sous cette unité PN1, apparaît vers 1000 m d'altitude, une unité de brèche basique indurée, très altérée (aspect friable) et très intrudée (point de vue 12.1 et 12.2, Figure 91). Cette unité de brèche est observée le long du bras de Benjoin et est visible depuis le point de vue sur la cascade du cap Noir (point de vue 12.3, Figure 91). Cette brèche repose en discordance sur des coulées de basaltes anciens et intrudées du stade LM à l'extrémité ouest de la prolongation du relief du Morne de Gueule Rouge. Ainsi, l'extension de cette brèche est limitée au sud, à l'extrémité du plateau de La Plateforme. De par sa position stratigraphique sous l'unité PN1, et nappant l'unité LM, il semble que cette brèche appartienne à l'unité Br.b1. Cette brèche Br.b1 est recouverte, sur l'extrémité sud du Morne de Gueule Rouge, vers 750 m d'altitude par une unité de brèche également basique à éléments zéolitisés mais pulvérulente, l'unité Br.b3c. Le point de vue 13 (Figure 91) illustre la géologie environnante, dans la ravine de la Roche Pendue et le long du grand bras de Cilaos, où l'on observe les coulées anciennes du stade LM apparaître à la base des îlets et à l'intersection des Trois Bras (bras de Benjoin, bras de St Paul et grand bras de Cilaos). Dans ce secteur on observe également l'omniprésence de dépôts de brèches plus ou moins indurées (Br.b1 et Br.b3c) dont la position entre elles n'est pas claire. L'organisation de cette face ouest et l'extension de l'unité de brèche Br.b1 sont illustrées sur la coupe CC' (Figure 85).

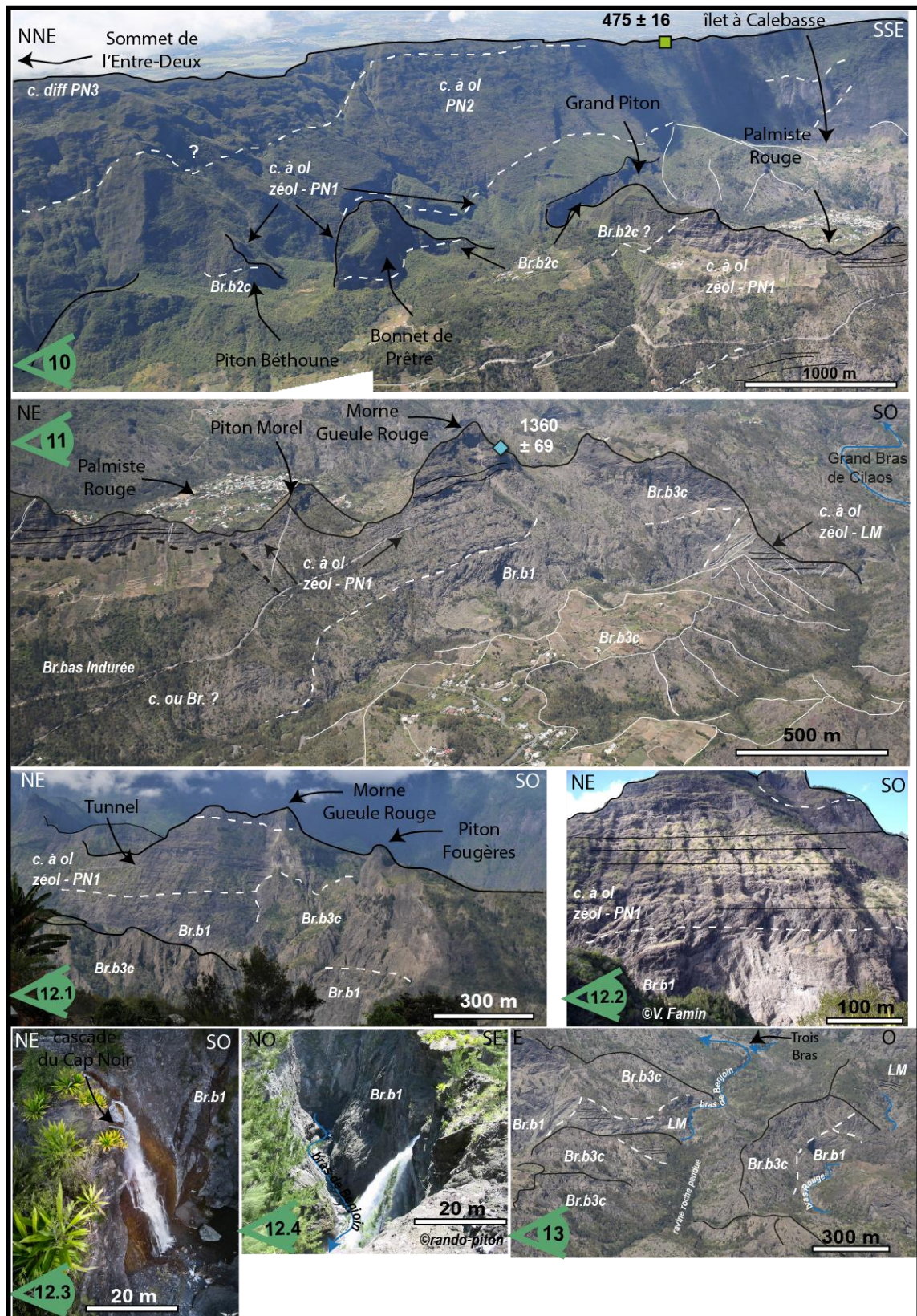


FIGURE 91 : (10) UNITE DE BRECHE BR.B2C REPOSANT EN DISCORDANCE SUR ET SOUS LES COULEES PN1. (11) ET (12.1) DE HAUT EN BAS, L'UNITE PYROCLASTIQUE RECOUVRANT LES COULEES PN1, LA BRECHE BR.B1 RECOUVERTE PAR LA BRECHE BR.B3C SUR LA PARTIE SUD-OUEST DU MORNE DE GUEULE ROUGE. (12.2) ZOOM DE LA DISCORDANCE ENTRE LES COULEES DU STADE PN1 ET LA BRECHE BR.B1 SOUS LE MORNE DE GUEULE ROUGE. (12.3) ET (12.4) BRECHE BR.B1 LE LONG DU BRAS DE BENJOIN ET LA CASCADE DU CAP NOIR. (13) VUE D'ENSEMBLE AVEC L'UNITE DE LA BRECHE BR.B3C REPOSANT SUR L'UNITE DE LA BRECHE BR.B1 REPOSANT EN DISCORDANCE SUR LES COULEES DU STADE LM QUI SONT EGALEMENT OBSERVEES A LA BASE DES ILETS ET LE LONG DU BRAS ROUGE.

Depuis Palmiste Rouge, on remarque que la géologie de la face est du Morne de Gueule Rouge est semblable à celle du Piton Morel. On observe dans les deux cas, une première unité de brèche claire indurée d'aspect pulvérulent, surmontant les basaltes zéolités du stade PN1, vers 1200 m au Morne de Gueule Rouge et vers 1250 m au Piton Morel. Dans le cas de notre étude, nous n'avons pas approfondi la nature de cette unité, et calquons notre interprétation sur celle de Lacquement et Nehlig (2008) et de Chaput (2013) interprétant cette unité comme un dépôt pyroclastique du stade différencié. Les coulées des crêtes du piton Morel et du Morne de Gueule Rouge sont nappées par des cônes de brèche pulvérulente interprétée comme la brèche Br.b3c. L'unité PN1 du Morne de Gueule Rouge (datée à  $1369 \pm 39$  ka, Cruchet et al.(2008)), repose en discordance sur une unité de brèche à éléments zéolités, reposant elle-même en discordance sur une unité de basaltes zéolités plus ancienne (15.1, Figure 92). La forme de ce contact suggère soit une faille, avec dans ce cas l'unité de brèche interprétée comme une brèche de faille, soit la limite d'une paléo-dépression creusée dans les coulées du stade LM et comblée par les coulées du stade PN1. L'unité de brèche dans ce cas est un reliquat du placage d'une brèche d'écroulement ou d'une brèche d'avalanche de débris. L'absence de figure de déformation au sein de la brèche (point de vue 15.2, Figure 92), nous incite à interpréter ce contact plutôt comme la bordure d'une paléo-dépression.

Les coulées anciennes du stade LM, situées au sud de cette discordance sont observées au niveau du tunnel de Peter Both (point de vue 16, Figure 92). Cependant au-delà de ce tunnel vers le sud-ouest, cette unité LM est remplacée par une brèche pulvérulente dans laquelle apparaissent des méga-blocs de brèche d'aspect plus ancien dont l'un est visible depuis le sentier menant au petit bras de Cilaos depuis Palmiste Rouge (points de vue 17, Figure 92). Plus en contrebas, en rive gauche du petit bras de Cilaos, vers 600 m d'altitude, est observée une brèche indurée à matrice grise et à éléments zéolités avec quelques passées oxydées (point de vue 18, Figure 92). Cette brèche est polygénique avec des clastes de taille hétérogène (jusqu'à métrique), présentant parfois une fracturation de type jigsaw crack, et/ou des clastes présentant une auréole d'altération. Le faciès de cette brèche est caractéristique d'une brèche d'avalanche de débris. Cette brèche est par ailleurs recoupée par de nombreuses intrusions basiques et différenciées, et métamorphisée dans le faciès schiste vert à prehnite/pumpellyite. Elle est indurée lorsqu'elle apparaît dans et en bordure des lits de rivières, mais devient beaucoup plus friable et fracturée hors de ces zones. Cette brèche est surmontée de l'unité de brèche pulvérulente Br.b3, sauf sous l'îlet Haut où apparaissent les coulées du stade LM au-dessus de cette brèche repérée au fond du petit bras de Cilaos (point de vue 19, Figure 92). Cette brèche est également observée plus en amont au niveau de la ravine des Calumets où elle apparaît également sous des basaltes zéolités. Cependant, en aval, lorsque l'on approche du Pavillon, une pile de sills vient masquer l'affleurement de cette unité de brèche, qui ne sera plus visible ni le long du petit bras de Cilaos, ni dans les forages du secteur du Pavillon, ni dans le bras de Cilaos. Cette brèche



serait donc une brèche antérieure à l'activité du stade LM du Piton des Neiges, dont l'affleurement sur une zone restreinte ne permet pas d'aller plus loin dans l'interprétation. Ainsi, une différence notable existe de part et d'autre du Morne de Gueule Rouge, puisque l'unité de brèche Br.b1 n'apparaît que sur la face ouest. Sur la face est, les coulées du stade PN1 reposent directement sur les coulées du stade LM, qui elles même semblent reposer sur une unité de brèche plus ancienne que nous appelons Br.b0. La coupe CC' (Figure 85) illustre l'organisation des unités géologiques de part et d'autre du Morne de Gueule Rouge et leur place par rapport aux remparts précédemment décrits. La coupe DD' (Figure 86) met en évidence la limite structurale observée sur l'extrémité sud-ouest du Morne de Gueule Rouge entre les deux unités de coulées PN1 et LM. Les deux coupes CC' et DD' (Figure 85 et Figure 86) mettent en évidence que les coulées du stade LM repérées au niveau du Morne de Gueule affleurent à une altitude relativement élevée (~950 m) et ont des pendages externes réguliers. Ceci suggère ainsi que ces coulées sont en place et qu'elles ne sont affectées par un abaissement de type caldera, ni par une avalanche de débris plus récente. Nous réfutons donc à la fois le passage de la caldera I proposée par Chevallier (1979) et modèle de « méga-blocs » de Lacquement et Nehlig (2008). Cependant, il apparaît clairement que le Morne de Gueule Rouge constitue une limite structurale d'une paléo-dépression creusée uniquement au nord et à l'ouest de ce relief, alors que la partie à l'est, l'actuel rempart du Dimitile, évolue de manière indépendante avec sa propre paléo-vallée (le proto Grand Bassin). La coupe CC' (Figure 85) illustre cette limite structurale au niveau du Morne de Gueule Rouge, avec à l'ouest un creux topographique comblé par la brèche Br.b1 dont l'extension sous le rempart est suggérée. A l'est cette brèche Br.b1 est absente mais l'unité de la brèche Br.b2c est présente dans le proto Grand Bassin creusé au stade PN1 (cf. paragraphe 3.3.1.2). Nous rejoignons donc l'interprétation de Chaput (2013) proposant dans Cilaos une dépression ouverte vers l'ouest entre LM et PN1, mais nous réduisons son emprise. En effet, nous avons à la fois repéré la limite sud de la brèche Br.b1 au niveau du Morne de Gueule Rouge et dans le rempart ouest sous le piton du Petit Mapou, et également remarqué l'absence de cette brèche dans la partie aval (entrée de Cilaos) et ouest (rempart Dimitile). Ainsi, la limite de cette déstabilisation (interprétation Chaput (2013)) affectant le flanc sud du Piton des Neiges entre 2 et 1,4 Ma n'est pas la bordure actuelle du cirque de Cilaos. Durant le stade PN1, le flanc sud du Piton des Neiges est creusé par le proto Grand Bassin qui persistera à entailler le flanc sud jusqu'à la fin du stade PN3, en enregistrant plusieurs remplissages et creusements et en migrant vers l'est pour donner l'actuel Grand Bassin. Postérieurement au stade PN1, le flanc sud sera également creusé dans sa partie ouest par un paléo-cirque des Makes, comblé par les coulées du stade PN2, et sera ensuite recreusé et re-rempli durant le stade PN3 et le stade PN4 pour donner l'actuelle Plaine des Makes. L'ensemble des points vue illustrés dans ce paragraphe sont localisées sur la Figure 93.

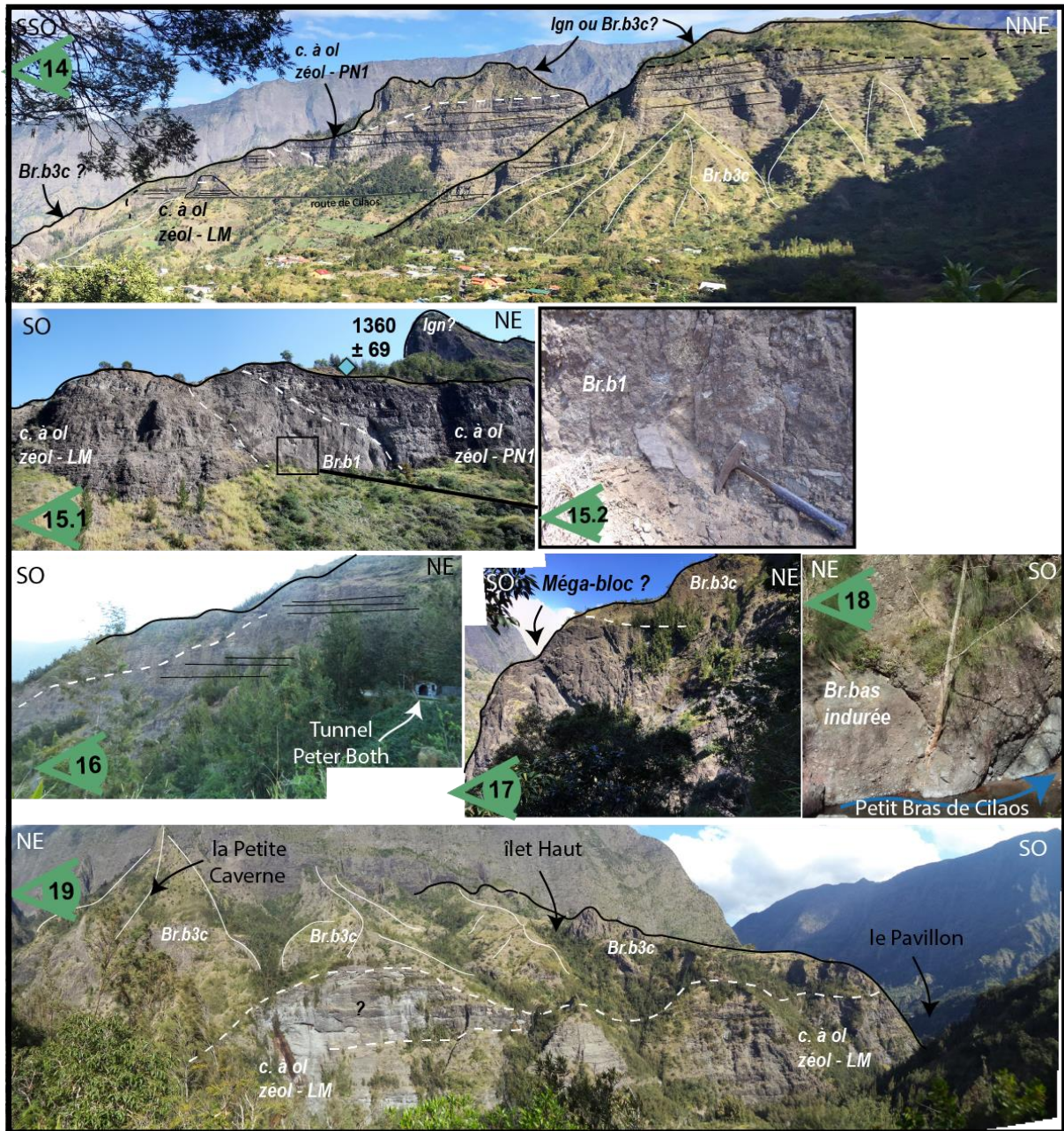


FIGURE 92 : (14) DE HAUT EN BAS, L'UNITE PYROCLASTIQUE REPOSANT EN DISCORDANCE SUR LES L'UNITE PN1 DU MORNE DE GUEULE ROUGE ET DU PITON MOREL, NAPPEE PAR LA BRECHE BR.B3C. (15.2) COULEES DU STADE PN1 REPOSANT EN DISCORDANCE SUR CELLES DU STADE LM OU L'UNITE BR. B1 SOULIGNE LE CONTACT. (15.2) ASPECT DE LA BRECHE BR. B1 SANS FIGURES DE DEFORMATION. (16) UNITE DE BRECHE BR.B3C REPOSANT SUR LES COULEES DU STADE LM AU NIVEAU DU TUNNEL DE PETER BOTH. (17) MEGA-BLOC DE BRECHE ANCIENNE (BR.B1 OU BR.B2) DANS L'UNITE BR.B3C SOUS PETER BOTH. (18) ET (19) L'UNITE DE BRECHE BR.B0 APPARAISSANT SOUS LES COULEES LM DU PLATEAU D'ILET HAUT.

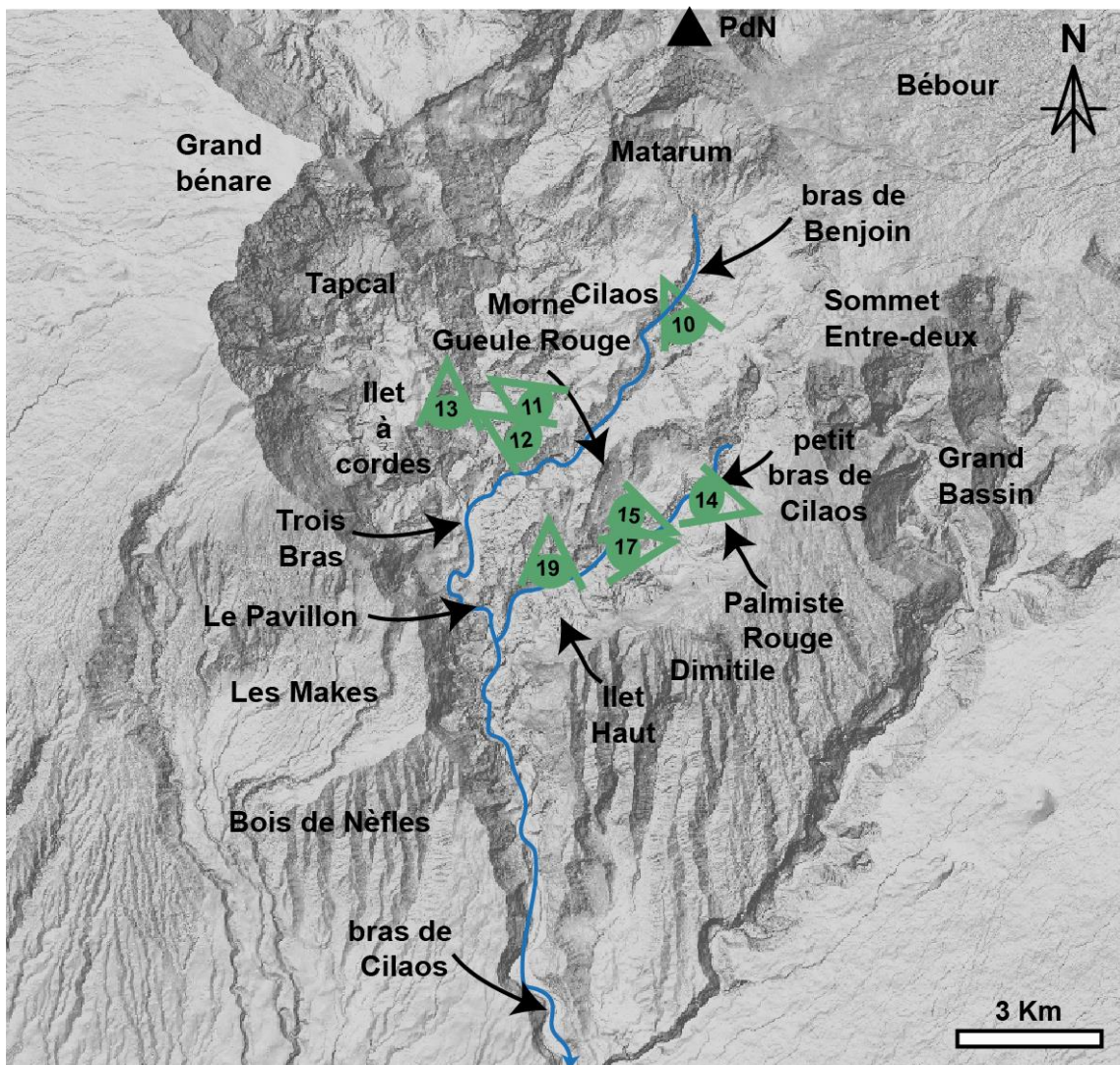


FIGURE 93 : CARTE DE LOCALISATION DES DIFFERENTS POINTS DE VUE ILLUSTRANT LA GEOLOGIE DU SECTEUR EST DU CIRQUE DE CILAOS (MORNE DE GUEULE ROUGE).

### 3.3.1.5. Discordances dans le rempart ouest – secteur du Tapcal et continuité des unités dans le bras Rouge.

Les unités et discordances repérées dans la partie aval du rempart ouest du cirque de Cilaos se prolongent jusque dans le secteur du Tapcal. Depuis le point de vue 20 (Figure 94) on observe la continuité des coulées du stade PN3 qui s'épaississent progressivement sur l'unité PN2 sous-jacente. Cette unité PN2 est observée jusqu'à la crête séparant la ravine Limon de la ravine Raisin, sous le petit Bénare, où elle affleure entre 1950 m et 1650 m. L'unité PN1, quant à elle, voit son altitude augmenter progressivement, passant de 1200 m sous le piton du Petit Mapou, à 1300 m d'altitude dans le secteur de l'îlet Sources (point de vue 21, Figure 94) puis 1600 m dans le rempart dans le secteur de l'îlet du

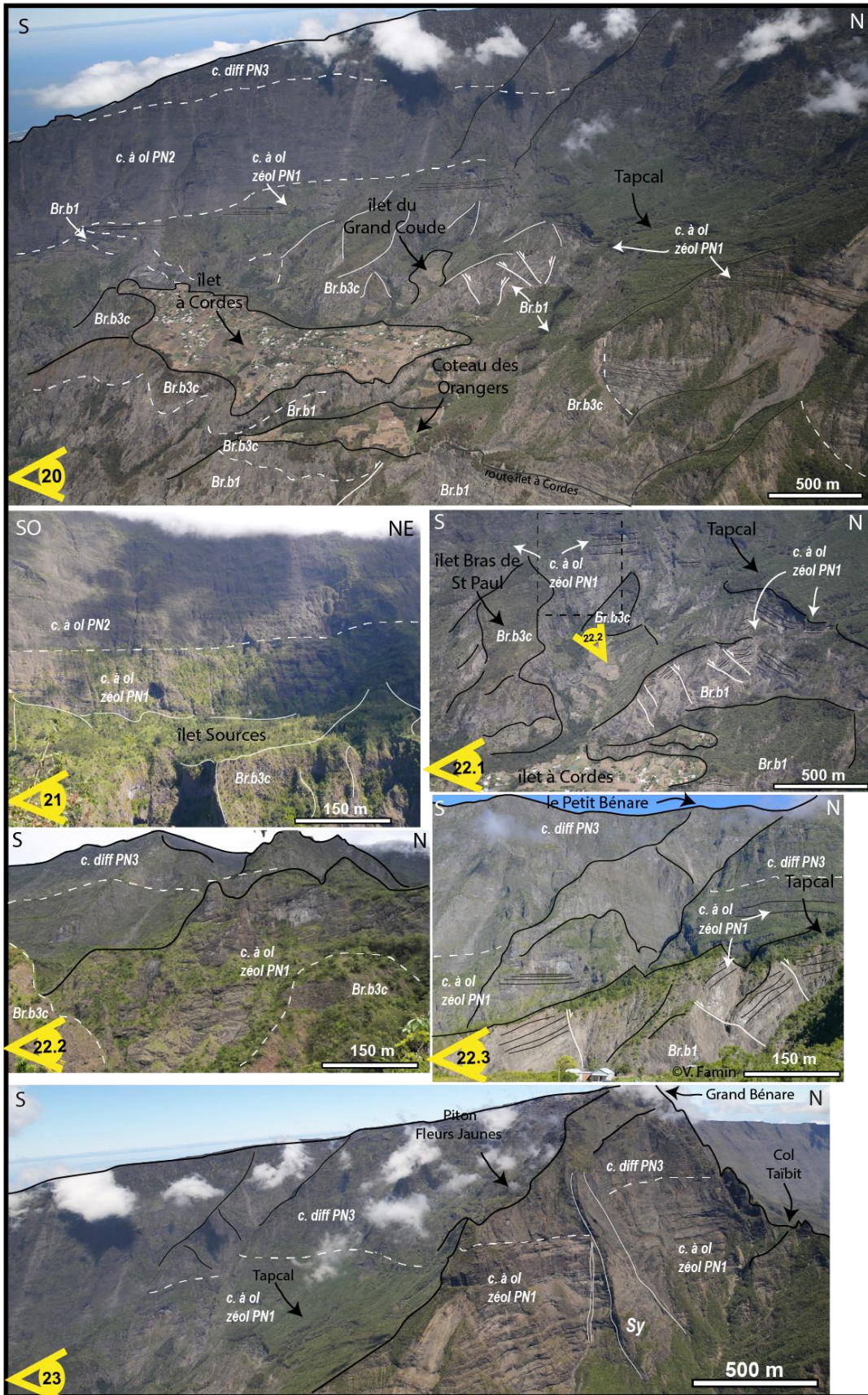
Bras de St Paul (point de vue 22.1, Figure 94). Dans ce secteur, les coulées sont particulièrement intrudées (point de vue 22.2, Figure 94), mais l'absence de l'unité de brèche Br.b1 au toit de ces coulées nous incite à l'interpréter comme la continuité de l'unité PN1. Le tracé de cette discordance entre les unités PN2 et PN1 est en accord avec celle proposée par Lacquement et Nehlig (2008) entre les basaltes à olivine récents et anciens. Au-delà de la ravine Raisin, cette unité PN1 se prolonge et constitue toute la base du rempart entourant le plateau du Tapcal, (point de vue 20 et 22.3, Figure 94). L'altitude du toit de cette unité PN1 continue d'augmenter progressivement, passant de 1600 m à plus de 2000 m sur la limite nord-est du plateau du Tapcal se continuant au niveau du piton Fleurs Jaunes vers 2250 m (point de vue 20, Figure 94) et jusque dans le secteur du Taïbit où cette même unité a été repérée dans le secteur amont de Mafate (point de vue 23, Figure 94) (cf. paragraphe 3.1.1.6). Ainsi, contrairement à Lacquement et Nehlig (2008), nous ne retrouvons pas l'unité PN2 dans le rempart délimitant le Tapcal et observons les coulées PN3 reposant directement sur les coulées PN1, comme nous l'avions également observé dans la partie amont du cirque de Mafate. La base de ces coulées PN1 apparaît à la bordure sud du plateau du Tapcal, où elle repose sur une unité de brèche basique indurée vers 1250 m d'altitude (point de vue 20, 22.1 et 22.3, Figure 94). Cette bordure sud du Tapcal est affectée par des failles normales mettant en contact les coulées PN1 basculées, présentant un pendage vers le sud plus marqué que celles repérées dans le rempart, et la brèche sous-jacente. Cette zone a été préalablement décrite par Michon (2017) et est interprétée comme un glissement de type non-rotationnel entraînant le basculement et la mise en place d'une série de blocs de basaltes du stade PN1 vers l'aval. L'appartenance de cette brèche à l'unité Br.b1 est avérée, car même en l'absence de datations disponibles dans ce secteur, elle se situe dans la continuité de la brèche Br.b1 observée sous le piton du Petit Mapou, et également le long du bras Rouge (point de vue 24, Figure 95) où l'empilement des unités LM (observées depuis trois bras point de vue 25, Figure 95), Br.b1 et PN1 (observées depuis trois bras point de vue 25, Figure 95) est repéré. L'unité de brèche basique pulvérulente (br.b3c), vient napper ensuite l'ensemble de ces unités pour constituer la partie supérieure du plateau d'îlet à Cordes, du coteau des Orangers et nappe les coulées PN1 du Piton Fleurs Jaunes (point de vue 20, Figure 94).

Nous sommes donc en accord avec Michon (2017) proposant que la partie sud du Tapcal est affectée par un effondrement qui constitue le soubassement du plateau d'îlet à Cordes. Cet effondrement est contrôlé par un glissement de la brèche Br.b1 sur l'unité de coulées LM. La mise en place de ce glissement a lieu après le stade PN1 et avant les déstabilisations conduisant à la mise en place des brèches des plateaux d'îlet à Cordes et de Cilaos (< 70 Ka). Nous rejoignons Lacquement et Nehlig (2008) proposant une mise en place de cette déstabilisation entre 180 et 85 Ka, mais sommes cependant en désaccord avec le mode de mise en place proposé par ces auteurs associant les blocs basculés du Tapcal à des méga blocs de l'avalanche de débris BrAvC<sub>2</sub> issue d'un effondrement majeur.

La coupe EE' (Figure 86) illustre l'organisation nord-sud du secteur ouest du cirque de Cilaos, et le glissement des coulées PN1 et de l'unité de brèche Br.b1 sur les coulées LM. Nous remarquons également, comme cela avait déjà été énoncé dans le paragraphe (3.3.1.4), que l'unité de brèche Br.b1 ne s'étend pas au-delà du Bras de Saint-Paul, entre le coteau Blanc et la bordure du plateau d'îlet à Cordes (Terres Fines).

Sous les coulées du stade LM, le long du bras Rouge on retrouve une unité de brèche basique très altérée (point de vue 24 et 25, Figure 95) visible depuis l'îlet du Camp de Pitsa, en contrebas du coteau des Orangers, jusqu'au cassé de La Chapelle, où une intrusion de syénite recoupe et limite l'extension amont de cette brèche. L'altitude du toit de cette brèche diminue progressivement, passant de 1000 - 950 m d'altitude depuis la Chapelle jusqu'à moins de 800 m vers l'îlet du Camp de Pitsa. Cette brèche est particulièrement altérée, recoupée par des intrusions différenciées (dykes et sills) et son toit est souligné par une pile de sills. Bien que nous ayons peu d'affleurements disponibles de cette brèche, la position stratigraphique sous les coulées LM est claire, nous incitant à l'associer à l'unité Br.b0 repérée ultérieurement dans le petit bras de Cilaos, plutôt que la brèche Br.b1. Cette interprétation est en désaccord avec l'extension proposée de la brèche I par Chaput (2013), mais nous conservons l'interprétation de cette brèche comme une brèche d'avalanche de débris remplissant un creux topographique ouvert vers l'ouest (Chaput, 2013) dont l'extension reste à déterminer. En effet, la question reste ouverte sur la continuité ou non de cette unité Br.b0 du bras Rouge et du petit bras de Cilaos. Quoi qu'il en soit cette unité de brèche témoigne que le flanc sud du Piton des Neiges subissait déjà des épisodes érosifs avant même l'édification du stade LM.

*FIGURE 94 : (20) DEPUIS LE HAUT VERS LE BAS ON OBSERVE LES COULEES DU STADE PN3, S'ÉPAISSISSANT VERS LE NORD, REPOSANT SUR LES COULEES DU STADE PN2 ELLES MEME REPOSANT SUR CELLES DU STADE PN1 ET QUI CONSTITUENT LE PLATEAU DU TAPCAL. LA BORDURE SUD DU TAPCAL EST CARACTERISEE PAR UN GLISSEMENT DE L'UNITE PN1 ET DE LA BRECHE SOUS-JACENTE SUR L'UNITE LM. (21) DISCORDANCE ENTRE LES UNITES PN2 ET PN1 AU NIVEAU DE L'ILET SOURCES. (22.1, (22.2) ET (22.3) UNITE PN1 DANS LE REMPART AVEC BEAUCOUP D'INTRUSIONS ET BLOCS BASCULES AFFECTANT LES UNITES BR.B1 ET PN1. (22.3) COULEES DU STADE PN3 REPOSANT SUR L'UNITE PN1 DU TAPCAL ET ZOOM SUR LES BLOCS BASCULES. (23) UNITE PN3 REPOSANT SUR PN1 ET CONTINUITE AVEC LES L'UNITE PN1 REPEREE DANS LE SECTEUR DU TAÏBIT DANS LE CIRQUE DE MAFATE.*



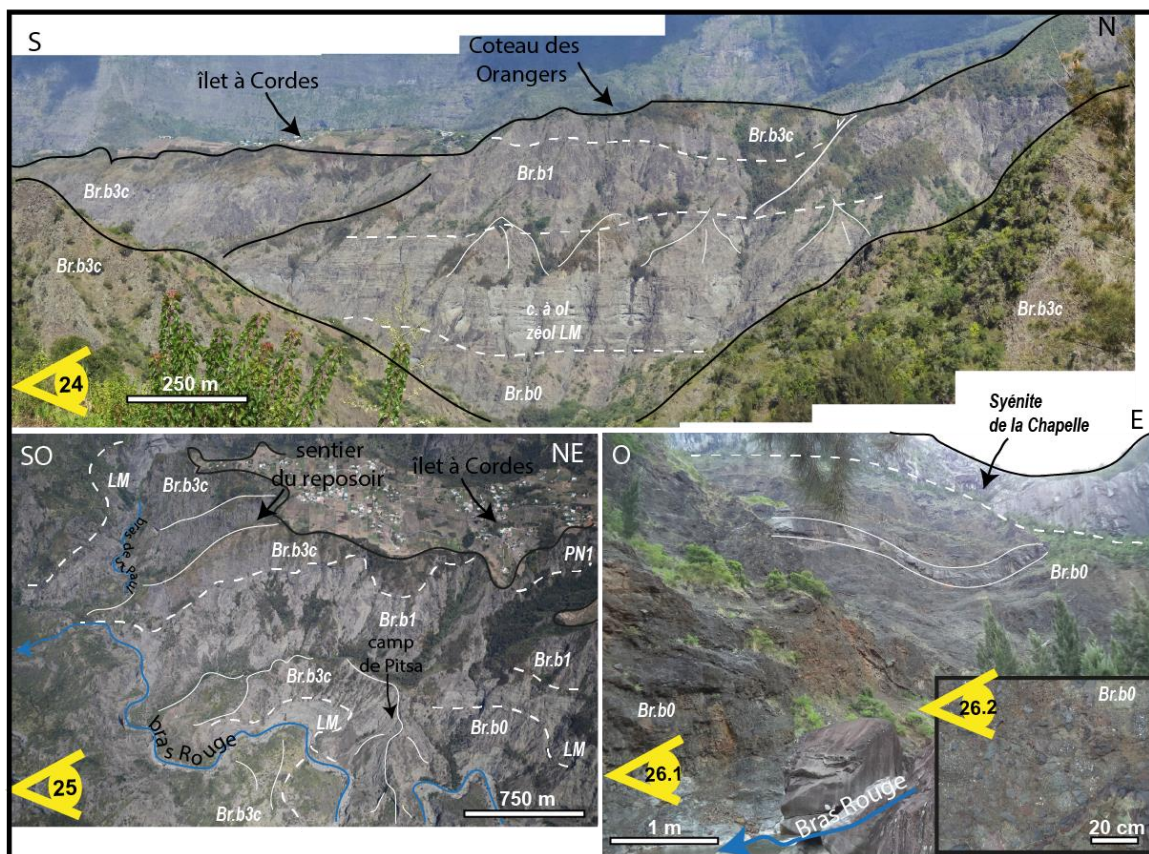


FIGURE 95 : (24) RIVE DROITE DU BRAS ROUGE, VUE DEPUIS LE SENTIER DE LA CHAPELLE, AVEC L'UNITE BR.B3C REPOSANT SUR L'UNITE BR.B1 ELLE-MEME EN DISCORDANCE SUR LES COULEES LM. LES COULEES LM REPOSENT ELLES SUR L'UNITE DE BRECHE BR.B0 . (25) VUE AERIENNE DU BRAS ROUGE ILLUSTRANT L'OMNIPRESENCE DES UNITES DE BRECHE. (26.1) ET (26.2) AFFLEUREMENT DE L'UNITE DE BRECHE BR.B0 LE LONG DU BRAS ROUGE, EN AVAL DE LA CHAPELLE.

### 3.3.1.6. Discordances dans le rempart nord-est – secteur du Matarum

La partie nord-est du cirque de Cilaos est quant à elle également caractérisée par la présence d'un plateau dans la partie amont, le plateau du Petit Matarum. Pour rappel, nous avons repéré dans le rempart est (cf. coupe CC', Figure 85) la pile stratigraphique suivante de haut en bas : PN3, PN2, PN1, brèche intra-PN1 (Br.b2c). On observe la limite de ces unités sur le point de vue 27.1 (Figure 96). Le sommet de l'Entre-Deux, daté à  $213 \pm 5$  ka (Cruchet et al., 2008), est dans la continuité du Coteau Maigre constituant la bordure sud du paléo-cirque des Marsouins creusé dans les coulées du stade PN3 et comblé par les coulées du stade PN4. Bien que le rempart nord-est délimitant le cirque de Cilaos de la plaine de Bébour soit très végétalisé, nous arrivons à distinguer que celui-ci est affecté par le creusement du paléo-cirque des Marsouins. En effet, en amont du sommet de l'Entre-Deux, on observe des coulées différenciées, dont le toit est daté à  $69 \pm 4$  ka (Cruchet et al., 2008), reposent en onlap sur les coulées différenciées du stade PN3 datées à  $347 \pm 7$  ka (Cruchet et al., 2008) vers 1800 m d'altitude (point de vue 27.1, Figure 96). Cette unité PN4 se prolonge vers le nord (points de vue 27.2 et 28.1, Figure 96) où des datations sont disponibles au niveau de la Caverne Dufour ( $31 \pm 4$  ka, Gillot et Nativel, 1982) et le long du sentier « du Bloc » ( $131 \pm 4$  ka,  $103 \pm 2$  ka,  $72 \pm 4$  ka, Rais et al., 1996), attestant la présence de PN4 au-dessus de 2000 m d'altitude.

Sous ces coulées du stade PN4, on retrouve une unité de basaltes à olivine zéolitisée qui constitue tout le plateau du Petit Matarum, dont le toit est reconnu vers 2000 m d'altitude (points de vue 27.2 et 28.1, Figure 96), et la base à  $\sim 1750$  m sur la limite ouest du plateau (points de vue 28.1 et 28.2, Figure 96). Cette base augmente progressivement en altitude vers l'est du plateau où elle atteint 1850 m au niveau du bras de Benjoin (point de vue 28.3, Figure 96). Les altitudes du toit et de la base de ces coulées de basalte zéolitisées, ainsi que leur pendage, sont cohérent avec l'unité de PN1 que l'on trouve au col du Taïbit. De plus, ces coulées du Petit Matarum reposent sur une unité de brèche basique indurée et très intrudée. L'ensemble de ces caractéristiques nous incite à interpréter ces coulées de basaltes zéolitisées comme appartenant au stade PN1, et la brèche intrudée au-dessous comme appartenant à l'unité Br.b1. Le prolongement de cette unité PN1 n'est pas observé dans le rempart nord-est du cirque de Cilaos sous la forêt de Bébour, car ce secteur est nappé par des unités de brèche plus récentes. Cependant, la présence de ces coulées est supposée avec une altitude du toit à 1800 m maximum, qui diminue vers le sud-est. Une reconnaissance sur le terrain, le long de la ravine des Prunes (ravine bordant à l'est le plateau du Petit Matarum) n'a pas permis de révéler la présence de l'unité PN1, mais confirme l'affleurement d'une brèche basique indurée, intrudée, zéolitisée dès 1850 m (point de vue 29.1, Figure 96). Cette brèche est interprétée comme l'unité Br.b1. Elle est nappée par secteurs par une brèche également basique moins indurée mais tout de même intrudée (points de vue 29.2 et 29.3, Figure 96). Ainsi, bien que la continuité de l'unité PN1 est faiblement



contrainte nous supposons tout de même que celle-ci se prolonge. Cependant dans ce secteur, l'unité PN1 s'est faite considérablement creusée par la tête de vallée du paléo-cirque des Marsouins.

A l'ouest de ce plateau du Petit Matarum, la continuité de ces coulées est observée le long de la crête du Bonnet Carré jusqu'à une altitude de 1450 m où elle repose sur l'unité Br.b1 et constitue la bordure ouest de la forêt du Grand Matarum (point de vue 28.1, Figure 96). La bordure sud du plateau du Petit Matarum est nappée par une unité de brèche pulvérulente constituant la forêt du Grand Matarum, le plateau des Chênes et le plateau de Cilaos.

La coupe FF' (Figure 86) illustre l'organisation nord-sud de ce secteur est du cirque de Cilaos, caractérisé en amont par la présence d'un plateau de PN1 surmontant l'unité de brèche Br.b1, également observée plus au sud au niveau de la crête du Grand Piton et Piton Morel vers 1150 m. Plus au sud, l'unité Br.b1 disparaît et l'unité PN1 repose directement sur l'unité LM pour constituer le rempart sud du cirque, sous le Dimitile vers 1050 m d'altitude. Nous retrouvons ainsi la limite sud de l'extension de l'avalanche de débris caractérisée par le remplissage de la brèche Br.b1. Il faut noter cependant que l'unité Br.b1 est particulièrement épaisse (500 m) sous le plateau du Petit Matarum. Pour comparaison, cette même unité de brèche présente une épaisseur maximum de 250 m au niveau du Tapcal et sous le Morne de Gueule Rouge. Ceci suggère que le secteur du Petit Matarum représente la partie proximale de l'avalanche de débris vers l'ouest du creux topographique que remplit cette unité de brèche Br.b1, en accord avec l'interprétation de Chaput (2013). Les altitudes de la base des coulées PN1 sous le Petit Matarum et sous le Dimitile sont cohérentes avec l'édification d'un volcan ayant une pente moyenne de 5°. La base des coulées PN1 du Matarum se trouve dans la continuité également avec celles du Tapcal qui se prolongent jusqu'au Taïbit. Cela suggère donc que malgré l'épaisseur relativement faible (~150 m), cette unité PN1 est relativement continue dans toute la partie est du cirque de Cilaos, et n'est donc pas décalée par le passage d'une caldera. Encore une fois, nous sommes donc en désaccord avec le tracé de la caldera II de Chevallier (1979). De plus, l'extension et la répartition de la brèche Br.b1 confirme qu'une paléo-dépression, d'emprise plus restreinte que l'actuel cirque de Cilaos, existait avant même l'édification du stade PN1. L'épaisseur importante de cette unité de brèche Br.b1 sous le Matarum suggère que la cicatrice de cette avalanche de débris (selon l'interprétation de Chaput (2013) se localisait dans la partie nord-est du cirque de Cilaos, non loin des bordures actuelles de la partie amont du cirque de Cilaos. Cependant, les traces de cette cicatrice ont été complètement érodées par le creusement du paléo-cirque des Marsouins, débuté au moins à la fin du stade PN2 et poursuivi jusqu'à la fin du stade PN3.

La coupe GG' (Figure 85) illustre le contraste de géologie entre la partie ouest et la partie nord-est du cirque de Cilaos. La partie ouest est entaillée profondément par le Bras Rouge, laissant apparaître la pile stratigraphique des unités anciennes du Piton des Neiges (de haut en bas PN1, Br.b1, LM et Br.b0) et est influencée par l'occurrence de deux épisodes de creusement (par érosion ou

déstabilisation) antérieurement (Br.b0) et postérieurement au stade LM (Br.b1). L'érosion de cette partie du cirque conduit au glissement du Tapcal (post PN1) qui constitue la base du plateau d'îlet à Cordes, sur lequel plusieurs autres creusements et/ou épisodes érosifs viendront s'ajouter. La partie est ne laisse affleurer que les unités Br.b2c et l'unité PN1. Cette partie du cirque évolue de manière indépendante par rapport au secteur ouest. Elle enregistre le creusement de plusieurs paléo-dépression sur sa bordure est, avec d'abord le creusement du paléo-cirque de Grand Bassin durant le stade PN1 et ensuite le creusement du paléo-cirque des Marsouins dès la fin du stade PN2 et post-PN3. Des déstabilisations plus récentes viennent ensuite former les plateaux de Cilaos, et de Bras Sec. L'ensemble des points de vue illustrant la géologie décrite sur le secteur du Tapcal, du bras Rouge et du Matarum sont localisés sur la Figure 97.

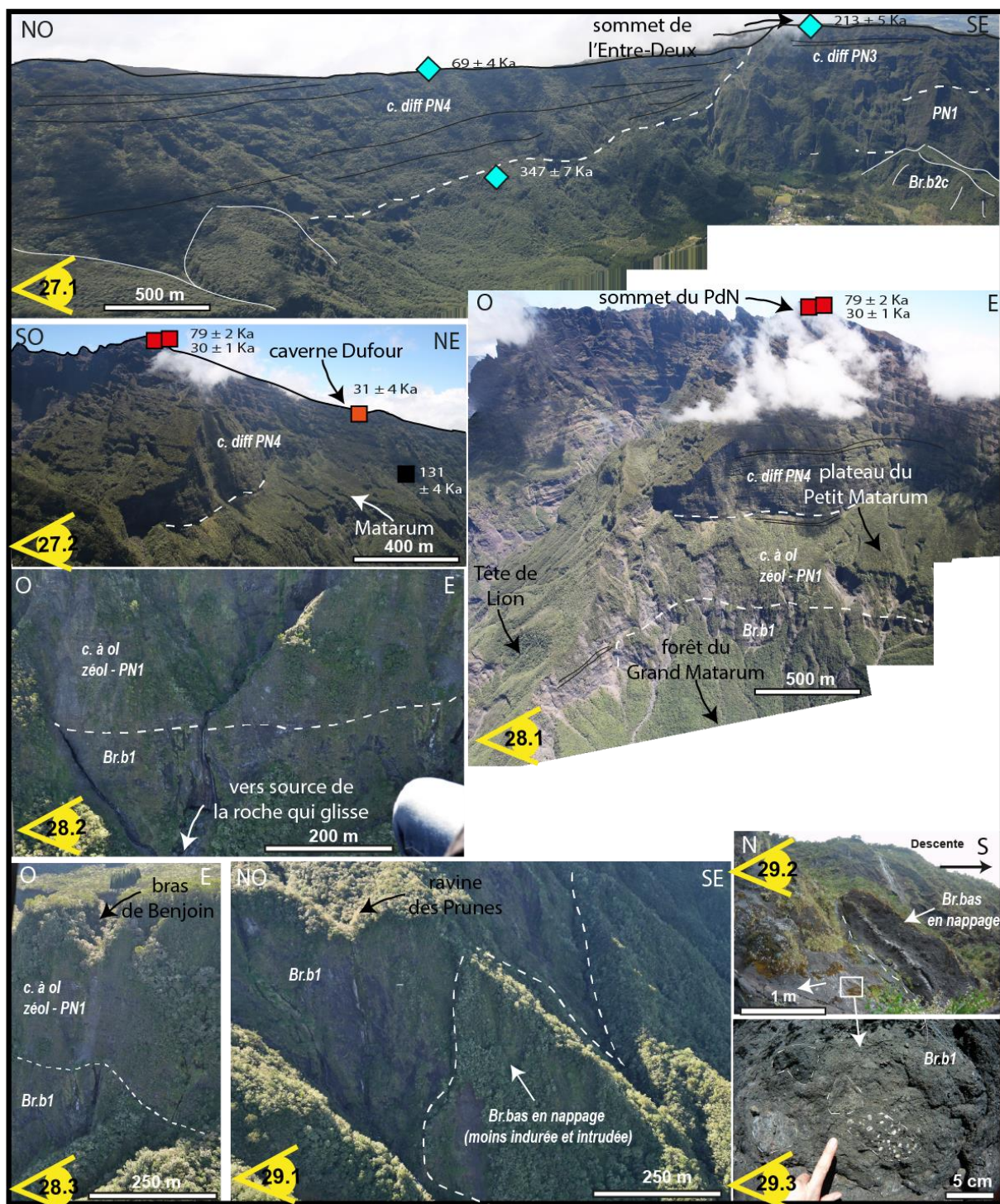


FIGURE 96 : (27.1) REMPLISSAGE PN4 DU PALEO-CIRQUE DES MARSOUINS CREUSE DANS LES COULEES DU STADE PN3. (27.2) ET (28.1) CONTINUITÉ DES DE L'UNITE PN4 JUSQUE L'ACTUEL SOMMET DU PITON DES NEIGES, REPOSANT SUR DES COULEES DU STADE PN1 QUI ELLES MEME REPOSENT SUR LA BRECHE BR.B1. (28.2) ET (28.3) ZOOM SUR LA DISCORDANCE ENTRE LES COULEES DU STADE PN1 ET LA BRECHE BR.B1 SOUS LE PLATEAU DU PETIT MATARUM. (29.1), (29.2) ET (29.3) UNITE BR.B1 AU NIVEAU DE LA RAVINE DES PRUNES, NAPPEE PAR UNE BRECHE BASIQUE PLUS RECENTE ET MOINS INDUREE.

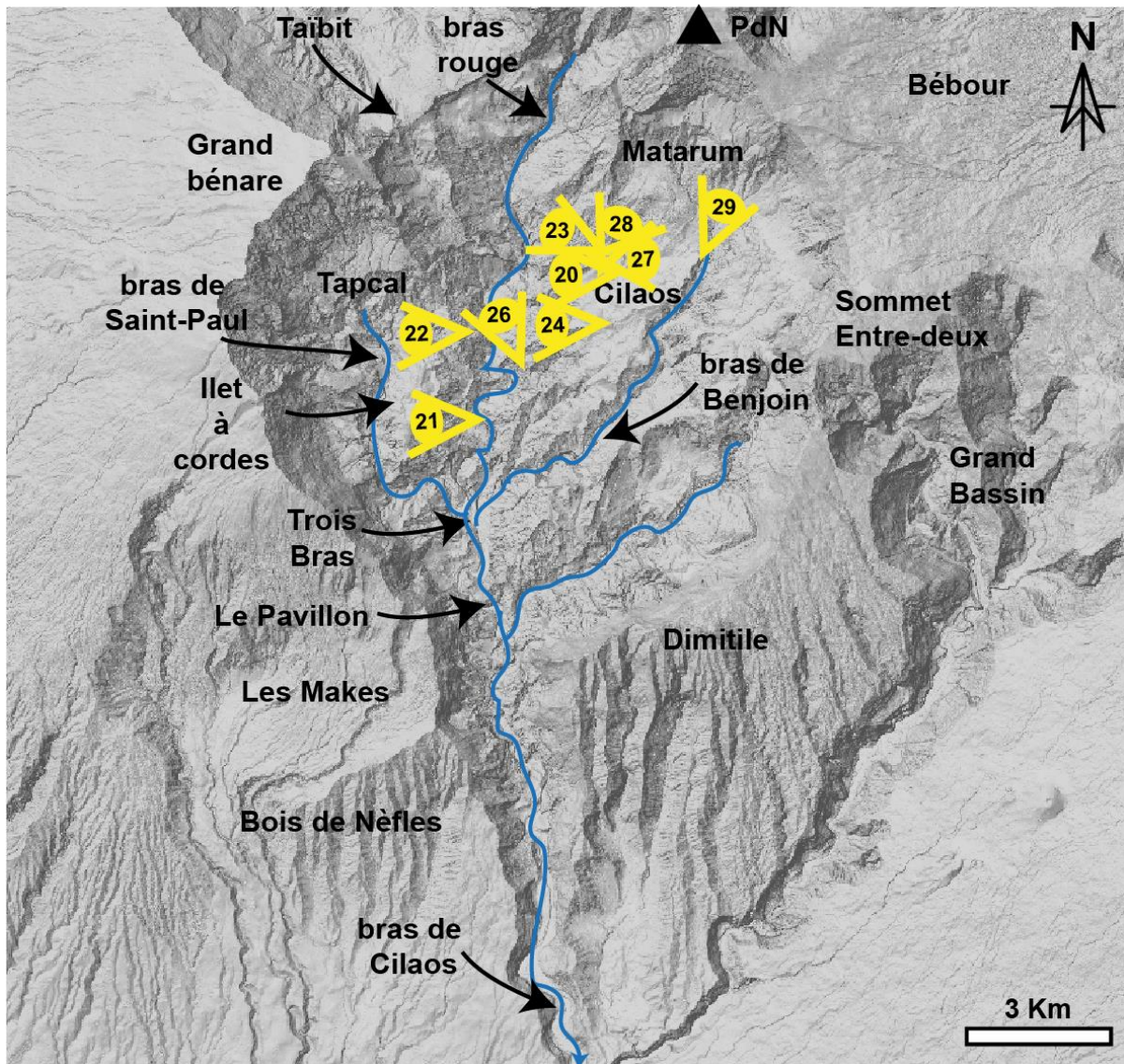
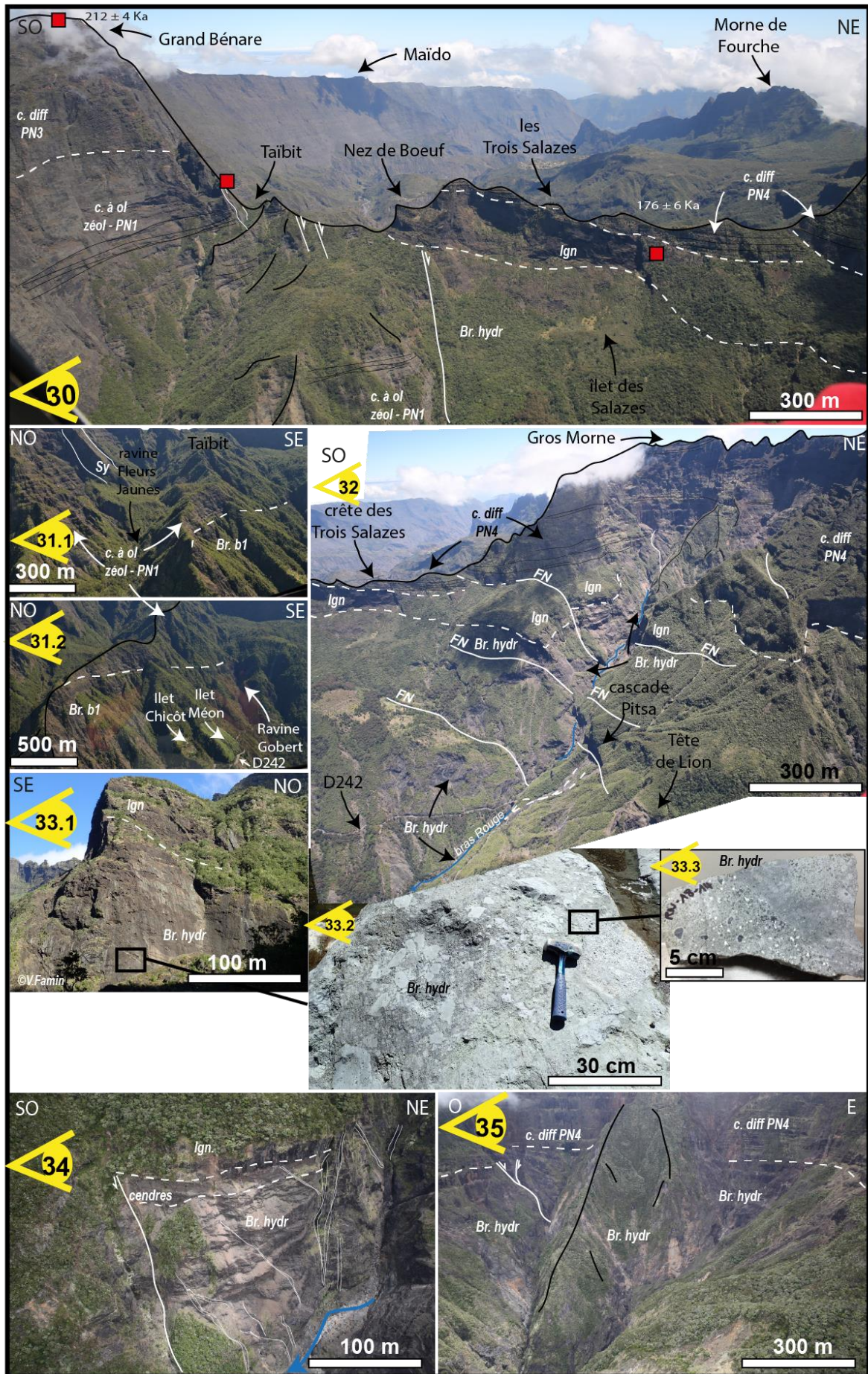


FIGURE 97 : LOCALISATION DES POINTS DE VUE ILLUSTRANT LA GEOLOGIE DU SECTEUR DU TAPCAL, DU BRAS ROUGE ET DU MATARUM.

### 3.3.1.7. Discordances le long du bras de Cilaos, failles de caldera et intrusions de syénite

Le cirque de Cilaos est délimité au nord par le col du Taïbit et la crête des Trois Salazes. Ce secteur a déjà été décrit lors de la présentation de la géologie de Mafate, puisque cette crête constitue la bordure entre ces deux cirques. Dans le cirque de Cilaos, on retrouve les coulées du stade PN3 (datées à  $212 \pm 4$  ka au sommet du Grand Bénare) reposant vers 2100 m d'altitude sur les coulées PN1 (point de vue 30, Figure 98). Ces coulées du stade PN1 sont dans la continuité de celles observées au Tapcal et au piton Fleurs Jaunes (cf. paragraphe 3.3.1.5), mais également avec celles observées du côté de Mafate (cf. paragraphe 3.3.1.5). Ces coulées du stade PN1 sont observées dans le rempart jusque dans la ravine Fleurs Jaunes vers 1500 m d'altitude, et se retrouvent également en rive gauche de cette ravine (points de vue 30 et 31.1, Figure 98) où elles constituent le haut de la crête et reposent sur une brèche basique indurée et intrudée, qui, de par sa position stratigraphique, est attribuée à l'unité Br.b1 (points de vue 31.1 et 31.2, Figure 98). Ce contact, observé sur toute la crête, voit son altitude descendre progressivement vers le nord, passant de 1600 m à 1500 m (point de vue 31.2, Figure 98) jusqu'à la ravine Gobert où il disparaît ensuite. C'est également au niveau de cette même ravine que la continuité des piles de sills se perd. Cette observation est en accord avec ce que l'on observe au niveau du Nez de Bœuf. En effet, si l'on retrouve l'unité PN4 reposant sur l'unité d'ignimbrite au niveau de la crête des Trois Salazes, cette dernière ne repose pas sur les coulées du stade PN1 comme cela est le cas dans le cirque de Mafate (point de vue 30, Figure 98), mais sur une unité de brèche basique indurée affleurant jusque le fond du bras Rouge (soit  $\sim 750$  m d'épaisseur). Cette unité de brèche est indurée et hydrothermalisée (points de vue 33.1, 33.2 et 33.3, Figure 98). De plus, elle est affectée par de nombreuses failles et intrusions différenciées (points de vue 34, Figure 98). Cette brèche affleure jusque dans la partie amont du bras Rouge appelée rond de Bras Rouge (point de vue 35, Figure 98). Le passage des coulées du stade PN1 du col du Taïbit à cette brèche hydrothermale se fait par un contact subvertical bien marqué et matérialisé par l'actuelle ravine Gobert (point de vue 30, Figure 98). Ainsi, les observations au niveau du Nez de Bœuf et sous la crête sont cohérentes avec un contact structural majeur de type faille de caldera. Nous associons donc cette faille à la mise en place de la caldera différenciée précédemment observée au niveau du Taïbit dans Mafate, et confirmons l'emprise inter-cirque de cette caldera.



*FIGURE 98 : (30) COL DU TAÏBIT ET CRETE DES TROIS SALAZES VUE DEPUIS CILAO, AVEC LES COULEES DU STADE PN3 REPOSANT SUR CELLES DU STADE PN1 DANS LE REMPART SOUS LE GRAND BENARE ; LES FAILLES NORMALES AFFECTANT L'UNITE PN1 ; LES COULEES DU STADE PN4 REPOSANT SUR L'UNITE D'IGNIMBRITE (176 KA) QUI REPOSE ELLE-MEME SUR L'UNITE DE BRECHE HYDROTHERMALE INTRA-CALDERA. (31.1) ET (31.2) UNITE PN1 EN RIVE GAUCHE ET DROITE DE LA RAVINE FLEURS JAUNES REPOSANT SUR L'UNITE DE BRECHE BR.b1 ET RECOUPEE PAR L'INTRUSION DE SYENITE DU DEFILE DE FLEURS JAUNES - PITON DE SUCRE - LA CHAPELLE. (32) BRECHE HYDROTHERMALE DOMINANT L'AMONT DU BRAS ROUGE, AFFECTEE PAR DES FAILLES NORMALES A VERGENCE SUD ET PAR DE NOMBREUSES INTRUSIONS. (33.1), (33.2) ET (33.3) AFFLEUREMENT DE LA BRECHE HYDROTHERMALE INDUREE ET ALTEREE DANS LE FACIES SCHISTE VERT OU PREHNITE/PUMPELLYITE (ECHANTILLON RN18-14). (34) IGNIMBRITE RECOUVRANT UN NIVEAU DE CENDRES ET L'UNITE DE BRECHE HYDROTHERMALE TRES INTRUDEE ET FAILLEE SOUS LE CAP BOUTEILLE. (35) UNITE PN4 DU GROS MORNE REPOSANT SUR LA BRECHE HYDROTHERMALE DANS LE FOND DU ROND DE BRAS ROUGE.*

Comme nous l'avons évoqué au début de ce paragraphe, entre la ravine Gobert et l'intrusion du Piton de Sucre - La Chapelle, la brèche Br.b1 affleure depuis la crête au-dessus de l'îlet Chicot (point de vue 36, Figure 99) jusque le fond de la rivière, sur plus de 700 m d'épaisseur. Cette brèche est recoupée par de nombreuses intrusions différenciées (syénite et trachy-basalte) entre 1150 m et 900 m d'altitude, dont deux intrusions majeures (le Piton de Sucre et le sill de Ferrière, points de vue 37.1, 37.2 et 37.4, Figure 99), et par une pile d'intrusions basiques vers 1300 m d'altitude (point de vue 37.4, Figure 99). Ainsi, si nous faisons le lien avec ce que nous avons observé le long du bras Rouge (cf. paragraphe 3.3.1.5), on remarque que cette unité de brèche br.b1 est beaucoup plus épaisse dans ce secteur amont de l'intrusion de La Chapelle (~700 m, entre les altitudes 1600 et 900 m) alors qu'au sud de cette intrusion cette même unité de brèche présente à peine 350 m d'épaisseur (entre les altitudes 1500 et 1150 m). Ainsi, pour expliquer cette différence d'épaisseur de part et d'autre de cette intrusion, nous proposons le passage d'une deuxième faille majeure de la caldera différenciée et confirmons donc le passage de la caldera II de Chevallier (1979). Il est important de noter deux choses qui viennent corroborer cette interprétation : (1) le dyke de syénite du Piton de Sucre – La Chapelle se situe dans le prolongement de la ravine Fleurs Jaunes à la tête de laquelle se situe le col du Taïbit, ainsi la faille que nous proposons se situe dans la continuité de celles observées au Taïbit ; (2) La densité d'intrusions différenciées (déjà mentionnée par Lacquement et Nehlig (2008)), ainsi que la présence de failles, est indéniablement plus importante dans la partie amont du bras Rouge (amont de La Chapelle) ce qui est en accord avec un domaine intra-caldera concentrant l'activité volcanique et intrusive dans un volcan.

En ce qui concerne l'extension de cette caldera dans la partie est du cirque de Cilaos, nous ne sommes en revanche pas d'accord avec le tracé de la partie est de la caldera II de Chevallier (1979). Pour rappel, au niveau du plateau du Petit Matarum nous avons repérée l'unité PN1, en place puisque l'altitude de sa base cartographiée entre 1600 et 1800 m d'altitude est en accord avec la pente d'un volcan bouclier de 5° reliant la base de cette même unité dans le rempart sud sous le Dimitile. De plus, nous retrouvons la même pile stratigraphique (coulées PN1 sur unité de la brèche Br.b1) à une altitude similaire de part et d'autre du bras Rouge (i.e à ~1600 m au niveau crête de la ravine des Fleurs Jaunes

et ~1500 m au niveau du plateau du Petit Matarum). En rive gauche du bras Rouge, on retrouve l'unité d'ignimbrite reposant sur cette brèche hydrothermale indurée qui forme l'ensemble des reliefs jusqu'à la Tête de Lion (points de vue 38.1 et 38.2, Figure 99). Au-delà de la Tête de Lion, plus à l'est, nous retrouvons les coulées PN1 du Petit Matarum (point de vue 38.3, Figure 99). Ainsi, nous proposons que la limite est de la caldera différenciée (précédemment repérée au niveau du Taïbit et en rive droite du Bras Rouge) se situe au niveau de la ravine Ferrière, dont la tête de vallée est constituée de la Tête de Lion. Cette ravine, en plus de voir affleurer l'unité de la brèche hydrothermale présente de nombreuses intrusions dans la partie amont de la ravine Ferrière (Lacquement et Nehlig, 2008). Le sill de Ferrière se prolonge jusque l'éperon de Château fort, plus à l'est de la ravine Ferrière, où il s'interrompt brutalement ensuite ce sill massif de Ferrière est perdu dans le paysage. Ainsi, l'ensemble de ces observations nous incite à positionner la limite est de la caldera entre cette ravine Ferrière et la crête du Bonnet Carré ce qui restreint considérablement l'emprise de la caldera II proposée par Chevallier (1979). La coupe HH' (Figure 85) synthétise la géologie détaillée dans ce paragraphe et illustre notamment l'emprise restreinte de la caldera différenciée au niveau de la ravine Gobert, à l'ouest, et au niveau de la ravine Ferrière à l'est. La coupe II' (Figure 86) illustre quant à elle l'extension de la caldera dans la partie la plus amont du cirque de Cilaos, dont la faille la plus externe est soulignée par le dyke de Fleurs Jaunes – Piton de Sucre – La Chapelle, et la faille plus en amont par la ravine Gobert.

Les intrusions de syénites sont observées en cinq lieux majeurs dans le cirque de Cilaos : le défilé du Piton de Sucre-La Chapelle ; la cascade Bras Rouge ; la cascade Bassin Fouquet ; (4) le sill de la ravine Ferrière s'intrudant toutes en amont du cassé de La Chapelle et en grande majorité au sein l'unité Br.b1. Seule le défilé du Piton de Sucre – La Chapelle recoupe des unités stratigraphiques supérieures (PN1 et PN3) sans pour autant recouper le rempart sous le Grand Bénare dans sa totalité.



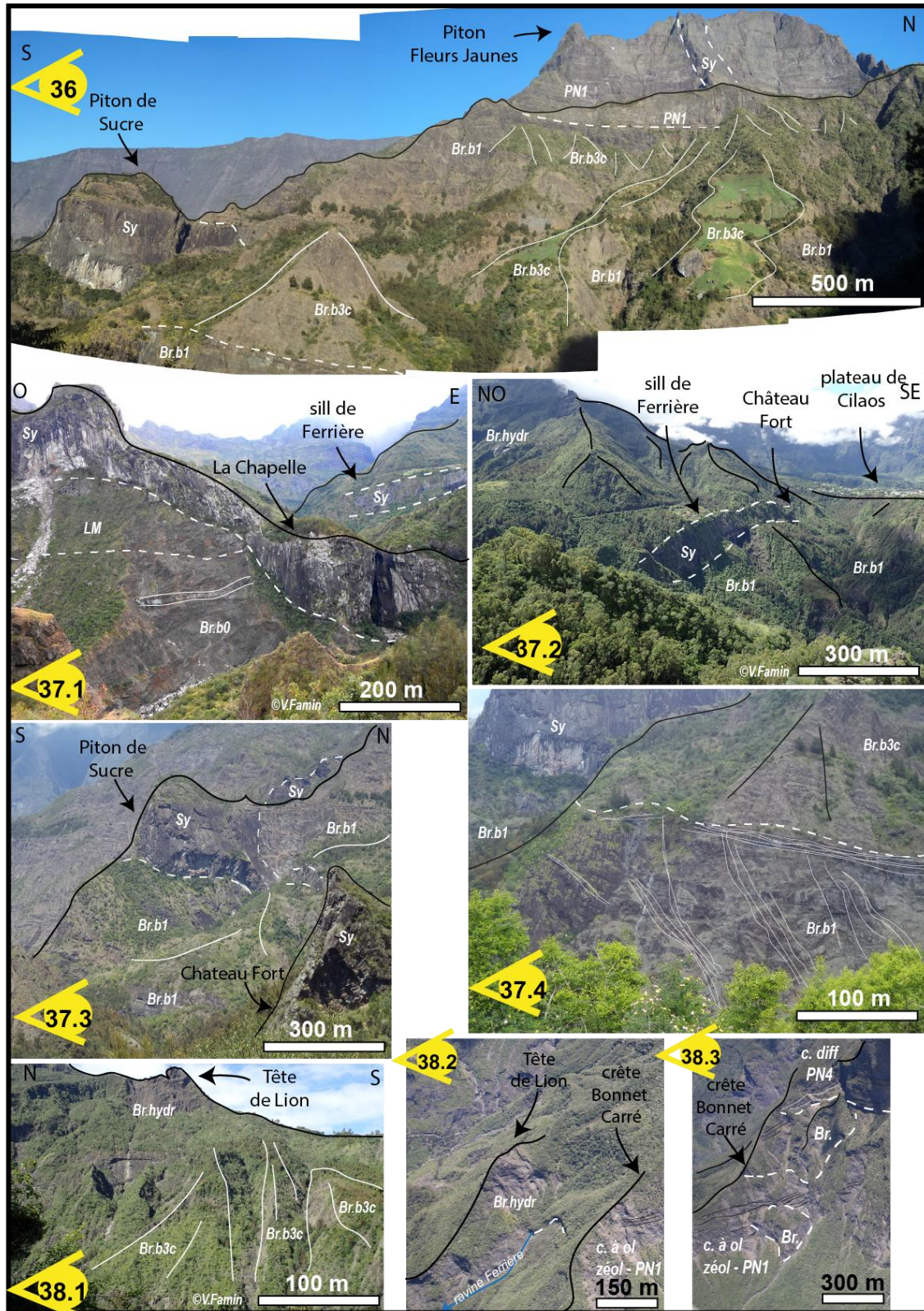


FIGURE 99 : (36) COULEES DU STADE PN1 REPOSANT SUR LA BRECHE BR.b1 DANS LAQUELLE S'INTRUDE LA SYENITE DU PITON DE SUCRE. (37.1) ET (37.2) INTRUSIONS MAJEURES (~30 M D'ÉPAISSEUR) DE SYENITE DE LA CHAPELLE (VUE FACE SUD) ET DE FERRIÈRE. (37.3) INTRUSION DE SYENITE DU PITON DE SUCRE VUE DE LA FACE NORD QUI S'INTRUDE DANS L'UNITÉ DE BRECHE BR.b1. (37.4) UNITÉ DE BRECHE PULVERULENTE BR.b3c RECOUVRANT L'UNITÉ BR.b1, AVEC UNE PILE DE SILLIS SOULIGNANT LE CONTACT. (38.1), (38.2) ET (38.3) UNITÉ DE BRECHE HYDROTHERMALE EN RIVE GAUCHE DU BRAS DE CILAO ET AU NIVEAU DE LA TÊTE DE LION SÉPARÉE DES COULEES DU STADE PN1 DU PETIT MATARUM PAR LA CRÊTE DU BONNET CARRÉ.

### 3.3.2. Bilan et implications des nouvelles données géologiques sur l'évolution du cirque de Salazie

#### 3.3.2.1. Evolution du flanc sud du Piton des Neiges

A partir de ces nouvelles contraintes géologiques nous pouvons ainsi éclairer l'évolution du flanc sud du Piton des Neiges, dont l'ensemble est synthétisé sur une carte et un log géologique synthétique (Figure 100.A et 100.B).

Tout d'abord, nous avons mis en évidence la présence d'une brèche basique ancienne, antérieure à l'édification du stade LM du Piton des Neiges. Cela suggère que le flanc sud du volcan est affecté dès le début de l'édification par des dépressions (liées à l'érosion ou à des déstabilisations), sans que nous n'ayons de contraintes suffisantes pour proposer une extension de ces dépressions. A la fin de l'édification du stade LM, le flanc sud présente une paléo-dépression ouverte vers l'ouest qui est comblée par le dépôt de la brèche Br.b1. Cependant, contrairement à Chaput (2013), nous proposons une emprise plus restreinte de cette dépression en précisant les limites sud (limites secteur Petit Mapou et Morne Gueule Rouge) et en n'associant pas cette unité Br.b1 à l'unité de la brèche des Orangers comme l'avait également fait précédemment Lacquement et Nehlig (2008). Nous ne contredisons pas l'hypothèse de l'existence d'une vaste dépression affectant le flanc ouest du Piton des Neiges comme proposée par Chaput (2013), cependant celle-ci ne concerne pas l'unité de la brèche des Orangers qui est cantonnée au cirque de Mafate, mais une unité plus ancienne non observée à ce jour dans le cirque de Mafate. En interprétant cette brèche comme le remplissage d'une paléo-dépression ouverte vers l'ouest affectant le Piton des Neiges entre 1930 et 1413 ka, nous sommes en désaccord avec l'interprétation du Morne de Gueule Rouge comme le lieu de passage d'une des faille de la caldera I proposée par Chevallier (1979). De plus, l'existence d'une telle dépression suggère qu'un paléo-cirque de Cilaos d'au moins 6 Km de large et ouvert vers l'ouest a existé avant même l'édification du stade PN1 (Figure 100.A). Cette interprétation est en contradiction avec la proposition de Lacquement et Nehlig (2008) d'une formation du cirque de Cilaos par un effondrement majeur entre 180 et 85 ka.

Durant l'édification du stade PN1 (entre 1400 et 935 ka), le flanc sud du Piton des Neiges est marqué par le creusement d'une dépression ouverte vers l'est qui est comblée par la brèche Br.b2c. Nous confirmons donc l'observation d'un niveau de brèche dans le rempart sud-est du volcan (Michon, 2017) et sommes en accord avec la présence d'une paléo-vallée ou d'un paléo-cirque sur le flanc sud-est du Piton des Neiges. Cependant, contrairement à ce qui a été proposé par Michon (2017), nous proposons un âge de creusement intra-PN1, donc entre 1400 et 935 ka et non entre 935 et 475 ka (Figure 100.A). Cette dépression a ensuite été comblée par la fin d'activité du stade PN1. Durant la phase de quiescence entre le stade PN1 et PN2 (entre 935 et 807 ka), le flanc sud du Piton des Neiges est profondément incisé sur une période de 130 ka. La paléo-vallée précédemment repérée sur le flanc

sud-est est une nouvelle fois creusée. A cette même période, une seconde paléo-dépression vient creuser le flanc sud-ouest du Piton des Neiges, depuis la chaîne du Bois de Nèfles jusqu'à la ravine Raisin, formant le paléo-cirque des Makes (Figure 100.A). Durant l'édification du stade PN2, le remplissage s'est essentiellement effectué au sein de ces paléo-vallées creusées dans le stade PN1. Nous sommes donc en désaccord avec le passage de la caldera I de Chevallier (1979) au niveau de la Chaîne du Bois de Nèfles et au niveau du Dimitile, puisque nous n'observons aucune faille justifiant un décalage vertical. Nous interprétons donc la limite dessinée par Chevallier (1979) comme deux paléo-vallées distinctes dont le creusement a débuté dès le stade PN1. Cette interprétation vient une nouvelle fois à l'encontre d'une formation du cirque de Cilaos par un effondrement majeur (entre 180 et 85 ka) proposé Lacquement et Nehlig (2008), puisque nous identifions plusieurs paléo-vallées et paléo-dépressions indiquant que le creusement du cirque de Cilaos résulte de l'imbrication de plusieurs structures érosives affectant le flanc sud du Piton des Neiges depuis plus de 1900 ka.

Entre les stades PN2 et PN3, l'érosion continue d'inciser dans l'axe de ces paléo-vallées, avec cependant une migration du paléo-cirque de Grand Bassin vers l'est, permettant d'expliquer le remplissage hétérogène des deux bras de l'actuel cirque de Grand Bassin (Figure 100.A). L'activité du Piton des Neiges reprend vers 373 ka, avec la construction d'un strato-volcan s'élevant à plus de 3800 m d'altitude (Gayer et al., 2019) dont l'activité a comblé l'ensemble des dépressions et dont le sommet de l'Entre-Deux (rempart est) et la planèze du Grand Bénare sont des reliquats. Ce strato-volcan a été une nouvelle fois profondément incisé sur une période de 20 ka, re-creusant le paléo-cirque des Makes et également le paléo-cirque des Marsouins, dont la tête de vallée affecte la partie nord-est du cirque de Cilaos (Figure 100.A). Ce strato-volcan est également affecté par la mise en place d'une caldera entre 210 et 185 ka (cf. article), impliquant uniquement la partie amont et ouest du cirque de Cilaos. L'emprise de cette caldera est beaucoup plus restreinte que la caldera II proposée par Chevallier (1979). Ainsi, nous proposons une origine exclusivement érosive à la formation du paléo-cirque des Marsouins, en accord avec ce qui avait été précédemment proposé à l'issue de l'étude du cirque de Salazie, mais n'excluons pas une connexion entre ces deux structures avant la reprise de l'activité du stade PN4 du Piton des Neiges. Les dépôts et coulées de laves issus de l'activité du stade PN4 et terminale du Piton des Neiges viennent combler ces deux structures mais également le paléo-cirque des Makes et dans une moindre mesure la planèze du Grand Bénare.

### 3.3.2.2. Une géomorphologie non homogène représentative de l'histoire complexe du cirque

La géomorphologie actuelle du cirque de Cilaos n'est pas homogène, contrairement à celle de Salazie, et la mise en évidence de deux styles érosifs distincts n'est pas non plus aussi évidente que dans le cirque de Mafate. En effet, le cirque de Cilaos résulte de l'imbrication de plusieurs structures, à la fois érosives et tectoniques, mises en place durant toute la période d'édification du Piton des Neiges. Il en résulte une structuration complexe de ce cirque créant ainsi plusieurs secteurs dont le style érosif est propre. L'exemple le plus marquant est le secteur du Tapcal résultant d'un glissement en blocs basculés et la mise en place de fractures en tension à l'amont du glissement. Nous sommes donc en accord avec Michon (2017) sur le rôle de la brèche Br.b1 comme base peu résistante qui glisse sur les coulées pahoehoe du stade LM. Le secteur des plateaux de Cilaos, Bras Sec et Palmiste Rouge semble lui davantage contrôlé par la mise en place de déstabilisations répétées vers le sud et le sud-ouest. Ces déstabilisations utilisent le niveau de brèche pulvérulente (Br.b3c), issue de l'érosion des formations basiques du cirque de Cilaos, comme semelle de glissement.

Ainsi, les bordures actuelles du cirque de Cilaos ne correspondent pas à l'emprise d'une caldera mais bien à l'imbrication complexe de paléo-vallées et d'une caldera d'emprise restreinte. Une étude plus approfondie de ces différents dépôts de brèches et leurs mécanismes de mise en place sera nécessaire pour confirmer ces interprétations. Nous reviendrons brièvement sur les différents modèles d'érosion au sein des cirques dans le chapitre 5.

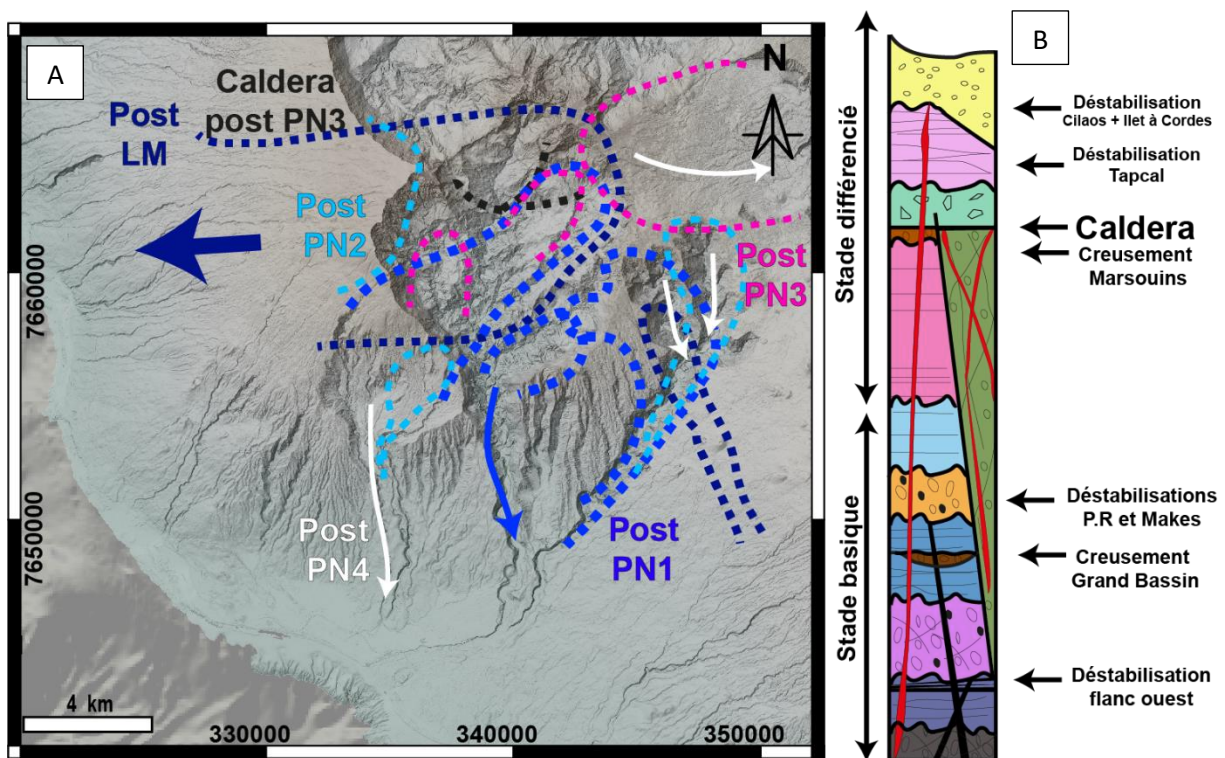


FIGURE 100 : (A) REPRÉSENTATION EN CARTE DES DIFFÉRENTS CREUSEMENTS DU FLANC SUD ET OUEST DU PITON DES NEIGES. (B) LOG SYNTHÉTIQUE DES FORMATIONS RENCONTRÉES DANS CILAOS.



# CHAPITRE 5

## IMPLICATIONS GEOLOGIQUE ET DISCUSSION SUR L'ORIGINE DES CIRQUES





# 1. Introduction

Le chapitre précédent a permis d'éclairer l'organisation des différentes unités géologiques constituant chacun des cirques et de mettre en évidence l'imbrication de plusieurs structures. Nous avons également mis en évidence la présence de grandes dépressions topographiques dès les premiers stades d'édification du volcan du Piton des Neiges. Ce chapitre s'attache à décrire la répartition géographique et la cohérence des différentes unités de brèches observées dans les cirques et la place de la caldera dans ce système volcanique, afin de discuter de l'origine des cirques et des processus ayant participé à leur formation. L'intégration de l'ensemble de ces informations est synthétisée à la fin de ce chapitre par un nouveau log chronostratigraphique du Piton des Neiges issu à la fois des données cartographiques mais également des nouvelles datations acquises durant cette thèse.

## 2. Les unités de brèches dans les cirques

### 2.1. Extension, position stratigraphique et origine

La présence de plusieurs unités de brèche et l'omniprésence à l'affleurement de ces unités au sein des cirques ont été relevées par plusieurs études et ont été largement affinées par Arnaud (2005) et Chaput (2013). Nous précisons une nouvelle fois l'extension des unités de brèche associées pour certaines à des événements de déstabilisation et d'autres à des périodes érosives d'emprise restreinte au sein de paléo-vallées ou paléo-dépressions. Pour apporter des éléments de discussion, trois coupes synthétiques (Figure 101) ont été réalisées à travers les cirques afin de discuter l'extension inter-cirque de ces unités et de discuter de la présence d'un seul ou de plusieurs dépôts, notamment concernant l'unité de brèche Br.b1. Pour rappel, le but de cette thèse était de préciser la répartition des unités géologiques du stade basique afin d'identifier les décalages verticaux d'une caldera. Nous n'avons donc pas apporté de contraintes supplémentaires sur les unités de brèches récentes associées à des glissements actifs ou très récents qui ont déjà été largement décrites par les précédents auteurs. Dans le cas de ces unités nous ferons donc référence à ces précédentes études Arnaud (2005) ; Lacquement et Nehlig (2008) ; Chaput (2013) ; Belle (2014) et focalisons le sujet de cette discussion sur l'origine des cirques et l'existence de grandes dépressions assimilables à des paléo-cirques tout au long de l'histoire du Piton des Neiges.





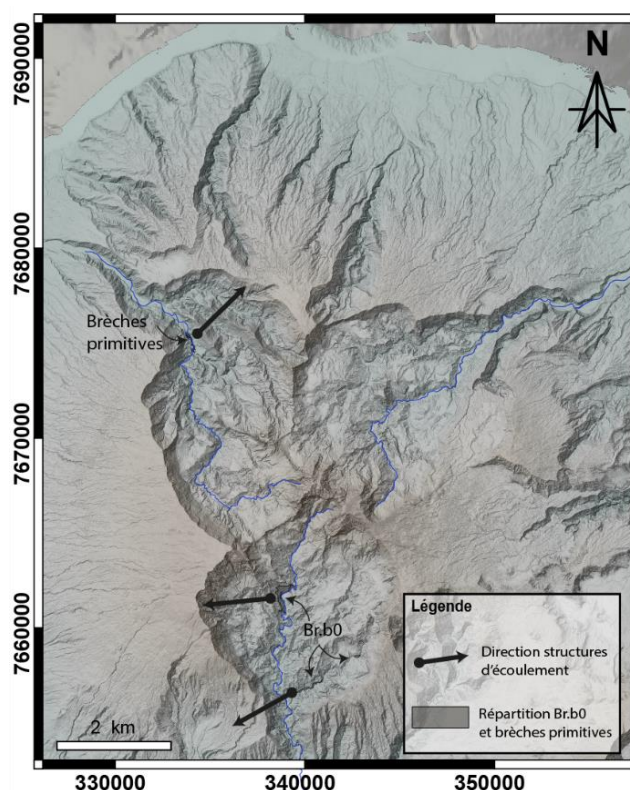
- **L'unité de brèche Br.b0 et l'unité de la brèche primitive : antérieures au stade LM**

L'unité de brèche Br.B0 affleure uniquement dans le cirque de Cilaos, le long du bras de Cilaos (en aval de l'intrusion de syénite de la Chapelle), et le long du petit bras de Cilaos. Elle se situe sous les coulées du stade LM (coupe AA', Figure 101) où son toit est intrudé par une pile de sills dans les deux secteurs où elle est repérée. Il faut cependant noter que l'altération et la densité d'intrusions affectant cette brèche est beaucoup plus importante dans le secteur de Bras Rouge que dans le secteur du petit Bras de Cilaos. Des blocs non en place de cette brèche Br.b0 ont été observés dans le Bras de St Paul, entre l'îlet du Grand Coude et l'îlets du Bras de St Paul suggérant sa présence sur la bordure nord-ouest du cirque de Cilaos. Le faciès de cette brèche est caractéristique d'une brèche d'avalanche de débris (Chaput, 2013) avec des figures d'écoulement en direction de l'ouest – sud-ouest (Figure 102). Cependant, nous disposons de très peu d'éléments pour contraindre la forme de la cicatrice associée.

Dans Mafate, une unité de brèche antérieure à l'édification du stade LM a également été repérée au niveau secteur de « La Porte » et a été interprétée par Chaput (2013) comme une brèche d'avalanche de débris présentant un sens d'écoulement vers le nord-est (Figure 102), en continuité avec l'unité de brèche repérée par Bret (2002) dans la galerie Salazie Aval. Les éléments de cartographie actuels confirment qu'une paléo-dépression était présente selon un axe sud-ouest-nord-est, mais que celle-ci n'est pas postérieure au stade LM mais bien antérieure et creusé dans les unités du stade PNO.

Quoi qu'il en soit, la présence de ces deux unités de brèche distinctes (brèches primitives de La porte et Brèche Br.b0 de Cilaos) sous les coulées du stade LM (coupe AA', Figure 101) suggère donc que le flanc sud et le flanc nord du Piton des Neiges sont déjà affectés par l'érosion avant l'édification du stade LM. Cela confirme ainsi l'hypothèse d'un relief construit et émergé soumis à l'érosion pendant une période de quiescence avant 2,2 Ma. Ainsi la période interprétée par Salvany et al. (2012) comme la phase sous-marine du Piton des Neiges est en réalité une période de quiescence et d'érosion entre le stade PNO et LM.

FIGURE 102 : REPARTITION DES UNITES BRECHE MISES EN PLACE AVANT L'EDIFICATION DU STADE LM DU PITON DES NEIGES. DES FIGURES D'ECOULEMENT SONT OBSERVEES ET DONT LE SENS EST RENSEIGNE PAR LA FLECHE.



- **Les unités de brèche Br.b1 entre les stades LM et PN1**

Ces brèches sont très certainement les unités les plus répandues dans les cirques (Figure 101Figure 103). Dans Salazie, c'est la brèche noire qui occupe cette position stratigraphique entre les stades LM et PN1 et constitue l'unité de fond de cirque. Cette brèche noire affleure jusqu'à 1300 m d'altitude dans la partie la plus amont du cirque. Dans le cirque de Mafate une brèche entre les stades LM et PN1 apparaît majoritairement en amont, dans le secteur nord sud-est où elle présente une épaisseur considérable (> 500 m) sous le Morne de Fourche et la crête des Calumets (coupe AA', Figure 101). Cette brèche est également observée à l'affleurement dans le rempart nord vers 750 m d'altitude. Dans le cirque de Cilaos, aucune brèche n'est présente en aval du lieu dit « Le Pavillon » et les coulées du stade PN1 sont directement en discordance sur celles du stade LM. Cette brèche Br.b1 apparaît progressivement dans cette position stratigraphique jusqu'à présenter une épaisseur de plus de 500 m dans le secteur amont et est (secteur du Matarum) du cirque (coupe BB', Figure 101). Dans les cirques de Cilaos et Salazie ces brèches sont particulièrement recoupées par des intrusions aussi bien basiques que différenciées.

Dans le chapitre 4, lors des descriptions par cirque, nous avons interprété la brèche Br.b1 dans Salazie et Mafate comme une brèche d'avalanche de débris remplissant une cicatrice de grande ampleur ouverte vers le nord, alors que dans le cirque de Cilaos nous avons interprété une brèche similaire comme remplissant une structure ouverte vers l'ouest. Ainsi, nous avons deux formations distinctes se mettant en place dans le même intervalle de temps (entre le stade PN1 et le stade LM).

Il existe un consensus sur l'origine de la brèche noire dans Mafate et dans Salazie qui est interprétée comme le dépôt à terre d'une avalanche de débris remplissant une large cicatrice ouverte vers le nord (limite dessinée en Figure 103.A), dont les cônes détritiques repérés sur les flancs immergés du Piton des Neiges seraient la continuité (Oehler et al., 2004, 2005). La limite ouest de cette cicatrice est bien définie, alors que la bordure est et sud-est est plus hypothétique (tracé 1 ou 2, Figure 103.A) du fait de l'entassement de l'ensemble des unités anciennes dans le paléo-cirque des Marsouins par les coulées du stade PN3 et PN4. Cependant l'âge de mise en place de cette déstabilisation de flanc ne fait pas consensus. En effet, elle est proposée comme mise en place durant le stade LM ou antérieurement, (entre 1 et 2 Ma) pour Oehler et al. (2004), entre 2,6 et 2,4 Ma pour Chaput (2013); ou antérieure au stade PN1 par Arnaud (2005) et Famin et Michon (2010), ou encore associée à l'avalanche de Mare à Poule d'Eau mise en place vers 28 ka (Lacquement et Nehlig, 2008). D'après nos résultats, nous sommes en accord avec l'interprétation de Famin et Michon (2010) et Arnaud (2005) puisque l'unité de la brèche noire se situe sous des basaltes à olivine zéolitisé dont une datation non publiée donne un âge PN1 de ~1,3 Ma (Famin, 2018) (coupe BB', Figure 101). L'affleurement de cette

brèche sous les coulées à olivine zéolitisé du Morne de Fourche associées au stade PN1 constitue un deuxième argument d'un âge antérieur au stade PN1 pour cette brèche.

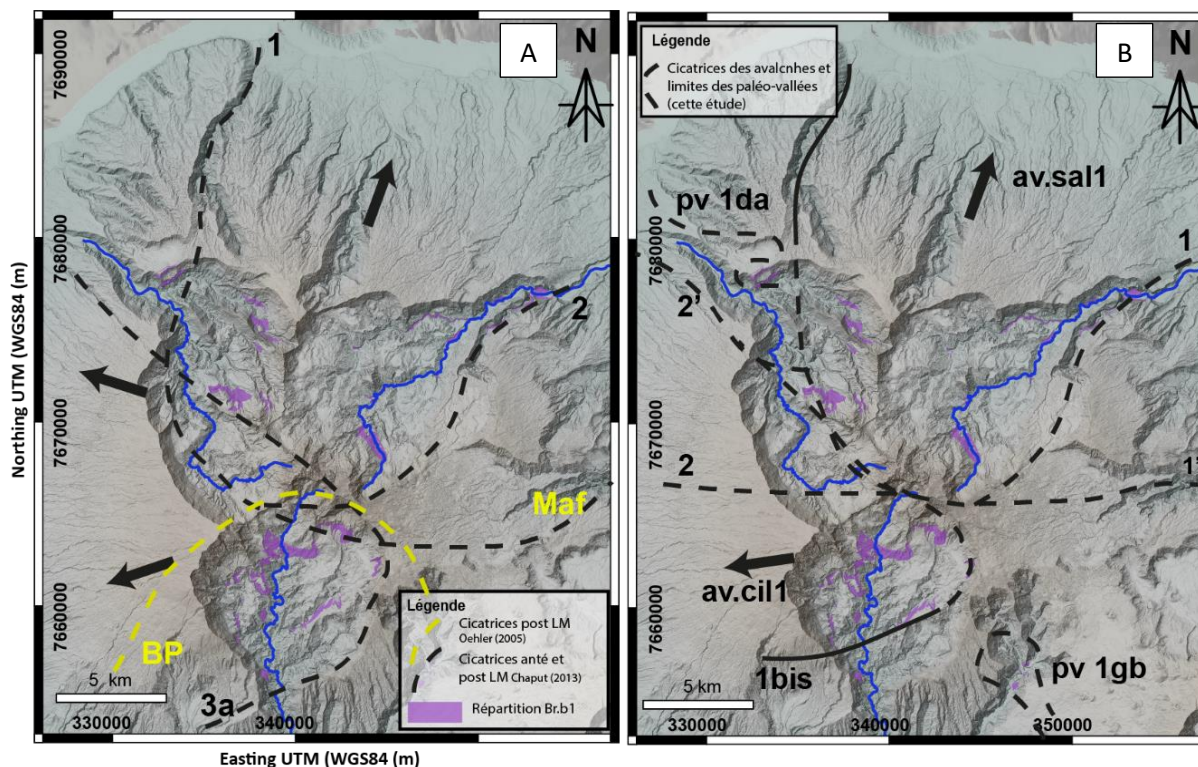
Concernant l'affleurement de la brèche Br.b1 dans le secteur de Dos d'Âne. Nous avons mis en évidence dans le chapitre 4 la présence d'une paléo-vallée à l'ouest du massif de la Montagne. Cette paléo-vallée constitue un creux topographique nécessairement déconnecté de la cicatrice de la déstabilisation antérieure au stade PN1 précédemment décrite, puisque (1) elles sont séparées par la planèze de coulées de La Montagne appartenant au stade LM (~1500 m d'altitude), et (2) des coulées du stade LM affleurent jusqu'à 1200 m d'altitude dans le rempart nord de Mafate (cf. coupe AA', Figure 85, chapitre 4 pour l'illustration de la paléo vallée à l'ouest du massif de la Montagne). Ainsi, la brèche Br.b1 dans ce secteur est une unité témoignant d'un épisode érosif entre le stade LM et le stade PN1, et le creusement dès la fin du stade LM d'une paléo-vallée évasée de Dos d'Âne.

Dans le cirque de Cilaos, l'unité de brèche Br.b1 s'étend depuis le Morne de Gueule Rouge jusque dans la partie amont du cirque où elle s'épaissit progressivement jusqu'à présenter une épaisseur de plus de 500 m. Cette brèche présente un faciès d'avalanche de débris avec un sens d'écoulement vers l'ouest (Chaput, 2013). Ainsi, comme nous le suggérons dans l'interprétation préliminaire du cirque de Cilaos, avec l'observation du faciès, mais aussi l'observation des limites d'extension de cette brèche dans le rempart ouest (forme en biseau) et au niveau du Morne de Gueule Rouge (nappage d'une limite structurale) nous proposons une limite de cicatrice pour cette déstabilisation affectant le flanc sud et ouest du Piton des Neiges plus restreinte que celles précédemment proposées (av.cil1, Figure 103.B). De plus, la répartition de l'épaisseur de cette unité dans Cilaos, avec une épaisseur importante (~500 m) vers le petit Matarum (secteur amont est) qui s'amincit drastiquement vers l'ouest (secteur Tapcal) passant à 100-150 m d'épaisseur est cohérente avec l'affleurement d'une brèche d'avalanche comblant une cicatrice ouverte vers l'ouest et dont la tête d'arrachement se situe approximativement sur la bordure nord-est actuelle du cirque de Cilaos (av.cil1, Figure 103.B). Cependant, la continuité de cette brèche vers le nord, et notamment son extension dans Mafate, n'est pas contrainte puisque seules les coulées du stade PN1 sont disponibles à l'affleurement dans la partie amont de ce cirque. De plus, bien que les coulées LM soient repérées dans le fond de la rivière des Galets sous l'îlet de Grand Place, aucune brèche n'apparaît entre les stades LM et PN1 dans ce secteur. Il est donc possible que cette déstabilisation de flanc affecte également le secteur ouest du cirque de Mafate comme cela est proposé par Chaput (2013) pour son unité de brèche I antérieure au stade PN1 (cicatrice 3a, Figure 103.A), ou qu'elle soit d'emprise plus restreinte (cicatrice 2, Figure 103.B). Sur la coupe AA' (Figure 101) nous avons fait le choix de prolonger l'extension de la brèche Br.b1 dans le secteur sud de Mafate, tout comme sur les coupes EE', GG' et DD' (Figure 85, chapitre 4) en considérant que c'est l'intrusion de sills dans cette unité de brèche Br.b1 qui participe au déclenchement de la déstabilisation des Orangers.

A l'image du secteur de Dos d'Âne, nous interprétons également la brèche Br.b1 dans le secteur de Grand Bassin comme associée à un épisode érosif restreint à une paléo-vallée ou un proto-cirque de Grand Bassin creusé dès la fin du stade LM. Pour rappel, nous n'avons pas repéré le prolongement de la brèche Br.b1 de part et d'autre du Morne de Gueule Rouge. De plus le Morne de Gueule Rouge est interprété comme la limite est de la cicatrice de la déstabilisation affectant le secteur ouest du cirque de Cilaos. Cela explique notre choix d'interpréter la brèche Br.b1 de Grand Bassin comme un épisode érosif restreint non connecté au reste du cirque de Cilaos. Il en résulte que nous restreignons les limites de cicatrices de déstabilisations et multiplions le nombre d'évènements par rapport à ce qui était proposées précédemment (3a et BP, Figure 103.A) par Oehler (2005) et Chaput (2013).

Ainsi, nous proposons de scinder les brèches Br.b1 en quatre unités indépendantes avec : (1) deux avalanches de débris mises en place pour l'une à la suite d'une déstabilisation du flanc nord et pour l'autre d'une déstabilisation du flanc sud ; (2) deux dépôts associés à des événements érosifs plus locaux cantonnés à des paléo-vallées creusées en périphérie des épisodes de déstabilisation (Figure 103.B). Bien que nous n'en détectons que deux, il est très probable que d'autres paléo-vallées se soient creusées après l'édification du stade LM avec une organisation centripète (creusement depuis l'extérieur jusqu'au sommet) par rapport au sommet du Piton des Neiges. L'ensemble de ces unités de brèches décrites dans cette section sont le reliquat des épisodes de démantèlement et d'érosion ayant affecté le Piton des Neiges lors de sa plus longue période de quiescence ~600 Ka, entre le stade LM et PN1. Une étude détaillée de l'ensemble de ces unités de brèches sera nécessaire afin de valider ou infirmer la nature et les processus à l'origine de leur mise en place, notamment pour les deux unités associées à des épisodes de déstabilisation de flanc de grande ampleur.

*FIGURE 103 : (A) CICATRICES DE DES AVALANCHES DE DEBRIS MISES EN PLACE ANTERIEUREMENT AUX STADES LM OU PN1 D'APRES LES ETUDES PRECEDENTES (OEHLER, 2005 ; CHAPUT ET AL., 2013). (B) REINTERPRETATION DES CICATRICES DE GLISSEMENT POUR LES DEUX AVALANCHES DE DEBRIS MISE EN PLACE POSTERIEUREMENT AU STADE LM ET CREUSEMENT DE DEUX PALEO-VALLEES (PV 1DA ET PV 1 GB)*



- **L'unité de brèche Br.2c : interne au stade PN1**

Cette unité de brèche basique indurée observée au sein de l'unité des basaltes du stade PN1 apparaît de manière quasiment exclusive dans le rempart sud-est du cirque de Cilaos (Figure 104). En effet, à part une observation de cette unité sur une zone très limitée dans le secteur de Dos d'âne, aucun autre affleurement de cette brèche, aussi conséquent, n'est observé ailleurs sur le Piton des Neiges. En revanche, des surfaces d'érosion et des discordances sont observées au sein du stade PN1 dans tous les cirques.

L'observation de surfaces d'érosion en complément de cette unité de brèche durant le stade PN1 est en cohérence avec la subdivision de ce stade en deux phases proposée par Salvany (2009). Compte tenu de la forme en biseau de cette unité de brèche Br.b2c et de son absence dans le rempart de Grand Bassin, nous l'interprétons comme le témoignage d'une paléo-dépression dont l'extension pourrait correspondre à la

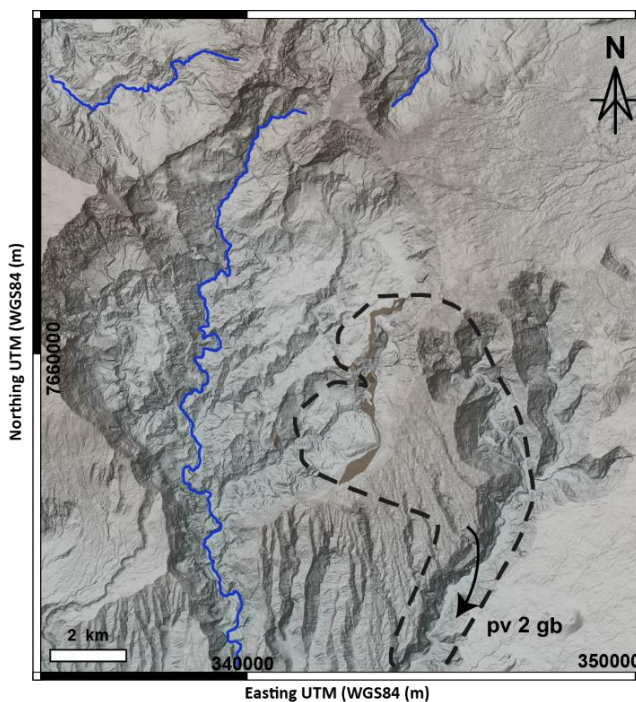


FIGURE 104 : REPARTITION DE L'UNITE DE BRECHES INTRA-PN1 REPEREE UNIQUEMENT DANS LE CIRQUE DE CILAOS ET LA FORME DE LA PALEO-VALLEE DE GRAND BASSIN ASSOCIEE

poursuite du creusement de la paléo-vallée de Grand Bassin durant le stade PN1. Ce secteur ayant déjà connu un premier creusement de paléo-vallée (pv 1 gb) à la fin du stade LM. Il est également possible d'envisager que cette unité de brèche Br.b2c soit une brèche de comblement d'un épisode de déstabilisation de flanc vers le sud-est, d'autant plus que de nombreux sills pouvant participer à son déclenchement sont observés dans le secteur du Morne de Gueule Rouge. Cependant, la présence d'une crête de PN1 entre le Piton Morel et le Grand Piton, ainsi que la forme en biseau de l'unité de brèche Br.b2c sur l'unité PN1 du Grand Piton, incitent davantage à considérer ce creux topographique comme une paléo-vallée dont la tête est constituée de deux bras indépendants (Figure 104).

Quoi qu'il en soit, nous confirmons l'existence d'une vallée ayant incisée le massif du Dimitile comme cela a été proposé par Michon (2017). Cependant, nous proposons un âge de creusement plus ancien (antérieur à 935 ka) que celui précédemment proposé entre 935 et 475 ka par cet auteur. Nous proposons que la bordure ouest de cette paléo-vallée soit le Morne de Gueule Rouge comme nous l'avons décrit et argumenté dans le chapitre 4. Ainsi, le secteur amont de Palmiste Rouge est déconnecté dans un premier temps du proto-cirque de Cilaos, qui lui s'est formé à la suite de la déstabilisation de flanc vers l'ouest avant l'édification du stade PN1 du Piton des Neiges. Cette paléo-vallée en amphithéâtre de Grand Bassin vient donc se connecter sur l'ancienne limite structurale 1bis (Figure 103) du proto-cirque de Cilaos formé par un épisode de déstabilisation de flanc.

- **Les unités de brèches postérieures au stade PN1**

A la suite de l'édification du stade PN1, le Piton des Neiges connaît une période de quiescence de 350 ka durant laquelle plusieurs creux topographiques se sont formés à la suite d'épisodes d'avalanche de débris ou par érosion régressive.

Parmi eux, la brèche des Orangers dans le cirque de Mafate est la plus documentée. Cependant, bien que son âge de mise en place entre les stades PN1 et PN2 fasse consensus, son extension elle reste toujours un sujet ouvert. La présence de la crête du Taïbit constituée de coulées du stade PN1 séparant le cirque de Mafate de celui de Cilaos, ainsi que l'observation de coulées PN1 sous la brèche de Kerval, mais aussi tout le long de la partie amont de la rivière des Galets, cantonne la présence de cette brèche des Orangers au secteur de Mafate (coupe AA', Figure 101 et coupe EE' Figure 86, chapitre 4). De plus, au sein du rempart ouest du cirque de Mafate l'altitude des coulées PN1 augmente progressivement jusqu'au col du Taïbit, et l'unité de la brèche des Orangers n'affleure plus dans cette partie amont du rempart. En effet, comme nous l'avons mis en évidence dans le Chapitre 4, (paragraphe 3.1.1.5) la partie proximale de l'unité de la brèche des Orangers affleure uniquement dans l'intérieur du cirque. Nous ne sommes donc pas en faveur de la présence d'une grande structure

ouverte vers l'ouest (cicatrice 3b, Figure 105.A) ayant connu plusieurs épisodes de déstabilisation comme cela est proposé par Oehler (2005) et Chaput (2013), ni avec l'extension jusque dans le secteur de Cilaos (cicatrice bordeaux, Figure 105.A) de la cicatrice d'avalanche de débris des Orangers comme proposé par Lacquement et Nehlig (2008). Nous proposons donc une extension de la cicatrice de l'avalanche des Orangers (av.org, Figure 105.B) cantonnée au cirque de Mafate avec la tête d'arrachement située entre le plateau de La Nouvelle et le plateau de la plaine des Tamarins, et une canalisation de l'écoulement restreint au sein d'une paléo-vallée vers le nord-ouest.

L'unité de brèche pulvérulente de Cilaos constitue donc une brèche d'avalanche de débris ou d'érosion propre au cirque de Cilaos. Cette brèche se met en place au sein d'une cicatrice ouverte vers le sud-ouest et dont les limites sont globalement les bordures actuelles du cirque de Cilaos (av.cil2, Figure 105.B). Cependant, nous apportons une contrainte sur l'extension à l'est de cette cicatrice, puisque celle-ci est cantonnée à la partie ouest du Morne de Gueule Rouge. La brèche pulvérulente du secteur de Palmiste Rouge présente également toutes les caractéristiques d'une brèche d'avalanche de débris, mais la présence du relief construit PN1 du Morne de Gueule Rouge nous contraint à interpréter l'affleurement de cette brèche pulvérulente comme un dépôt distinct, mis en place à la même période que celui de Cilaos, cantonné à la partie à l'est du Morne de Gueule Rouge (av.pr, Figure 105.B). Ainsi, nous sommes globalement en accord avec la cicatrice (tracé vert, Figure 105.A) et l'âge (entre PN1 et PN2) de mise en place proposés par Arnaud (2005) concernant la brèche de Cilaos. Cependant, nous proposons de cantonner cette cicatrice au secteur ouest du Morne de Gueule Rouge et considérons une mise en place indépendante de la brèche pulvérulente du secteur de Palmiste Rouge mais se produisant dans le même intervalle de temps. Pour rappel, nous avons déjà séparé les secteurs de part et d'autre du Morne de Gueule Rouge avant et pendant le stade PN1. Arnaud (2005), mais aussi Oehler (2005) proposent également un épisode d'avalanche localisé dans le secteur de Palmiste Rouge mais uniquement lors du stade PN4, ou PN3. Or cet âge de mise en place n'est pas cohérent avec la nature exclusivement basique de ce dépôt.

Le paléo-cirque de Grand Bassin continue quant à lui son creusement et connaît également des épisodes d'éboulement et de déstabilisation d'échelle restreinte à l'intérieur de la vallée (pv 3 gb, Figure 105.B).

Pour ce qui est du flanc nord, la brèche de Bécabot repérée dans le secteur ouest et sud-ouest du cirque de Salazie témoigne de la présence d'un creux topographique dans ce secteur (coupe BB', Figure 101). Au vu de la répartition de cette brèche par rapport aux coulées du stade PN1 (cf. chapitre 4 pour détails), nous avons interprété cette brèche comme deux dépôts distincts, dont l'un est associé à une paléo-vallée de la rivière des Pluies (pv.rdp, Figure 105.B) à l'ouest (brèche anté-PN2 cartée par Michon et al., 2020) et celui à l'intérieur du cirque comme une large paléo-vallée entre le Morne du Bras des Lianes et le Piton Plaine des Fougères, formée soit par érosion régressive, soit par un épisode de



déstabilisation de flanc. L'absence d'affleurement de la brèche de Bécabot dans le secteur aval et est du cirque de Salazie ne permet pas de trancher sur l'extension (cicatrice 2 ou 3, Figure 105.B) à l'est de cette paléo-vallée ou avalanche de débris. Oehler (2005), Arnaud (2005) et Belle (2014) associent cette brèche à la semelle de la brèche de Grand Ilet mise en place postérieurement au stade PN1 voire durant le stade PN2 (entre 0,6 et 0,45 Ma) et l'interprète comme une brèche d'avalanche de débris. Les limites de la cicatrice proposées par ces auteurs pour cet évènement coïncident globalement avec la limite actuelle du cirque de Salazie et est ouverte vers le nord. Nous sommes donc en accord avec la présence d'un creux topographique sur le flanc nord du Piton des Neiges postérieurement au stade PN1, mais proposons de scinder cette grande dépression en deux creux indépendants dont le premier est la paléo-vallée de la rivière des Pluies et le second une paléo-vallée ou une cicatrice d'avalanche orientée vers le nord. L'existence et l'extension sous la Plaine des Fougères de cette deuxième paléo-vallée sont également suggérées par la modélisation des données électromagnétiques et magnétiques sous la Plaine des Fougères (Peyrefitte et al., 2020). Cependant, nous n'apportons pas d'éléments supplémentaire quant à l'origine de ce creusement qui reste donc un élément à explorer.

Bien qu'il n'y ait pas de dépôt de brèches repérées dans le secteur est, celui-ci n'est cependant pas épargné par les processus érosifs. Des creux topographiques sont repérés et sont interprétés comme des paléo-vallées d'échelle plus restreinte, mais toujours organisées de manière centripète par rapport à la position du Piton des Neiges à cette période, c'est-à-dire similaire à l'actuelle (Salvany et al., 2012).

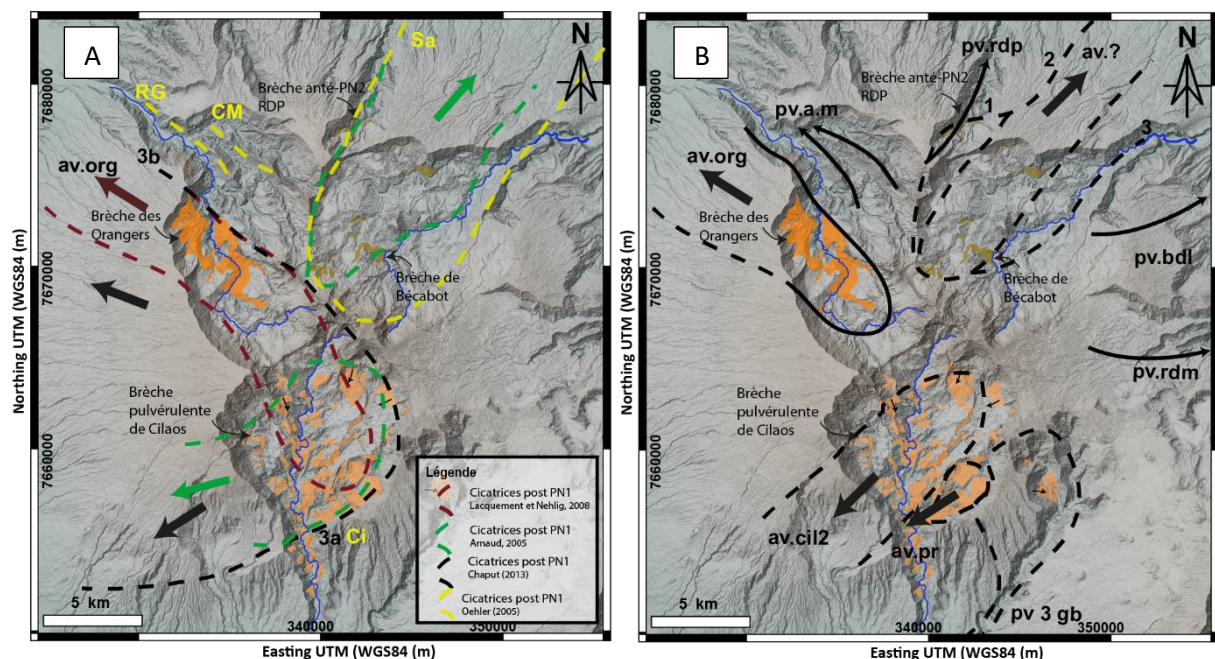


FIGURE 105 : (A) REPARTITION DES UNITES DE BRECHES ENTRE LES STADES PN1 ET PN2 CARTOGRAPHIEES DURANT CETTE THESE, ET LES CICATRICES D'AVALANCHE POSTERIEUREMENT AU STADE PN1 PROPOSEE PAR LES PRECEDENTS AUTEURS (CHAPUT, 2013 ; LACQUEMENT ET NEHLIG, 2008 ; ARNAUD, 2005 ET OEHLER, 2005). (B) REPARTITION DES UNITES DE BRECHES ENTRE LES STADES PN1 ET PN2 (CETTE ETUDE) ET NOUVELLES INTERPRETATIONS DES LIMITES DES CICATRICES D'AVALANCHE ET DE PALEO-VALLEE.

- **La brèche ruiniforme de Mafate : entre les stades PN2 et PN3**

Les basaltes produits lors du stade PN2 du Piton des Neiges se sont mis en place essentiellement dans les creux topographiques affectant le stade PN1 que nous venons de mettre en évidence. A la suite de cette nouvelle édification, une période de quiescence d'environ 20 ka a permis à l'érosion de façonner une nouvelle fois la géomorphologie du Piton des Neiges. La seule unité bréchique que nous avons mis en évidence, autre que celle de Grand Ilet, est l'unité ruiniforme du secteur nord de Mafate. Cette brèche, de nature exclusivement basique et peu indurée, comble de manière locale les creux topographiques formés par le système hydrographique sur les bordures des paléo-vallées de PN2 d'Aurère et de la Marianne. Cette brèche ne présente pas d'extension en dehors du cirque de Mafate. C'est à cette même période que Oehler (2005); Arnaud (2005); Belle (2014) proposent la mise en place de l'avalanche de Grand-Ilet à l'origine de l'unité de brèche basique indurée repérée à sa base (Belle, 2014) s'étendant sur le flanc nord du Piton des Neiges (c'est à dire sous l'actuel plateau de la Plaine des Fougères). Pour rappel, nous avons interprété cette brèche basique à la base de Grand Ilet comme antérieure au stade PN2. En revanche, Chaput (2013) et Lacquement et Nehlig (2008) proposent une mise en place postérieure au stade PN3 (28 ka pour Lacquement et Nehlig, 2008) de cette unité de brèche de Grand Ilet mais restreinte à l'intérieur du cirque. Cependant, cela n'est pas en accord avec les observations de terrain, puisque cette unité de brèche dont la base est exclusivement de nature basique et également recoupée par de nombreux sills différenciés. Cela indique donc une mise en place de cette brèche nécessaire antérieure à l'activité terminale du Piton des Neiges.

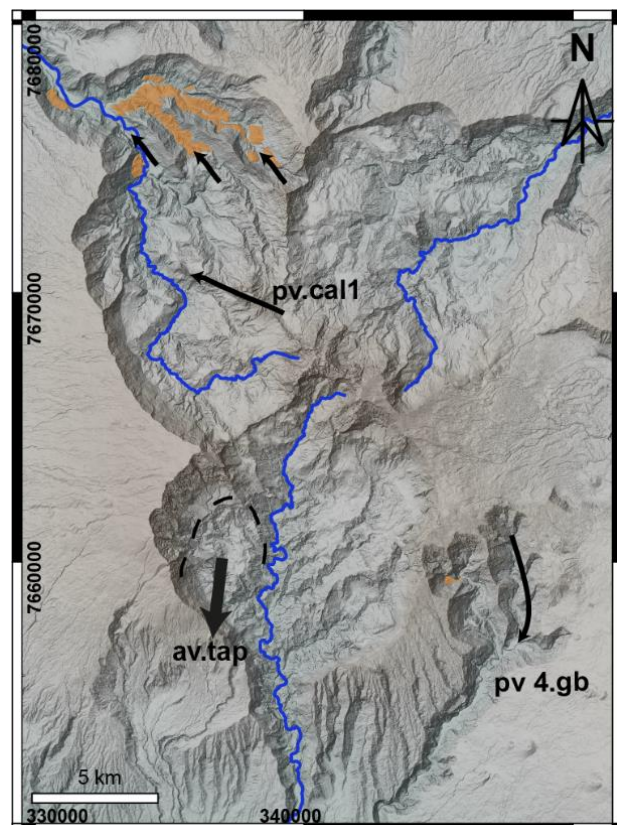


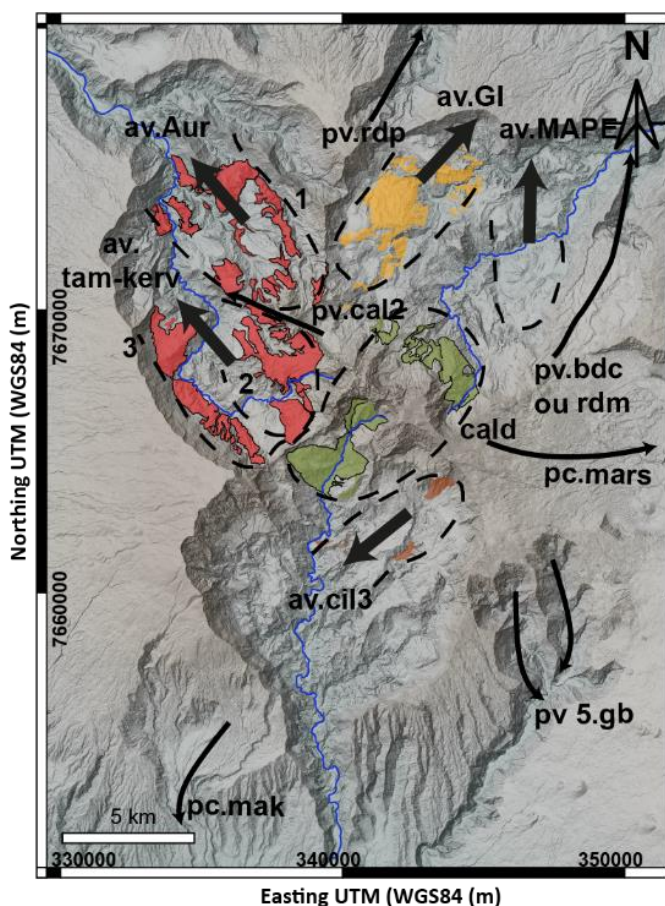
FIGURE 106 : REPARTITION DES UNITES DE BRECHE MISES EN PLACE POSTERIEUREMENT AU STADE PN2 (CETTE ETUDE).

- **Les unités de brèches entre les stades PN3 et PN4**

Avec une période de quiescence de 20 ka tout au plus, le stratovolcan construit durant le stade d'activité PN3 du Piton des Neiges est profondément disséqué et présente, avant la reprise de l'activité PN4, une géomorphologie avec la forme subactuelle des cirques. A partir de la fin de l'édification du stade PN3, les unités de brèches se mettent en place au sein des cirques, dont leurs contours sont très proches de l'actuel. Le cirque de Mafate voit l'occurrence d'au moins deux, voire trois épisodes d'avalanche de débris ou d'épisodes érosifs répétitifs (érosion régressive) au sein du cirque (Figure 107). On retrouve ainsi : (1) la brèche d'Aurère qui se met en place au nord-est de la crête des Calumets ; (2) la brèche des Tamarins-Kerval qui se met en place au sud-ouest de la crête des Calumets ; (3) la brèche de Roche Plate se mettant en place depuis le Taïbit. Il est possible que les brèches des Tamarins-Kerval et de la Roche Plate constituent une seule et même unité mise en place lors d'un seul épisode de déstabilisation, d'âge postérieur à l'ignimbrite datée à 176 ka. Dans Salazie, la brèche de Grand Ilet (partie différenciée et basique) se met en place sur la brèche de Bécabot, et dans Cilaos c'est la brèche du plateau d'îlet à Cordes qui se met en place sur l'unité de brèche Br.b1.

Cette période voit également la mise en place d'une brèche hydrothermale (brèches tectoniques et brèches de collapse intra-caldera) au sein la caldera du stade différencié, mise en place à la fin du stade PN3. Cette brèche hydrothermale est repérée dans le cirque de Cilaos et Salazie, dans leur partie amont, mais est complètement absente du cirque de Mafate. Cette brèche affleurant dans les parties amont de ces deux cirques n'a jamais été cartée en tant que telle et était considérée par les précédents auteurs soit comme l'extension dans Cilaos de la brèche des Orangers (Lacquement et Nehlig, 2008), soit comme la continuité de la brèche noire de Salazie (Chaput, 2013). La figure ci-contre (Figure 107) illustre l'extension et les limites de cicatrices de ces différentes unités de brèche mise en place post édification du stade PN3.

FIGURE 107 : REPARTITION DES UNITES DE BRECHE MISES EN PLACE POSTERIEUREMENT AU STADE PN3 (CETTE ETUDE) ET LES LIMITES DE CREUX TOPOGRAPHIQUES ASSOCIEES.



- **Les unités de brèches récentes post PN4 jusqu'à l'actuel**

L'ensemble de ces brèches n'ont pas fait l'objet d'une exploration approfondie et nous n'apportons pas de contrainte supplémentaire sur le nombre et l'extension de ces unités (voir Arnaud, 2005; Lacquement et Nehlig, 2008; Belle, 2014). Nous apportons cependant une contrainte sur l'âge de mise en place de l'unité de brèche d'Ilet à Vidot, qui entraîne des éléments de discussion sur une mise en place contemporaine de l'unité de brèche de Grand Ilet, de Mare à Poule d'eau et du Piton d'Enchaing (Lacquement et Nehlig, 2008). En effet, une datation non publiée de  $\sim 51 \pm 2$  ka (Famin, 2018) d'une intrusion trachytique recoupant la brèche d'Ilet à Vidot confirme une mise en place durant le stade PN4, comme cela est proposé par Arnaud (2005), et non postérieure au stade PN4 ( $\sim 28$  ka) comme proposé par Lacquement et Nehlig (2008). Cette brèche, nappant le relief du Piton d'Enchaing, permet de contraindre une mise en place du Piton d'Enchaing entre 100 ka (âge des coulées au sommet de ce piton) et 50 ka, c'est-à-dire bien antérieurement à ce que proposent Lacquement et Nehlig (2008). Concernant la mise en place du glissement de Mare à Poule d'eau, glissement toujours actif aujourd'hui, Lacquement et Nehlig (2008) proposent une mise en place contemporaine du glissement de Grand Ilet vers 28 ka, or nous avons vu que (1) la brèche de Grand Ilet se mettait en place durant le stade basique (entre les stades PN1 et PN2) et (2) que l'unité de brèche de Mare à Poule d'eau est constituée d'éléments différenciés impliquant une mise en place pendant ou après le stade PN3 (entre 350 et 96,5 ka comme le proposent Oehler (2005) et Arnaud (2005)). Bien qu'ils soient nombreux, ces glissements sont cependant pelliculaires ( $\leq 100$  m) à l'échelle du massif du Piton des Neiges, ce qui contraste avec les dépôts de brèches d'avalanche ou d'érosion des stades basiques dont les épaisseurs restent encore aujourd'hui considérables (entre 150 m à près de 700 m).

## 2.2. Bilan du contrôle structural des déstabilisations et de l'érosion régressive sur la morphologie des cirques, et comparaison à d'autres îles volcaniques

- **Bilan sur les unités de brèches**

Cette étude confirme l'omniprésence des unités de brèches dans la partie interne du Piton des Neiges (coupes Figure 101) et nous mettons en évidence :

- (1) La présence dès la fin du stade LM de larges dépressions creusées sur les flancs du Piton des Neiges qui sont assimilables à des paléo-cirques. Ces données viennent contredire les modèles selon lesquels les cirques seraient « récents » (post édification du stade PN4). dans l'histoire du Piton des Neiges (Chevallier, 1979 ; Lacquement et Nehlig, 2008).
- (2) Les unités de brèche les plus abondantes sont les brèches anciennes issues d'épisodes de déstabilisation mis en place entre les stades basiques du Piton des Neiges. Les épisodes de déstabilisation tendent à diminuer en taille (i.e dépôts pelliculaires, peu enracinés et d'extension restreinte) au fur et à mesure de l'évolution du Piton des Neiges vers les stades différenciés. Cependant, bien que ces épisodes diminuent en taille, ils ne diminuent pas en nombre.
- (3) L'amont des cirques est caractérisé par de grandes épaisseurs de brèches avec une morphologie très large, alors que celles-ci disparaissent en aval et conduit à la forme en entonnoir. Il y a donc un contrôle important de la lithologie sur la forme des cirques.
- (4) L'âge des formations bréchiques de fond de cirque sont quasiment identiques dans les trois cirques (antérieure au stade LM pour Cilaos et Mafate, entre les stades LM et PN1 pour Salazie). De plus l'âge des formations tend à diminuer au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'amont du cirque. Ceci met en évidence, que ce n'est pas tant l'âge des formations qui constitue le facteur de contrôle dans la forme actuelle des cirques mais bien la nature des unités (lavique ou bréchique) et leur répartition spatiale (zone interne dominée par des unités de brèche et zone de pente dominé par des unités laviques).
- (5) Les dépôts de brèche de fond de cirque constituent dans la majorité des cas la semelle des évènements de déstabilisation ou de glissement récents et actuels au sein des cirques. Ces unités de brèches d'avalanche de débris anciennes sont donc remobilisées et réactivées par des évènements plus récents (brèches d'écroulement de remparts, coulées de débris, glissements lents). Nous proposons donc d'étendre le modèle de réactivation d'avalanche de débris proposé par (Belle, 2014) à l'ensemble du Piton des Neiges. Cela permet d'expliquer la

mise en place récurrente de déstabilisation et/ou de glissement au sein des cirques. A noter que certaines unités ne sont pas contrôlées par ce modèle (ex. secteur du Tapcal).

L'un des résultats majeurs de ces travaux est la mise en évidence de larges dépressions assimilables à des paléo-cirques de Mafate, Cilaos et Salazie durant toute l'histoire géologique du Piton des Neiges, et ce dès les premiers stades d'émersion. Cela implique que les cirques, dans leur forme actuelle, sont le résultat de l'imbrication de plusieurs structures et non de simples cicatrices de déstabilisation de flanc. Nous proposons que les épisodes de déstabilisation de flancs de grande ampleur ayant affectés le stade basique du Piton des Neiges soient à l'origine de discontinuités structurales (cicatrices) et lithologiques (unités de brèche) majeures au sein de l'édifice. Ces discontinuités et les unités de brèches d'avalanche de débris guident l'érosion et facilitent le creusement de larges vallées en amphithéâtre, qui sont appelées localement « cirques ». Ces événements de déstabilisations de flancs participent à la mise en place de dépôts de brèche d'épaisseur conséquente dans les parties les plus internes. C'est la répartition et la présence de ces unités de brèche dans le cœur de l'édifice qui participe à la forme actuelle des cirques en entonnoir inversé.

Le cirque de Mafate constitue un site d'étude privilégié pour observer et évaluer le contraste de géomorphologie entre un secteur non affecté par une déstabilisation de flanc au nord et un secteur ayant subi une déstabilisation de flanc au sud (cf. paragraphe 3.1.2 , chapitre 4). Le secteur nord (bras de Sainte Suzanne et bras des Merles) est contrôlé par une érosion régressive rectiligne, centripète et dominée par des inversions de relief sur les limites structurales des paléo-remplissages. Pour le secteur sud (amont de la rivière des Galets), la concomitance entre la présence des unités de brèches et l'ouverture des limites de cirques témoigne de l'influence de ces structures sur la forme en entonnoir inversé et un style érosif dominé par des glissements récurrents aboutissant à une géomorphologie aplanie.

- Influence des changements paléoclimatiques sur l'érosion du Piton des Neiges

Dans le paragraphe 1.3.3 du chapitre 1 nous avons présenté le rôle de l'érosion sur l'évolution morphologique d'un relief volcanique et notamment l'influence du niveau eustatique au cours des périodes glaciaires et interglaciaires. En contexte volcanique insulaire, le profil d'équilibre théorique d'une rivière est contrôlé par le niveau de base qui est le niveau eustatique global lui-même dépendant des cycles glaciaires. Globalement les périodes glaciaires sont associées à des bas niveaux marins qui stimulent l'incision des rivières pour revenir à leur profil d'équilibre, alors que les périodes interglaciaires sont associés à des niveaux marins plus haut et donc à des processus de sédimentation pour réajuster le profil d'équilibre. D'autres facteurs climatiques, de cyclicité plus courte (épisodes cycloniques, répartition de la pluviométrie et courant atmosphérique), contribuent à l'ensemble des processus de démantèlement du Piton des Neiges (Gayer et al., 2019). Cependant, Garcin et al. (2003)

indiquent qu'à l'échelle de l'océan Indien occidental, les périodes glaciaires entraînent une baisse des températures de l'air et des océans, ce qui raréfie les événements pluvieux et les épisodes cycloniques. Dans ce chapitre (paragraphe 2.1) nous avons mis en évidence des unités de brèches et des périodes de quiescence volcanique durant lesquelles l'érosion a profondément impacté la morphologie du Piton des Neiges. Ainsi, lorsque l'on met en relation les périodes érosives enregistrées durant l'histoire du Piton des Neiges (ce travail) sur les variations du niveau eustatique au cours des différentes périodes glaciaires et interglaciaires (références dans Compton, 2011) on remarque que celles-ci coïncident avec des niveaux marins plus bas que l'actuel (Figure 108.A), mais surtout avec les phases de transitions interglaciaires (Figure 108.B et C). Ce travail de corrélation entre phases érosives et fluctuations eustatiques au cours du temps avait déjà été réalisé par Salvany (2009), mais uniquement sur la phase différenciée du Piton des Neiges (450 ka à l'actuel). Nous confirmons donc sur l'ensemble de l'histoire du Piton des Neiges (depuis les stades basiques aux stades différenciés) l'influence des variations eustatiques sur le processus d'érosion, avec une accélération et/ou une intensification de ce processus lors des bas niveaux marins et notamment durant les périodes de transitions interglaciaires.

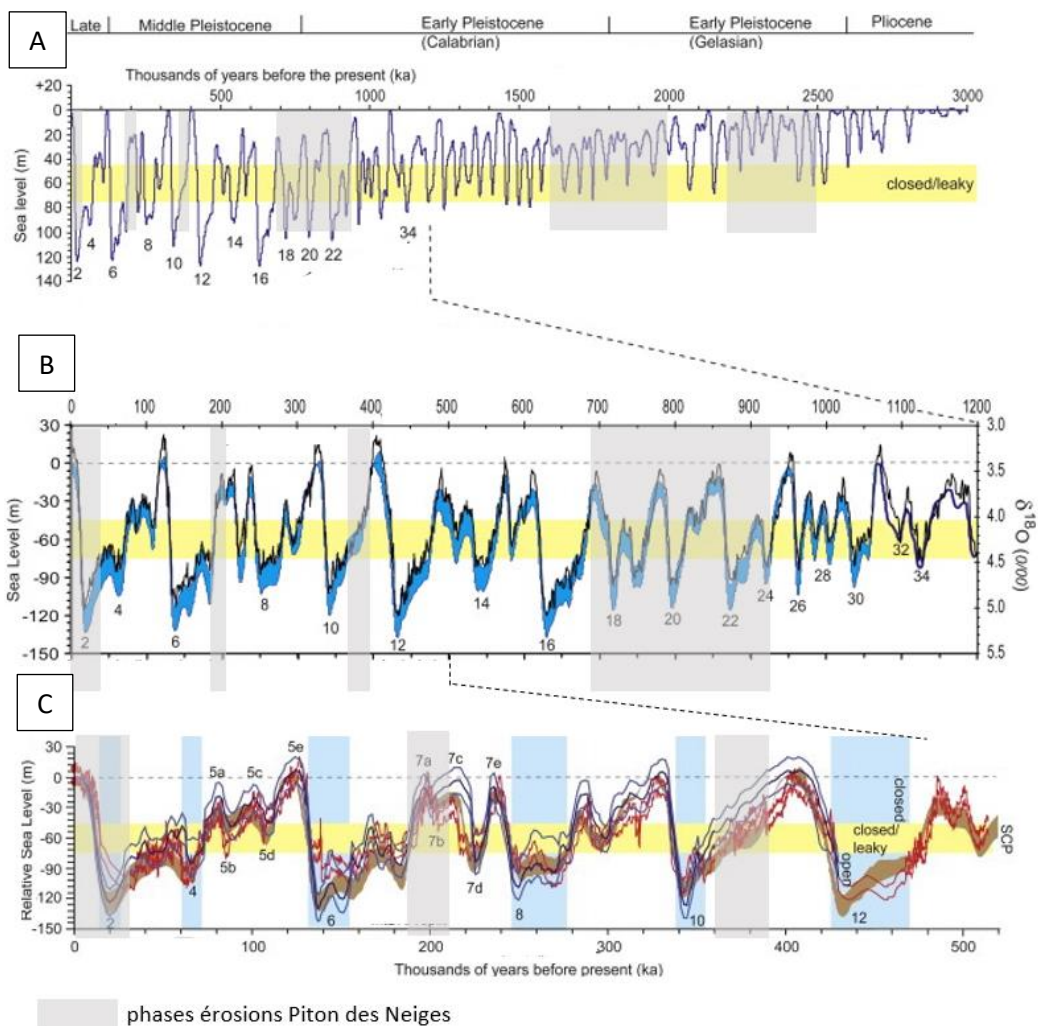


FIGURE 108 : CYCLES GLACIAIRES ET INTERGLACIAIRES ISSUES DES ENREGISTREMENTS DE L'ISOTOPE DE L'OXYGENE (LISECKI ET RAYMO, 2005) AVEC EN (A) LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN DERIVE DEPUIS 3 MA (BINTANJA ET VAN DE WAL, 2008), EN (B) LES VARIATIONS

- **Comparaison avec d'autres îles volcaniques**

Dans le cas de Tahiti, il est mis en évidence que ce n'est ni l'âge des formations, ni la spatialisation du taux de précipitations qui influence la formation de larges vallées en amphithéâtre sur le flanc nord et sud. En effet, Clément et al. (2003) et Hildenbrand et al. (2008) proposent un contrôle structural majeur par la rift-zone ouest-est qui (1) fragilise la pile volcanique en la compartimentant dans le cœur de l'édifice et (2) favorise la mise en place de déstabilisations de flanc, vers le nord et le sud, qui créent des discontinuités structurales et des contacts lithologiques brèches indurées – coulées de laves. Ces discontinuités guident et favorisent l'érosion régressive par le système hydrographique jusqu'à la rift-zone ouest-est en amont. Comme dans le cas de La Réunion, c'est le rôle combiné de la déstabilisation de flanc et de l'érosion régressive qui participe à la formation de ces vallées en amphithéâtre très larges, qui incisent profondément l'édifice et exhument son système intrusif superficiel. Ce contrôle structural est également proposé pour la caldera d'érosion de Taburiente de l'île de La Palma. L'incision par le réseau hydrographique est favorisée par la présence de discontinuités structurales et de différents niveaux de brèches à l'intérieur de l'île mis en place lors de différents épisodes de déstabilisations (Colmenero et al., 2012; Boulesteix et al., 2013). Le bassin versant de Tirajana (île de Grande Canarie) présente également une forme de vallée en amphithéâtre de 35 Km<sup>2</sup> qui résulte non pas d'une déstabilisation puis d'une érosion par le système de drainage mais l'inverse. En effet, Lomoschitz et al. (2002) mettent en évidence un premier stade d'érosion régressive de la rivière qui suit une structure régionale, et qui s'élargit ensuite par la mise en place de glissements. C'est près de 28 évènements qui sont recensés et qui participent depuis plus de 2,7 Ma à la forme particulière de ce bassin. Ces auteurs mettent également en évidence une périodicité de l'activation des glissements qui est corrélée aux périodes interglaciaires chaudes et humides dans l'océan Atlantique.

Dans l'archipel d'Hawaï, il est également montré que le glissement de flanc (i.e. Pololu slump, Hawaï) participe à créer des ruptures de pentes favorisant l'érosion verticale et le retrait de la tête de vallée (Moore et al., 1989; Seidl et al., 1994; Ouimet et al., 2007). Dans le cas de la vallée de Kohala, il est proposé que l'érosion régressive est contrôlée non pas par des changements de lithologie, ni même par le système hydrogéologique sous-jacent (Laity, 1990), mais par l'action des cascades et l'impact des sédiments drainés en plus ou moins grande quantité dans les bassins (Lamb et al., 2007).

L'évolution morpho-structurale du Piton des Neiges et la formation de ses cirques dont nous avons mis en évidence le contrôle structural majeur des déstabilisation de flancs se rapproche donc des autres édifices volcaniques (Tahiti et Canaries) aux contextes géologiques semblables.



## 3. Les calderas du Piton des Neiges

### 3.1. De l'existence d'une caldera durant le stade basique

L'existence d'une ou plusieurs calderas, mais surtout leur extension est un sujet très controversé sur le volcan du Piton des Neiges. En effet, plusieurs auteurs suggèrent la présence d'une caldera à la fin du stade PN1 (Billard et Vincent, 1974 ; Chevallier, 1979 ; Salvany, 2009) alors que d'autres considèrent plutôt la mise en place d'une seule caldera sommitale durant le stade différencié (Rocher, 1988 ; Kieffer, 1989).

Notre nouvelle carte géologique révèle une très bonne continuité des unités géologiques sur le contour des cirques et le long desquels nous ne détectons pas de décalages verticaux. Pour rappel, Chevallier (1979) propose la mise en place d'une caldera polylobée d'une trentaine de kilomètres de diamètre (caldera I, Figure 109.A) mise en place durant le stade basique du Piton des Neiges. L'ensemble de ces failles sont en fait des limites de paléo-dépression d'origine érosive présentées dans le chapitre 4 et discutées dans le Paragraphe 2 de ce présent chapitre, sans décalage vertical.

Le linéament 1 de la caldera I (Figure 109.A) marque bien une différence de près de 300 m dans l'altitude du toit des coulées LM entre le massif de la Montagne et le rempart nord de Mafate (coupe AA', Figure 101). Cependant celui-ci correspond à une limite de creusement du paléo-cirque de Dos d'Âne (pour la partie sud du linéament). La partie nord du linéament correspond quant à elle à la cicatrice de la déstabilisation ayant affecté le flanc nord postérieurement au stade-LM et que la rivière de Saint-Denis est venue inciser. Le linéament 2 de cette caldera I a été interprété en deux structures érosives distinctes, l'une associée à une déstabilisation de flanc post PN1 (secteur des Makes) et l'autre associée au creusement de la paléo-vallée de Grand Bassin intra PN1. Le linéament 3, situé au niveau de la crête de PN1 du Morne de Gueule Rouge constitue également une cicatrice d'une déstabilisation ayant eu lieu post-PN1. Le linéament 4 est certainement le linéament le moins contraint mais tout comme Salvany et al. (2012) nous interprétons le creux entre le Morne du Bras des Lianes et les Deux Mamelles constitués tous deux de coulées appartenant au stade PN1, comme une paléo-vallée creusée de manière centripète et comblée ensuite par les coulées du stade PN2. L'extrémité nord-ouest du linéament 4 est fautive puisque les coulées du stade PN1 du Morne du Bras des Lianes se prolongent de manière continue jusque dans le bas du Bras de Caverne. Ce bras de Caverne constitue une limite structurale mais qui est orientée perpendiculairement au tracé de la caldera I de Chevallier (1979), et qui est de surcroît interprétée comme une limite de paléo-vallée creusée durant le stade différencié.

L'invalidation du tracé de la caldera I de Chevallier (1979) et l'absence d'évidence d'une caldera mise en place lors du stade basique du Piton des Neiges n'impliquent pas nécessairement son inexistence. Si elle existe, une telle caldera serait probablement centrée sur le cirque de Salazie (tracé

marron, Figure 109.B) puisque c'est le seul cirque où les coulées du stade LM ne sont pas repérées et dont le toit des coulées PN1 est surbaissé (coupe BB' et CC', Figure 101). Cependant au vu de l'agressivité des processus érosifs et la mise en place d'un glissement lent dans ce secteur, les reliquats d'une caldera mise en place durant le stade basique du Piton des Neiges sont certainement complètement érodés. Nous assumons donc de ne pas prendre en compte cette caldera hypothétique comme un acteur dans le processus de contrôle dans la formation des cirques, sans pour autant exclure son existence, d'autant plus qu'une grande quantité de brèches anciennes sont concentrées dans le cœur de l'édifice (indice d'une dépression volcano-tectonique ?).

### 3.2. Extension restreinte de la caldera du stade différencié

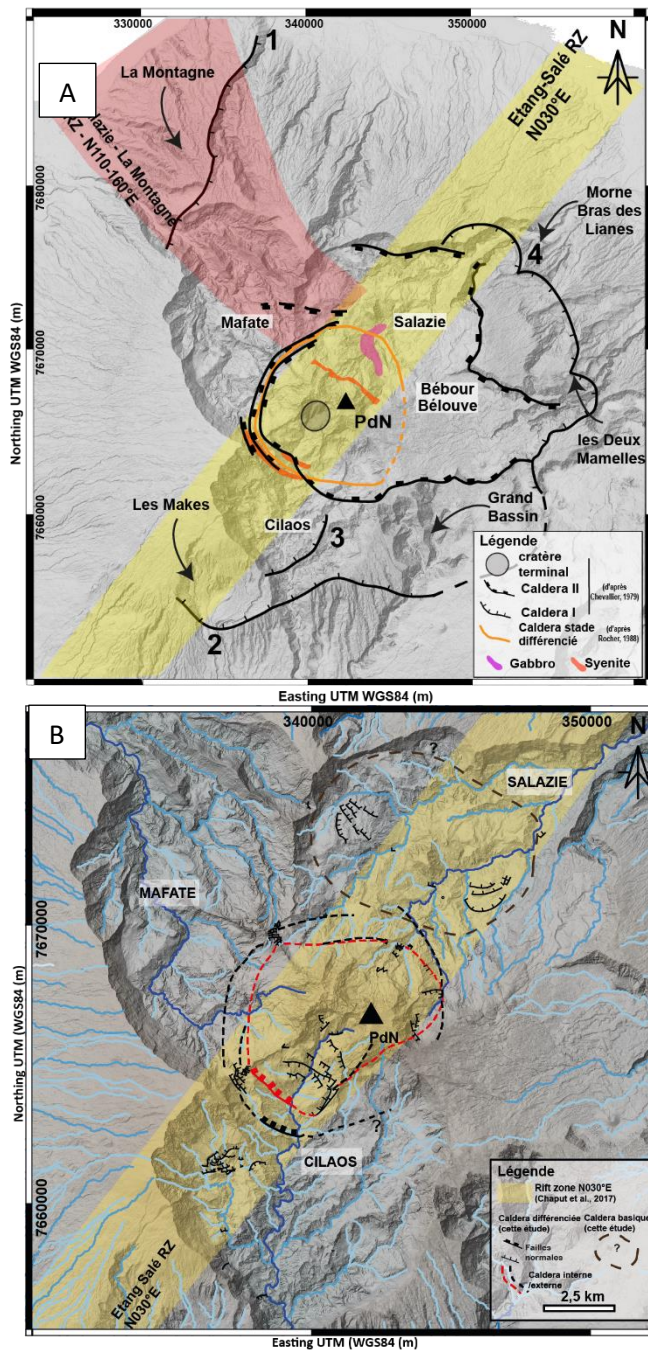


FIGURE 109 : (A) CARTE DE LOCALISATION ET D'EMPRISE DES CALDERAS PROPOSEES PAR CHEVALLIER (1979) ET ROCHER (1988) (B) CARTE DE LOCALISATION ET EMPRISE DES LIMITES DE LA CALDERA (CETTE ETUDE)

En ce qui concerne le stade différencié du Piton des Neiges entre les stades PN3 et PN4, nous confirmons la présence d'une caldera dans la partie centrale de l'île affectant les trois cirques, mais précisons l'extension sud-est et est de cette caldera qui était jusqu'ici très peu contrainte. En effet, Chevallier (1979) propose la mise en place d'une caldera II durant le stade différencié du Piton des Neiges dont l'extension est représentée en Figure 109.A. Nous avons mis en évidence que les limites du paléo-cirque des Marsouins, creusé sur le flanc est du Piton des Neiges, ne constituent pas des limites de calderas mais les bordures de planèzes érodés par deux paléo-vallées en amphithéâtre.

Nous mettons en évidence une caldera interne de forme elliptique couvrant une surface d'environ 35 Km<sup>2</sup> (Figure 109.B) avec un rejet d'environ 500 m dans le cirque de Mafate (au col des Bœufs) et dans Cilaos (au col du Taïbit) et près de 800 m dans le cirque de Salazie (dans la rivière du Mât). L'effondrement de cette caldera concerne donc un volume d'environ 23 Km<sup>3</sup>. Cet effondrement est sectorisé, puisque le rejet n'est pas homogène et que nous n'observons pas de brèche hydrothermale dans le cirque de Mafate.

Les failles de cette caldera sont repérées dans : (1) le secteur du col du Taïbit, (2) le secteur du col des Bœufs, (3) le secteur de la ravine Bachelier, (4) le secteur de la source Manouilh, (5) la ravine Ferrière, (6) le Piton de Sucre, (7) la ravine Gobert. Ainsi, en complément de la réinterprétation des bordures du paléo-cirque des Marsouins nous contraignons l'extension de la caldera à la partie amont des cirques. Dans le cirque de Cilaos, la prolongation de la faille observée au niveau de la syénite de la Chapelle est proposée et interprétée comme un linéament d'une caldera externe enregistrant peu de décalage. Ce linéament correspondrait ainsi aux failles normales de la caldera périphérique que nous avons présenté dans le chapitre 1. Cependant, la grande quantité de brèches récentes limite l'observation à l'affleurement de ce linéament. Il sera nécessaire de passer à une investigation de type imagerie géophysique afin de confirmer le passage de ce linéament sous la brèche d'épandage du plateau de Cilaos.

En plus du réseau de failles, cette caldera est marquée par un remplissage de brèche hydrothermale repérée dans la partie amont des cirques de Cilaos et de Salazie, qui cependant est complètement absente du cirque de Mafate (coupe AA' et BB', Figure 101). Cette brèche, nous l'avons vu dans le chapitre 4, est particulièrement affectée par des intrusions différenciées et notamment des dykes et sills de syénite de plusieurs dizaine de mètres d'épaisseur. Son extension est cependant contrainte à l'intérieur de la caldera interne, tout comme l'unité d'ignimbrite. L'unité d'ignimbrite est cependant repérée dans les trois cirques, et elle constitue notamment les deux crêtes délimitant le cirque de Mafate de celui de Cilaos et de Salazie. Bien que les faciès de l'ignimbrite du Taïbit et de celle repérée dans le canyon sous le Piton des Neiges soient différents, nous considérons qu'elles appartiennent à une même unité. En effet, l'affleurement du toit de l'unité d'ignimbrite apparaît à une altitude relativement similaire dans les trois cirques (~1950 m d'altitude pour Mafate et Salazie, ~2000 m pour Cilaos) et présente une puissance comprise entre 150 et 200 m. Cette homogénéité est en cohérence avec un remplissage d'un creux topographique créé par l'effondrement d'une caldera. La différence de faciès au sein de cette unité est à associer à la distance par rapport à la zone source de ce dépôt.

On remarque que l'élongation de la caldera du Piton des Neiges coïncide avec la zone d'influence et l'orientation de la rift zone N030°E (Figure 109.B et Figure 110). Ainsi, il semble que la mise en place de la caldera du Piton des Neiges soit contrôlée non pas uniquement par la plomberie

magmatique sous-jacente mais bien par un régime de contrainte comme cela est proposé sur d'autres édifices (e.g Krafla, Kilauea) (Holohan et al., 2005; Acocella, 2007), avec dans notre cas, la rift zone N030 comme principal acteur.

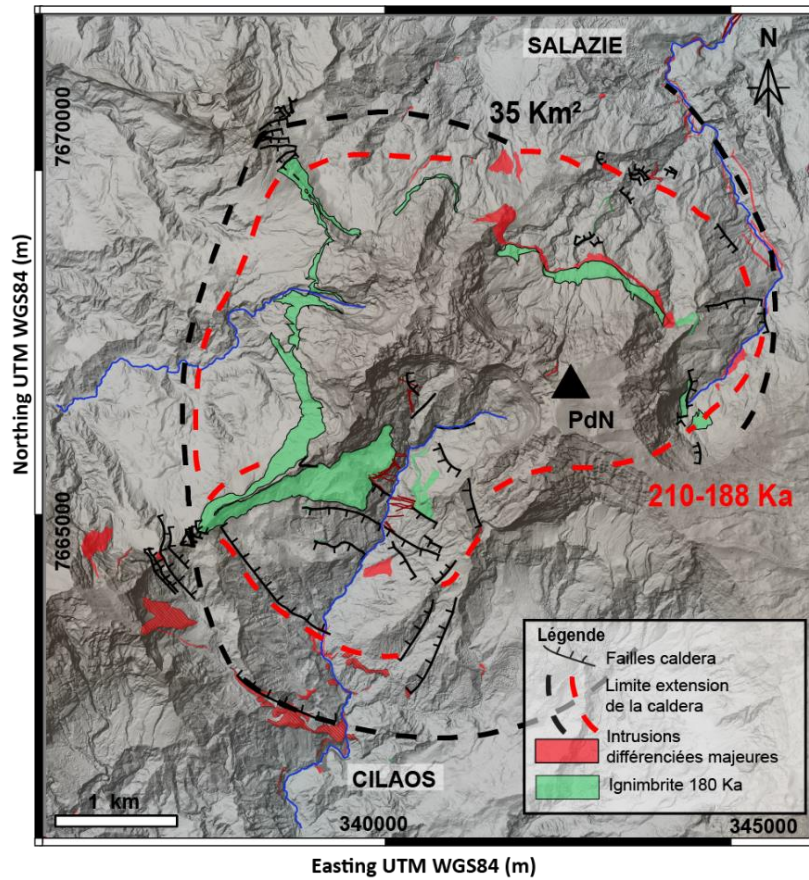


FIGURE 110 : EXTENSION DE LA CALDERA ET DU DEPOT D'IGNIMBRITES (CETTE ETUDE).

### 3.3. Position structurale des syénites

Grâce à cette étude, nous apportons également des contraintes sur la place structurale des syénites dans le Piton des Neiges, qui est également un sujet de controverse. En effet, Chevallier (1979) et Rocher (1988) soutiennent l'hypothèse selon laquelle l'effondrement de la caldera II est contemporain à l'intrusion des syénites, alors que Kluska (1997) réfute ce modèle. Dans le cirque de Cilaos, ces intrusions de syénite sont remarquablement épaisses, avec d'une part le dyke du défilé Piton de sucre – La Chapelle qui présente une puissance de 30 m et recoupe les formations géologiques depuis le Grand Bénare (~2150 m) jusqu'au fond de la vallée de la rivière Bras Rouge (~800 m), avec un pendage de l'ordre de 60° vers le nord (Figure 111.A). Ce dyke se prolonge dans Mafate sous le Grand Bénare. Son orientation est parallèle aux failles normales du Taïbit.

La syénite de la ravine Ferrière est également une intrusion conséquente (~40 m), qui recoupe une unité de brèche ancienne à ~1100 m d'altitude (Figure 111.B), avec un pendage de l'ordre de 40° vers le nord. Ce dyke se prolonge vers l'est jusqu'à l'éperon du Château Fort, pour disparaître brutalement au niveau du passage de la bordure est de la caldera interne au niveau du Bonnet Carré. Dans Salazie, la syénite se retrouve dans la rivière du Mât (~750 m d'altitude), secteur de Trou Blanc, où elles recoupe le corps gabbroïque, dont le contact est de 60° vers le sud, et de l'ordre de 80° vers le nord dans l'unité de brèche ancienne de fond de cirque au départ du canyon et subhorizontal dans la ravine Lebeau. L'ensemble de ces contacts suggèrent une forme de laccolith se mettant en place sur la bordure de la caldera externe que nous avons défini. Au pied du Piton des Neiges une intrusion de syénite d'une cinquantaine d'épaisseur recoupe vers 1900 m d'altitude les unités différenciées du Piton des Neiges (Figure 111.C). Il semblerait que celle-ci soit un sill, dont le prolongement dans le paysage est observé jusque le secteur du Bras du Parc. Cependant, cette unité présente une prismation particulièrement bien marquée qui n'est pas observée dans les autres intrusions de syénite repérées.

L'ensemble de ces intrusions se situent dans le cadre structural de la caldera. Le pendage vers l'intérieur de ces intrusions indiquent que ces syénites sont bien des intrusions de type « cone sheet » se mettant en place lors de l'effondrement de la caldera. Nous sommes donc en accord avec la place des syénites proposée par Chevallier (1979) et Rocher (1988). Cependant, la disparition brutale de l'intrusion de « Ferrière » au niveau du passage de la caldera interne, nous incite à considérer une extension de ces intrusions uniquement dans le cadre structural de la caldera interne. Cela implique que l'intrusion de syénite de la Chapelle ne se prolongerait pas sous le plateau de Cilaos. A ce stade de la connaissance, des compléments d'étude géophysique sont nécessaires pour confirmer cette observation de surface en profondeur.

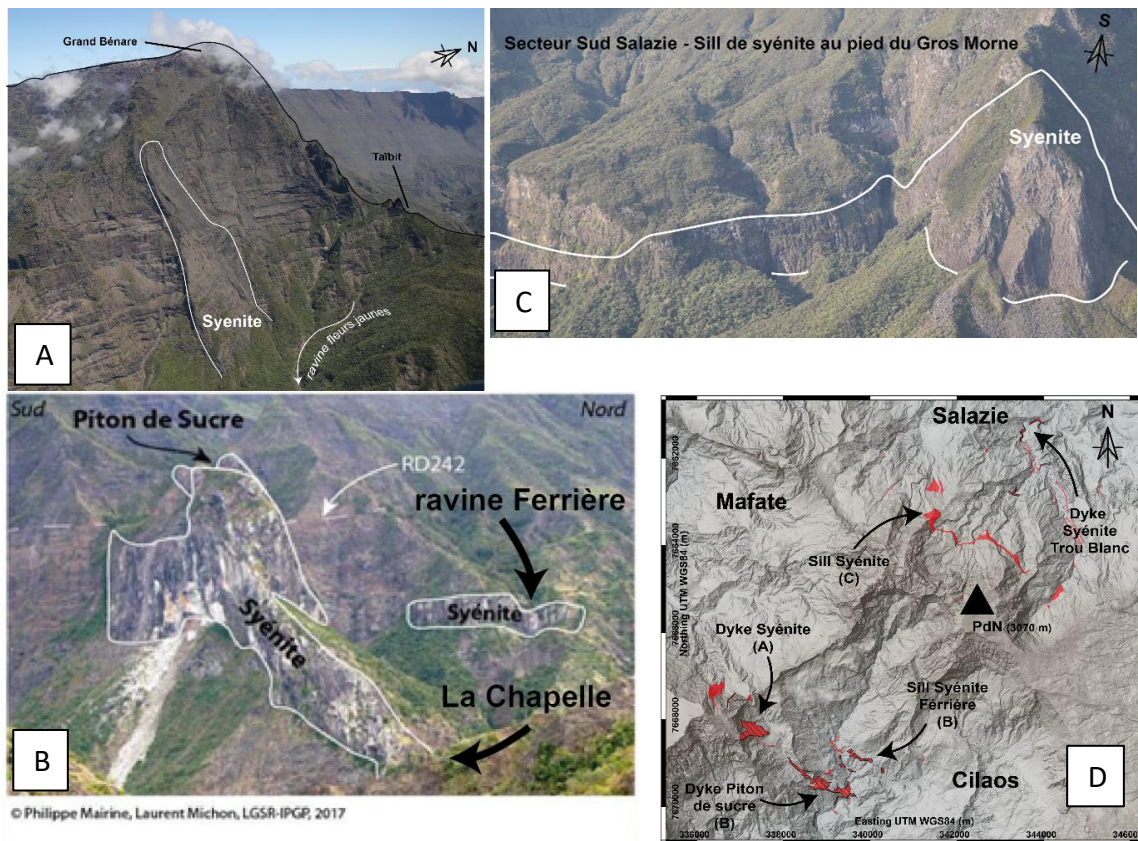


FIGURE 111 : (A) DYKE DE SYENITE DANS LE REMPART OUEST DE CILAOS SOUS LE GRAND BENARE. (B) CE MEME DYKE DE SYENITE FORME LE DEFILE DU PITON DE SUCRE-LA CHAPELLE. EN ARRIERE-PLAN ON DISTINGUE LE DYKE DE SYENITE DE FERRIERE-CHATEAU FORT. (C) FORMATION DE SYENITE INTERPRETEE COMME UN SILL, AU PIED DU GROS MORNE DANS LA PARTIE SUD DE SALAZIE. (D) CARTE D’AFFLEUREMENT DES INTRUSIONS DE SYENITE AU PITON DES NEIGES.

L’ensemble de ces affleurements de syénite se mettent en place dans la partie la plus interne du Piton des Neiges (Figure 111.D) et nous proposons que leur position et leur orientation générale sont compatibles avec celles des failles concentriques d’une caldera. Les nouveaux âges que nous avons obtenus sur la microsyénite de Trou Blanc dans Salazie, avec un passage sous l’isotherme 100-60°C vers  $145 \pm 77$  ka, sont cohérents, étant donné leur incertitude relativement importante, avec une mise en place des syénites entre les stades PN3 et PN4, c’est-à-dire durant la formation de la caldera

En complément de ces contraintes temporelles, les intrusions de syénite sont très faiblement altérées (peu fracturées, remplissage vacuolaire par zéolites et faible altération hydrothermale) et leur composition géochimique est très proche des échantillons d’ignimbrite, associée à la phase explosive consécutive de l’effondrement de la caldera entre 210 et 188 ka (cf. chapitre 3). La mise en place des syénites et de la caldera du stade différencié sont quasi simultanées avec cependant (1) l’effondrement caldérique puis (2) intrusion des syénites le long des fractures afin d’expliquer leur faible fracturation

Pour rappel, dans le système volcanique de Pantelleria, il a été également proposé que les intrusions de syénite se mettent en place de manière contemporaine à la caldera la plus récente (et la

plus interne) grâce notamment aux similitudes géochimiques entre ces syénites et le dépôt d'ignimbrite de Green Tuff (Granieri et al., 2014). On retrouve cette similitude géochimique également pour les syénites néphéliniques et le dépôt ignimbritique de Orohena mis en place à la fin de l'activité du second volcan bouclier de l'île de Tahiti (Bonin et Bardintzeff, 1989; Hildenbrand et Gillot, 2006). Des clastes de syénite sont également retrouvés dans les dépôts pyroclastiques de Tenerife (Larson et al., 2001; Wiesmaier et al., 2012), suggérant également la présence de ce type d'intrusion en profondeur. Ainsi, la présence de corps intrusif de nature différencié n'est pas rare sur les îles de volcan bouclier et leur disponibilité à l'affleurement est permise grâce au creusement de large vallée en amphithéâtre.

### 3.4. Bilan du contrôle structural de la caldera sur la morphologie de l'île et comparaison à d'autres îles volcaniques

Cette étude permet d'apporter des contraintes sur l'extension de la caldera différenciée du Piton des Neiges et des éléments de discussion quant à son rôle dans la formation des cirques. Nous mettons en évidence :

- (1) La présence d'une caldera d'emprise restreinte mais inter-cirque, centrée sur l'actuel Piton des Neiges et mise en place à la fin du stade PN3, entre 210 et 188 ka.
- (2) Une mise en place de la caldera contrôlée par la rift-zone N030°E.
- (3) Les limites de la caldera différenciée ne correspondent pas aux limites des cirques actuels caractérisant la morphologie du Piton des Neiges, et elles sont plus restreintes que les précédentes limites proposées par Chevallier (1979) et Kieffer (1989)
- (4) La mise en place des syénites est antérieure à 100 ka. Cependant, il est possible que l'ensemble des syénites ne soient pas contemporaines puisque nous n'avons pas de contraintes temporelles sur l'intrusion du Piton de Sucre dans Cilaos.
- (5) La mise en place des syénites s'effectue dans les structures de la caldera et elles correspondent à des intrusions de type « cone sheet ». Cette interprétation avait déjà été proposée par Chevallier (1979) et Rocher (1988) et nous la confirmons après actualisation de la carte.

L'un des résultats majeurs de nos travaux est la définition de la zone d'influence de la caldera différenciée du Piton des Neiges ainsi qu'une estimation améliorée de son âge de mise en place. Nous ne retrouvons pas de décalages verticaux correspondant aux limites actuelles des cirques. Cela va à l'encontre des modèles selon lesquels les cirques correspondent à trois calderas distinctes (Rivals, 1950), ou à la subsidence d'un complexe hypovolcanique sous-jacent (Gailler et Lénat, 2012).

Bien que les limites des cirques ne soient pas des limites de caldera, il est possible que sa mise en place exacerbe l'érosion par le réseau hydrographique. En effet, l'érosion entre le stade PN3 et PN4 se



révèle particulièrement agressive sur une période de quiescence de 20 ka tout au plus. A l'image de ce que nous proposons pour les déstabilisations de flancs, la mise en place de la caldera entre 210 et 188 ka participe à la création de discontinuités structurales et lithologiques qui vont servir de guides à l'érosion par le système de drainage et conduire ainsi à la forme actuelle des cirques. Il est cependant très intéressant de remarquer la concomitance des évènements. En effet, si l'on se réfère aux variations du niveau marin présentés en Figure 108.C, on remarque que la mise en place de la caldera différenciée du Piton des Neiges à la fin d'une période interglaciaire.

Bien que sur de nombreuses îles l'origine des larges vallées en amphithéâtres soit largement débattue, et notamment la nécessité d'une dépression centrale d'origine volcano-tectonique (Mathewson, 1970 ; Duffield, 1982 ; Fomari, 1987 ; Carracedo, 1994 ; Karatson, 1999 ; Borgia et al., 2000 ; Delcamp et al., 2012), il ressort cependant que l'intervention de déstabilisations de flanc et la mise en place d'unités de brèche dans le cœur de l'édifice soit le principal facteur conduisant à ces formes érosives (Hildenbrand, 2008 ; Paris et Carracedo, 2001 ; Lomoschitz et al., 2002 ; ; Llanes et al., 2009 ; Colmenero et al., 2012 ; Ollier, 1988). Ces déstabilisations de flancs sont à la fois reconnues sur les volcans boucliers mais également sur les volcans d'arc (Lebas et al., 2011; Blahut et al., 2018b). Le Piton des Neiges ne fait donc pas exception à la règle, puisque nous proposons un modèle selon lequel la forme actuelle des cirques est majoritairement contrôlée par les épisodes de déstabilisations de flancs avec une érosion régressive très intense qui vient entailler les structures préexistantes. Le rôle de la caldera, bien qu'il participe à la création de structures, est donc secondaire. Sur certaines îles comme Tahiti ou la Palma, aucune caldera n'est recensée sur l'édifice volcanique (Paris et Carracedo, 2001; Hildenbrand et al., 2008). Sur l'île de la Guadeloupe l'emprise des calderas est très faible par rapport à l'influence des déstabilisations de flancs, avec la mise en évidence d'un reliquat de la caldera de la Grande Découverte présentant un diamètre d'environ 5 Km maximum. De plus, si l'on compare l'île d'Hawaï à l'île de la Réunion ou même l'île de Grande Canarie, on remarque que les calderas du système hawaïen dominé par l'activité des rift-zone sont très restreintes et ne constituent pas les structures majeures du volcan.

## 4. Bilan sur l'origine des cirques : vers quel modèle d'évolution du Piton des Neiges ?

Dans le chapitre 2 nous avons présenté les différents modèles proposés pour expliquer la forme actuelle des cirques et leur mode de mise en place (Figure 112). Dans ce chapitre 5 nous avons discuté de l'origine des cirques et mis en évidence grâce à cette étude (1) la présence de paléo-cirques et de paléo-vallées en amphithéâtre très tôt dans l'histoire du Piton des Neiges, et (2) la présence d'une caldera durant le stade différencié d'emprise restreinte intervenant de manière secondaire dans la formation des cirques. Nous sommes donc en mesure d'exclure certains modèles de formation des cirques, parmi lesquels :

- (1) Le modèle de Rivals (1950) selon lequel les cirques sont le résultat de l'effondrement de trois calderas indépendantes autour du cône central terminal non affecté (C4, Figure 112.D). Cependant, nous avons mis en évidence que les remparts ne correspondent pas à des décalages verticaux et la seule caldera identifiée intersecte les trois cirques.
- (2) Le modèle de Kieffer (1989) selon lequel les cirques sont le résultat de l'effondrement d'une caldera sommitale de 10 Km de diamètre à la fin du cycle 190-150 ka, à laquelle viennent ensuite se connecter les vallées des rivières majeures. Ce modèle place la caldera en tant qu'acteur principal de la forme des cirques, or nous avons mis en évidence que ce n'est pas le cas et que ce sont davantage les déstabilisations de flancs, les paléo-vallées et l'imbrication des structures qui conduisent et guident l'érosion des vallées vers la partie la plus centrale dominée par des niveaux de brèches permettant un élargissement drastique de leur bassins versant.
- (3) Le modèle de Chevallier (1979) selon lequel l'érosion des cirques débute à la fin de la période d'activité du Piton des Neiges et celle-ci est guidée par les structures majeures des calderas I et II et du système intrusif. Or, comme pour le modèle précédent, nous mettons en évidence une caldera d'emprise plus restreinte que celle proposée par cet auteur. De plus, nous avons mis en évidence que ce ne sont pas les structures de caldera mais les structures des déstabilisations de flanc qui sont les principaux guides à l'érosion (C1 et C2, Figure 112.D).
- (4) Le modèle de Gailler et Lénat (2012) selon lequel les bordures des cirques de Salazie, Cilaos et Mafate résultent d'un décalage vertical induit par la subsidence d'un complexe hypovolcanique (Figure 112.B). Or comme le soulève les auteurs eux-mêmes, aucun décalage vertical correspondant à une faille n'est observé au sud de la Roche Ecrite, ni dans le secteur de Mafate. Nous observons bien des décalages verticaux mais ceux-ci se

situent dans une zone plus restreinte que la zone d'influence de ce complexe hypovolcanique. De plus, aucun calage temporel n'est proposé par ces auteurs pour la mise en place de ce corps dense. Or, nous l'avons vu ce complexe hypovolcanique est le résultat de plusieurs réinjections magmatiques ayant eu lieu durant le stade basique du Piton des Neiges et en particulier au début de chaque stade. Ce corps dense est donc en place dans sa forme actuelle depuis la fin du stade PN2. Sa subsidence serait donc en cours depuis le stade PN2. Bien que le rempart nord de Salazie, le nez coupé du Grand Bénare et les bordures des cirques de Bélouve et Bébour pourraient coïncider avec la subsidence des unités du stade PN3, nous avons mis en évidence que l'ensemble de ces remparts et en particulier les remparts de Bébour et Bélouve, sont formés par l'érosion régressive et le creusement de paléo-vallées.

- (5) Le modèle de Delcamp et al. (2012) selon lequel les cirques seraient des grabens en forme d'étoile ou de fleur associés au fluage gravitaire de l'édifice sur un corps ductile (carapace hydrothermale). Or, excepté dans le cirque de Salazie où un détachement accompagné d'une déformation ductile/fragile est repéré au toit du complexe plutonique, les cirques de Mafate et Cilaos ne présente aucun témoignage d'une telle déformation. De plus, l'existence d'un niveau de décollement en base d'édifice nécessaire pour ce mode de mise en place pose question à La Réunion.

Nous défendons donc le modèle selon lequel les cirques sont majoritairement formés par l'érosion régressive (Salvany et al., 2012) guidée par les structures et unités géologiques mises en place par les déstabilisations de flancs (Oehler et al., 2005). Cependant, le déclenchement de ces déstabilisations ne serait pas dû à l'étalement gravitaire comme le suggère Oehler et al. (2005), mais à la permutation de l'état de contrainte entraînant la mise en place de pile de sills dans différents niveaux du volcan (Chaput et al., 2017). Cette érosion régressive est de plus particulièrement exacerbée lors des transitions interglaciaires. Une carte et une coupe schématique synthétisant ce modèle sont représentées en Figure 113 (respectivement A et B).

Nous proposons également à l'issue de ces travaux une actualisation de la chronostratigraphie de Famin (2018) enrichit des nouvelles contraintes géochronologiques et d'observations de terrain (Figure 114).

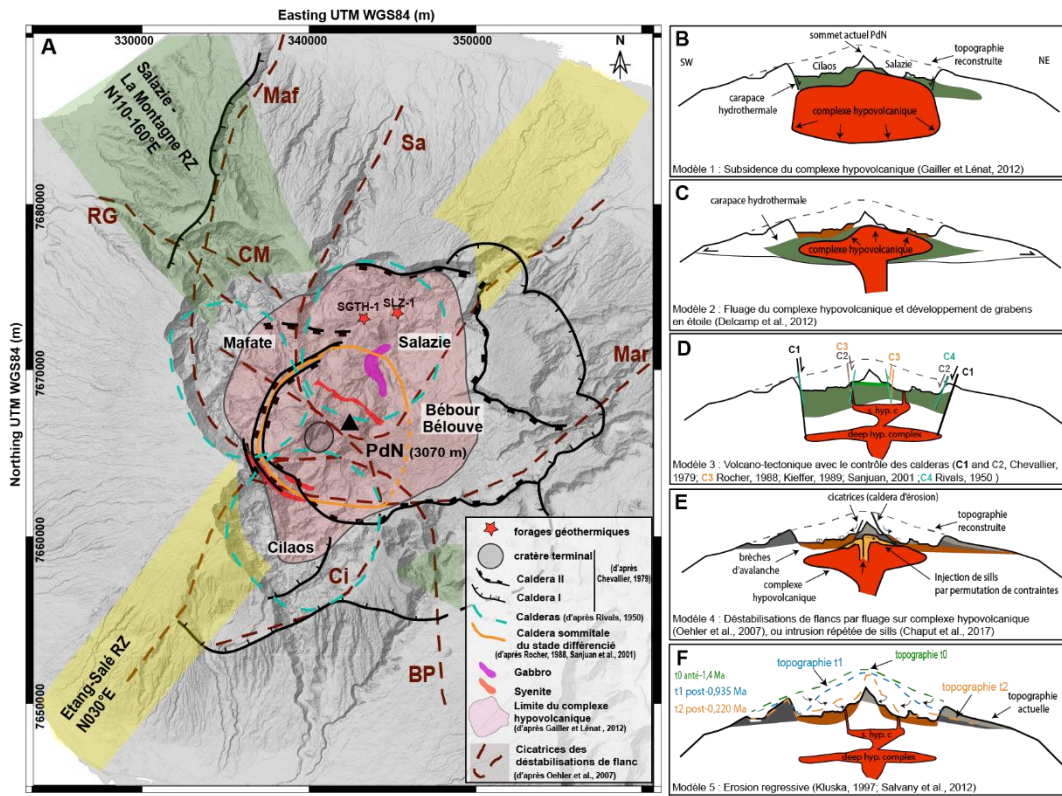


FIGURE 112 : (A) DIFFERENTES STRUCTURES INTERVENANT DANS LA GEOMORPHOLOGIE ACTUELLE DE L'EDIFICE, AINSI QU'EN (B) A (F) DIFFERENTS MODELES ET LES MECANISMES PROPOSES POUR L'ORIGINE DES CIRQUES.

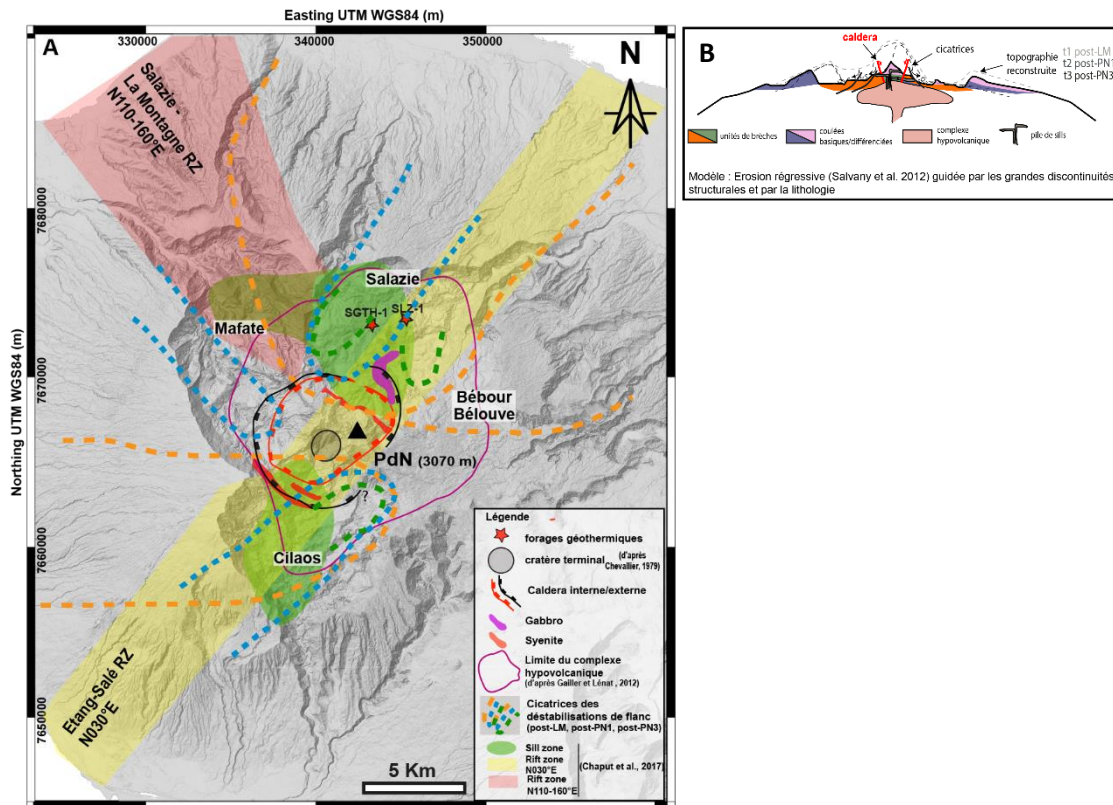


FIGURE 113 : (A) CARTE DES DIFFERENTES STRUCTURES INTERVENANT DANS LA GEOMORPHOLOGIE DES CIRQUES DU PITON DES NEIGES A L'ISSUE DE CETTE ETUDE. (B) COUPE SCHEMATIQUE ILLUSTRANT LE MODELE DE FORMATION DES CIRQUES AVEC LES DESTABILISATION DE FLANCS DECLENCHEES PAR LA MISE EN PLACE DE PILE DE SILLS DANS L'EDIFICE.

Ce qu'il faut retenir de l'apport de nos travaux sur l'origine des cirques :

- (1) Des cirques existaient déjà dans une forme relativement similaire dans les stades basiques du Piton des Neiges, avec cependant une morphologie plutôt en cirque ouvert vers la mer, plutôt qu'avec un exutoire unique comme aujourd'hui.
- (2) Les cirques, dans leur forme actuelle, sont le résultat de l'imbrication de plusieurs structures. Leurs limites actuelles ne sont pas le seul fait de l'influence d'une cicatrice de déstabilisation qui a ensuite été érodée, mais bien d'une érosion guidée par l'ensemble des structures et unités géologiques.
- (3) Les cirques dans leur forme actuelle, avec l'exutoire unique et étroit, sont le résultat de l'érosion régressive par les rivières majeures actuelles qui sont venues se connecter aux anciennes structures. La capacité d'incision de ces rivières majeures est décuplée lorsqu'elle rencontre les unités de brèches d'avalanche de débris, qui leur permet d'accroître de manière drastique leur bassin versant et durant les périodes de transition interglaciaire.

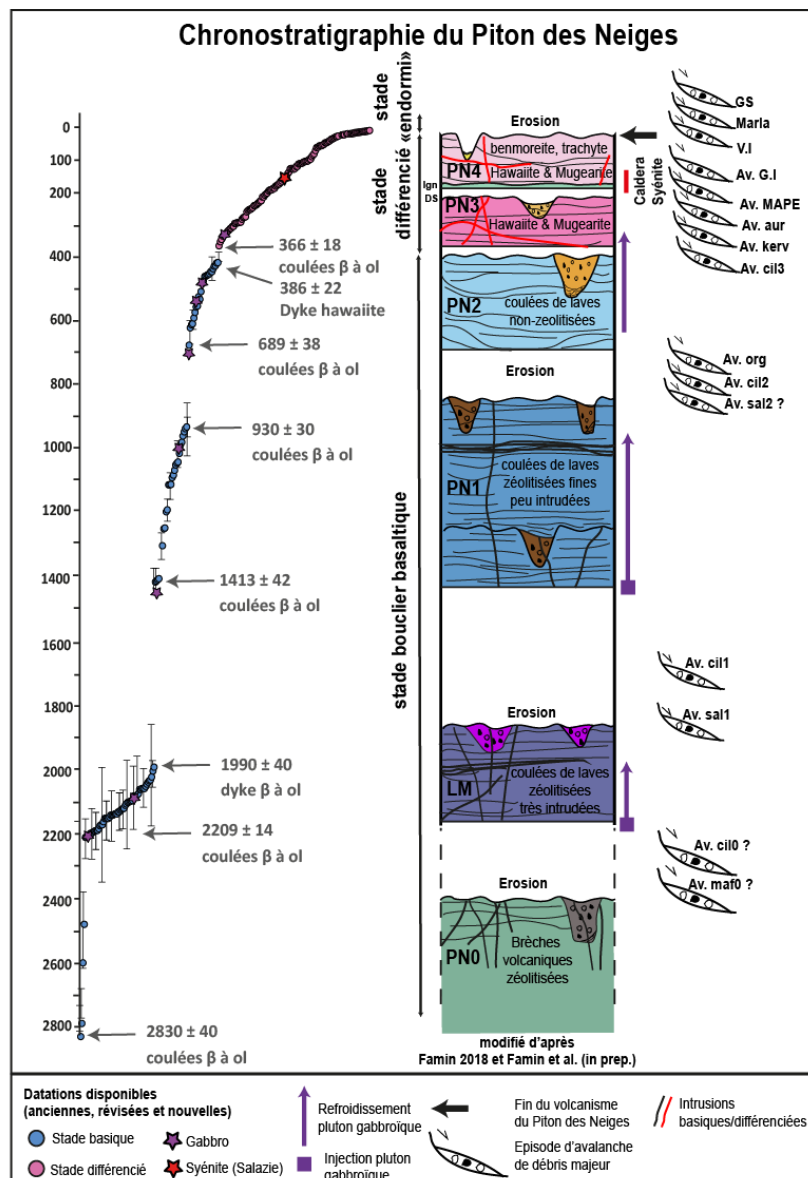



FIGURE 114 : LOG CHRONOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE DU PITON DES NEIGES A L'ISSUE DE CES TRAVAUX (MODIFIE D'APRES FAMIN, 2018) SUR LEQUEL EST RENSEIGNE LES PRINCIPAUX EVENEMENTS D'EROSION ET DE DESTABILISATION MARQUANT L'ARCHITECTURE DU PITON DES NEIGES.



CHAPITRE 6  
IMPLICATIONS POUR LE  
SYSTEME HYDROTHERMAL DU  
PITON DES NEIGE.

*Photo «Thermalisme cilaosien »*



# 1. Introduction

Notre étude de l'architecture du Piton des Neiges nous a permis d'éclairer l'histoire géologique de ce massif volcanique, de définir l'extension d'une caldera différenciée du volcan, d'exclure le modèle selon lequel les cirques sont d'anciennes bordures de caldera, et de proposer un modèle pour la formation de ces cirques. Ces résultats ont des implications sur le système hydrothermal du Piton des Neiges. Dans ce chapitre nous mettons la cartographie de nos structures en parallèle avec les données des indices hydrothermaux de surface issues des travaux de Bénard (2020) afin d'identifier les structures géologiques qui contrôlent leur émergence. Nous complétons ainsi le modèle conceptuel de Bénard (2020) en apportant l'architecture géologique. Nous proposons également un zonage du potentiel au sein du PER en identifiant des zones d'intérêts sur la base de ce nouveau modèle conceptuel et les données de surface issues de l'étude d'Éco-stratégie. Il est important de garder à l'esprit que l'ensemble des données de cette thèse permettent de contraindre qualitativement le système hydrothermal. Des études complémentaires sont nécessaires pour proposer une évaluation quantitative du potentiel géothermique et notamment confirmer les observations de surface en profondeur (imagerie géophysique, modélisation numérique, caractérisation pétro physique).



## 2. Un contrôle structural et lithologique sur le système hydrothermal

### 2.1. Contrôle topographique ?

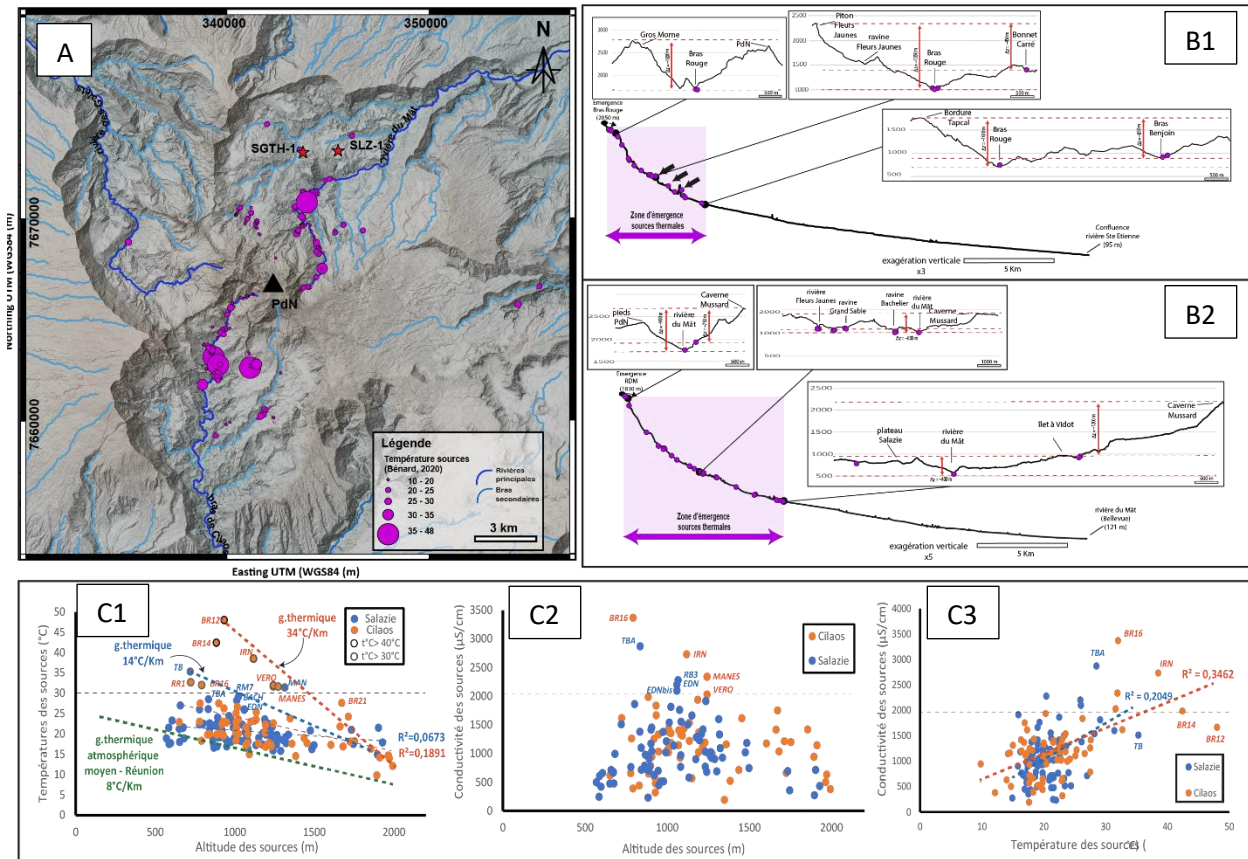


FIGURE 115 : (A) REPARTITION ET TEMPERATURES DES SOURCES THERMALES A L'EMERGENCE (BENARD, 2020). (B.1) ET (B.2) PROFILS LONGITUDINAUX DU BRAS ROUGE (CILAOS) ET DE LA RIVIERE DU MAT (SALAZIE) SUR LESQUELS SONT REPERES LES ZONES D'EMERGENCE DES SOURCES THERMALES (BENARD, 2020) ET LES DIFFERENCES D'ALTITUDE ASSOCIEES. (C1) ÉVOLUTION DE LA TEMPERATURE DES SOURCES (BENARD, 2020) EN FONCTION DE L'ALTITUDE, AVEC LE GRADIENT THERMIQUE ATMOSPHERIQUE MOYEN POUR L'ÎLE DE LA REUNION (JUMAUX ET QUETELARD, 2011). (C2) ÉVOLUTION DE LA CONDUCTIVITE DES SOURCES (BENARD, 2020) EN FONCTION DE L'ALTITUDE. (C3) ÉVOLUTION DE LA CONDUCTIVITE EN FONCTION DE LA TEMPERATURE DES SOURCES (BENARD, 2020).

Au premier ordre, on remarque que les zones d'émergence des sources thermales se localisent principalement le long des rivières et des ravines (Figure 115.A, B1 et B2). Plus d'un tiers des sources (~37%) présentes dans le cirque de Salazie affleurent le long de la rivière du Mât, et dans le cirque de Cilaos c'est plus de la moitié (~58%) des sources thermales qui affleurent le long du bras de Cilaos. Cette corrélation spatiale de sources avec les bas topographiques pose la question d'un contrôle par la topographique sur l'émergence des sources ?

Nous avons donc dans un premier temps réalisé les profils longitudinaux des rivières majeurs (Bras de Cilaos et Rivière du Mât) avec des coupes topographiques transversales (Figure 115.B1 et B2). On remarque que les sources affleurent uniquement dans la partie amont, entre 2050 m et 724 m le

long du bras de Cilaos et entre 1830 m et 580 m le long de la rivière du Mât. Nous mettons en évidence une zone d'émergence des sources thermales plus restreinte dans le Bras de Cilaos (~5Km) par rapport à la rivière du Mât où les sources s'étalent sur une plus longue distance (> 5Km).

Nous avons également investigué l'évolution de la température et de la conductivité des sources thermales en fonction de l'altitude (Figure 115.C1 et C2). Il en ressort d'abord que la température des sources au sein des cirques tend à diminuer avec l'altitude. Cette diminution est en accord avec une distance de parcours pour les fluides qui tend à augmenter avec l'altitude depuis le réservoir. Cependant, les sources les plus chaudes repérées par Bénard (2020) ne suivent pas cette tendance, ce qui suggère que d'autres facteurs contrôlent la circulation des fluides. Les maximas de température dans les cirques suivent une tendance quasi-linéaire bien supérieure au gradient thermique atmosphérique moyen de la Réunion (~7-8°C/Km). Le gradient thermique de Cilaos est de 34°C/Km, ce qui correspond à un gradient géothermique normal, alors que celui de Salazie est de 14°C/Km. De plus, les sources présentant une anomalie en température ne sont pas les mêmes que celles présentant une anomalie en conductivité, exception faite des trois sources des thermes IRN, VERO et MANES. Nous avons donc représenté l'évolution de la conductivité en fonction de la température (Figure 115.C3). Il en ressort une dispersion importante pour la majorité des sources, aussi bien les plus chaudes (>30°C), que celles de température moindre (~20°C). Cette non-linéarité suggère qu'il y aurait des trajets courts permettant une interaction moins forte avec la roche encaissante et une température à l'émergence plus importante, et des trajets plus longs entraînant des températures à l'émergence plus faible et une interaction plus longue avec les roches encaissantes. Nous proposons donc de voir si la géologie (lithologie et discontinuités structurales) contrôle l'émergence de ces sources et permet d'expliquer ces anomalies en créant des trajets efficaces pour la remontée des fluides depuis la profondeur.

## 2.2. Contrôle structural : Extension et rôle de la caldera

Bénard (2020) met en évidence une distribution spatiale des sources (Figure 116.A) largement concentrée le long de la rift zone N030°E définie par Chaput et al., (2017), avec une abondance particulière dans le périmètre et le long des bordures de la caldera différenciée de Chevallier (1979).

Dans le Chapitre 5 nous avons confirmé l'existence d'une caldera durant le stade différencié mais avons (1) précisé son âge de mise en place entre 210 et 188 ka, et (2) délimiter une zone d'influence avec des limites beaucoup plus restreintes que les calderas précédemment proposées par Chevallier (1979) et Sanjuan et al. (2001), avec une caldera interne et une caldera externe (Figure 116.B).

Lorsque l'on représente en carte l'emprise de la caldera que nous avons définie (Figure 116.B) avec la spatialisation des sources thermales (Bénard, 2020), il en ressort :

- (1) La majorité des indices hydrothermaux se trouvent dans la zone d'influence de la caldera interne et de la caldera externe
- (2) Certaines sources thermales se trouvent cependant à l'extérieur du domaine structural de cette caldera (secteur du bras de Benjoin, secteur du Piton d'Enchaing, secteur Roche à Jacquot).
- (3) Le linéament supposé de la caldera externe a une extension plus étendue dans Salazie que dans Cilaos (Figure 116.C1 et C2). Cela coïncide avec une extension de la zone d'émergence des sources thermales également plus étendue le long de la rivière du Mât par rapport au bras de Cilaos.

Cette répartition des indices hydrothermaux en surface se rapproche du cas de Pantelleria et de Krafla où la totalité des indices de surface se situent à l'intérieur d'une caldera. Les calderas (externes) de ces deux systèmes volcaniques se mettent respectivement en place, vers 114 ka et 110 ka. Cependant, l'une des différences majeure entre ces deux systèmes et le Piton des Neiges étant que des calderas plus récentes (45 ka pour Pantelleria) se mettent en place à l'intérieur de cette caldera « externe », alors que dans notre cas nous avons un seul épisode d'effondrement de caldera unique conduisant à la formation de la caldera interne et de la caldera externe vers 188 ka. De plus, dans le cas de Pantelleria, mais aussi de Krafla, le système hydrothermal de haute température se situe à l'intersection de la caldera interne et d'une structure plus récente. Dans le cas de Pantelleria, c'est la zone d'intersection de la caldera de Monasteri et de la faille de Montagna Grande qui constitue la zone à plus fort potentiel, alors qu'à Krafla c'est la zone d'intersection entre la caldera interne et les failles et fissures de la rift-zone active. Dans le cas du Piton des Neiges nous n'avons pas repéré de faille régionale postérieure à la mise en place de la caldera.

Ainsi, l'extension de la caldera permet d'expliquer en grande partie la répartition des sources thermales en surface. Dans le cas de Cilaos, les sources thermales présentant les températures à l'émergence les plus élevées sont localisées au niveau ou à proximité immédiate des failles de la caldera. Les sources des thermes IRN, VERO et MANES, qui sont pour rappel caractérisées par une température >30°C et une forte conductivité (> 2000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) se situent en dehors de la zone de caldera interne (~1 Km), mais sur le linéament supposé de la caldera externe. Dans le cas de Salazie, cette spatialisation sources/failles de caldera est beaucoup moins évidente avec notamment la source la plus chaude située en dehors de la zone de la caldera externe, mais au sein d'une unité géologique particulière (cf. paragraphe 2.3).

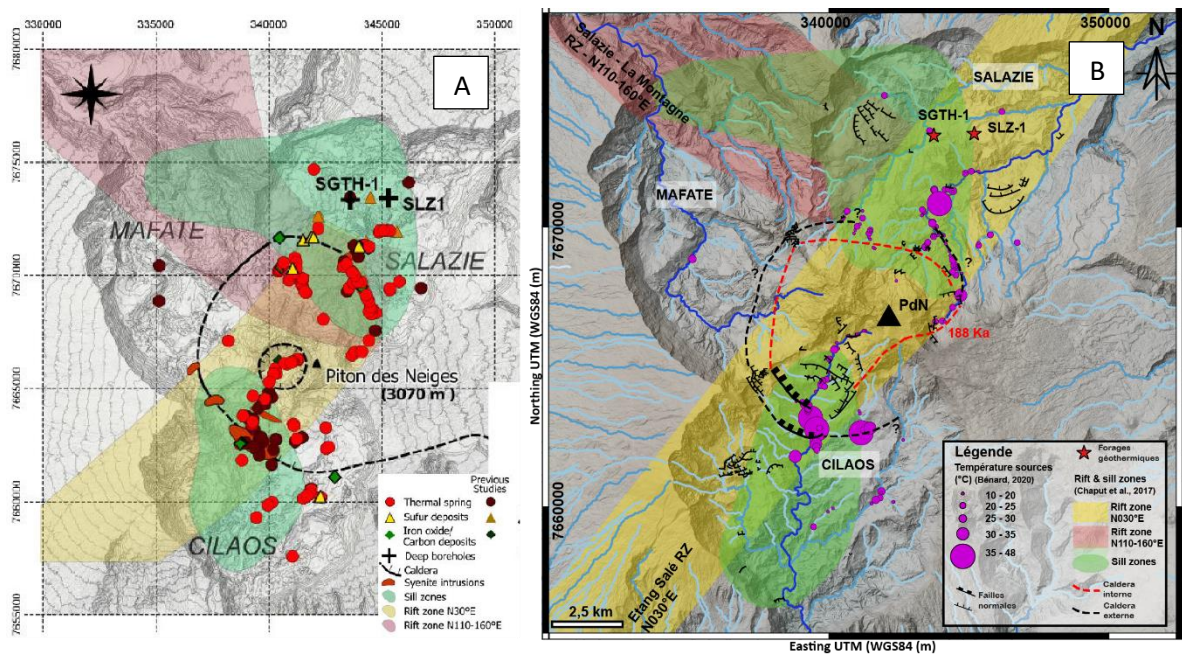


FIGURE 116 : (A) REPARTITION DES SOURCES EN SURFACE REPLACÉE DANS LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE (BENARD, 2020). (B) REPARTITION DES SOURCES EN SURFACE (BENARD, 2020) REPLACÉE AVEC LES NOUVELLES CONTRAINTES GÉOLOGIQUES (CETTE ÉTUDE). (C1) ET (C2) PROFILS LONGITUDINAUX DU BRAS DE CILAOS ET DE LA RIVIÈRE DU MÂT SUR LESQUELS SONT REPERES LES ZONES D'ÉMERGENCE DES SOURCES THERMALES (BENARD, 2020) ET LA POSITION DES FAILLES DE LA CALDERA AINSI QUE LA ZONE D'INFLUENCE DE LA CALDERA INTERNE ET LA CALDERA EXTERNE.

Les failles de caldera semblent donc jouer un rôle de drain facilitant la circulation des eaux thermales depuis le réservoir en profondeur vers leur lieu d'émergence de manière efficace. Cependant, la répartition spatiale des sources non cantonnée à la zone de caldera suppose que d'autres structures ou paramètres interviennent. Les sources les plus chaudes se situent notamment au niveau des intrusions de syénite (Bénard et al., 2019; Bénard, 2020) dont le rôle de drain ou de source de chaleur n'étaient pas résolu jusqu'à ces travaux. C'est ce qui est abordé dans le paragraphe suivant.

### 2.3. Les syénites : source de chaleur ou drain ?

A l'intérieur de la rift-zone N030°E défini par (Chaput et al., 2017) se distingue les intrusions majeures différenciées de syénite et microsyrénite. (Bénard et al. 2019) mettent en évidence que ces intrusions de syénite se situent sur la bordure du système hydrothermal et qu'elles localisent les sources thermales ayant les plus fortes températures à l'émergence (Figure 117.A et B). Cependant, l'âge et la position structurale de ces syénites n'étaient pas résolu pour déterminer le rôle de ces intrusions dans le système hydrothermal du Piton des Neiges.

Dans le Chapitre 3 et 5 nous avons (1) précisé la position structurale de l'intrusion de syénite de La chapelle – Piton de sucre (Cilaos) (cone-sheet) au niveau de la faille de la caldera externe et (2) daté l'intrusion de syénite de Trou Blanc (Salazie) à  $145 \pm 77$  ka (âge apatite) qui recoupe le complexe hypovolcanique gabbroïque.

La position structurale, mais aussi l'affinité géochimique proche de l'ignimbrite rhéomorphique, la présence de clastes de syénite dans les dépôts pyroclastiques (Page, 1994) et l'âge apatite de  $145 \pm 77$  ka indiquent que les dykes de syénite de La chapelle Piton de Sucre et de Trou Blanc se sont mises en place au début du stade PN4, très certainement de manière contemporaine à la caldera entre 210 et 188 ka. Cette position structurale est similaire aux syénites de Pantelleria, qui sont contemporaines de la mise en place de la caldera récente (~45 ka) et se situent sur les bordures de celle-ci (Granieri et al., 2014). Dans le cas de Pantelleria, ces syénites localisent le réservoir profond biphasé à 260°C (entre 500 et 700 m) au niveau de l'intersection de la caldera récente (45 ka) et la faille de Montagna Grande (Granieri et al., 2014). Cependant, les syénites du Piton des Neiges sont au moins trois fois plus anciennes et l'âge apatite indique qu'elles sont passées sous l'isotherme 60-80°C vers ~145 ka (et au maximum vers ~68 ka). Bien que nous soyons dans la gamme d'erreur des datations sur apatite, le refroidissement du dyke de syénite de Trou Blanc est plus jeune (150-110 ka) que celui du complexe hypovolcanique qu'elle recoupe ( $\geq 343 \pm 150$  ka). Cela indique que la mise en place de

cette intrusion de syénite ne permet pas d'apporter un flux de chaleur suffisant pour réchauffer le complexe hypovolcanique qu'elle recoupe et réouvrir le système (U-Th)/He des apatites de celui-ci. Cela remet donc en question le rôle central, comme cela était proposé dans les études précédentes, en tant que source de chaleur du système hydrothermal du Piton des Neiges. Il est indéniable que la mise en place de ces intrusions participent à un apport de chaleur au sein du massif entre 188 et 145 ka. Cependant, celles-ci sont trop restreintes en nombre et en taille à l'échelle du Piton des Neiges pour constituer la source de chaleur du système hydrothermal. Les syénites font partie d'un plus vaste ensemble d'intrusions différenciées mises en place dans la rift-zone N030°E et dans les sill-zones. Ainsi, nous proposons que ces intrusions de syénite jouent davantage le rôle de drain préférentiel dans le système hydrothermal. Elles participent ainsi, comme les failles de la caldera, à la création de drains verticaux le long de leurs épontes, permettant une remontée efficace des fluides depuis le réservoir en profondeur jusqu'à leur lieu d'émergence. Cependant, la nature massive de ces intrusions implique qu'elles possèdent une très faible perméabilité et qu'elles jouent également le rôle de barrières à l'écoulement latéral.

Pour conclure, les syénites ne sont très probablement la source de chaleur du système hydrothermal, cependant elles jouent, avec l'ensemble des intrusions différenciées, le double rôle de drain (écoulement verticaux per ascensum) et de barrière (écoulements latéraux).

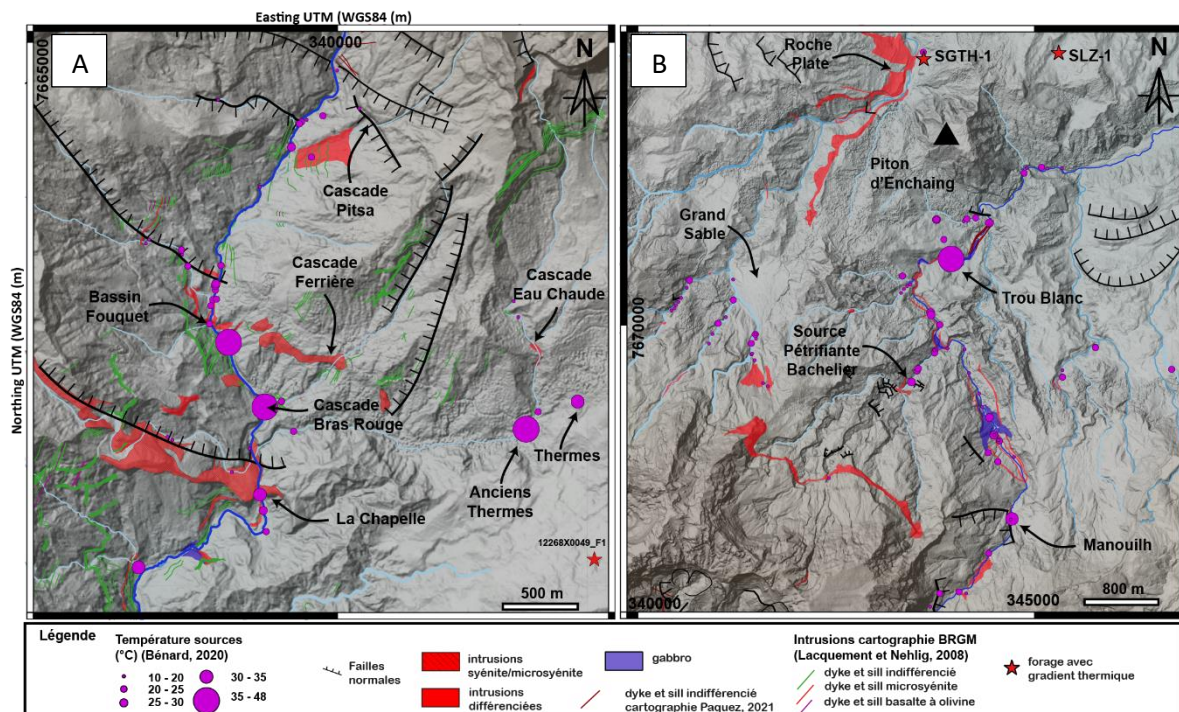


FIGURE 117 : CARTES DE REPARTITION DES SOURCES THERMALES EN SURFACE (BENARD, 2020), DES FAILLES DE CALDERA (CE TRAVAIL) ET DES INTRUSIONS DIFFERENCIEES AFFLEURANT AU SEIN DE LA RIFT-ZONE N030°E ET DES SILL-ZONES (LACQUEMENT ET NEHLIG, 2008 ET CE TRAVAIL). (A) CARTE DU SECTEUR AMONT DE CILAOS. (B) CARTE DU SECTEUR DE SALAZIE.

## 2.4. Rift-zone N030, sill-zones, complexe hypovolcanique gabbroïque, chambre magmatique différenciée : Source de chaleur ?

La spatialisation des sources thermales coïncide avec la rift-zone N030°E (Bénard et al., 2019) (Figure 116.A) qui constitue une zone d'intrusion préférentielle, à la fois durant le stade basique mais également durant le stade différencié du Piton des Neiges. Cette répartition des sources suggère que la rift-zone contrôle le système hydrothermal du Piton des Neiges, soit en apportant une source de chaleur, soit en apportant une fracturation permettant l'écoulement des fluides le long des épontes des intrusions (Bénard, 2020). Le premier cas se rapproche du système hawaïen, sur lesquels les rift-zones sont les zones à plus fort potentiel avec des gradients géothermiques élevés de plus de 120°C/Km, alors qu'en dehors de ces rift-zones le gradient régional est de l'ordre de ~18°C/Km (Büttner et Huenges, 2003; Lautze et al., 2017). Dans le second cas, le système intrusif se rapproche du champ islandais de Hvitholar situé à l'intersection entre la structure de caldera, les failles et fissures de la dorsale (Árnason, 2020), en apportant une fracturation secondaire, postérieure à la mise en place de la caldera et créant la perméabilité suffisante pour la circulation des fluides et la mise en place d'une cellule de convection.

Dans le Chapitre 3 nous avons (1) précisé l'âge du dernier épisode volcanique à ~27 ka et donc l'âge du dernier pulse thermique au sein du Piton des Neiges, (2) précisé l'âge des syénites au sein de cette rift-zone (d'au moins 145 ka) et mis en évidence un âge trop ancien et une taille trop restreinte pour qu'elles puissent constituer la source de chaleur et (3) contraint le mode de mise en place et le trajet temps-température du refroidissement du complexe hypovolcanique gabbroïque plurikilométrique.

Les contraintes acquises sur le complexe hypovolcanique plurikilométrique, indiquent que celui s'est mis en place par injection répétée durant le stade basique du Piton des Neiges, ce qui a favorisé un refroidissement rapide de celui-ci. Ainsi, l'essentiel de sa chaleur est dissipé à la fin du stade PN2 (~386 ka), indiquant que le système gabbroïque en lui-même ne constitue pas la source de chaleur actuelle du système hydrothermal, puisque sa chaleur latente est complètement dissipée. Cela n'exclut pas que cette chaleur ait été stockée par les roches encaissantes, notamment au sein des unités de brèches à matrice argileuse, ou au sein d'un aquifère. Cependant, le forage SLZ-1 a recoupé plusieurs unités géologiques, notamment des hyaloclastites et l'unité de brèche Br.b1 mais aucune variation significative de gradient pouvant correspondre à une cellule convective n'a été repérée. Il n'y a donc pas de système hydrothermal actuel associé au complexe hypovolcanique gabbroïque au sein du Piton des Neiges.

Concernant, les intrusions de la rift-zone N030°E en tant que source de chaleur. La répartition des sources est majoritairement cantonnée le long de la rift zone N030°E (Bénard et al., 2019). Cependant lorsque l'on représente en carte (Figure 118) l'emprise de la rift-zone N030°E, les sill-zones de Cilaos et Salazie (Chaput et al., 2017), l'ensemble des intrusions différenciées (ce travail et Lacquement et Nehlig (2008)) avec la spatialisation des sources thermales (Bénard, 2020), il en ressort :

- (1) La majorité des indices hydrothermaux se trouve dans la zone d'influence du système intrusif différencié au sein de la rift-zone N030°E mais aussi au sein des sill-zones de Cilaos et Salazie.
- (2) Le maximum de potentiel se situe à l'intersection de la rift-zone N030°E, des sill-zones et de la caldera (interne et externe) du Piton des Neiges.
- (3) Certaines des sources thermales se trouvant à l'extérieur du domaine structural de cette caldera et de la rift-zone N030°E, se localisent dans la zone d'influence des sill-zones (secteur du bras de Benjoin, secteur Roche à Jacquot).
- (4) La mise en place des intrusions de syénite au début du stade PN4 implique qu'elles ne constituent pas le dernier épisode intrusif de l'activité du Piton des Neiges. Cependant, plusieurs datations disponibles sur des sills de trachyte ou de trachyte comenditique indiquent que des intrusions différenciées se sont mises en place au moins jusqu'à 44 ka (e.g. SAB-1 datée à  $58 \pm 6$  ka (Famin, Pers. Comm); Sa-32 datée à  $44 \pm 2$  ka (Gillot et Nativel, 1982)). Cependant, la taille restreinte de ces intrusions au sein du Piton des Neiges implique qu'elles aient participé au réchauffement du système mais ne constituent pas la source de chaleur du système hydrothermal du Piton des Neiges.
- (5) La dernière activité volcanique du Piton des Neiges date de  $\sim 27$  ka. Cela indique que la chambre magmatique différenciée du Piton des Neiges est en cours de refroidissement depuis  $\sim 27$  ka et implique qu'elle peut constituer une source de chaleur latente pour le système hydrothermal comme cela est proposé par Bénard et al., (2019).

C'est donc principalement la chambre magmatique trachytique de ce système qui constitue la source de chaleur du système hydrothermal. Cette hypothèse a déjà été proposée par Bénard et al. (2019) et Bénard (2020) puisque l'affinité géochimique des sources thermales indique que les eaux thermales ont interagi avec des roches, des gaz magmatiques ou des dépôts fumeroliens issus de magmas trachytiques. Nous validons et complétons cette hypothèse en indiquant un âge de 27 ka, qui correspond à l'âge depuis lequel le système se refroidit. De plus, la nature trachytique de cette chambre magmatique, dont la nature différenciée des produits terminaux en sont les témoins, indique que celle présentait une température d'environ 800°C lorsqu'elle était encore en activité. La source de chaleur actuelle du Piton des Neiges est donc une source de chaleur de type latente, issue du



refroidissement d'un système magmatique non actif (depuis 27 ka) et de nature différencié (température initiale : 800°C).

Concernant les intrusions différenciées (rift-zone N030 et sill-zones), à l'image de ce que nous avons proposé pour les syénites, leur taille est trop restreinte pour constituer la source de chaleur actuelle du système hydrothermal, bien qu'elles aient participé à un réchauffement ponctuel très localisé. Cependant, la mise en place tardive du système intrusif différencié jusqu'à au moins 44 ka participe à la création d'une fracturation postérieure à la mise en place de la caldera. La mise en place de ces intrusions favorise donc le maintien d'une perméabilité nécessaire pour la circulation des fluides et implique que la fracturation aux épontes des intrusions différenciées sont des drains verticaux permettant la remontée des fluides depuis le réservoir en profondeur jusqu'à leur lieu d'émergence.

Cependant, il faut noter que bien que les zones de rift-zone N030°E et sill-zones constituent des zones thermiquement favorables dans les cirques, il existe une très grande hétérogénéité de gradient au sein même de ces zones préférentielles d'intrusion. En effet, les forages SGTH-1 et SLZ-1, distants de 1,5 Km, présentent respectivement des gradients thermiques de 19,2°C/100 m et ~8,6°C/100 m. A Cilaos, aucun forage géothermique n'a été foré mais une mesure de température de 23°C à 116 m est disponible dans un forage d'eau sur le plateau de Cilaos (forage 12268X0049\_F1 réalisé en 1982). Ainsi, comme pour les syénites, nous proposons que le système intrusif différencié participe à la fois à la création d'une fracturation mais constitue également des barrières à l'écoulement latéral qui compartimente les unités géologiques (coulées de laves, inter-lits scoriacés, niveaux de brèches) et les remontées de fluides. Cette compartimentation participe à individualiser plusieurs trajets de remontée des fluides hydrothermaux au sein d'un même cirque. Nous allons voir que la compartimentation du volcan par le système intrusif n'est pas le seul facteur qui entraîne des hétérogénéités latérales et verticales au sein du Piton des Neiges.

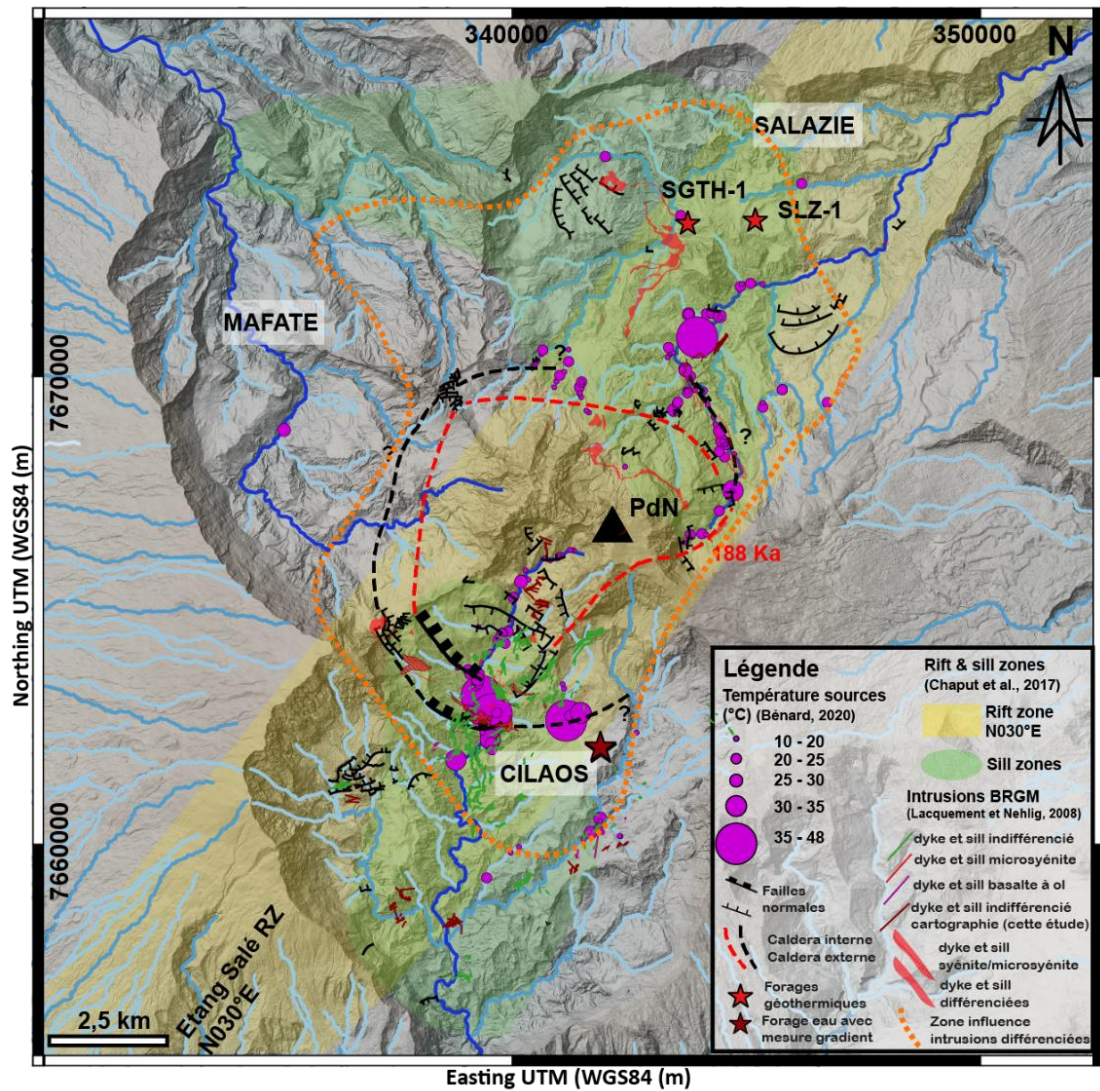


FIGURE 118 : REPARTITION DES SOURCES THERMALES EN SURFACE (BENARD, 2020), LA ZONE D'INFLUENCE DES INTRUSIONS DIFFERENCIEES (LACQUEMENT ET NEHLIG (2008) ET CE TRAVAIL), LA RIFT-ZONE N030°E ET LES SILL-ZONES DE CILAOS ET SALAZIE (CHAPUT ET AL., 2017), LA DELIMITATION DE LA CALDERA (CE TRAVAIL).

## 2.5. Contrôle lithologique : le rôle des unités de brèches

Lorsque l'on représente en carte la répartition des sources thermales à l'affleurement et la carte géologique (chapitre 4) réalisée lors de ce travail (Figure 119.A et Figure 120.A), il en ressort que les sources thermales affleurent principalement dans les unités de brèches anciennes et l'unité de brèche hydrothermale remplissant la caldera. Ces observations de terrain suggèrent que les unités de brèches de la pile stratigraphique sont plus perméables que les unités de coulées de laves. Dans le cas de Cilaos, les sources apparaissent majoritairement le long du réseau de fractures créé par les failles de caldera et le système intrusif différencié au sein des unités de brèches Br.b0, Br.b1 et la brèche hydrothermale. Alors que l'intrusion de syénite recoupe toute la pile stratigraphique jusqu'au stade PN3, aucune source thermique n'émerge stratigraphiquement au-dessus des coulées PN1 (exception faite de la brèche hydrothermale), ni dans l'unité de coulées du stade PN1 et LM mises à l'affleurement dans le bras de Cilaos. Lorsque l'on s'éloigne du secteur du rond de bras Rouge, les sources thermales affleurent en dehors de la zone d'influence de la caldera et sur la bordure est de la rift-zone N030°E et de la sill-zone Cilaos. Cependant, elles se retrouvent systématiquement dans les niveaux de brèches Br.b1. Ainsi, il semble que dans le cas de Cilaos, la présence de sources thermales à l'extérieur du système caldera/rift zone soit permise grâce à la continuité de la brèche Br.b1. Cela suggère ainsi que les brèches constituent des unités influençant la circulation des fluides au sein du volcan du Piton des Neiges.

Nous avons investigué les données disponibles dans la littérature afin d'apporter des éléments de contraintes sur le rôle de cette brèche. Des travaux anciens de reconnaissance géologique (Poul, 1966) autour du site des thermes mentionnent la présence de plusieurs griffons dont l'émergence a lieu aux épontes de dykes/sills de trachy-basalte au sein d'une unité de brèche, que nous avons redéfini comme l'unité de brèche Br.b1. Ces travaux mentionnent également que certaines sources présentent un meilleur débit lors de fortes précipitations et que lors des essais de pompages le débit des sources dans ce secteur diminue rapidement (passage de 38 à 12 m<sup>3</sup>/h en 24 h) indiquant un effet piston. Cependant, bien que le débit diminue rapidement lors des essais de pompages les griffons réapparaissent progressivement quelques heures après, témoignant que le système est actif. Pour rappel, le forage 12268X0049/F1 (plateau de Cilaos) de 350 m de profondeur a rencontré un aquifère vers 115 m de profondeur au sein d'un niveau de brèche, non colmatée, hétérogranulaire située entre deux niveaux à matrice à dominance argileuse. Cet aquifère présente une température de 28°C, un débit de 18 m<sup>3</sup>/h lors d'un essai de pompage d'une durée de 6 h avec une très faible variation (~10 cm) du niveau de la nappe (données BSS). Il est important de se rappeler (Cf. chapitre 2) que les cirques du Piton des Neiges appartiennent au domaine des nappes perchées qui sont portées par des horizons imperméables ou semi-perméables discontinus tributaires des précipitations. Le forage 12268X0049

de Cilaos se situe typiquement dans ce cas de figure. Les niveaux de brèches anciennes (Br.b1 et Br.b0) mais aussi l'unité de brèche hydrothermale à l'intérieur de la caldera peuvent donc constituer ces aquifères perchés dans lesquels les eaux thermales viennent s'épancher.

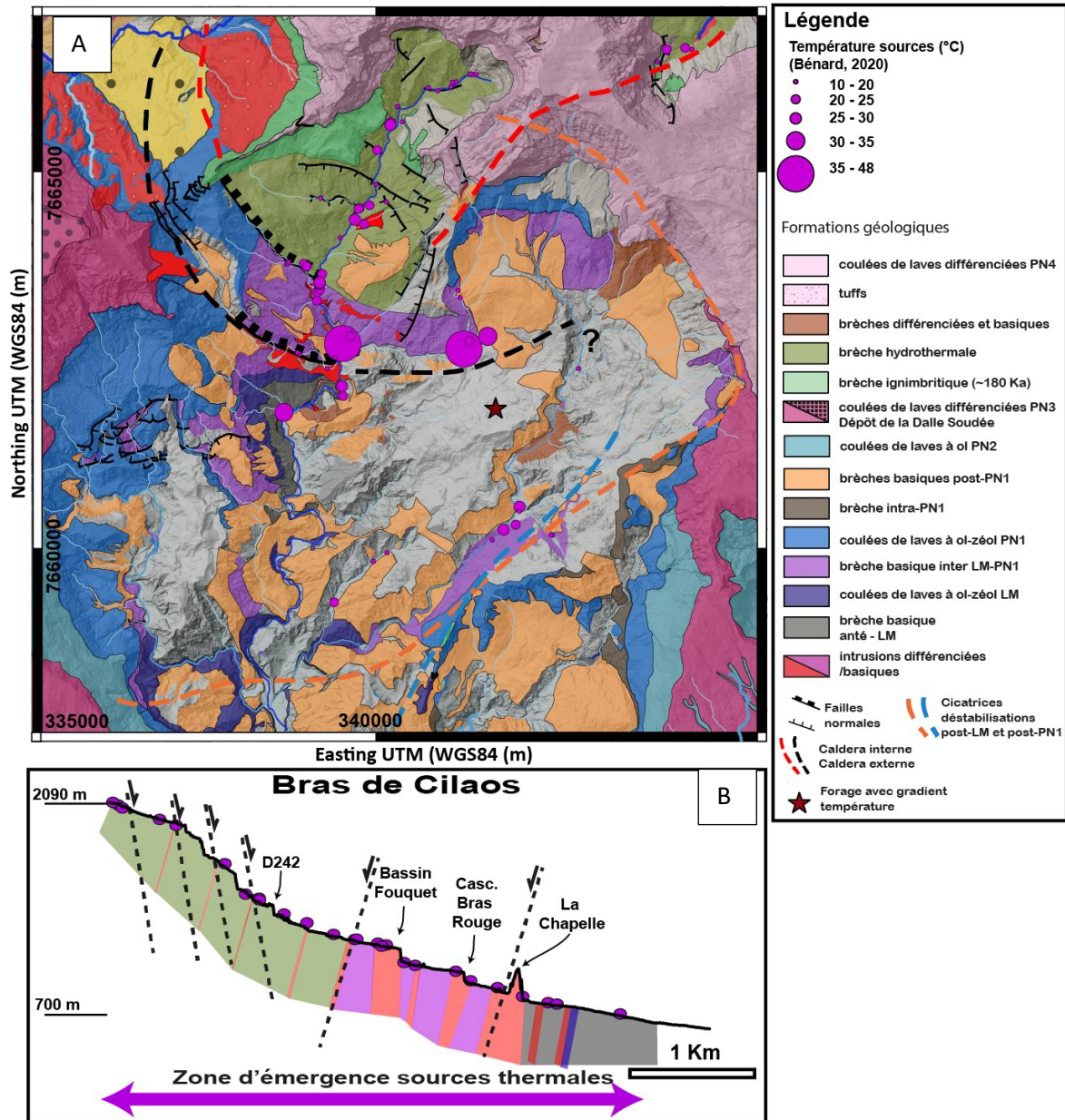


FIGURE 119 : (A) REPARTITION DES SOURCES THERMALES (BENARD, 2020) EN FONCTION DES UNITES GEOLOGIQUES REPEREES SUR LE TERRAIN EN SURFACE (CE TRAVAIL). (B) PROFIL LONGITUDINAL DU BRAS DE CILAOS SUR LEQUEL SONT RENSEIGNES LES INDICES DE SOURCES, LES FAILLES ET LES UNITES GEOLOGIQUES. LA GEOLOGIE DU BRAS DE CILAOS EST DOMINEE PAR DES UNITES DE NATURE BRECHIQUE.

Dans le cas de Salazie, les sources thermales affleurent également majoritairement dans le réseau de fractures créé par les failles de caldera et le système intrusif différencié (rift-zone N030 et sill-zone de Salazie) au sein des unités de brèches. Cependant, contrairement au cirque de Cilaos, les sources affleurent dans une unité de brèche supplémentaire, l'unité de brèche de Br.b2 post-PN1et également au sein du complexe hypovolcanique. Ainsi, les sources thermales dans le cirque de Salazie affleurent dans des unités géologiques plus diversifiées qui sont majoritairement : (1) l'unité de brèche Br.b2 ; (2) l'unité de brèche Br.b1, (3) l'unité de brèche hydrothermale, (4) le complexe hypovolcanique gabbroïque.

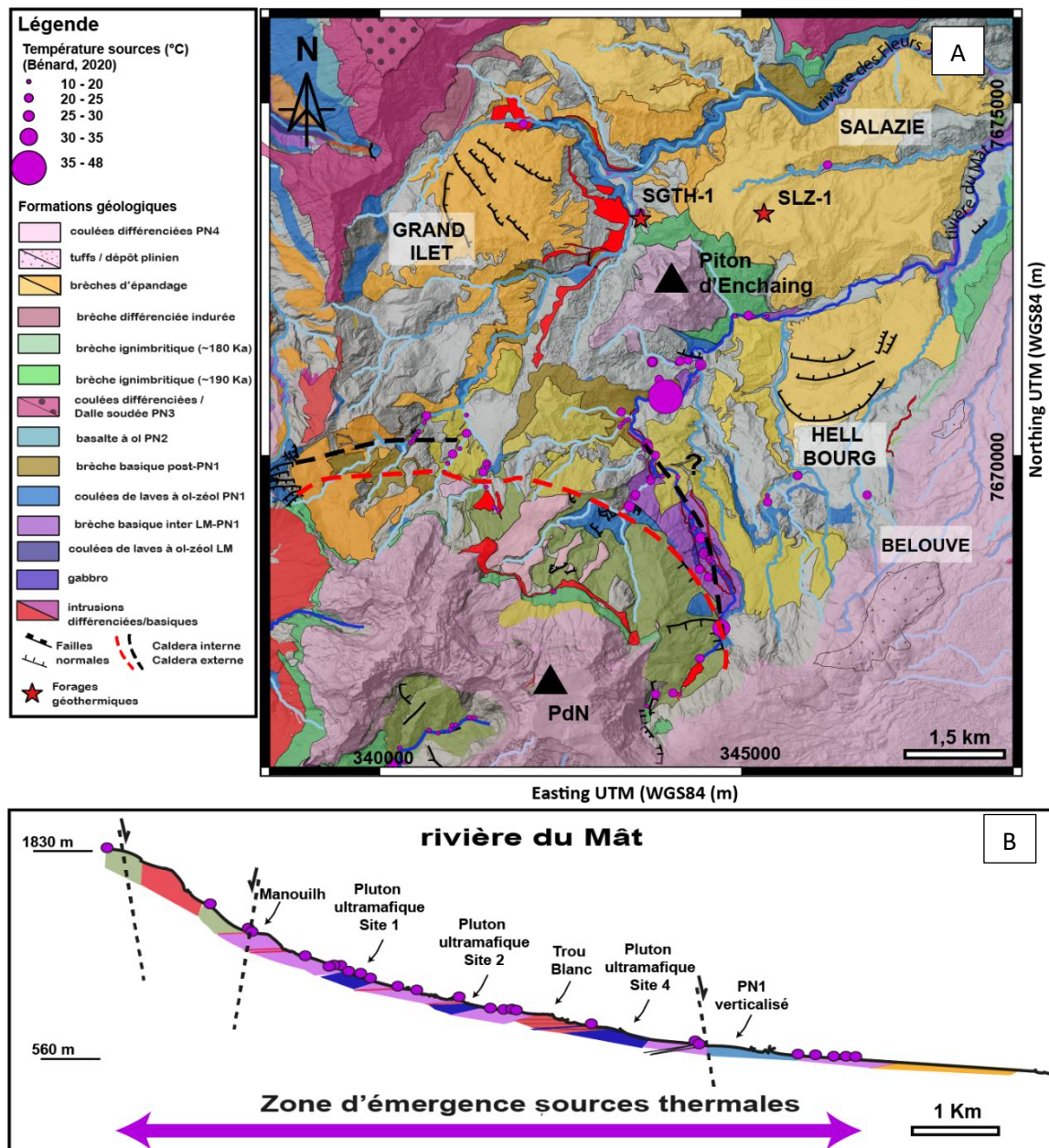


FIGURE 120 : (A) REPARTITION DES SOURCES THERMALES (BÉNARD, 2020) EN FONCTION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES REPERÉES SUR LE TERRAIN EN SURFACE (CE TRAVAIL). (B) PROFIL LONGITUDINAL DE LA RIVIÈRE DU MÂT SUR LEQUEL EST RENSEIGNÉ LES INDICES DE SOURCES, LES FAILLES ET LES UNITÉS GÉOLOGIQUES.

Ainsi, nos contraintes géologiques rejoignent les résultats apportés par l'hydrochimie des sources thermales (Bénard et al., 2020; Bénard, 2020) proposant deux réservoirs distincts pour Cilaos et Salazie à partir des signatures isotopiques en strontium, d18O et dD. En effet, nous mettons en évidence que les eaux thermales de Cilaos et de Salazie ne circulent pas au sein d'une unité géologique unique d'échelle régionale, mais au sein de plusieurs unités de brèches et d'un complexe hypovolcanique et que ces unités ne sont pas identiques dans les deux cirques. Ainsi, l'hétérogénéité des fluides hydrothermaux entre Cilaos et Salazie, s'explique par leur circulation dans des unités géologiques différentes, exception faite de la brèche hydrothermale. Cependant, à cette hétérogénéité lithologique se surimpose la compartimentation par le système intrusif différencié (rift-zone N030°E et sill-zones) qui compartimente les circulations de fluides au sein d'un même cirque. L'effet de cette compartimentation est révélé par des hétérogénéités de faible ampleur et plus locales (Bénard, 2020) dans la signature isotopique entre les sources d'un même cirque.

À ce stade de l'étude, il apparaît clairement qu'au sein des unités zéolitisées du stade basique du Piton des Neiges, censées être complètement colmatées (Join et al., 2005), les unités de brèches s'y distinguent en permettant l'émergence des sources thermales. La circulation des fluides hydrothermaux au sein de ces unités est très certainement permise grâce à la présence d'un gradient de charge permettant l'émergence des sources dans les bas topographiques. Ainsi, il est possible que :

- (1) Ces unités de brèches possèdent une perméabilité suffisante pour permettre la circulation des fluides hydrothermaux et constituent donc des réservoirs superficiels d'un système hydrothermal haute-température plus en profondeur.
- (2) Ces unités possèdent une perméabilité peu efficace pour la circulation des fluides et constituent donc dans ce cas une cap-rock hydrothermalisée ayant des fuites qui vient perturber la signature des remontées hydrothermales le long de la faille et du réseau de fractures associé à la rift-zone N030°E et les sill-zones.

Le Piton des Neiges constitue, comme la soufrière de Guadeloupe (Navelot et al., 2018), un exemple de système hydrothermal influencé par les hétérogénéités géologiques en milieu volcanique. Nous proposons ainsi, à l'image de ce qui est proposé pour le système hydrothermal de Pantelleria (Granieri et al., 2014) que les réservoirs profonds et les réservoirs superficiels défini par Bénard et al. (2020) et Bénard (2020) soient connectés par le réseau de fractures et de failles de la caldera du Piton des Neiges mais aussi celui créé par le système intrusif de la rift-zone N030°E et des sill-zones. Cependant, cette remontée de fluides chauds se fait de manière sectorisée, à l'aide de plusieurs boucles indépendantes, avec certaines drainant des fluides de manière directe (au niveau des failles et les intrusions de syénite) limitant le temps de trajet, alors que d'autres viennent s'épancher au sein d'aquifères perchés augmentant le temps de circulation des fluides jusqu'à la surface (Figure 121).

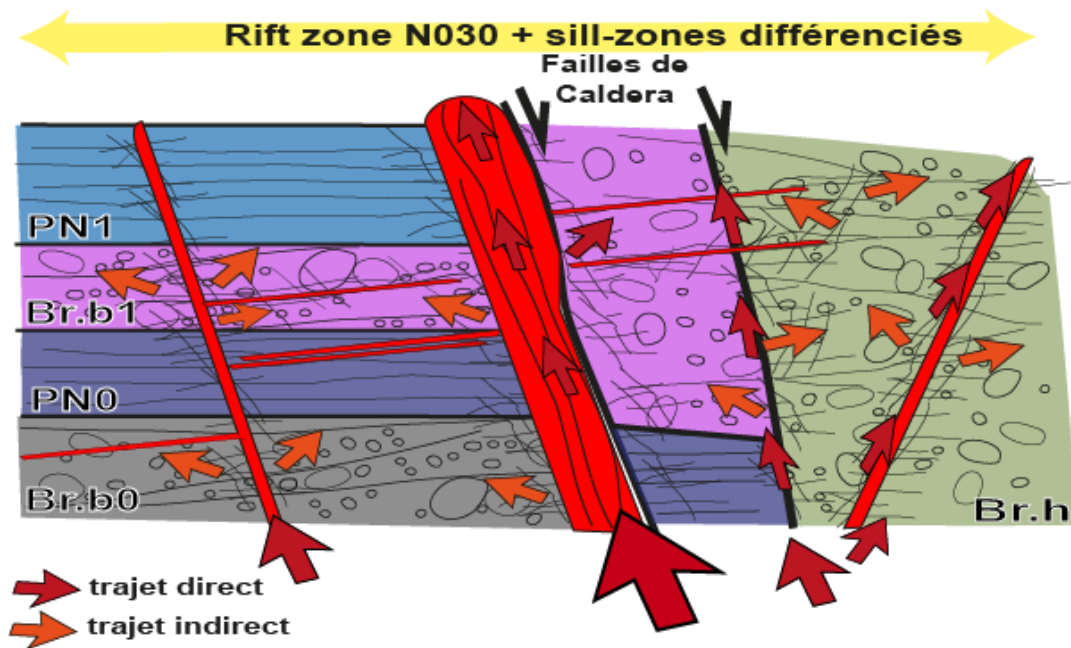


FIGURE 121 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DES DIFFERENTS TRAJETS DE REMONTEE DES FLUIDES HYDROTHERMAUX AU SEIN DU PITON DES NEIGES AVEC (1) UNE REMONTEE DES FLUIDES LE LONG DES DRAINS CONSTITUES PAR LES FAILLES DE CALDERA ET DU RESEAU DE FRACTURES DU SYSTEME INTRUSIF, PUIS SOIT UNE EMERGENCE DIRECTE EN SURFACE (=TRAJET DIRECT), SOIT UNE DISTRIBUTION DE CES FLUIDES DANS LES DIFFERENTES UNITES DE BRECHES (= TRAJETS INDIRECTS) AVANT LEUR EMERGENCE.

### 3. Modèle conceptuel actualisé du système hydrothermal

Notre reconnaissance de terrain et la nouvelle carte géologique disponible des cirques nous permettent de mieux comprendre le contexte d'émergence des sources thermales du Piton des Neiges. A partir de ces éléments, nous actualisons le modèle conceptuel du système hydrothermal de Bénard et al. (2020) avec l'architecture géologique (Figure 122). Nous apportons notamment des nouvelles contraintes sur :

- (1) Un âge de la source de chaleur, avec un refroidissement d'une chambre magmatique différenciée (initialement à 800°C) depuis ~27 ka, qui produit une source de chaleur de type latente.
- (2) Que les sources thermales se concentrent majoritairement le long de la rift zone N030°E (Bénard et al., 2020) mais aussi le long des sill-zones de Salazie et Cilaos. Le système intrusif différencié jouant un rôle central dans la création d'une fracturation postérieure à la mise en place de la caldera, jusqu'au moins 44 ka.
- (3) Les syénites sont trop anciennes et de taille trop restreinte pour constituer la source de chaleur actuelle du Piton des Neiges. Elles jouent donc le rôle de drain vertical et de barrière latérale pour la circulation des fluides hydrothermaux au sein du massif.
- (4) La cartographie des failles de la caldera, avec une caldera interne et une caldera externe mises en place contemporanément entre 210 et 188 ka. L'emprise de cette nouvelle caldera confirme que la zone à plus fort potentiel se situe à l'intersection de la caldera et du système intrusif de la rift-zone (Bénard et al., 2020 ; Bénard, 2020) et des sill-zones, mais sur une zone plus restreinte qu'auparavant.
- (5) La détermination de deux réservoirs indépendants (Bénard, 2020) est une réalité géologique que nous attribuons à la présence d'unités géologiques différentes dans les cirques de Salazie et Cilaos. Cependant, nous proposons également une compartimentation au sein de chacun de ces réservoirs indépendants, qui est contrôlée à la fois par les unités de brèche, mais aussi par le système intrusif différencié de la rift-zone N030°E et des sill-zones.
- (6) Nous associons les réservoirs superficiels proposés par Bénard (2020) (Figure 36) à des aquifères perchés dans lesquels s'épanchent les fluides hydrothermaux, et qui sont constitués par les différents niveaux de brèche.

Ces nouvelles contraintes géologiques acquises lors de cette thèse jettent un regard nouveau sur l'architecture du système hydrothermal du Piton des Neiges, en apportant pour la première fois



l'architecture géologique. Le système hydrothermal du Piton des Neiges fonctionne comme un réservoir de type « réservoir fracturé » typique des systèmes hydrothermaux volcaniques, tout en présentant un contrôle lithologique par les unités bréchiques considérées jusqu'alors comme complètement colmatées par la minéralisation secondaire. L'ensemble de ces nouvelles contraintes sont synthétisées sur le modèle conceptuel actualisé en Figure 122, qui permet d'expliquer la répartition des sources thermales en surface au sein des cirques, avec les sources les plus chaudes à l'intersection entre la caldera et le système intrusif différencié de la rift zone N030°E et des sill-zones de Cilaos et Salazie au sein des niveaux de brèches.

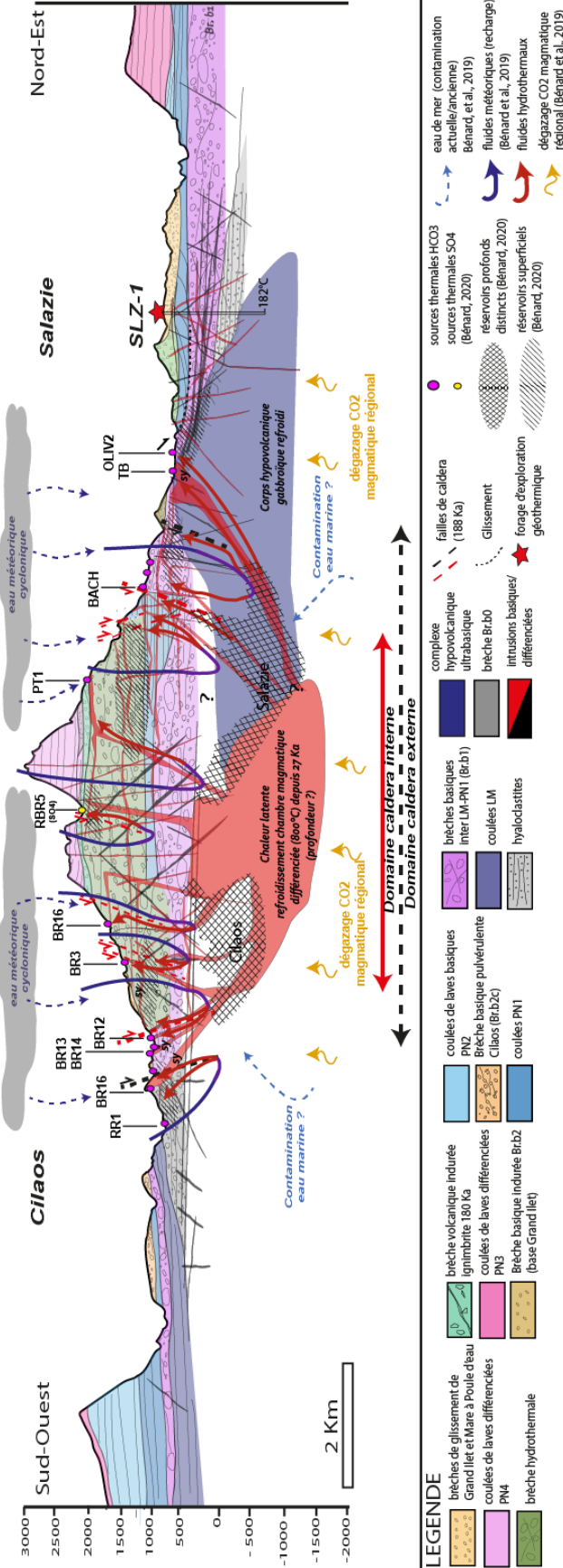


FIGURE 122 : MODELE CONCEPTUEL DU SYSTEME HYDROTHERMAL DU PITON DES NEIGES ACTUELISE DE BENAARD (2020). COUPE GEOLOGIQUE A TRAVERS LES CIRQUES DE SALAZIE ET CILAOIS DANS L'AXE DE LA RIFT ZONE N030°E SANS EXAGERATION VERTICALE. LA CIRCULATION DES FLUIDES EST MAJORITAIREMMENT CONTROLEE PAR LE SYSTEME INTRUSIF (RIFT-ZONE N030°E ET LES SILL-ZONES DE SALAZIE ET CILAOIS) ET LES FAILLES DE LA CALDERA INTERNE ET EXTERNE COMPARTIMENTANT LES DEUX RESERVOIRS DISTINCTS (BENAARD, 2020). LES RESERVOIRS DE SUBSURFACE PROPOSES PAR BENAARD (2020) SE SITUENT AU SEIN DES UNITES DE BRECHE INTERCALEES DANS LA PILE STRATIGRAPHIQUE VOLCANIQUE.

## 4. Zonage du potentiel

### 4.1. Géologie et indices de sources

A partir des données géologiques et hydrochimiques disponibles, nous avons acquis une meilleure image des systèmes hydrothermaux du Piton des Neiges. Nous avons mis en évidence des zones de potentiel maximum au niveau de l'intersection des structures de la caldera et de la rift-zone N030°E, avec une fuite vers les niveaux de brèches connectées à cette zone interne. Ainsi nous pouvons restreindre l'emprise des zones d'intérêts à considérer pour les futures explorations de la zone du PER en excluant comme zone à potentiel : (1) les zones en dehors de la rift-zone N030°E et de la caldera ; (2) toute la partie aval du cirque de Salazie située au nord du Piton d'Enchaing au niveau de la zone du glissement. Il en résulte cette carte de zonage des zones d'intérêts illustrée ci-dessous Figure 123.

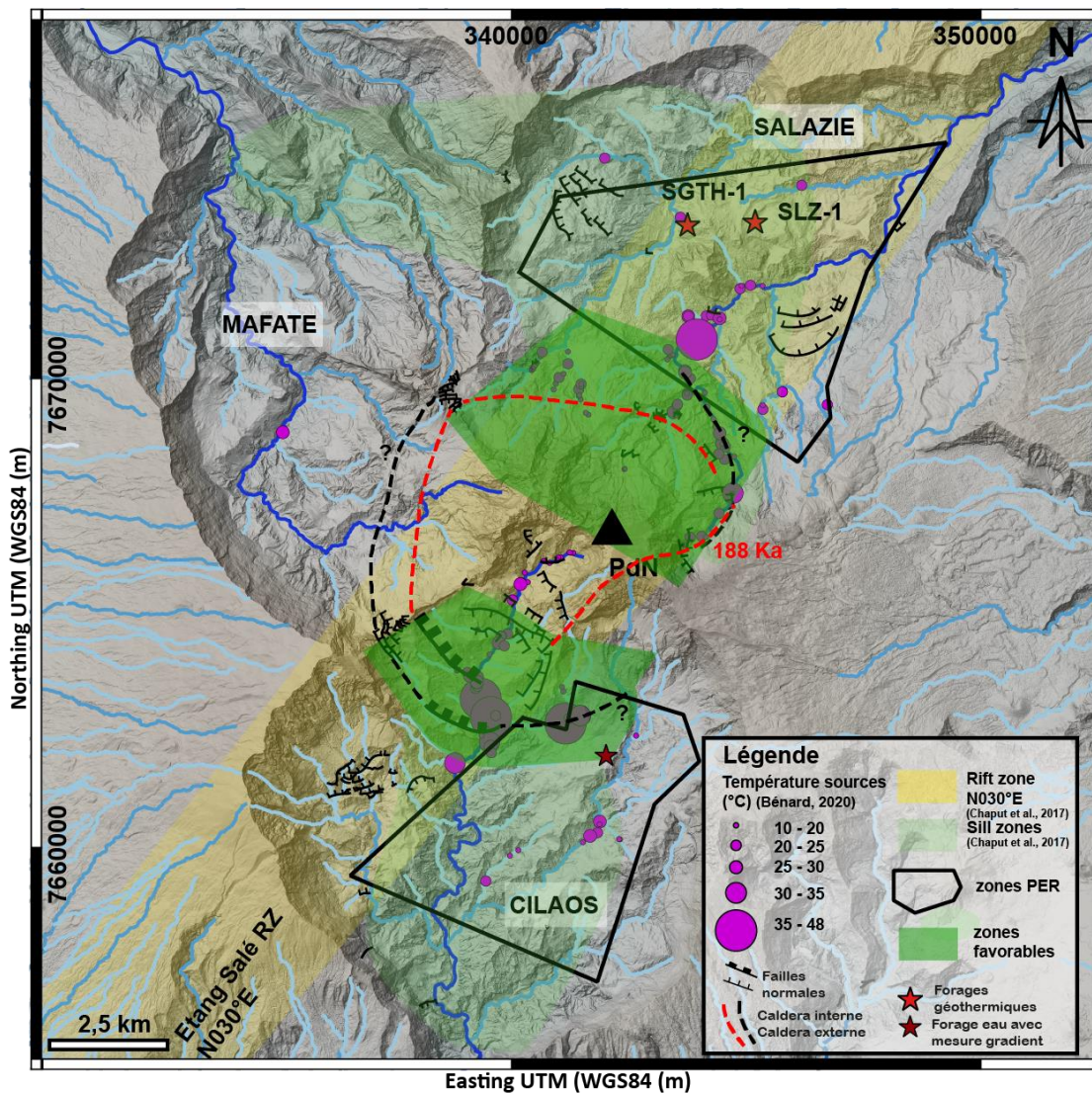


FIGURE 123 : CARTE DU ZONAGE DU POTENTIAL A PARTIR DU RECOUPEMENT DES DONNEES EN SURFACE DES SOURCES THERMALES DES STRUCTURES GEOLOGIQUES. LES ZONES FAVORABLES SONT L'INTERSECTION RIFT-ZONE N030°E ET LA CALDERA.

## 4.2. Etude de surface sur le potentiel de valorisation de la chaleur et la faisabilité d'implantation

En complément de l'étude géologique de surface et de la caractérisation de l'hydrochimie des indices thermo-minéraux, une étude a été réalisée par le bureau d'études Eco-stratégie Réunion et a bénéficié d'une aide de l'ADEME pour (1) caractériser les besoins énergétiques des cirques et établir des scénarios de valorisation de l'énergie thermique résiduelle de la centrale géothermique (cogénération) ; (2) identifier la faisabilité d'un projet d'implantation de centrale géothermique dans les cirques d'un point de vue environnemental, urbanistique et foncier afin de proposer un projet de moindre impact.

Concernant le premier point, le bilan énergétique territorial de Salazie et Cilaos a permis de caractériser les consommations énergétiques par secteur, mais surtout, de mettre en exergue les besoins thermiques des cirques en chaleur (ECS, chauffage, cuisson, process industriel spécifique, etc.) mais aussi en froid (climatisation, froid alimentaire, process industriel, etc.), actuellement assurés par différents vecteurs énergétiques (électricité, gaz, bois, etc.). Le détail de cette étude se situe dans un document interne et confidentiel « Etude d'opportunité de valorisation de la chaleur ». Il ressort de cette étude qu'à l'échelle des cirques, l'installation d'une unité géothermique peut s'avérer intéressante pour contribuer à l'indépendance et à la sécurisation de l'approvisionnement en électricité dans le cirque de Salazie et/ou Cilaos, dans lesquels il n'existe aucun site de production électrique notable. Le fonctionnement en ilotage permettrait notamment de garantir une production constante d'énergie, même en cas de dysfonctionnements du réseau régional, et un renvoi du surplus de production sur les postes de Saint André, ou de Saint Pierre. Pour ce qui est de la cogénération de chaleur, l'étude révèle que les besoins en chaleur apparaissent faibles dans le résidentiel, car cantonnés au recours ponctuel de chauffage (notamment pour Cilaos) et à la production d'eau chaude sanitaire (ECS) dont près de la moitié bénéficie déjà de l'énergie thermique solaire. De plus, dans les cirques, le secteur résidentiel est marqué par une faible densité de population ainsi qu'un habitat individuel et disparate, qui ne se révèlent pas optimaux pour l'installation d'un réseau de chaleur urbain efficient d'un point de vue énergétique et économique. Cependant, le secteur professionnel présente, pour certains domaines d'activité, des besoins de chaleur qu'il pourrait être intéressant de valoriser par des sources de chaleur alternatives dont la géothermie. Cependant, ces besoins étant dispersés et dérisoires au vu du gisement potentiel annoncé, la valorisation de la chaleur issue de la centrale géothermique passera nécessairement par le développement de nouvelles activités.

Concernant le second point, l'étude permet de mettre en lumière les zones de possible implantation d'une centrale avec une prise en compte des contraintes de disponibilité, d'accessibilité, d'enjeux et d'impacts dont le détail de cette étude et de l'ensemble des éléments pris en compte se

situé dans un document interne et confidentiel « Etude de faisabilité d'implantation de centrale(s) géothermique(s) dans les cirques de Salazie et Cilaos ». La synthèse de l'ensemble de ces enjeux a permis d'identifier, au sein des cirques et plus particulièrement au sein du PER de Cilaos-Salazie, des zones favorables, des zones peu favorables (défavorables et très défavorables) et des zones à proscrire pour l'installation d'une centrale géothermique. Ces résultats sont illustrés sur la carte ci-après (Figure 124). Bien qu'ils soient peu nombreux, il existe tout de même des secteurs sur lesquels il est possible d'envisager l'installation d'une centrale. Il est à noter que le PER déposé a été volontairement dédoublé en deux zones distinctes afin d'être en dehors du cœur du Parc National de La Réunion (PNR). Ainsi la charte actuelle du PNR et du Patrimoine Mondiale de l'UNESCO n'impactent pas directement la faisabilité d'implantation, mais lors de la phase d'enquête publique le PNR devra être consulté sur le projet de forages et d'installation.

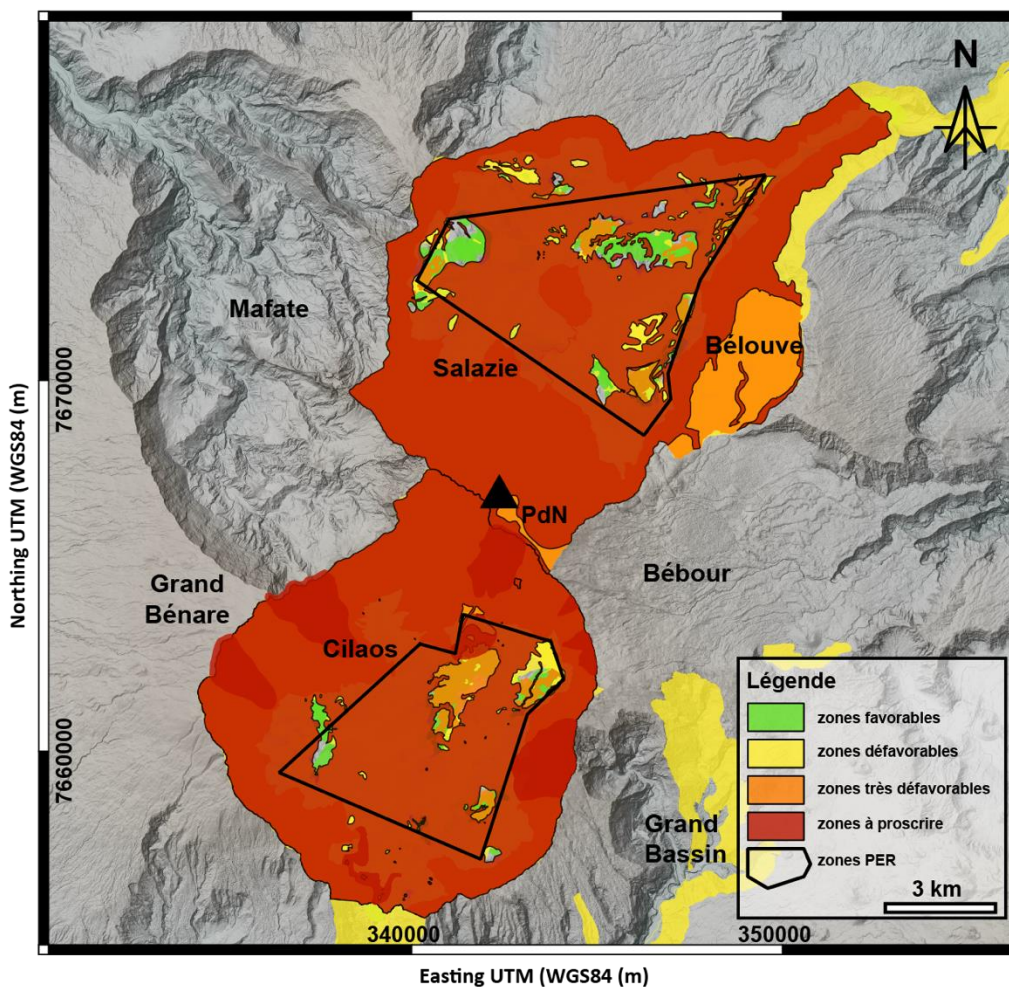


FIGURE 124 : CARTE DES ZONES FAVORABLES, DEFAVORABLES, TRES DEFAVORABLES ET A PROSCRIRE POUR L'IMPLANTATION D'UNE CENTRALE GEOTHERMIQUE ISSUE DE L'ETUDE D'ECO STRATEGIE

### 4.3. Les zones d'intérêts

Le recouplement des indices issus de la géologie, des indices d'hydrothermalisme, et le fonctionnement conceptuel du système ainsi que l'étude de surface révèlent des zones propices et cohérentes entre elles pour la poursuite des travaux d'exploration. Ainsi, le zonage à l'issue de ces travaux de thèse exclut la partie nord-est du cirque de Cilaos et la partie aval du cirque de Salazie. La délimitation de la caldera est mieux définie dans le cirque de Cilaos que dans le cirque de Salazie mais reste d'emprise modérée par rapport aux précédents tracés proposés.

Ainsi, cinq zones sont repérées comme « zone à potentielle » (Figure 125) : (1) la partie nord du plateau de Cilaos ; (2) le plateau des Chênes ; (3) le Camp Pierrot ; (4) la Mare d'Affouches ; (5) Ilet à Vidot. La délimitation évoluera selon les études complémentaires qui seront menées ultérieurement. Ces cinq zones présentent chacune des caractéristiques propres d'un point vue programme d'exploration futurs et réalisation technique. Nous excluons donc les plateaux de Bras Sec et d'Ilet à Cordes dans Cilaos, et également les plateaux de Mare à Vieille Place et Grand Ilet dans le cirque de Salazie. Une attention particulière devra être portée sur l'existence du linéament de la caldera externe sous le plateau de Cilaos et au nord du plateau de Bras Sec lors des futures études géophysiques.

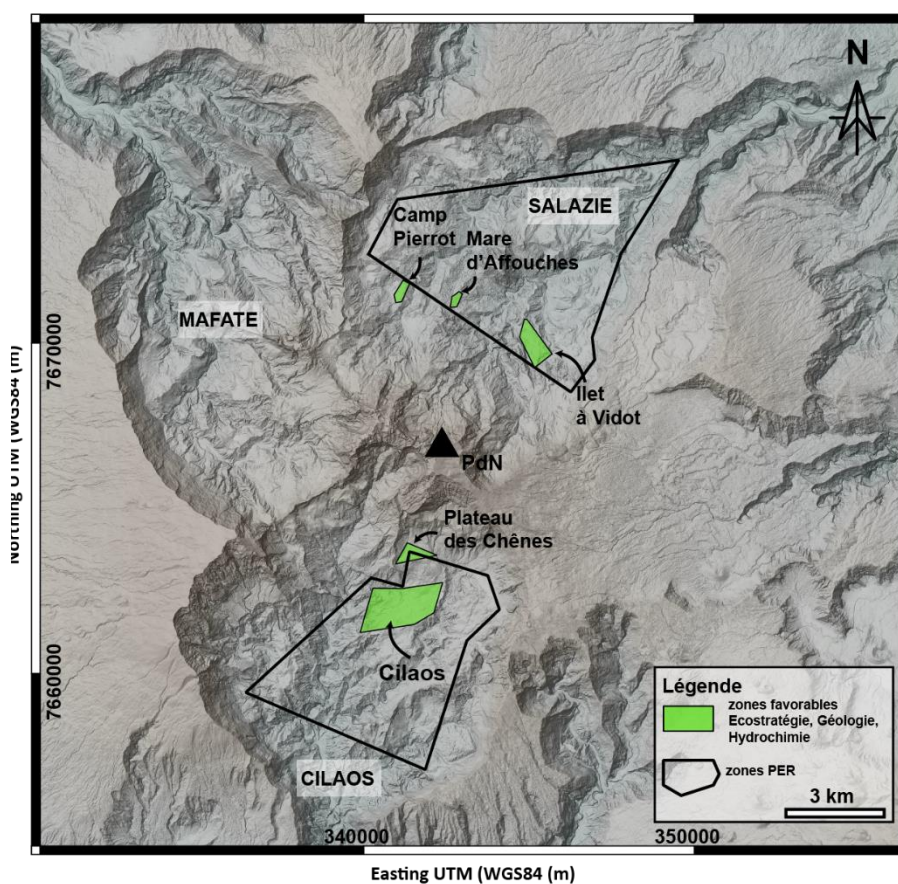


FIGURE 125 CARTE LOCALISANT LES ZONES D'INTERETS A L'ISSUE DES TRAVAUX DE PHASE 1 DU PROJET VOLCANERGIE.

## 4.4. Position dans l'arbre décisionnel et programme de poursuite de travaux

Dans le cadre de ce projet, plusieurs études ont été initiées pour établir le potentiel géothermique du Piton des Neiges. La synthèse de données anciennes disponibles et l'acquisition de nouvelles données, notamment la caractérisation hydrochimique des indices d'hydrothermalisme (Bénard, 2020), la prospection géologique à l'échelle du massif (ces travaux) et la prospection de surface (Etude Eco-stratégie) encouragent la poursuite de l'exploration. Nous nous positionnons donc à la fin de l'exploration de surface d'échelle régionale (Figure 126) avec des indices encourageant la poursuite et le passage à la phase d'exploration de surface ciblée.

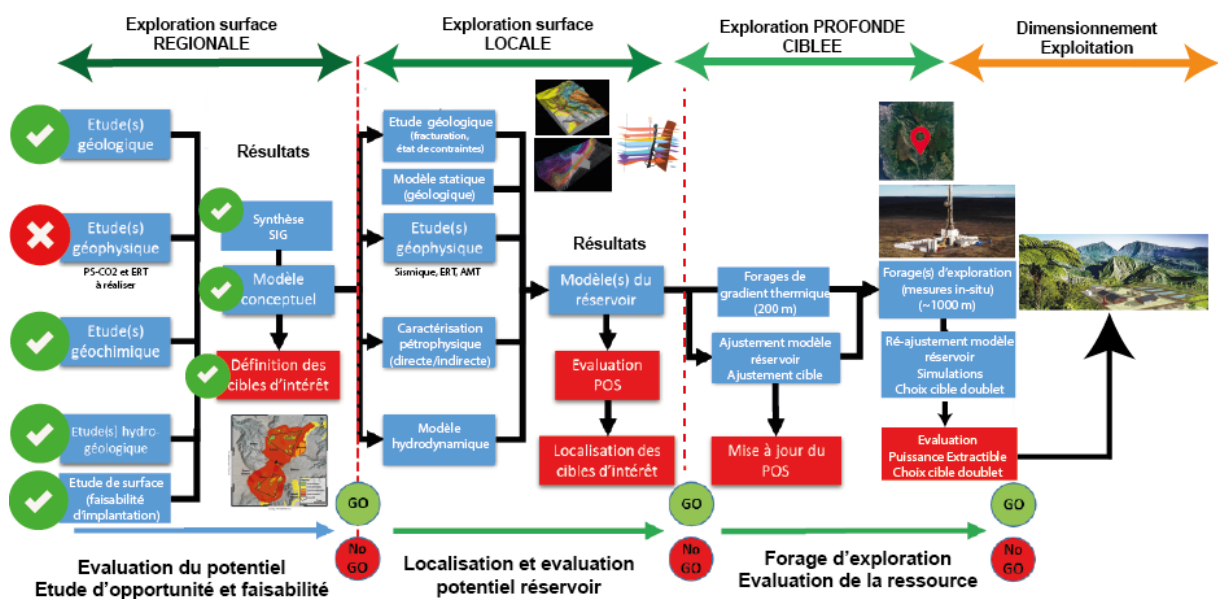


FIGURE 126 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DU PROGRAMME D'EXPLORATION DE LA RESSOURCE GEOTHERMALE ADAPTE DE DARNET ET AL. (2019) POUR LE CAS DU PROJET VOLCANERGIE D'EXPLORATION DE LA RESSOURCE GEOTHERMALE AU SEIN DES CIRQUES DU PITON DES NEIGES.

Les travaux d'exploration de la phase 1 arrivent à leur terme mi-2021. Ces travaux permettent de mieux comprendre l'édifice Piton des Neiges avec une vision régionale. Cette vision actualisée d'échelle régionale du système est un travail considérable constituant la base des futurs travaux d'exploration. Ces nouveaux indices révèlent des aspects encore méconnus du système hydrothermal et constituent également des indices favorables à la poursuite des travaux d'exploration pour l'établissement du potentiel géothermique des cirques de La Réunion. Cependant, ces études révèlent la complexité du massif du Piton des Neiges et la difficile analogie à d'autres réservoirs en exploitation sur des îles volcaniques au contexte proche (Hawaï, Pantelleria et la Guadeloupe). Ainsi, les données disponibles actuellement permettent de conclure que des études complémentaires sont nécessaires

afin de lever les incertitudes pour définir la/les cible(s) pertinente(s) pour l'implantation d'un forage d'exploration. Il faudra dans un premier temps réaliser les études géophysiques de la phase 1 afin de bénéficier de contraintes supplémentaires afin d'améliorer le modèle conceptuel (continuité des structures, zones de drains et d'infiltration) et la cohérence des données en profondeur avec notamment la méthode PS-CO<sub>2</sub>, la résistivité électrique et l'AMT.

Pour mieux comprendre le mode de refroidissement et le stockage de la chaleur au sein du Piton des Neiges il serait intéressant d'avoir recours à la simulation numérique afin de tester plusieurs scénarios et appréhender de manière indirecte certains aspects clefs du système hydrothermal. Il serait notamment intéressant de tester le refroidissement d'une intrusion différenciée mise en place dans différentes unités géologiques, notamment dans des unités de brèches constituées d'une matrice plus argileuse et présentant des hétérogénéités lithologiques, mais aussi d'envisager un flux de chaleur régional provenant du réservoir magmatique profond (~15 Km de profondeur) alimentant actuellement le Piton de la Fournaise. Cela permettrait d'appréhender le rôle des hétérogénéités géologiques et lithologiques du volcan sur le stockage/ mode diffusion de la chaleur/l'existence d'un transfert latéral. La caractérisation des propriétés du réservoir nécessitera également la caractérisation des propriétés pétro physiques des roches constituant le système hydrothermal du Piton des Neiges. Pour cela, il sera nécessaire d'effectuer soit des forages, soit d'avoir une nouvelle fois recours à la modélisation numérique afin d'estimer et établir différents scénarios à moindre coûts. Il faudra également dater le temps de transfert des eaux depuis leur recharge jusqu'à leur émergence (tritium-hélium 3) pour avoir une estimation de la taille et la pérennité du réservoir.

Durant la phase 2, en complément des études géologiques de surface (étude de la fracturation et de l'altération hydrothermale, thermo-barométrie sur les produits différenciés), le recours à la modélisation numérique 3D semble également une méthode propice pour améliorer la compréhension du système hydrothermal du Piton des Neiges et estimer au premier ordre la ressource (modèle géologique statique, modèles thermo/hydrodynamique). Cette première évaluation quantitative permettra d'appréhender la technologie à utiliser lors des phases de forage (type de tubage, profondeur, multi-drain), et le dimensionnement (nombre de MW) et le mode d'exploitation (centrale « steam turbine » ou cycle ORC) afin de réévaluer les coûts de développement et d'exploitation du projet et donc sa rentabilité en fonction du potentiel réservoir. La phase du forage d'exploration ne sera réalisée qu'à la suite de ces travaux de caractérisation du réservoir et une estimation quantitative quant à son potentiel. Cette phase de forage nécessitera l'obtention d'autorisations administratives et la mise en place d'une plateforme de forage sur le site ciblé. La mise



en exploitation passera par le nécessaire succès de ce premier forage et par la réalisation d'un doublet pour aboutir à la construction d'une centrale géothermique.

# CONCLUSION GENERALE

*Photo « Verticalité plutonique » - microsyrénite du canyon de Fleurs Jaunes.*



## 1. Rappel des objectifs

Dans le cadre du projet d'exploration géothermique sur la zone du PER dite de « Salazie-Cilaos », cette thèse a pour objectif d'améliorer la connaissance sur l'architecture géologique du massif volcanique du Piton des Neiges afin d'identifier les zones de fracturation susceptibles d'avoir la perméabilité suffisante pour localiser les circulations hydrothermales. Les deux objectifs principaux étaient : (1) identifier les failles et les limites d'extension des calderas du Piton des Neiges, (2) établir l'âge, la nature et l'extension de la source de chaleur du système hydrothermal, en particulier les intrusions de syénites localisant les sources thermales à plus fort potentiel. Pour cela nous avons réalisé une campagne de cartographie géologique à l'échelle des trois cirques, qui a conduit à la construction d'une nouvelle carte géologique au 1/25000<sup>e</sup> des cirques et la création de 27 coupes géologiques du Piton des Neiges. Cette nouvelle carte géologique et ces coupes nous ont permis de mieux comprendre l'architecture géologique du Piton des Neiges et l'origine des cirques. Nous avons également réalisé une nouvelle campagne d'échantillonnage et de datations sur les unités géologiques clefs (syénite, complexe plutonique gabbroïque, dépôt pyroclastique) à partir de méthodes géochronologiques et thermochronologiques inédites (U-Pb ; U-Th/He sur apatite et zircons) afin de discriminer la source de chaleur du Piton des Neiges et de déterminer l'âge de la dernière activité volcanique du Piton des Neiges et donc l'âge de son dernier pulse thermique.

## 2. Bilan sur l'architecture géologique du Piton des Neiges et les implications pour l'origine des cirques.

Grâce à cette étude nous avons mis en lumière l'architecture géologique du Piton des Neiges et produit une nouvelle carte géologique à l'échelle 1/25000<sup>e</sup>, et ce même dans les zones les plus difficiles d'accès. À partir de ces éléments nous avons identifié la présence de paléo-cirques et de paléo-vallées en amphithéâtre très tôt dans l'histoire du Piton des Neiges. Nous avons également identifié la présence d'une caldera durant le stade différencié d'emprise beaucoup plus restreinte que les tracés proposés précédemment. Grâce à ce travail, il est mis en évidence que ce sont davantage les déstabilisations de flancs et l'imbrication des structures qui conduisent et guident l'érosion des vallées vers la partie la plus centrale du volcan. La caldera joue un rôle secondaire dans notre modèle de formation des cirques, puisque c'est la présence de grande quantité de brèche, issue de la mise en place de plusieurs épisodes de déstabilisations de grande ampleur, dans la zone interne à l'édifice qui conduit à un élargissement aussi conséquent des bassins versants. Nous sommes donc en mesure d'exclure certains modèles de formation des cirques, parmi lesquels la caldera et la subsidence du

complexe hypovolcanique tiennent une place centrale. Nous défendons donc un modèle de formation selon lequel les cirques sont majoritairement formés par l'érosion régressive (Salvany et al., 2012) guidée par les structures et unités géologiques mises en place par les déstabilisations de flancs (Oehler et al., 2005). Cependant, le déclenchement de ces déstabilisations ne serait pas dû à l'étalement gravitaire comme le suggère Oehler et al. (2005), mais à la permutation de l'état de contrainte entraînant la mise en place de pile de sills dans différents niveaux du volcan (Chaput et al., 2017).

L'acquisition de nouvelles données géochronologiques, et notamment le couplage de plusieurs méthodes de géo/thermochronologie nous a permis de mettre en évidence :

- (1) Un trajet de temps température du complexe hypovolcanique gabbroïque révélant un mode de croissance polyphasé avec des phases d'injection au début de chaque stade d'édification. Ce mode de mise en place et le trajet temps-température de ce complexe d'échelle pluri-kilométrique indique que celui-ci ne constitue pas la source de chaleur du système hydrothermal du Piton des Neiges.
- (2) Un âge apatite de  $145 \pm 77$  ka sur les syénites jusqu'alors non datées. Cet âge, couplé à la comparaison de la signature géochimique avec les dépôts pyroclastiques, indiquent que les syénites sont très certainement contemporaines de la mise en place de la caldera différenciée du Piton des Neiges intervenant à la fin du stade PN3 (210-188 ka). Cela implique que ces syénites ne constituent pas une source de chaleur pour le système hydrothermal, au vu de leur âge et de leur emprise restreinte.
- (3) Un âge pour le dernier épisode volcanique du Piton des Neiges vers 27 ka, indiquant que la source de chaleur du système hydrothermal est très certainement une source de chaleur de type latente associée au refroidissement de la chambre magmatique différenciée ayant alimenté les derniers épisodes volcaniques.

Ces nouvelles contraintes géologiques (carte géologique, coupes géologiques et échelle chronostratigraphique) et ce nouveau modèle de formation des cirques permettent de fournir une architecture géologique à l'échelle du massif volcanique qui servira de nouvelle base pour, entre autres, une meilleure compréhension des glissements de terrain et l'organisation du système hydrogéologique au sein du Piton des Neiges. Cette étude permet également de rendre compte de la nécessité de coupler l'approche cartographique de terrain par cheminement avec une approche cartographique aidée par la photogrammétrie. Le couplage par ces deux approches se révèle être particulièrement efficace pour la cartographie géologique dans un environnement complexe et très accidenté en milieu volcanique tel que le Piton des Neiges.

### 3. Bilan sur le potentiel géothermique : un modèle conceptuel actualisé et une identification de zones d'intérêt pour la poursuite des travaux.

Notre reconnaissance de terrain et la nouvelle carte géologique disponible des cirques nous permettent de mieux comprendre le contexte d'émergence des sources thermales du Piton des Neiges. A partir de ces éléments, nous avons actualisé le modèle conceptuel du système hydrothermal de Bénard et al. (2020) avec l'architecture géologique. Nous avons notamment mis en évidence :

- (1) L'âge de la source de chaleur, avec un refroidissement de la chambre magmatique différenciée (initialement à 800°C) depuis ~27 ka, qui produit une source de chaleur de type latente centrée sous le sommet actuel du Piton des Neiges. Les syénites et les intrusions différenciés participent au réchauffement du système mais sont d'emprise trop restreinte pour constituer une source de chaleur suffisante pour le système hydrothermal. C'est donc une source de chaleur, probablement d'ampleur kilométrique qui réchauffe le système hydrothermal et non les plutons syénitiques qui sont très restreint spatialement.
- (2) Le cadre géologique et structural le plus favorable pour l'émergence des sources thermales se situent à l'intersection du réseau de fracture de la rift zone N030°E et des sill-zones différenciés avec les failles de caldera au sein des unités de brèches anciennes. Le réseau de fractures associés à la mise en place des intrusions différenciées est le plus récent à l'échelle du massif du Piton des Neiges, puisque la caldera se met en place entre 210 et 188 ka. Le système hydrothermal du Piton des Neiges est donc un réservoir de type fracturé.
- (3) Un contrôle lithologique important par les unités de brèches anciennes, intercalées au sein de la pile stratigraphie, qui participe avec le système intrusif à compartimenter le système hydrothermal du Piton des Neiges et à créer de très grandes anisotropies en termes de potentiel. Cela permet d'expliquer l'absence de circulation de fluides dans les précédents forages géothermiques tout en ayant un gradient de température non négligeable.

Ces nouvelles contraintes géologiques acquises lors de cette thèse apportent pour la première fois l'architecture géologique dans le modèle conceptuel du système hydrothermal du Piton des Neiges et permettent de mieux comprendre son fonctionnement. Le système hydrothermal du Piton des Neiges est d'ailleurs un réservoir de type « fracturé » typique des systèmes hydrothermaux volcaniques, tout en présentant un contrôle lithologique par les unités bréchiques considérées jusqu'alors comme complètement colmatées par la minéralisation secondaire. Ce travail permet de

considérablement diminuer la surface des futures zones de prospection avec l'identification d'au moins deux zones d'intérêts par cirque. Ces zones d'intérêts possèdent à ce jour l'ensemble des indices favorables pour la poursuite des travaux, puisqu'elles sont issues du recoupement des nouvelles données géologiques (ce travail), des nouvelles données d'hydrochimie (Bénard, 2020) et des données de disponibilité en surface (étude Eco-stratégie). Cela encourage ainsi la poursuite de l'exploration et le passage à une phase d'exploration plus ciblée visant à caractériser le potentiel réservoir de ce système hydrothermal.

## 4. Perspectives

La réalisation des campagnes géophysiques de la phase I constituent le premier axe de perspective à mettre en œuvre afin de bénéficier de contraintes supplémentaires sur le modèle conceptuel (continuité des structures, zones de drains et d'infiltration) avec notamment la méthode PS-CO<sub>2</sub> couplé à de la résistivité électrique (ERT) et de magnétotellurique (AMT) non hélicoptéré. Ces données de géophysiques vont permettre de fournir une image des circulations (infiltration d'eau froide et remontées hydrothermales) et d'imaginer et caler les structures géologiques en profondeur. En complément de ces acquisitions de géophysiques, une acquisition de terrain (fracturation, altération hydrothermale) fine sur des secteurs ciblés sera nécessaire afin de mieux contraindre le modèle géologique et notamment caractériser les réseaux de fractures afin d'affiner le zonage du potentiel. Pour contraindre la profondeur de la chambre magmatique différenciée du Piton des Neiges, il serait intéressant d'effectuer une synthèse de l'ensemble des données de géochimie disponibles sur les différentes unités du stade différencié (dépôts pyroclastiques, syénite, trachybasalte, trachyte comenditique, hawaïte, mugéarite, roche pintade), et de la coupler à une analyse de thermo-barométrie sur ces mêmes dépôts.

Un second axe à mettre en œuvre serait la réalisation d'un modèle géologique 3D permettant de rendre compte de la cohérence de l'ensemble des données disponibles (anciennes et nouvelles) sur le Piton des Neiges. Ce modèle géologique statique servirait de base à l'ensemble de la communauté scientifique, publique et industrielle sur différentes thématiques (ressource en eau, aléa glissements de terrain, pollution des sols...). Pour la géothermie, ce modèle géologique serait la base de l'ensemble des simulations numériques à mettre en œuvre afin d'identifier, caractériser et quantifier les propriétés réservoirs du système hydrothermal du Piton des Neiges. Cela permettrait de tester et d'appréhender le rôle des hétérogénéités géologiques et lithologiques du volcan sur le stockage ou le mode diffusion de la chaleur et l'hydrodynamique dans le massif selon différents scénarios. La

poursuite des travaux de caractérisation de la ressource géologique devra également être accompagnée par une étude socio-économique afin d'identifier les verrous extérieurs à ceux de l'identification de la ressource. Ces verrous peuvent compromettre la réalisation d'une centrale et l'exploitation d'une ressource qui serait pourtant disponible et très importante pour le mix électrique et énergétique réunionnais. Il est donc primordial de réaliser une étude sur ces aspects afin de mettre en œuvre des outils de communications, des moments d'échange et d'autres actions efficaces tendant à améliorer l'acceptation de la géothermie sur le territoire réunionnais. De plus, au vu des récents développements engagés dans l'archipel des Caraïbes, et des réorientations gouvernementales concernant la géothermie électrogène, il serait intéressant de considérer non plus la géothermie électrogène comme la seule technologie pour le développement de la géothermie à La Réunion. En effet, il existe des géothermies de moyenne et basse énergétique (géothermie sur sonde, réseaux de chaleur et/ou froid) qui méritent d'être explorées et considérées dans la transition énergétique de l'île de La Réunion. Ces géothermies nécessitent des investissements beaucoup moins élevés et des délais de développement de projet comparables à ceux des autres EnRs.



# BIBLIOGRAPHIE

- Acocella, V., 2006, Regional and local tectonics at Erta Ale caldera, Afar (Ethiopia): *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 1808–1820.
- Acocella, V., 2007, Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas: *Earth-Science Reviews*, v. 85, p. 125–160, doi:10.1016/j.earscirev.2007.08.004.
- Acocella, V., Korme, T., Salvini, F., and Funicello, R., 2003, Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: control of pre-existing structures: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 119, p. 189–203, doi:10.1016/S0377-0273(02)00342-6.
- Allemand, P., Delacourt, C., Lajeunesse, E., Devauchelle, O., and Beauducel, F., 2014, Erosive effects of the storm Helena (1963) on Basse Terre Island (Guadeloupe—Lesser Antilles Arc): *Geomorphology*, v. 206, p. 79–86.
- Allibon, J., Bussy, F., Lewin, E., and Darbellay, B., 2011, The tectonically controlled emplacement of a vertically sheeted gabbro-pyroxenite intrusion: feeder-zone of an ocean-island volcano (Fuerteventura, Canary Islands): *Tectonophysics*, v. 500, p. 78–97.
- Annen, C., 2009, From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 284, p. 409–416.
- Annen, C., Blundy, J., and Sparks, R., 2006, The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 505–539.
- Annen, C., and Sparks, R., 2002, Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, p. 937–955.
- ANTEA, 2009, Forages\_belouve.PDF: ANTEA PROGRAMME DEPARTEMENTAL DE RECHERCHE EN EAU (PDRE) 2004-2005 Réalisation de forages de reconnaissance : Bélouve Sud 54351/A, 40 p.
- Árnason, K., 2020, New Conceptual Model for the Magma-Hydrothermal-Tectonic System of Krafla, NE Iceland: *Geosciences*, v. 10, p. 34, doi:10.3390/geosciences10010034.
- Arnaud, N., 2005, Les processus de demantelement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique : Le Piton des Neiges (Ile de La Réunion).: Université de La Réunion, 427 p.
- Bachelery, P., 1981, Le Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion: étude volcanologique, structurale et pétrologique. \_ 63 [PhD Thesis]: Impr. UER Sci.
- Bachelery, P., Labazuy, P., and Lénat, J.-F., 1996, volcanictextures.pdf: *Compte rendus académie des sciences*, v. 323, p. 475–482.
- Bachèlery, P., Robineau, B., Courteaud, M., and Savin, C., 2003, Debris avalanches on the western flank of Piton des Neiges shield volcano (Reunion Island): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 174, p. 125–140, doi:10.2113/174.2.125.
- Baksi, A.K., and Hoffman, K.A., 2000, On the age and morphology of the reunion event: *Geophysical Research Letters*, v. 27, p. 2997–3000, doi:10.1029/2000GL008536.
- Baksi, A.K., Hoffman, K.A., and McWilliams, M., 1993, Testing the accuracy of the geomagnetic polarity time-scale at 2-5 Ma, utilizing Ar/Ar incremental heating data on whole-rock basalts.: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 118, p. 135–144.
- Barboni, M., Boehnke, P., Schmitt, A.K., Harrison, T.M., Shane, P., Bouvier, A.-S., and Baumgartner, L., 2016, Warm storage for arc magmas: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 113, p. 13959–13964.
- Barrie, C., Cathles, L., Erendi, A., Schwaiger, H., Murray, C., and Hannington, M., 1999, Heat and fluid flow in volcanic-associated massive sulfide-forming hydrothermal systems: *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 201–219.
- Belle, P., 2014, Contribution des processus hydrologiques et hydrogéologiques aux glissements de terrain de grande ampleur : application au contexte tropical de la Réunion [Theses]: Université de la Réunion, <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01155266>.
- Bénard, B., 2020, Caractérisation du système hydrothermal du Piton des Neiges par des méthodes géochimiques et isotopiques: Université de La Réunion, 198 p.
- Bénard, B., Famin, V., Agrinier, P., Aunay, B., Lebeau, G., Sanjuan, B., Vimeux, F., Bardoux, G., and Dezayes, C., 2019, Origin and fate of hydrothermal fluids at Piton des Neiges volcano (Réunion Island): A geochemical and isotopic (O, H, C, Sr, Li, Cl) study of thermal springs: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 392, p. 106682, doi:10.1016/j.jvolgeores.2019.106682.

- Benn, K., Roest, W., Rochette, P., Evans, N., and Pignotta, G., 1999, Geophysical and structural signatures of syntectonic batholith construction: the South Mountain Batholith, Meguma Terrane, Nova Scotia: *Geophysical Journal International*, v. 136, p. 144–158.
- Berthod, C., 2016, Relations entre systèmes intrusifs et instabilités sur un volcan basaltique (Piton des Neiges, La Réunion): , p. 274.
- Berthod, C., Famin, V., Bascou, J., Michon, L., Ildefonse, B., and Monié, P., 2016, Evidence of sheared sills related to flank destabilization in a basaltic volcano: *Tectonophysics*, v. 674, p. 195–209.
- Berthod, C., Michon, L., Famin, V., Welsch, B., Bachèlery, P., and Bascou, J., 2020, Layered gabbros and peridotites from Piton des Neiges volcano, La Réunion Island: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 405, p. 107039, doi:10.1016/j.jvolgeores.2020.107039.
- Besson, P., and Poirier, J.-P., 1994, The 3100 bp eruption of the soufrière of guadeloupe a transmission electron microscopy study of the cryptodome andesite: *Bulletin of volcanology*, v. 56, p. 184–192.
- Bibby, H., Caldwell, T., Davey, F., and Webb, T., 1995, Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation: *Journal of volcanology and geothermal research*, v. 68, p. 29–58.
- Billard, G., and Vincent, P., 1974, Cartes géologiques de la France: La Réunion, v. 1, p. 4.
- Bintanja, R., & Van de Wal, R. S. W. (2008). North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. *Nature*, 454(7206), 869-872.
- Bintanja, R., Van De Wal, R. S., & Oerlemans, J. (2005). Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, 437(7055), 125-128.
- Blahut, J., Klimeš, J., Rowberry, M., and Kusák, M., 2018a, Database of giant landslides on volcanic islands—first results from the Atlantic Ocean: *Landslides*, v. 15, p. 823–827.
- Blahut, J., Klimeš, J., Rowberry, M., and Kusák, M., 2018b, Database of giant landslides on volcanic islands—first results from the Atlantic Ocean: *Landslides*, v. 15, p. 823–827.
- Bonaccorso, A., Currenti, G., and Del Negro, C., 2013, Interaction of volcano-tectonic fault with magma storage, intrusion and flank instability: A thirty years study at Mt. Etna volcano: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 251, p. 127–136, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.06.002.
- Bonin, B., and Bardintzeff, J.-M., 1989, Plutonic rocks from Tahiti-Nui Caldera (French Polynesia); II, Evolution of thermodynamical parameters during magma differentiation and emplacement; applications to other alkaline magmatic provinces: *Bulletin de la Société Géologique de France*, p. 1091–1099.
- Borgia, A., Delaney, P.T., and Denlinger, R.P., 2000, Spreading Volcanoes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 28, p. 539–570, doi:10.1146/annurev.earth.28.1.539.
- Borgia, A., and van Wyk de Vries, 2003, The volcano-tectonic evolution of Concepción, Nicaragua: v. 65, p. 19.
- Borselli, L., Capra, L., Sarocchi, D., and De la Cruz-Reyna, S., 2011, Flank collapse scenarios at Volcán de Colima, Mexico: A relative instability analysis: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 208, p. 51–65, doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.08.004.
- Boulesteix, T., Hildenbrand, A., Soler, V., Quidelleur, X., and Gillot, P.-Y., 2013, Coeval giant landslides in the Canary Islands: Implications for global, regional and local triggers of giant flank collapses on oceanic volcanoes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 257, p. 90–98, doi:https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.03.008.
- Brereton, N., 1970, Corrections for interfering isotopes in the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating method: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 8, p. 427–433.
- Bret, L., 2002, Mineralogie et géochimie des séries anciennes du Piton des Neiges Modélisation et implications hydrogéologiques.pdf: Université de La Réunion, 220 p.
- Bret, L., Join, J.-L., Legal, X., Coudray, J., and Fritz, B., 2003, Argiles et zéolites dans l'altération d'un volcan bouclier en milieu tropical (Le Piton des Neiges, La Réunion): *Comptes Rendus Geoscience*, v. 335, p. 1031–1038, doi:10.1016/j.crte.2003.09.007.
- Brothelande, E., Finizola, A., Peltier, A., Delcher, E., Komorowski, J.-C., Di Gangi, F., Borgogno, G., Passarella, M., Trovato, C., and Legendre, Y., 2014, Fluid circulation pattern inside La Soufrière volcano (Guadeloupe) inferred from combined electrical resistivity tomography, self-potential, soil temperature and diffuse degassing measurements: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 288, p. 105–122.
- Büttner, G., and Huenges, E., 2003, The heat transfer in the region of the Mauna Kea (Hawaii)—constraints from borehole temperature measurements and coupled thermo-hydraulic modeling: *Tectonophysics*, v. 371, p. 23–40, doi:10.1016/S0040-1951(03)00197-5.
- Byrne, P.K., Holohan, E.P., Kervyn, M., van Wyk de Vries, B., Troll, V.R., and Murray, J.B., 2013, A sagging-spreading continuum of large volcano structure: *Geology*, v. 41, p. 339–342, doi:10.1130/G33990.1.

- Cailleau, B., Walter, T.R., Janle, P., and Hauber, E., 2003, Modeling volcanic deformation in a regional stress field: Implications for the formation of graben structures on Alba Patera, Mars: *Journal of Geophysical Research: Planets*, v. 108.
- Carracedo, J.C., 1999, Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 94, p. 1–19.
- Carracedo, J.C., 1996, Morphological and structural evolution of the western Canary Islands: hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 72, p. 151–162, doi:10.1016/0377-0273(95)00080-1.
- Carracedo, J.C., 1994, The Canary Islands: An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 60, p. 225–241, doi:10.1016/0377-0273(94)90053-1.
- Cataldi, R., 1999, The year Zero of Geothermics.:
- Catry, T., 2011, Magma injections and destabilization of basaltic volcanoes: a numerical study: Implication to La Reunion (Indian ocean, France) and Stromboli (Tyrrhenian sea, Italy). *Universita di Bologna*.
- Cavailhes, T., and Rotevatn, A., 2018, Deformation bands in volcanoclastic rocks – Insights from the Shihtiping tuffs, Coastal Range of Taiwan: *Journal of Structural Geology*, v. 113, p. 155–175, doi:10.1016/j.jsg.2018.06.004.
- Cecchi, E., van Wyk de Vries, B., and Lavest, J.-M., 2004, Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes: *Bulletin of Volcanology*, v. 67, p. 72–91, doi:10.1007/s00445-004-0369-3.
- Chaput, M., 2013, Déformation et activité intrusive des volcans boucliers - Du terrain à la modelisation numérique (Piton des Neiges - La Réunion).: *Université de La Réunion*, 379 p.
- Chaput, M., Famin, V., and Michon, L., 2014, Deformation of basaltic shield volcanoes under cointrusive stress permutations: Deformation of basaltic shields: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 119, p. 274–301, doi:10.1002/2013JB010623.
- Chaput, M., Famin, V., and Michon, L., 2017, Sheet intrusions and deformation of Piton des Neiges, and their implication for the volcano-tectonics of La Réunion: *Tectonophysics*, v. 717, p. 531–546, doi:10.1016/j.tecto.2017.08.039.
- Cherniak, D., and Watson, E., 2001, Pb diffusion in zircon: *Chemical Geology*, v. 172, p. 5–24.
- Chevallier, L., 1979, Structures et évolution du volcan Piton des Neiges, île de la Réunion: leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes, OI occidental.: *Université de La Réunion*, 192 p.
- Chovelon, P., 1968, Forage géothermique de Salazie (SLZ1): Étude géologique du forage et dossier des ouvrages exécutés.(N86CFG018),.
- Cid, H.E., Carrasco-Núñez, G., Manea, V.C., Vega, S., and Castano, V., 2021, The role of microporosity on the permeability of volcanic-hosted geothermal reservoirs: A case study from Los Humeros, Mexico: *Geothermics*, v. 90, p. 102020.
- Clague, D.A., and Dixon, J.E., 2000, Extrinsic controls on the evolution of Hawaiian ocean island volcanoes: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 1.
- Claude, C., Meunier, J.-D., Chabaux, F., Dusouillez, P., Pelt, E., Hamelin, B., Traoré, D., and Colin, F., 2016, Timescale of spheroidal weathering of a 293 kyr-old basaltic lava from Réunion Island, Indian Ocean: *Chemical Geology*, v. 446, p. 110–125.
- Cole, J., Milner, D., and Spinks, K., 2005, Calderas and caldera structures: a review: *Earth-Science Reviews*, v. 69, p. 1–26, doi:10.1016/j.earscirev.2004.06.004.
- Coleman, D.S., Gray, W., and Glazner, A.F., 2004, Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California: *Geology*, v. 32, p. 433–436.
- Colmenero, J.R., Nuez, J. de la, Casillas, R., and Castillo, C., 2012, Epiclastic deposits associated with large-scale landslides and the formation of erosive calderas in oceanic islands: The example of the La Palma Island (Canary Archipelago): *Geomorphology*, v. 177–178, p. 108–127, doi:https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.07.019.
- Colombier, M., Wadsworth, F.B., Gurioli, L., Scheu, B., Kueppers, U., Di Muro, A., and Dingwell, D.B., 2017, The evolution of pore connectivity in volcanic rocks: *Earth and planetary science letters*, v. 462, p. 99–109.
- Compton, J. S. (2011). Pleistocene sea-level fluctuations and human evolution on the southern coastal plain of South Africa. *Quaternary Science Reviews*, 30(5-6), 506-527. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.012>
- Croasdale, R., Walker, G.P.L., and Booth, B., 1978, A quantitative study of five thousand years of volcanism on Sao Miguel, Azores: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 288, p. 271–319.

- Cruchet, M., Nehlig, P., Arnaud, N., Chevalier, P., and Lacquement, F., 2008, Nouvelles datations K-Ar et C14 dans le massif du Piton des Neiges: BRGM RP-56905-FR, 87 p.
- de la Cruz, J.C., del Campo, J.M., and Colorado, D., 2015, Comparative study on porosity and permeability of conventional concrete and concrete with variable proportions of natural zeolite additions: *Revista de la Construcción*, v. 14, p. 70–76.
- Cui, X., Nabelek, P.I., and Liu, M., 2001, Heat and fluid flow in contact metamorphic aureoles with layered and transient permeability, with application to the Notch Peak aureole, Utah: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 106, p. 6477–6491.
- Curewitz, D., and Karson, J.A., 1997, Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 79, p. 149–168, doi:10.1016/S0377-0273(97)00027-9.
- Custodio, E., 1989, Groundwater characteristics and problems in volcanic rock terrains, *in* *Isotope techniques in the study of the hydrology of fractured and fissured rocks*,.
- Custodio, E., 2007, Groundwater in volcanic hard rocks, *in* *Groundwater in fractured rocks*, CRC Press, p. 111–124.
- Dalrymple, G.B., and Lanphere, M.A., 1971,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique of KAr dating: a comparison with the conventional technique: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 12, p. 300–308.
- Danišik, M., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Evans, N.J., Székely, B., and Frisch, W., 2012a, Survival of ancient landforms in a collisional setting as revealed by combined fission track and (U-Th)/He thermochronometry: A case study from Corsica (France): *The Journal of Geology*, v. 120, p. 155–173.
- Danišik, M., Lowe, D.J., Schmitt, A.K., Friedrichs, B., Hogg, A.G., and Evans, N.J., 2020, Sub-millennial eruptive recurrence in the silicic Mangaone Subgroup tephra sequence, New Zealand, from Bayesian modelling of zircon double-dating and radiocarbon ages: *Quaternary Science Reviews*, v. 246, p. 106517.
- Danišik, M., Schmitt, A.K., Stockli, D.F., Lovera, O.M., Dunkl, I., and Evans, N.J., 2017, Application of combined U-Th disequilibrium/U-Pb and (U-Th)/He zircon dating to tephrochronology: *Quaternary Geochronology*, v. 40, p. 23–32, doi:10.1016/j.quageo.2016.07.005.
- Danišik, M., Shane, P., Schmitt, A.K., Hogg, A., Santos, G.M., Storm, S., Evans, N.J., Keith Fifield, L., and Lindsay, J.M., 2012b, Re-anchoring the late Pleistocene tephrochronology of New Zealand based on concordant radiocarbon ages and combined  $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$  disequilibrium and (U-Th)/He zircon ages: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 349–350, p. 240–250, doi:10.1016/j.epsl.2012.06.041.
- Danišik, M., Štěpančíková, P., and Evans, N.J., 2012c, Constraining long-term denudation and faulting history in intraplate regions by multisystem thermochronology: An example of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe): *Tectonics*, v. 31.
- Darby, S.E., Hackney, C.R., Leyland, J., Kumm, M., Lauri, H., Parsons, D.R., Best, J.L., Nicholas, A.P., and Aalto, R., 2016, Fluvial sediment supply to a mega-delta reduced by shifting tropical-cyclone activity: *Nature*, v. 539, p. 276–279.
- Davis, S.H. and others, 1974, On the motion of a fluid-fluid interface along a solid surface: *Journal of Fluid Mechanics*, v. 65, p. 71–95.
- Davy, B., and Caldwell, T., 1998, Gravity, magnetic and seismic surveys of the caldera complex, Lake Taupo, North Island, New Zealand: *Journal of volcanology and geothermal research*, v. 81, p. 69–89.
- Day, S., 1996, Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcanoes: Geological Society, London, Special Publications, v. 110, p. 77–93.
- Delcamp, A., van Wyk de Vries, B., James, M.R., Gailler, L.S., and Lebas, E., 2012, Relationships between volcano gravitational spreading and magma intrusion: *Bulletin of Volcanology*, v. 74, p. 743–765, doi:10.1007/s00445-011-0558-9.
- Delibrias, G., Guillier, M.-T., and Labeyrie, J., 1986, Gif Natural Radiocarbon Measurements X: *Radiocarbon*, v. 28, p. 9–68, doi:10.1017/S0033822200060008.
- Demange, J., Chovelon, P., and Puvilland, P., 1989, Geothermal model of the Salazie Cirque (Reunion Island): Volcanic and structural implications: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 36, p. 153–176, doi:10.1016/0377-0273(89)90011-5.
- Demouchy, S., Jacobsen, S.D., Gaillard, F., and Stern, C.R., 2006, Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine: *Geology*, v. 34, p. 429–432.
- Deniel, C., Kieffer, G., and Lecointre, J., 1992, New  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion — A revised chronology for the Differentiated Series: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 51, p. 253–267, doi:10.1016/0377-0273(92)90126-X.

- Dezayes, C., Baltassat, J.-M., Famin, V., Gentier, S., Bes de Berc, S., and Thirard, G., 2015, Identification des secteurs d'intérêt potentiel pour le développement de la géothermie sur l'île de La Réunion, hors coeur de Parc National.: BRGM Rapport final RP-64738-FR, 126 p.
- DiBiase, R.A., and Whipple, K.X., 2011, The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 116.
- DiPippo, R., 2015, Geothermal power plants: Evolution and performance assessments: *Geothermics*, v. 53, p. 291–307, doi:10.1016/j.geothermics.2014.07.005.
- Dobson, P.F., Kneafsey, T.J., Hulen, J., and Simmons, A., 2003, Porosity, permeability, and fluid flow in the Yellowstone geothermal system, Wyoming: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 123, p. 313–324.
- Duffield, W.A., Stieltjes, L., and Varet, J., 1982, Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion, and Kilauea Volcano, Hawaii: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 12, p. 147–160.
- Dumont, M., 2018, Caractérisation multi-échelle des structures hydrogéologiques en contexte volcanique insulaire par électromagnétisme hélicoptère : application à l'île de La Réunion [Theses]: Université de la Réunion, <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01940195>.
- Evans, N., Byrne, J., Keegan, J., and Dotter, L., 2005, Determination of uranium and thorium in zircon, apatite, and fluorite: Application to laser (U-Th)/He thermochronology: *Journal of Analytical Chemistry*, v. 60, p. 1159–1165.
- Famin, V., 2018, La dynamique du point chaud Réunion.:
- Famin, V., Berthod, C., Michon, L., Eychenne, J., Brothelande, E., Mahabot, M.-M., and Chaput, M., 2016, Localization of magma injections, hydrothermal alteration, and deformation in a volcanic detachment (Piton des Neiges, La Réunion): *Journal of Geodynamics*, v. 101, p. 155–169, doi:10.1016/j.jog.2016.05.007.
- Famin, V., and Michon, L., 2010, Volcano destabilization by magma injections in a detachment: *Geology*, v. 38, p. 219–222, doi:10.1130/G30717.1.
- Farley, K.A., 2000, Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, p. 2903–2914.
- Farley, K.A., 2002, (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 47, p. 819–844, doi:10.2138/rmg.2002.47.18.
- Farley, K., Wolf, R., and Silver, L., 1996, The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages: *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 60, p. 4223–4229.
- Faulkner, D., Jackson, C., Lunn, R., Schlische, R., Sipton, Z., Wibberley, C., and Withjack, M., 2010, A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones: *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 1557–1575.
- Ferguson, C., Lautze, N., Thomas, D., Tachera, D., and Dores, D., 2019, Hawai'i Statewide Geothermal Play Fairway Analysis: Final Phase Aqueous Geochemistry Results and Work in Progress: v. 43, p. 15.
- Finizola, A. et al., 2010, Adventive hydrothermal circulation on Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) revealed by geophysical and geochemical approaches: implications for general fluid flow models on volcanoes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 196, p. 111–119.
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.-F., and Valenza, M., 2002, Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO<sub>2</sub> surveys: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 116, p. 1–18.
- Folio, J.L., 2001, Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise : Apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan-bouclier.: Université de La Réunion, 179 p.
- Fornari, D.J., 1987, The geomorphic and structural development of Hawaiian submarine rift zones., *in* *Volcanism in Hawaii*, Denver, U.S. Government Printing Office, v. 1, p. 125–132.
- Franco, A., Guimarães, T., and Henneberger, R., 2018, Geothermal Geology of the Outflow Zone of the Ribeira Grande Geothermal System, São Miguel Island, Azores: *GRC Transactions*, v. 42, p. 11.
- Franco, A., Ortolá, R., Ponte, C., and Guimarães, T., 2020, Sustainable use of geothermal resources in the Ribeira Grande geothermal field, São Miguel, Azores:
- Fretzdorff, S., Paterne, M., Stoffers, P., and Ivanova, E., 2000, Explosive activity of the Reunion Island volcanoes through the past 260,000 years as recorded in deep-sea sediments: *Bulletin of Volcanology*, v. 62, p. 266–277, doi:10.1007/s004450000095.

- Fulginiti, P., Malfitano, G., and Sbrana, A., 1997, The Pantelleria caldera geothermal system: Data from the hydrothermal minerals: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 75, p. 251–270, doi:10.1016/S0377-0273(96)00066-2.
- Gailler, L.-S., and Lénat, J.-F., 2012, Internal architecture of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 221–222, p. 83–98, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.01.015.
- Gailler, L.-S., and Lénat, J.-F., 2010, Three-dimensional structure of the submarine flanks of La Réunion inferred from geophysical data: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 115.
- Gailler, L.-S., Lénat, J.-F., Lambert, M., Levieux, G., Villeneuve, N., and Froger, J.-L., 2009, Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 184, p. 31–48.
- Galerne, C.Y., Neumann, E.-R., and Planke, S., 2008, Emplacement mechanisms of sill complexes: Information from the geochemical architecture of the Golden Valley Sill Complex, South Africa: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, p. 425–440.
- Galipp, K., Klügel, A., and Hansteen, T.H., 2006, Changing depths of magma fractionation and stagnation during the evolution of an oceanic island volcano: La Palma (Canary Islands): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 155, p. 285–306.
- Ganne, J., Bachmann, O., and Feng, X., 2018, Deep into magma plumbing systems: Interrogating the crystal cargo of volcanic deposits: *Geology*, v. 46, p. 415–418.
- Gayer, E., Michon, L., Louvat, P., and Gaillardet, J., 2019, Storm-induced precipitation variability control of long-term erosion: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 517, p. 61–70.
- Gehringer, M., and Loksha, V., 2012, Guide géothermique: Planification et financement de la production d'énergie: ESMAP - Banque mondiale Rapport technique 002/12, 170 p.
- Germanovich, L., and Dyskin, A., 2000, Fracture mechanisms and instability of openings in compression: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 37, p. 263–284.
- Gillot, P.-Y., Lefèvre, J.-C., and Nativel, P.-E., 1994, Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 122, p. 291–302.
- Gillot, P.-Y., and Nativel, P., 1989, Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion island, Indian Ocean: *Journal of volcanology and geothermal research*, v. 36, p. 53–65.
- Gillot, P.-Y., and Nativel, P., 1982, K-AR chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion island, Indian Ocean.: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 13, p. 131–146.
- Gingerich, S.B., 2000, Ground water in Hawaii: US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Gischler, C., Janson, N., González, C., Córdoba, M.J., and Santana, S., 2017, Unlocking Geothermal Power: How the Eastern Caribbean Could Become a Geothermal Powerhouse: Inter-American Development Bank, doi:10.18235/0000724.
- Granieri, D., Chiodini, G., Avino, R., and Caliro, S., 2014, Carbon dioxide emission and heat release estimation for Pantelleria Island (Sicily, Italy): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 275, p. 22–33, doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.02.011.
- Gudmundsson, A., 2006, How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes: *Earth-Science Reviews*, v. 79, p. 1–31.
- Gudmundsson, A., and Nilsen, K., 2006, Ring-faults in composite volcanoes: Structures, models and stress fields associated with their formation: Geological Society, London, Special Publications, v. 269, p. 83–108.
- Guenther, W.R., Reiners, P.W., Ketchum, R.A., Nasdala, L., and Giester, G., 2013, Helium diffusion in natural zircon: Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology: *American Journal of Science*, v. 313, p. 145–198.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Torrado, F.P., and Badiola, E.R., 1996, K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 73, p. 141–155.
- Guillou-Frottier, L., 2011, La convection hydrothermale et les ressources associées.: <https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-00620689/document>.
- Harrison, M.T., Grove, M., McKeegan, K.D., Coath, C., Lovera, O.M., and Fort, P.L., 1999, Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, central Himalaya: *Journal of Petrology*, v. 40, p. 3–19.
- Haurie, J.L., 1987, Géodynamique des cirques de la Réunion: implications géotechniques et stabilité des versants: Université de Grenoble, 151 p., <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00682864>.
- Hildenbrand, A., and Gillot, P.-Y., 2006, Evidence for a differentiated ignimbritic activity ending the building-stage of Tahiti-Nui (French Polynesia): *Comptes Rendus Geoscience*, v. 338, p. 280–287, doi:https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.01.003.

- Hildenbrand, A., Gillot, P.-Y., and Le Roy, I., 2004, Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 217, p. 349–365, doi:10.1016/S0012-821X(03)00599-5.
- Hildenbrand, A., Madureira, P., Marques, F.O., Cruz, I., Henry, B., and Silva, P., 2008, Multi-stage evolution of a sub-aerial volcanic ridge over the last 1.3 Myr: S. Jorge Island, Azores Triple Junction: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 273, p. 289–298, doi:https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.041.
- Hildner, E., Klügel, A., and Hansteen, T.H., 2012, Barometry of lavas from the 1951 eruption of Fogo, Cape Verde Islands: Implications for historic and prehistoric magma plumbing systems: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 217, p. 73–90.
- Hildreth, W., 2004, Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, p. 169–198.
- Hinds, N.E., 1925, Amphitheater valley heads: *The Journal of Geology*, v. 33, p. 816–818.
- Holness, M.B., Nielsen, T.F., and Tegner, C., 2017, The Skaergaard intrusion of East Greenland: paradigms, problems and new perspectives: *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, v. 13, p. 391–396.
- Holohan, E., Troll, V.R., Walter, T.R., Münn, S., McDonnell, S., and Shipton, Z., 2005, Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 144, p. 119–136.
- Holohan, E.P., Walter, T.R., Schöpfer, M.P.J., Walsh, J.J., van Wyk de Vries, B., and Troll, V.R., 2013, Origins of oblique-slip faulting during caldera subsidence: OBLIQUE-SLIP FAULTING AT CALDERAS: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 118, p. 1778–1794, doi:10.1002/jgrb.50057.
- Holohan, E.P., van Wyk de Vries, B., and Troll, V.R., 2008, Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes: *Bulletin of Volcanology*, v. 70, p. 773–796, doi:10.1007/s00445-007-0166-x.
- Ito, G., Frazer, N., Lautze, N., Thomas, D., Hinz, N., Waller, D., Whittier, R., and Wallin, E., 2017, Play fairway analysis of geothermal resources across the state of Hawaii: 2. Resource probability mapping: *Geothermics*, v. 70, p. 393–405, doi:10.1016/j.geothermics.2016.11.004.
- Join, J.-L., 1991, Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire: Piton des Neiges, Île de la Réunion [PhD Thesis]: Montpellier 2.
- Join, J.-L., Folio, J.-L., and Robineau, B., 2005, Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 147, p. 187–201.
- Jordan, N.J., Rotolo, S.G., Williams, R., Speranza, F., McIntosh, W.C., Branney, M.J., and Scaillet, S., 2018, Explosive eruptive history of Pantelleria, Italy: Repeated caldera collapse and ignimbrite emplacement at a peralkaline volcano: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 349, p. 47–73, doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.09.013.
- Jordan, N.J., White, J.C., Macdonald, R., and Rotolo, S.G., 2021, Evolution of the magma system of Pantelleria (Italy) from 190 ka to present: *Comptes Rendus. Géoscience*, v. 353, p. 1–17.
- Jourdan, F., and Renne, P.R., 2007, Age calibration of the Fish Canyon sanidine  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standard using primary K–Ar standards: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 71, p. 387–402.
- Jumaux, G., and Quetelard, H., 2011, Atlas climatique de la Réunion.: Sainte Clotilde, 132 p.
- Kaiser, J.F., de Silva, S., Schmitt, A.K., Economos, R., and Sunagua, M., 2017, Million-year melt–presence in monotonous intermediate magma for a volcanic–plutonic assemblage in the Central Andes: contrasting histories of crystal-rich and crystal-poor super-sized silicic magmas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 457, p. 73–86.
- Karátson, D., Thouret, J.-C., Moriya, I., and Lomoschitz, A., 1999, Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control: *Bulletin of Volcanology*, v. 61, p. 174–193, doi:10.1007/s004450050270.
- Kennedy, B.M. et al., 2016, Surface tension driven processes densify and retain permeability in magma and lava: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 433, p. 116–124.
- Kennedy, B., Jellinek, A., Russell, J., Nichols, A., and Vigouroux, N., 2010, Time-and temperature-dependent conduit wall porosity: a key control on degassing and explosivity at Tarawera volcano, New Zealand: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 299, p. 126–137.
- Kieffer, G., 1989, La formation des cirques du massif du Piton des Neiges (La Réunion) (The formation of the volcanic cirques in the Reunion island): *Bulletin de l'Association de géographes français*, v. 66, p. 361–370, doi:10.3406/bagf.1989.1502.
- Kieffer, G., Gillot, P.-Y., Cornette, Y., Germanaz, C., and Nativel, P., 1993, Une phase éruptive exceptionnelle dans l'histoire récente du Piton des Neiges (île de la Réunion): l'éruption de "la dalle soudée": *Compte rendus académie des sciences Paris*, v. 317, p. 835–842.

- Klein, F.W., 2016, Lithospheric flexure under the Hawaiian volcanic load: Internal stresses and a broken plate revealed by earthquakes: *Lithospheric Flexure Under Hawaii: Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 121, p. 2400–2428, doi:10.1002/2015JB012746.
- Klügel, A., Hansteen, T.H., and Galipp, K., 2005, Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 236, p. 211–226, doi:10.1016/j.epsl.2005.04.006.
- Kluska, J.M., 1997, Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans.: Université de Paris XI, 246 p.
- Komorowski, J.-C., 2005, Guadeloupe: Volcanic Atlas of the Lesser Antilles, p. 65–102.
- Kurz, M.D., Garcia, M.O., Frey, F.A., and O'Brien, P., 1987, Temporal helium isotopic variations within Hawaiian volcanoes: basalts from Mauna Loa and Haleakala: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 2905–2914.
- Labazuy, P., 1996, Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): Geological Society, London, Special Publications, v. 110, p. 295–306.
- Lachassagne, P., Aunay, B., Frissant, N., Guilbert, M., and Malard, A., 2014, High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands: a Mayotte, Comoros, case study: *Terra Nova*, v. 26, p. 307–321, doi:10.1111/ter.12102.
- Lachassagne, P., Maréchal, J.-C., and Sanjuan, B., 2009, Hydrogeological model of a high-energy geothermal field (Bouillante area, Guadeloupe, French West Indies): *Hydrogeology Journal*, v. 17, p. 1589–1606.
- Lacquement, F., and Nehlig, P., 2008, 2008-21 RP-56730-FR-Mvterre-Notice\_cartes\_geol.pdf: BRGM Notice carte géologique RP-56730-FR, 94 p., <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56730-FR.pdf>.
- Lamb, M.P., Howard, A.D., Dietrich, W.E., and Perron, J.T., 2007, Formation of amphitheater-headed valleys by waterfall erosion after large-scale slumping on Hawai'i: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 805–822.
- Lapotre, M.G., and Lamb, M.P., 2018, Substrate controls on valley formation by groundwater on Earth and Mars: *Geology*, v. 46, p. 531–534.
- Larson, P., Nichols, H., Wolff, J., and Marti, J., 2001, O and H isotope ratios of syenite blocks in the El Abrigo ignimbrite, Tenerife, Canary Islands: a hydrothermal fingerprint for assimilation, *in* AGU Fall Meeting Abstracts, v. 2001, p. V12D-1013.
- Lautze, N. et al., 2020, Play Fairway analysis of geothermal resources across the State of Hawai'i: 4. Updates with new groundwater chemistry, subsurface stress analysis, and focused geophysical surveys: *Geothermics*, v. 86, p. 101798, doi:10.1016/j.geothermics.2019.101798.
- Lautze, N., Thomas, D., Hinz, N., Apuzen-Ito, G., Frazer, N., and Waller, D., 2017, Play fairway analysis of geothermal resources across the State of Hawaii: 1. Geological, geophysical, and geochemical datasets: *Geothermics*, v. 70, p. 376–392, doi:10.1016/j.geothermics.2017.02.001.
- Le Friant, A., Lebas, E., Clément, V., Boudon, G., Deplus, C., De Voogd, B., and Bachèlery, P., 2011, A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys: *Geophysical Research Letters*, v. 38.
- Lebas, E., 2012, Processus de démantèlement des édifices volcaniques au cours de leur évolution : Application à La Réunion et Montserrat et comparaison avec d'autres édifices.: IPGP, 379 p.
- Lebas, E., Le Friant, A., Boudon, G., Watt, S., Talling, P., Feuillet, N., Deplus, C., Berndt, C., and Vardy, M., 2011, Multiple widespread landslides during the long-term evolution of a volcanic island: Insights from high-resolution seismic data, Montserrat, Lesser Antilles: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 12.
- Lebas, E., Le Friant, A., Deplus, C., and de Voogd, B., 2018, Understanding the Evolution of an Oceanic Intraplate Volcano From Seismic Reflection Data: A New Model for La Réunion, Indian Ocean: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 123, p. 1035–1059, doi:10.1002/2017JB014959.
- Lénat, J., and Bachèlery, P., 1988, Dynamics of magma transfer at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island, Indian Ocean), *in* Modeling of volcanic processes, Springer, p. 57–72.
- Lénat, J.-F., Gibert-Malengreau, B., and Galdéano, A., 2001, A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 106, p. 8645–8663, doi:10.1029/2000JB900448.
- Lénat, J.-F., Merle, O., and Lespagnol, L., 2009, La réunion: An example of channeled hot spot plume: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 184, p. 1–13.
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography*, 20(1).
- Liotta, D., Brogi, A., Ruggieri, G., Rimondi, V., Zucchi, M., Helgadóttir, H.M., Montegrossi, G., and Friðleifsson, G.Ó., 2020, Fracture analysis, hydrothermal mineralization and fluid pathways in the Neogene Geitafell



- central volcano: insights for the Krafla active geothermal system, Iceland: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 391, p. 106502.
- Lipman, P.W., 2000, Central San Juan caldera cluster: Regional volcanic framework: *Special Papers-Geological Society Of America*, p. 9–70.
- Lipman, P.W., 1997, Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry: *Bulletin of Volcanology*, v. 59, p. 198–218, doi:10.1007/s004450050186.
- Lipman, P.W., 1984, The roots of ash flow calderas in western North America: Windows into the tops of granitic batholiths: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8801, doi:10.1029/JB089iB10p08801.
- Llanes, P., Herrera, R., Gómez, M., Muñoz, A., Acosta, J., Uchupi, E., and Smith, D., 2009, Geological evolution of the volcanic island La Gomera, Canary Islands, from analysis of its geomorphology: *Marine Geology*, v. 264, p. 123–139.
- Lomoschitz, A., Meco, J., and Corominas, J., 2002, The Barranco de Tirajana basin, Gran Canaria (Spain). A major erosive landform caused by large landslides: *Geomorphology*, v. 42, p. 117–130.
- Mackey, B.H., Scheingross, J.S., Lamb, M.P., and Farley, K.A., 2014, Knickpoint formation, rapid propagation, and landscape response following coastal cliff retreat at the last interglacial sea-level highstand: *Kaua 'i, Hawai 'i: Bulletin*, v. 126, p. 925–942.
- Maestrelli, D., Bonini, M., Corti, G., Del Ventisette, C., Moratti, G., and Montanari, D., 2021, Exploring fault propagation and the role of inherited structures during caldera collapse through laboratory experiments: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 414, p. 107232, doi:10.1016/j.jvolgeores.2021.107232.
- Malengreau, B., Lenat, J.-F., and Froger, J.-L., 1999, Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 88, p. 131–146.
- Manning, C., and Ingebritsen, S., 1999, Permeability of the continental crust: Implications of geothermal data and metamorphic systems: *Reviews of Geophysics*, v. 37, p. 127–150.
- Maréchal, J.-C., Wyns, R., Lachassagne, P., and Subrahmanyam, K., 2004, Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in the fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological patterns of weathering profiles: *Journal of Geological Society of India (Online archive from Vol 1 to Vol 78)*, v. 63, p. 545–550.
- Martonne, E. de, 1950, *Géographie physique.*, in *Annales de géographie, Persée-Portail des revues scientifiques en SHS*, v. 59, p. 67–67.
- Massari, M., 1990, *Étude du pouvoir épurateur de divers matériaux de l'île de la Réunion vis à vis d'effluents domestiques et industriels [PhD Thesis]: Aix-Marseille 1.*
- Massiot, C., Nicol, A., Townend, J., McNamara, D.D., Garcia-Sellés, D., Conway, C.E., and 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*, v. 341, p. 315–331.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P., and Canals, M., 2002, Slope failures on the flanks of the western Canary Islands: *Earth-Science Reviews*, v. 57, p. 1–35, doi:10.1016/S0012-8252(01)00069-1.
- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Pilato, M., and 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*, v. 33, p. 898–906, doi:10.1016/j.jsg.2011.03.003.
- Matzel, J.E., Bowring, S.A., and Miller, R.B., 2006, Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 1412–1430.
- McBirney, A.R., and Noyes, R.M., 1979, Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion: *Journal of Petrology*, v. 20, p. 487–554.
- McDougall, I., 1971, The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean.: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 35, p. 261–288.
- McDougall, I., and Duncan, R., 1980, Linear volcanic chains—recording plate motions? *Tectonophysics*, v. 63, p. 275–295.
- McDougall, I., Mac Dougall, I., Harrison, T.M., and others, 1999, *Geochronology and Thermochronology by the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Method: Oxford University Press on Demand.*
- McDougall, I., and Watkins, N.D., 1973, Age and duration of the Réunion geomagnetic polarity event.: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 443–452, doi:https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90188-X.
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., and Farley, K.A., 2005, A precise <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard: *Chemical Geology*, v. 214, p. 249–263.
- Merle, O., and Borgia, A., 1996, Scaled experiments of volcanic spreading: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 101, p. 13805–13817, doi:10.1029/95JB03736.

- Merle, O., Mairine, P., Michon, L., Bachèlery, P., and Smietana, M., 2010, Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 189, p. 131–142.
- Michaut, C., and Jaupart, C., 2006, Ultra-rapid formation of large volumes of evolved magma: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 250, p. 38–52.
- Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., and Ovtcharova, M., 2008, Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 ky: *Geology*, v. 36, p. 459–462.
- Michon, L., 2017a, Cilaos; [https://geosciences.univ-reunion.fr/fileadmin/Fichiers/geosciences/Research\\_activity/Geosites/Hydrogeologie/TroudeFer.pdf](https://geosciences.univ-reunion.fr/fileadmin/Fichiers/geosciences/Research_activity/Geosites/Hydrogeologie/TroudeFer.pdf).
- Michon, L., 2017b, Trou de Fer; [https://geosciences.univ-reunion.fr/fileadmin/Fichiers/geosciences/Research\\_activity/Geosites/Hydrogeologie/TroudeFer.pdf](https://geosciences.univ-reunion.fr/fileadmin/Fichiers/geosciences/Research_activity/Geosites/Hydrogeologie/TroudeFer.pdf).
- Michon, L., Cayol, V., Letourneur, L., Peltier, A., Villeneuve, N., and Staudacher, T., 2009, Edifice growth, deformation and rift zone development in basaltic setting: Insights from Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 184, p. 14–30, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.002.
- Michon, L., Famin, V., and Villeneuve, N., 2020, Carte géologique de la Rivière des Pluies et de la Plaine des Fougères au 1/25000.: LGSR - IPGP - Université de la réunion Rapport final RP-69720-FR, 44 p.
- Mielke, P., Prieto, A., Bignall, G., and Sass, I., 2015, Effect of hydrothermal alteration on rock properties in the Tauhara Geothermal Field, New Zealand, *in Proceedings*.
- Moeck, I.S., 2014, Catalog of geothermal play types based on geologic controls: *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, v. 37, p. 867–882, doi:10.1016/j.rser.2014.05.032.
- Moore, J.G., 1970, Relationship between subsidence and volcanic load, Hawaii: *Bulletin Volcanologique*, v. 34, p. 562–576, doi:10.1007/BF02596771.
- Moore, R.B., 1990, Volcanic geology and eruption frequency, São Miguel, Azores: *Bulletin of Volcanology*, v. 52, p. 602–614.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R., Lipman, P.W., Normark, W.R., and Torresan, M.E., 1989, Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 94, p. 17465–17484.
- Mordensky, S., Villeneuve, M., Kennedy, B., Heap, M., Gravley, D., Farquharson, J., and Reuschlé, T., 2018, Physical and mechanical property relationships of a shallow intrusion and volcanic host rock, Pinnacle Ridge, Mt. Ruapehu, New Zealand: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 359, p. 1–20.
- Morgan, J.K., Moore, G.F., and Clague, D.A., 2003, Slope failure and volcanic spreading along the submarine south flank of Kilauea volcano, Hawaii: SLOPE FAILURE AT KILAUEA VOLCANO: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 108, doi:10.1029/2003JB002411.
- Morgan, J.K., Moore, G.F., Hills, D.J., and Leslie, S., 2000, Overthrusting and sediment accretion along Kilauea's mobile south flank, Hawaii: Evidence for volcanic spreading from marine seismic reflection data: , p. 4.
- Munro, D.C., and Rowland, S.K., 1996, Caldera morphology in the western Galápagos and implications for volcano eruptive behavior and mechanisms of caldera formation: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 72, p. 85–100.
- Nabelek, P.I., Hofmeister, A.M., and Whittington, A.G., 2012, The influence of temperature-dependent thermal diffusivity on the conductive cooling rates of plutons and temperature-time paths in contact aureoles: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 317, p. 157–164.
- Navelot, V., Géraud, Y., Favier, A., Diraison, M., Corsini, M., Lardeaux, J.-M., Verati, C., Mercier de Lépinay, J., Legendre, L., and Beauchamps, G., 2018, Petrophysical properties of volcanic rocks and impacts of hydrothermal alteration in the Guadeloupe Archipelago (West Indies): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 360, p. 1–21, doi:10.1016/j.jvolgeores.2018.07.004.
- Neave, D.A., Fabbro, G., Herd, R.A., Petrone, C.M., and Edmonds, M., 2012, Melting, differentiation and degassing at the Pantelleria volcano, Italy: *Journal of Petrology*, v. 53, p. 637–663.
- Newhall, C.G., and Dzurisin, D., 1988, Historical unrest at the large calderas of the world: Department of the Interior, US Geological Survey, 1855, v. 2.
- Nicholson, K., 1993, *Geothermal Fluids*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, doi:10.1007/978-3-642-77844-5.
- Oehler, J.-F., 2005, Les déstabilisations de flanc des volcans de l'Île de La Réunion (Océan Indien): Mise en évidence, implications et origines [PhD Thesis]: Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II.
- Oehler, J.-F., Labazuy, P., and Lecomte, J.-F., 2004, Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island: *Bulletin of Volcanology*, v. 66, p. 585–598, doi:10.1007/s00445-004-0341-2.

- Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., and Labazuy, P., 2008, Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes: *Bulletin of Volcanology*, v. 70, p. 717–742, doi:10.1007/s00445-007-0163-0.
- Oehler, J.-F., van Wyk de Vries, B., and Labazuy, P., 2005, Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 144, p. 169–189, doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.11.023.
- Ollier, C.D., 1988, Deep weathering, groundwater and climate: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, v. 70, p. 285–290.
- Ouimet, W.B., Whipple, K.X., Royden, L.H., Sun, Z., and Chen, Z., 2007, The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China): *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 1462–1476.
- Paces, J.B., and Miller Jr, J.D., 1993, Precise U-Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 98, p. 13997–14013.
- Page, B.A., 1994, Late-Stage Evolution of Piton Des Neiges Volcano, La Reunion.: Edinburgh, 324 p.
- Paris, R., and Carracedo, J.C., 2001, Formation d'une caldera d'érosion et instabilité récurrente d'une île de point chaud : la caldera de Taburiente, La Palma, îles Canaries / Formation of an erosion caldera and recurring instability on a hotspot-generated island: the caldera de Taburiente, La Palma, Canary Islands: *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, v. 7, p. 93–105, doi:10.3406/morfo.2001.1093.
- Paterson, S., Memeti, V., Mundil, R., and Žák, J., 2016, Repeated, multiscale, magmatic erosion and recycling in an upper-crustal pluton: Implications for magma chamber dynamics and magma volume estimates: *American Mineralogist*, v. 101, p. 2176–2198.
- Petford, N., Cruden, A., McCaffrey, K., and Vignerese, J.-L., 2000, Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust: *Nature*, v. 408, p. 669–673.
- Peyrefitte, A., Reninger, P.A., Malard, A., and Aunay, B., 2020, RP-69720-FR.pdf: BRGM Interprétation préliminaire des données de géophysique héliportée (électromagnétiques et magnétiques) en vue de l'implantation d'une galerie souterraine (GANOR) au niveau de la Plaine des Fougères (La Réunion). Rapport final RP-69720-FR, 78 p., <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-69720-FR.pdf>.
- Poland, M.P., Peltier, A., Bonforte, A., and Puglisi, G., 2017, The spectrum of persistent volcanic flank instability: A review and proposed framework based on Kilauea, Piton de la Fournaise, and Etna: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 339, p. 63–80, doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.05.004.
- Poul, X., 1966, Les sources thermomiénrales de Cilaos. Etude géologique et étude des principales caractéristiques (débit, température et résistivité) des captages existants.: BRGM BRGM/66-TAN-027, 70 p.
- Pryet, A., 2011, Hydrogeology of volcanic islands: a case-study in the Galapagos Archipelago (Ecuador) [PhD Thesis]: Paris 6.
- Quick, J.E., Sinigoi, S., and Mayer, A., 1994, Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, p. 21559–21573.
- Quidelleur, X., Holt, J.W., Salvany, T., and Bouquerel, H., 2010, New K-Ar ages from La Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2-2.0 Ma: New K-Ar ages of the Réunion events: *Geophysical Journal International*, v. 182, p. 699–710, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04651.x.
- Ragueneil, M., Driesner, T., and Bonneau, F., 2019, Numerical modeling of the geothermal hydrology of the Volcanic Island of Basse-Terre, Guadeloupe: *Geothermal Energy*, v. 7, p. 28, doi:10.1186/s40517-019-0144-5.
- Raïs, A., Laj, C., Surmont, J., Gillot, P.Y., and Guillou, H., 1996, Geomagnetic field intensity between 70 000 and 130 000 years B.P. from a volcanic sequence on La Réunion, Indian Ocean.: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 140, p. 173–189, doi:https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00024-6.
- Rançon, J.Ph., 1985, Hydrothermal history of Piton des Neiges volcano (Reunion Island, Indian Ocean): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 26, p. 297–315, doi:10.1016/0377-0273(85)90061-7.
- Rançon, J.Ph., Rocher, P., Auge, T., and Nativel, P., 1988, Pétrologie de deux complexes intrusifs lités de l'île de la Réunion. Implications volcano-structurales.: *Géologie de la France*, v. 2–3, p. 135–156.
- Rançon, J.P., Rocher, P., and Stieltjes, L., 1981, Rapport du forage de gradient géothermique de roche plate (cirque de Salazie). Forage SGTH-1: BRGM Rapport de forage - public 81 REU 02, 17 p.
- Rangel, G., Ponte, C., and Franco, A., 2015, Use of geothermal resources in the Azores islands: A contribution to the energy self-sufficiency of a remote and isolated region: *Geological Society, London, Memoirs*, v. 44, p. 297–301.

- Reiners, P.W., 2005, Zircon (U-Th)/He Thermochronometry: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 151–179, doi:10.2138/rmg.2005.58.6.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., and Zanetti, K.A., 2004, Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating: *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 68, p. 1857–1887.
- Rivals, P., 1950, Histoire géologique de l'île de La Réunion.: Université de Toulouse.
- Robert, B., Harris, A., Gurioli, L., Médard, E., Sehlke, A., and Whittington, A., 2014, Textural and rheological evolution of basalt flowing down a lava channel: *Bulletin of Volcanology*, v. 76, p. 1–21.
- Rocher, P., 1988, du massif du Piton des Neiges (Ile de la Réunion): v. *Géologie de la France*, p. 157–162.
- Rotolo, S.G., La Felice, S., Mangalaviti, A., Landi, P., and others, 2007, Geology and petrochemistry of the recent (< 25 ka) silicic volcanism at Pantelleria Island: *BOLLETTINO-SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA*, v. 126, p. 191.
- Rohling, E. J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A. P., Siddall, M., Hemleben, C., & Kucera, M. (2009). Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience*, 2(7), 500-504.
- Rotolo, S.G., Scaillet, S., La Felice, S., and Vita-Scaillet, G., 2013, A revision of the structure and stratigraphy of pre-Green Tuff ignimbrites at Pantelleria (Strait of Sicily): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 250, p. 61–74, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.10.009.
- Rowland, J.V., and Sibson, R.H., 2004, Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: , p. 25.
- de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., and Tikoff, B., 2011, Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs: *Tectonophysics*, v. 500, p. 20–33.
- Saint-Ange, F. et al., 2011, A volcanoclastic deep-sea fan off La Réunion Island (Indian Ocean): Gradualism versus catastrophism: *Geology*, v. 39, p. 271–274.
- Saint-Ange, F., Bachelery, P., Babonneau, N., Michon, L., and Jorry, S.J., 2013, Volcanoclastic sedimentation on the submarine slopes of a basaltic hotspot volcano: Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean): *Marine Geology*, v. 337, p. 35–52.
- Salvany, T., 2009, Evolution morphostructurale de volcans boucliers intraplaques océaniques : Exemple des volcans de l'île de La Réunion (Océan Indien): Université Paris XI - Orsay, 393 p.
- Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P., and Gillot, P.-Y., 2012, Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): Competition between volcanic construction and erosion since 1.4Ma: , p. 16.
- Sanjuan, B., Genter, A., Brach, M., and Lebon, D., 2001, Compléments d'étude géothermique dans l'île de La Réunion (géologie, géochimie): , p. 198.
- Scaillet, S., Rotolo, S.G., La Felice, S., and Vita-Scaillet, G., 2011, High-resolution  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronostratigraphy of the post-caldera (< 20 ka) volcanic activity at Pantelleria, Sicily Strait: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 309, p. 280–290.
- Scherler, D., DiBiase, R.A., Fisher, G.B., and Avouac, J.-P., 2017, Testing monsoonal controls on bedrock river incision in the Himalaya and Eastern Tibet with a stochastic-threshold stream power model: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 122, p. 1389–1429.
- Schmitt, A.K., Klitzke, M., Gerdes, A., and Schäfer, C., 2017, Zircon Hafnium–Oxygen isotope and trace element petrochronology of intraplate volcanic rocks from the Eifel (Germany) and implications for mantle versus crustal origins of zircon megacrysts: *Journal of Petrology*, v. 58, p. 1841–1870.
- Schmitz, M.D., and Bowring, S.A., 2001, U-Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high-precision U-Pb geochronology and its application to young volcanic rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 2571–2587.
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E., and Kirchner, J.W., 1994, Longitudinal profile development into bedrock: An analysis of Hawaiian channels: *The Journal of Geology*, v. 102, p. 457–474.
- Senger, K., Buckley, S.J., Chevallier, L., Fagereng, Å., Galland, O., Kurz, T.H., Ogata, K., Planke, S., and Tveranger, J., 2015, Fracturing of doleritic intrusions and associated contact zones: Implications for fluid flow in volcanic basins: *Journal of African Earth Sciences*, v. 102, p. 70–85, doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.10.019.
- Sibson, R., 1977, Fault rocks and fault mechanisms: *Journal of the Geological Society*, v. 133, p. 191–213.
- Sibson, R.H., 1996, Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes: *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 1031–1042.

- Singer, B.S., Jicha, B.R., Condon, D.J., Macho, A.S., Hoffman, K.A., Dierkhising, J., Brown, M.C., Feinberg, J.M., and Kidane, T., 2014, Precise ages of the Réunion event and Huckleberry Ridge excursion: Episodic clustering of geomagnetic instabilities and the dynamics of flow within the outer core: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 405, p. 25–38, doi:10.1016/j.epsl.2014.08.011.
- Sisavath, E., Mazuel, A., Jorry, S.J., Babonneau, N., Bachèlery, P., de Voogd, B., Salpin, M., Emmanuel, L., Beaufort, L., and Toucanne, S., 2012, Processes controlling a volcanoclastic turbiditic system during the last climatic cycle: Example of the Cilaos deep-sea fan, offshore La Réunion Island: *Sedimentary Geology*, v. 281, p. 180–193, doi:10.1016/j.sedgeo.2012.09.010.
- Smietana, M., 2011, *Pétrologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de la Réunion: Implications sur la construction de l'édifice volcanique.*: Université de La Réunion, 372 p., <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00716829>.
- Smyth, R.C., Sharp, J.M., and Heiken, G., 2006, The hydrology of tuffs: SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, v. 408, p. 91.
- Sruoga, P., Rubinstein, N., and Hinterwimmer, G., 2004, Porosity and permeability in volcanic rocks: a case study on the Serie Tobífera, South Patagonia, Argentina: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 132, p. 31–43.
- Stacey, J. t, and Kramers, 1JD, 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and planetary science letters*, v. 26, p. 207–221.
- Stimac, J., Goff, F., and Goff, C.J., 2015, Chapter 46 - Intrusion-Related Geothermal Systems, *in* Sigurdsson, H. ed., *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*, Amsterdam, Academic Press, p. 799–822, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00046-8.
- Tetley, N., McDougall, I., and Heydegger, H., 1980, Thermal neutron interferences in the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating technique: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 85, p. 7201–7205.
- Thomas, D.M., 1986, Geothermal resources assessment in Hawaii: *Geothermics*, v. 15, p. 435–514, doi:10.1016/0375-6505(86)90014-3.
- Tibaldi, A., 2015, Structure of volcano plumbing systems: A review of multi-parametric effects: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 298, p. 85–135.
- Turner, S., and Costa, F., 2007, Measuring timescales of magmatic evolution: *Elements*, v. 3, p. 267–272.
- Upton, B.G.J., and Wadsworth, W.J., 1972, Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Réunion: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 35, p. 139–158, doi:10.1007/BF00370925.
- Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B., and Le Bas, T., 1999, Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 104, p. 25331–25348, doi:10.1029/1999JB900243.
- Varnes, D.J., 1978, Slope movement types and processes: Special report, v. 176, p. 11–33.
- Villasante-Marcos, V. et al., 2014, Hydrothermal system of Central Tenerife volcanic complex, Canary Islands (Spain), inferred from self-potential measurements: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 272, p. 59–77.
- Voight, B., and Elsworth, D., 1997, Failure of volcano slopes: *Géotechnique*, v. 47, p. 1–31, doi:10.1680/geot.1997.47.1.1.
- de Voogd, B., Palomé, S.P., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., Dañobeitia, J., and Perroud, H., 1999, Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 104, p. 2855–2874.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., ... & Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary science reviews*, 21(1-3), 295-305.
- Walker, G.P.L., 1984, Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8407, doi:10.1029/JB089iB10p08407.
- Walker, G.P.L., 1999, Volcanic rift zones and their intrusion swarms: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 94, p. 21–34, doi:10.1016/S0377-0273(99)00096-7.
- Wallenstein, N., Duncan, A., Guest, J.E., and Almeida, M.H., 2015, Chapter 8 Eruptive history of Fogo Volcano, São Miguel, Azores: Geological Society, London, *Memoirs*, v. 44, p. 105–123, doi:10.1144/M44.8.
- Walter, T.R., Troll, V.R., Cailleau, B., Belousov, A., Schmincke, H.-U., Amelung, F., and v.d. Bogaard, P., 2005, Rift zone reorganization through flank instability in ocean island volcanoes: an example from Tenerife, Canary Islands: *Bulletin of Volcanology*, v. 67, p. 281–291, doi:10.1007/s00445-004-0352-z.
- Westerman, D., Dini, A., Innocenti, F., and Rocchi, S., 2004, Rise and fall of a nested Christmas-tree laccolith complex, Elba Island, Italy: Geological Society, London, *Special Publications*, v. 234, p. 195–213.

- Wiebe, R., and Collins, W., 1998, Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma: *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 1273–1289.
- Wiedenbeck, M. et al., 2004, Further characterisation of the 91500 zircon crystal: *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 28, p. 9–39.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F. y, Griffin, W., Meier, M., Oberli, F. v, Quadt, A. von, Roddick, J., and Spiegel, W., 1995, Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses: *Geostandards newsletter*, v. 19, p. 1–23.
- Wiesmaier, S., Troll, V.R., Carracedo, J.C., Ellam, R.M., Bindeman, I., and Wolff, J.A., 2012, Bimodality of lavas in the Teide–Pico Viejo succession in Tenerife—the role of crustal melting in the origin of recent phonolites: *Journal of Petrology*, v. 53, p. 2465–2495.
- Williams, H., and McBirney, A.R., 1979, *Vulcanology*: 551.21 W5.
- Wolff, J., and Ramos, F., 2014, Processes in caldera-forming high-silica rhyolite magma: Rb–Sr and Pb isotope systematics of the Otowi Member of the Bandelier Tuff, Valles Caldera, New Mexico, USA: *Journal of Petrology*, v. 55, p. 345–375.
- Wright, H.M., and Cashman, K.V., 2014, Compaction and gas loss in welded pyroclastic deposits as revealed by porosity, permeability, and electrical conductivity measurements of the Shevlin Park Tuff: *Bulletin*, v. 126, p. 234–247.
- van Wyk de Vries, B., and Davies, T., 2015, Landslides, Debris Avalanches, and Volcanic Gravitational Deformation, *in* *The Encyclopedia of Volcanoes*, Elsevier, p. 665–685, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00038-9.
- Zlotnicki, J., Boudon, G., Viodé, J., Delarue, J., Mille, A., and Bruere, F., 1998, Hydrothermal circulation beneath Mount Pelée inferred by self potential surveying. Structural and tectonic implications: *Journal of volcanology and geothermal research*, v. 84, p. 73–91.

## LETTRE D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT

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

Fait à LES TROIS BASSINS, le (date) 29/06/2021

Signature : **signée sur la version d'archivage** :

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

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

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

En conséquence, chaque utilisateur doit :

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

**La contrefaçon et le faux**

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

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

L'article L335\_3 du code de la propriété intellectuelle précise que : « Est également un délit de contrefaçon toute reproduction, représentation ou diffusion, par quelque moyen que ce soit, d'une œuvre de l'esprit en violation des droits de l'auteur, tels qu'ils sont définis et réglementés par la loi. Est également un délit de contrefaçon la violation de l'un des droits de l'auteur d'un logiciel (...) ».

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

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

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