
Carte géologique des cirques du Massif du Piton des Neiges (Île de La Réunion, France)

Geological map of the cirques of the Piton des Neiges Massif (Île de La Réunion)

F. Lacquement, (1)

P. Nehlig (1)

Géologie de la France, n° 1, 2014, p. 67-110, 30 fig., 1 carte h.t.

Mots-clés : Géologie, Volcan, érosion, mouvements de terrain, carte, Réunion, Piton des Neiges.

Keywords: Geology, volcano, erosion, landslides, map, Reunion Island, Piton des Neiges, Cilaos, Mafate, Salazie.

Résumé

Le Piton des Neiges, à La Réunion, est caractérisé par la présence, autour de son centre, de trois vastes dépressions sub-circulaires dénommées « cirques » : le cirque de Mafate à l'Ouest, le cirque de Cilaos au Sud et le cirque de Salazie à l'Est. Ces trois dépressions sont entourées par d'imposants « remparts » formant des escarpements à forte pente pouvant atteindre 1 500 m de dénivelé. Chaque cirque débouche sur un exutoire étroit où s'écoule une grande rivière : la rivière des Galets pour le cirque de Mafate, le Bras de Cilaos pour le cirque de Cilaos et la rivière du Mât pour le cirque de Salazie. Au fond des cirques, sont présents de gigantesques remplissages de brèches. Celles-ci sont décrites comme un « matériau volcanique détritique » sur la carte 1/100 000 de Bussièrès (1967) ou encore comme des « Éboulis : accumulations caillouteuses et terreuses sur les pentes et en pieds d'escarpement » et « ensemble d'épandage, coulées de solifluxion, lahars, tufs, éboulis et éluvions » sur la carte à 1/50 000 de Billard (1974). Ce remplissage n'est pas qu'un simple nappage des fonds de cirques. Il s'agit d'accumulations de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur sur plusieurs dizaines de km². Les variations de faciès y sont à la mesure de la taille des dépôts : des brèches consolidées côtoient des brèches meubles et celles-ci montrent souvent plusieurs phases de bréchification. L'origine de ces brèches est multiple : brèches volcaniques, d'effondrement, de glissement, d'épandage, d'éboulis, coulées de débris, ou alluvions ; elles forment ainsi un assemblage complexe de produits sédimentaires au sein des réceptacles que constituent les cirques.

La réalisation d'une cartographie détaillée des cirques a conduit à préciser la nature des dépôts, leur organisation

spatiale et leur chronologie relative. Un complément par datations K-Ar et ¹⁴C permet aujourd'hui de proposer une carte géologique au 1/25 000 de l'ensemble des cirques et de reconstituer l'histoire du massif du Piton des Neiges depuis 450 000 ans.

Abstract

The main geomorphological feature of the Piton des Neiges on Reunion Island is the presence of three huge sub-circular depressions, "cirques", around its centre. These are the Mafate Cirque in the west, the Cilaos Cirque in the south and the Salazie Cirque on the east side. All three depressions are surrounded by huge "ramparts", forming steep slopes that can be as much as 1500 m high. Each cirque has a narrow outlet from which a major stream issues: the Galets River from the Mafate Cirque, the Bras de Cilaos for the Cilaos Cirque and the Mât River from the Salazie Cirque. All three cirques are filled with an enormous amount of breccia, described as "detrital volcanic material" on Bussièrès' (1967) 1:100,000-scale map, or as "Scree: stony and earthy accumulations on slopes and at the foot of escarpments" and "Unit of spreading, solifluction flow, lahars, tuff, scree and eluvium" on the 1:50,000-scale map of Billard (1974). Such infill is not only a simple 'topping' over the cirque bottoms, as we are dealing with accumulations over several hundred metres thickness and dozens of square kilometres. Facies variations are as major as the deposits are large: consolidated breccias lie next to friable ones and several brecciation phases can be seen. The origin of such breccias is multiple as well: they can be volcanic, or due to collapse, landslides, spreading, scree formation, debris flows and even alluvial processes.

(1) BRGM, BP 36009, 45060 Orléans Cedex, France - f.lacquement@brgm.fr; p.nehlig@brgm.fr

* Manuscrit présenté le 21 février 2014, accepté le 27 juin 2014

The recent geological history of Reunion Island has been marked by several large-size terrain movements that mobilized up to several million cubic metres of rock. Some of these had a dramatic impact and others caused damage needing costly remedial work. At the same time, population growth led to development work in all parts of the island, including the cirques that today are sought after for urban and agricultural development, and for siting new infrastructure elements and tourist activities. Faced with these (potential) threats as well as these stakes, the local and state services, in collaboration with BRGM, have started a research programme into large-scale ground movements in the cirques of Reunion Island, the first stage of which was the detailed 1:10,000-scale mapping of the cirques around the Piton des Neiges.

New field observations showed the presence of a large number of major slope-destabilizing events that caused the formation of debris-avalanche breccia deposits. The oldest of such deposits are generally covered by younger lavas, or have been eroded. The most recent events led to the creation of the cirques. Their mapping shows their diachronic nature, as well as the fact that they are easily reworked and/or eroded into (new) landslides, thus leading to the formation of landslide breccias, debris flows and alluvium. The detailed mapping and description of all—plutonic, effusive, pyroclastic, erosional, slope and alluvial—formations in the cirques defined the geological history of the Piton des Neiges and its cirques.

The mapping demonstrated that the three cirques are not at the same stage of evolution. The Mafate Cirque is the least evolved, but geologically the most complex; it can be subdivided into two cirques separated by the Morne-de-Fourches ridge, and has a complex stepped and deeply incised topography. The Cilaos Cirque is larger, circular, and marked by a single major event that was affected by erosion afterwards. The Salazie Cirque is without any doubt the most evolved of the three: the destabilization of the volcano flanks led to formation of the cirque that was then deeply eroded; the resulting debris-avalanche deposits became thinner with time, and the valleys incising such deposits can be relatively wide and shallow.

1. INTRODUCTION

Les processus à l'origine de la morphologie des îles volcaniques sont complexes et résultent de la combinaison de phases de construction par apports volcaniques et de destruction par altération et érosion gravitaire, parfois de grande ampleur. L'île de La Réunion en est un exemple particulièrement démonstratif. Sa partie émergée est constituée de deux édifices volcaniques : le plus ancien, le Piton des Neiges ; le plus récent, le Piton de la Fournaise. Le massif du Piton des Neiges est marqué par la présence de dépressions topographiques spectaculaires, généralement sub-circulaires, de plusieurs kilomètres de diamètre et plusieurs centaines de mètres de profondeur, entaillées dans les planèzes qui descendent du sommet vers la mer. Ces morphologies atypiques

ont pris à La Réunion le nom de cirques du fait de leur forme sub-circulaire et de la présence des remparts qui constituent leurs bordures.

Ces morphologies ont longtemps été attribuées à des caldeiras du fait de leur forme et leur position proche du centre du volcan. En revanche, Kluska (1997) et Cruchet *et al.* (2005) montrent la continuité topographique des unités stratigraphiques de part et d'autre des limites de la supposée caldeira. L'origine de ces grandes dépressions est donc plutôt à rechercher du côté des processus d'érosion.

La dynamique d'érosion à La Réunion est sous l'influence d'une pluviométrie abondante et particulièrement intense dans les périodes cycloniques. Ceci permet le transport en masse d'éléments pouvant atteindre de grandes tailles (blocs plurimétriques) et de gros volumes de roches. Avalanches, écroulements, glissements, coulées de débris sont des processus d'érosion qui se manifestent couramment. Ils permettent de libérer de grandes quantités de matériel, facilement transporté jusqu'à la mer lors des crues liées aux épisodes cycloniques.

Les dépôts d'avalanches de débris, reconnus sur les pentes du volcan en domaine sous-marin (Lénat *et al.*, 1990 ; Labazuy, 1996 ; Oelher, 2005), mais également à terre (Cap de la Houssaye, Bachèlery *et al.*, 1996), impliquent la mobilisation de grandes quantités de matériaux durant un temps très court. Ces avalanches se marquent par une mobilisation quasi-instantanée d'un très gros volume de roches, parfois plusieurs kilomètres-cubes. Le mode de déclenchement de l'avalanche n'est pas forcément unique ; cela peut-être un séisme ou encore une mise en charge par de nouvelles coulées de laves ou d'autres causes externes ou internes. Dans tous les cas, c'est la gravité qui en est le moteur et entretient le mouvement. Un dépôt d'avalanche de débris se caractérise par des faciès bréchiques, la présence de méga-blocs pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de diamètre, de zones cataclasées, de blocs ayant subi des rotations, de structures de type jigsaw (blocs fissurés à injection de matrice). La destabilisation d'un flanc du volcan crée une cicatrice dont la taille est liée à la taille de l'objet, mais également à la géométrie interne du massif affecté. Dans le cas du massif du Piton des Neiges, les observations menées au cours des campagnes de cartographie géologique dans les fonds des cirques conduisent à mettre en évidence plusieurs ensembles bréchiques volumineux, dont les processus correspondent à des phénomènes de type avalanches de débris.

L'installation de l'homme dans les cirques et, notamment, la mise en culture de parcelles, la construction de maisons et de routes, a permis de montrer que les sols n'étaient pas stables, qu'en de nombreux endroits, les maisons se fissaient et que les routes pouvaient présenter des déformations importantes nécessitant des travaux de réfection. Localement, des affaissements de plusieurs centimètres par an ont été mesurés. L'accélération de ces phénomènes semblait liée aux

passages de cyclones, suggérant le rôle de l'eau dans les déplacements.

L'importance de ces instabilités, et leur coût sociétal élevé, ont motivé la réalisation d'une étude cartographique précise de l'ensemble des formations qui constituent les fonds des cirques et une analyse de leurs processus de mise en place. C'est dans ce cadre que la cartographie géologique détaillée des cirques a été engagée par le BRGM. Cette étude a également permis de mieux comprendre l'évolution du massif du Piton des Neiges. Cet article, qui accompagne la nouvelle carte géologique des cirques à 1/10 000, fait la synthèse de ces travaux.

2. GÉOGRAPHIE ET MORPHOLOGIE DU PITON DES NEIGES

L'île de La Réunion, un des plus grands et des plus actifs volcans du monde, est située à 300 km au Nord du Tropique du Capricorne et à 700 km à l'Est de Madagascar. D'une superficie de 2 500 km² et allongée suivant la direction NW-SE, l'île a une forme elliptique de 70 x 50 km. Il s'agit là de la partie émergée d'un édifice d'environ 7 000 m de hauteur, essentiellement sous-marin, et dont seul 3 % du volume total émerge. Sa base, d'un diamètre de 240 km, repose sur le plancher de l'océan Indien.

La partie émergée de La Réunion est constituée de deux massifs volcaniques. Le plus ancien et le principal est le Piton des Neiges. Il culmine à 3 069 m et n'a pas connu d'activité

volcanique depuis 9 ka (Cruchet *et al.*, 2008). Le plus récent, le Piton de la Fournaise, est apparu sur le flanc sud-est du Piton des Neiges, il est actuellement l'un des volcans terrestres les plus actifs.

Le massif du Piton des Neiges, situé au Nord-Ouest de l'île, en occupe près des deux tiers de la surface (Figure 1). Il a la forme d'un cône régulier qui présente à son sommet trois larges excavations subcirculaires, coalescentes, profondes de plus de 1 500 m, et d'un diamètre de 10 km environ. Il s'agit des cirques de Mafate, au Nord-Ouest, Cilaos au Sud, Salazie au Nord-Est. En serré entre ces cirques se dresse le Piton des Neiges (Figure 2).

Les cirques sont séparés par des arêtes rocheuses avec :

- entre les cirques de Mafate et de Cilaos ; la crête des trois Salazes qui relie le Gros Mome au Grand Bénare, avec un col à 2 083 m, le Taïbit ;
- entre les cirques de Cilaos et Salazie ; la crête des Salazes ;
- entre les cirques de Mafate et de Salazie ; les crêtes du Mome de Fourche, avec le col de Fourche (2 009 m) et le col des Bœufs.

L'intérieur des cirques est profondément entaillé par l'érosion et les rivières qui coulent au fond de ses ravines séparent des pitons, des plateaux (appelés îlets, à La Réunion) et des crêtes étroites. Les pentes fortes associées aux ravines, aux pitons (Piton d'Enchaing, Piton de Sucre...) et aux crêtes (Marianne, Aurère, Calumets, Orangers à Mafate et Gueules Rouges à Cilaos) limitent les déplacements et l'installation de

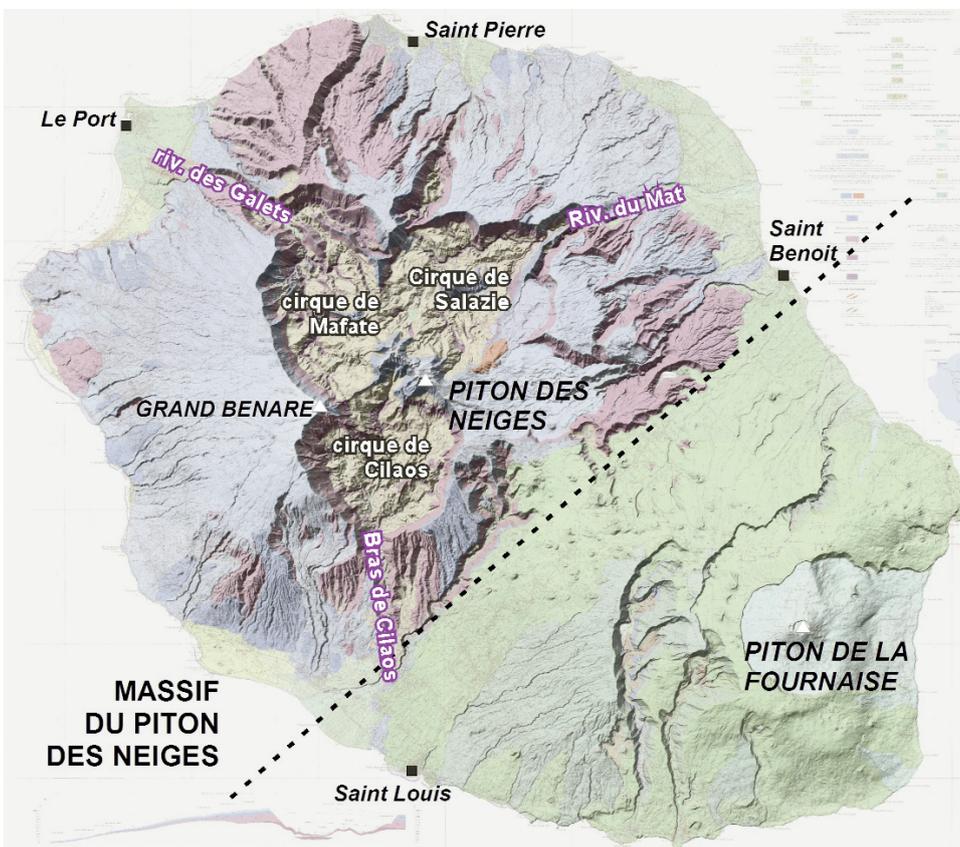


Figure 1 - Carte de La Réunion et localisation du Massif du Piton des Neiges, la carte est issue de l'assemblage des quatre cartes géologiques à 1/50 000 de La Réunion (Billard, 1974), drapée sur un MNT ombré.

Figure 1 - Map of Reunion Island and location of the Piton des Neiges Massif, compiled from four 1:50,000-scale geological maps (Billard, 1974), over a shadowed DEM background.

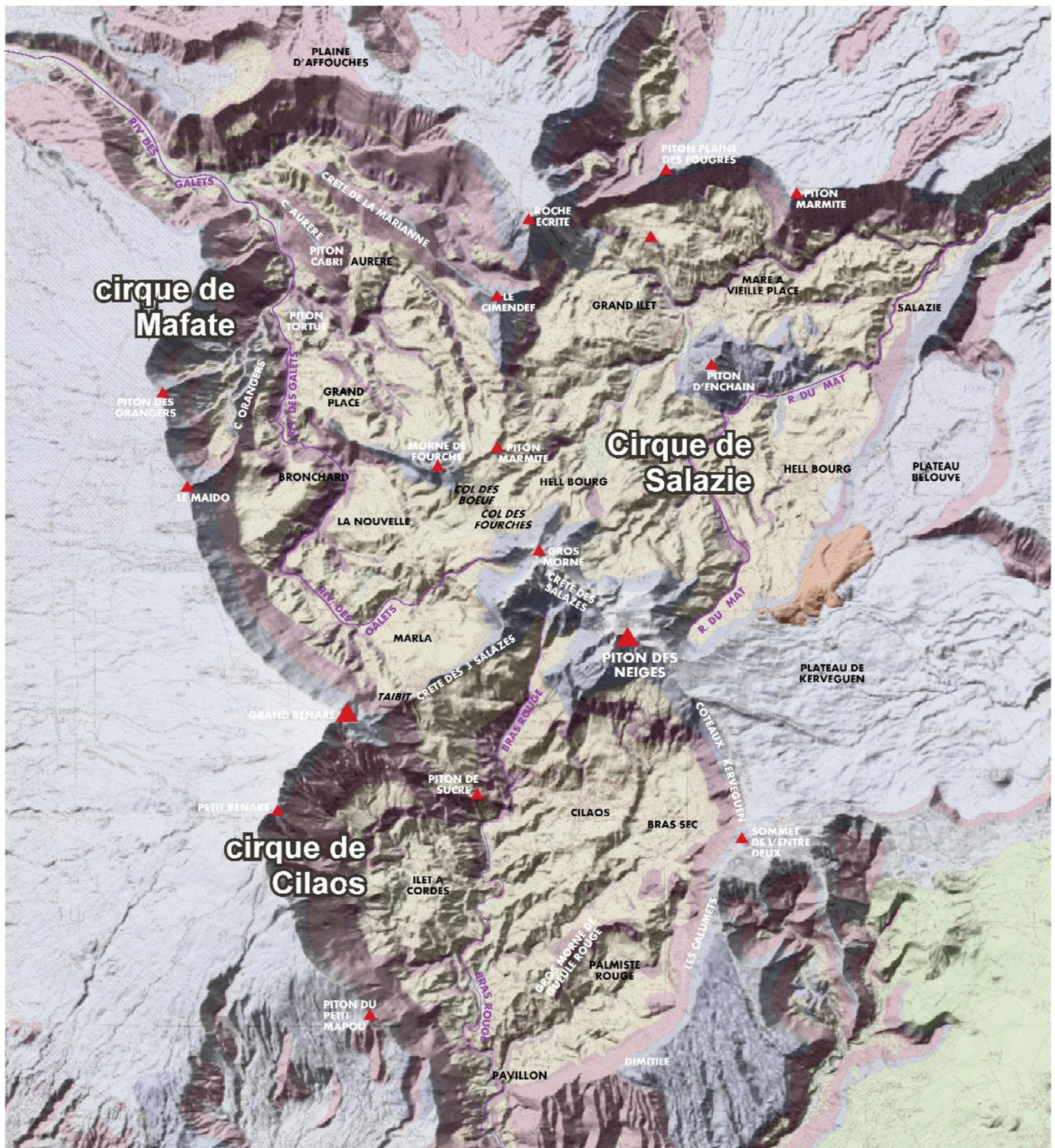


Figure 2 - Carte détaillée des cirques avec localisation des principales morphologies à 1/50 000, d'après Billard (1974), drapée sur un MNT ombré.

Figure 2 - Detailed map of the cirques with location of the main morphological features at 1:50,000 scale, from Billard (1974), over a shadowed DEM background.

l'homme. Seuls, sont habités quelques îlets plus ou moins étendus et aux pentes plus faibles.

Trois grandes rivières drainent les cirques et rejoignent la mer par d'étroits goulets creusés dans les flancs du massif du Piton des Neiges : la rivière des Galets (Mafate), la rivière du

Bras rouge (Cilaos), la rivière du Mât (Salazie). Des cours d'eau de moindre importance entaillent profondément les pentes du Massif. Ces rivières alimentent d'importantes plaines littorales (Saint-André, Saint-Denis, Le Port, Saint-Louis...) tapissées d'alluvions fluviales, généralement grossières dans les zones de piémont.

Le **Cirque de Cilaos** est situé au Sud du Piton des Neiges. Il correspond au plus grand des trois cirques. De forme circulaire, il a un rayon de 5 km (Figure 2). Les remparts qui le bordent correspondent :

- au Sud et à l'Est, au Dimitile ;
- à l'Est, au coteau de Kerveguen ;
- au Nord, au Piton des Neiges et à la crête des Salazes ;
- au Nord-Ouest, à la crête des trois Salazes et au Grand Bénare ;
- à l'Ouest, au Petit Bénare ;
- au Sud-Ouest, au Piton du Petit Mapou.

Le fond du cirque est constitué par un ensemble de petits plateaux séparés par de profondes ravines. Ces îlets ont des altitudes variant de 670 m à l'entrée du cirque à 1 900 m au pied du Piton des Neiges. De manière simplifiée, du centre du volcan vers l'extérieur, l'altitude des îlets décroît progressivement. Généralement, le dénivelé entre le sommet des remparts et les îlets est de 1 000 m en moyenne. Les ravines qui séparent les îlets sont à pentes abruptes, généralement infranchissables. Le fond des ravines est large d'une dizaine de mètres tout au plus, sauf dans le cas des rivières principales tel que Bras Rouge où la largeur du lit est pluri-décamétrique. À l'entrée du cirque de Cilaos, au lieu-dit le Pavillon, l'eau s'écoule à 393 m. Ainsi, la topographie du fond du cirque de Cilaos est fortement accidentée avec des dénivelés variant de 390 à 1 900 m.

Le **Cirque de Mafate** est situé au Nord-Ouest du Piton des Neiges. Il est constitué de deux cirques légèrement allongés aux diamètres d'environ 5 km (Figure 2). Le cirque amont, au Sud, correspond au cirque de Marla-La Nouvelle. Le cirque aval, au Nord, correspond au cirque de Grand-Place. Le cirque est cerné par des remparts :

- au Nord, le rempart de la plaine d'Affouches ;
- à l'Ouest, le rempart du Maido rejoignant le Grand-Bénare au Sud ;
- à l'Est, plusieurs pitons se succèdent (Roche Ecrite, Cimandef, Marmite et Gros Mornes). Ils constituent une crête séparant le cirque de celui de Salazie ;
- au Sud, la crête des Salazes constitue l'arête rocheuse joignant le Grand-Bénare au Gros Morne.

Dans la partie aval des cirques, les rivières sont profondément incisées et laissent apparaître des arêtes effilées sur plusieurs kilomètres de longueur et plusieurs centaines de mètres de hauteur, la plus impressionnante étant la crête des Mariannes. La morphologie du fond du cirque est très accidentée et rendant son accès difficile. La Rivière des Galets serpente au fond du cirque en individualisant des îlets de faible étendue. Les fonds de vallées sont larges d'une centaine de mètres tout au plus, avec parfois des goulets d'étranglements, comme sur le pourtour du Bronchard. Les altitudes

varient de 115 m au niveau de l'exutoire à 1 200 m au pied du Piton des Neiges.

Le **Cirque de Salazie** est situé à l'Est. Il est cerné par des remparts qui le surplombent de plus de 1 500 m (Figure 2) :

- au Nord, le rempart de la Roche Ecrite ;
- à l'Ouest, la crête formée par les Pitons du Cimandef, Marmite, Morne de Fourche et Gros Morne, limite son extension ;
- à l'Est, le pied du Piton des Neiges ;
- au Sud-Est, Le plateau de Bélouve.

Le fond du cirque est marqué par une succession d'îlets de grande taille séparés par un réseau hydrographique sinueux guidé par la rivière du Mat. Au centre du cirque, la topographie est peu marquée en comparaison des deux cirques précédents, hormis la présence d'un relief en son cœur : le Piton d'Enchain. L'altitude des îlets s'accroît progressivement depuis l'exutoire vers le fond du cirque puis le pied du Piton des Neiges.

3. TRAVAUX ANTÉRIEURS

Depuis la colonisation de l'île, au XVII^e siècle, les éruptions de la Fournaise ont attiré les regards et motivé d'innombrables vocations pour les Sciences de la Terre. Cela s'est souvent fait au détriment de son voisin, le Piton des Neiges. À partir des années 1950, les travaux géologiques sur le Piton des Neiges se sont accélérés avec des publications sur la géologie régionale (Rivals, 1950 ; Bussièrre, 1958) ou la géomorphologie (Defos de Rau, 1959). Mais ce n'est qu'en 1967 que paraît une première carte géologique au 1/100 000 (Bussièrre, 1967). Quelques années plus tard, Billard (1974) publie une couverture complète au 1/50 000 de l'ensemble de l'île. Il distingue alors cinq grandes phases éruptives au cours des deux derniers millions d'années.

Depuis le début des années 1970, les études géologiques et géophysiques du Piton des Neiges se sont succédées à un rythme soutenu (monographie du Centre de Recherche en Volcanologie, Lénat éditeur, 1990 ; Chevallier, 1979), souvent suscitées par des programmes de recherche en géothermie (Rançon, 1982 ; Rocher, 1988) ou sur les risques de mouvements de terrain (Pinchinot, 1984 ; Haurie 1987). Un regain d'intérêt s'est manifesté après la mise en évidence d'importants glissements de flancs (Lénat *et al.*, 1990 ; Labazuy, 1996 ; Bachèlery *et al.*, 1996 ; Maillot, 1999). Parallèlement, Kluska (1997) a réalisé un grand nombre de datations et a réinterprété l'histoire géologique du massif du Piton des Neiges.

La complexité des formations bréchiennes occupant le fond des Cirques du Piton des Neiges a été soulignée par de nombreux géologues (Chevallier, 1979 ; Pinchinot, 1984 ; Haurie, 1987 ; Rocher, 1988 ; Bachèlery *et al.*, 1996 ; Maillot, 1999 ;

Bachèlery *et al.*, 2003 ; Bret *et al.*, 2003), dont plusieurs ont élaboré des typologies locales (Haurie, 1987 ; Rocher, 1988 ; Maillot, 1999 ; Bret *et al.*, 2003). Mais aucune typologie exhaustive de ces brèches n'était disponible jusqu'à la thèse de Nicolas Arnaud (2005), effectuée à l'Université de La Réunion dans le cadre de ce projet de recherche. Salvany *et al.* (2012), Chaput (2013) et Chaput *et al.* (2014 a et b) ont récemment publié des travaux approfondissant les résultats obtenus lors de la cartographie des cirques (Lacquement *et al.*, 2008). Ils reprennent les réflexions menées sur les modes de mise en place et les caractéristiques des différents dépôts d'avalanche de débris et leurs liens avec les dépôts extérieurs aux cirques.

Les deux sections suivantes résument les découpages et les terminologies utilisées antérieurement et reprises *pro-parte* dans le présent article.

4. PRODUITS VOLCANIQUES ET DYNAMISMES ÉRUPTIFS

Le Piton des Neiges est constitué d'un empilement d'unités laviques principalement effusives. La partie inférieure

des unités laviques est uniquement de composition basaltique. À partir de 340 000 ans, la chimie des séries devient progressivement faiblement sous-saturée, évoluant jusqu'à un pôle acide avec la mise en place de trachytes. Cette évolution s'accompagne d'une diminution de la quantité de matériel émis, mis en place de manière de plus en plus épisodique.

4.1. Produits volcaniques

Les produits volcaniques qui affleurent dans les cirques de La Réunion recouvrent une grande diversité pétrologique, allant de basaltes à des trachytes, en passant par des hawaïites, des mugéarites et des benmoréites (Figure 3).

4.1.1. LES BASALTES

Les basaltes à olivine, les basaltes aphyriques et les océanites constituent l'essentiel des roches (Figure 3) qui affleurent dans les cirques de La Réunion. Les océanites sont une variété de basalte riche en mégacristaux d'olivine cumulative, visibles à l'œil nu, englobés dans une pâte finement cristallisée contenant des microlites de plagioclase, de clinopyroxène, d'olivine et des oxydes ferro-titanés. Les basaltes à olivine contiennent surtout des phénocristaux d'olivine auxquels

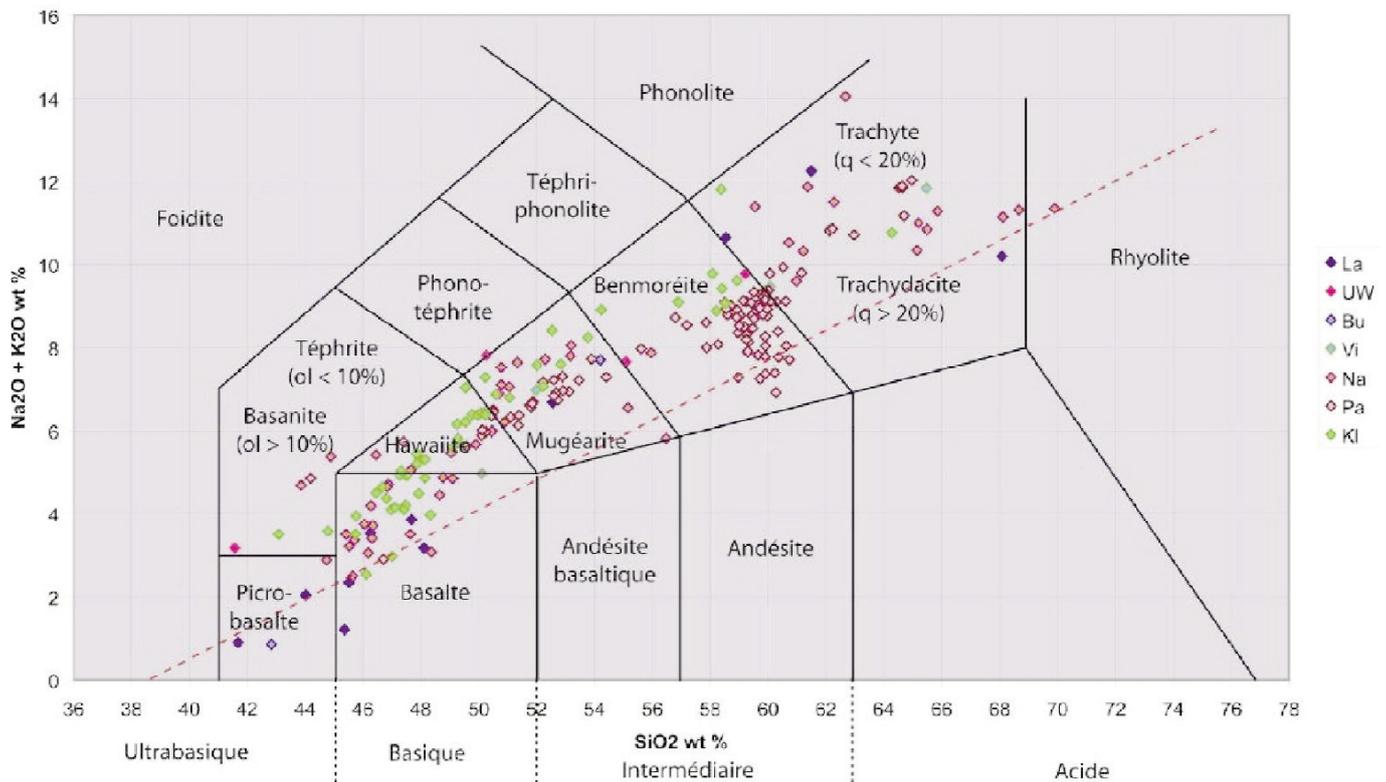


Figure 3 - Diagramme alcalins – silice (LeBas *et al.*, 1986) des laves du Piton des Neiges. Synthèses des analyses de Lacroix (1936), de Upton et Wadsworth (1966, 1967, 1972), de Bussièrre (1967), de Vincent (1973), de Nativel (1978), de Page (1994), de Kluska (1997). D'après Arnaud (2005). La ligne en tiretées rouges sépare le champ des laves alcaline et subalcaline.

Figure 3 - Alkali-silica diagram (LeBas *et al.*, 1986) of Piton des Neiges lava. Compilation of the analyses by Lacroix (1936), Upton and Wadsworth (1966, 1967, 1972), Bussièrre (1967), Vincent (1973), Nativel (1978), Page (1994), and Kluska (1997): from Arnaud (2005). The red dashed line separates the alkaline and subalkaline lava fields.

s'ajoutent du clinopyroxène et du plagioclase. Les basaltes de La Réunion se retrouvent dans tous les niveaux stratigraphiques, en dykes, en sills, en coulées et sous forme de projections, de la base de l'édifice à son sommet.

4.1.2. LES LAVES DIFFÉRENCIÉES : HAWAÏTES AUX TRACHYTES

Elles constituent un faible volume par rapport aux basaltes (inférieur à 10 %). Toutefois, comme il s'agit des derniers produits émis par le Piton des Neiges, ils tendent à recouvrir les basaltes, et donc à prendre une extension cartographique importante.

Les hawaïtes sont abondantes sur les pentes externes du Piton des Neiges. Elles se rencontrent sous deux faciès :

- un faciès porphyrique à très grands cristaux automorphes de plagioclase, pour l'essentiel d'origine cumulative, représentant jusqu'à 50 % du volume de la lave. Elles ont été appelées « Roches Pintades » et utilisées anciennement comme repère stratigraphique ;
- un faciès subaphyrique compact, avec une texture fluidale soulignée par des baguettes de plagioclase.

Les **mugéarites** sont abondantes sur les parois hautes des cirques et sur les pentes externes du Piton des Neiges. Le magma juvénile, présent dans des ignimbrites du cirque de Salazie, a lui aussi une composition de mugéarite.

Les **benmoréites** sont peu abondantes. On les trouve en coulées au sommet des remparts et sur les planèzes du Piton des Neiges. Les bombes ponceuses des formations ignimbritiques de Saint-Louis/Saint-Pierre sont également benmoréitiques (Page, 1994).

Plus riches en silice que les laves précédentes, les trachytes sont aussi plus visqueux et se rencontrent rarement en coulées (dôme-coulée du plateau de Bélouve). On les trouve plus généralement sous forme de dykes et de sills dans les trois cirques du Piton des Neiges. Certains faciès plus évolués renferment du quartz en faible quantité (comendites) (Nativel, 1978).

4.2. Dynamisme de mise en place

Alors que l'aspect microscopique des roches volcaniques dépend surtout de leurs compositions chimique et minéralogique, leur aspect macroscopique dépend principalement de leur mécanisme de mise en place. Le mode de mise en place est tributaire de paramètres intrinsèques au magma (composition, viscosité, teneur en fluides, température...), mais il est aussi contrôlé par des facteurs externes comme la morphologie du volcan, la présence d'un aquifère sur le trajet du magma, etc. Ainsi, le massif du Piton des Neiges a été, au cours de son histoire, le siège d'une grande variété de dynamismes volcaniques (intrusifs, effusifs, explosifs) mettant en place des produits aux aspects très divers et qui ont été par-

fois remobilisés par les processus gravitaires assistés ou non par l'eau (coulées de débris, avalanches de débris...).

Les produits volcaniques peuvent ainsi être classés en deux grands groupes : laves et intrusions d'une part et produits volcanoclastiques d'autre part. Les premiers sont généralement massifs et les autres ont un aspect bréchiq, voire sédimentaire.

Les dépôts volcanoclastiques peuvent être primaires (liés à des explosions volcaniques) ou secondaires, c'est-à-dire remaniés par des processus gravitaires assistés ou non par l'eau.

Les dynamismes volcaniques et de remaniements des formations préservées dans les cirques du Piton des Neiges sont détaillées plus loin (§ Description des terrains affleurants).

5. HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'essentiel de l'histoire géologique de La Réunion est aujourd'hui contraint par des datations effectuées par la méthode K-Ar sur roche totale, phénocristaux et mésostase (McDougall, 1971 ; Chevallier et Bachelery, 1981 ; Gillot et Nativel, 1982 ; Kieffer *et al.*, 1993 ; Rais *et al.*, 1996 ; Kluska, 1997 ; Quidelleur *et al.*, 2010 ; Berthod, 2012 ; Salvany *et al.*, 2012). Salvany *et al.* (2012) proposent un nouveau calcul des âges K-Ar antérieurement publiés. Ce sont ces nouvelles valeurs qui sont utilisées ici. Un certain nombre de datations par la méthode ^{14}C ont été publiées par Gérard et Stieljes (1979), Delibrias *et al.* (1983) et Deniel *et al.* (1992). Plusieurs échantillons ont aussi été datés par U-Th par Deniel (1988) et Deniel *et al.* (1992). Il s'ajoute à ces âges publiés une trentaine d'âges acquis dans le cadre de ce projet de recherche (Cruchet *et al.*, 2008). L'histoire géologique déduite de ces différents travaux est synthétisée sur la figure 4.

L'étude cartographique réalisée permet d'affiner ce schéma, notamment en reprecisant les périodes d'activité du Massif du Piton des Neiges et de mise en place des événements bréchiq.

De quand date l'édification de l'île de La Réunion ?

L'île est bâtie sur un plancher océanique d'âge crétacé, mais cela ne signifie pas qu'elle soit du même âge. Les roches les plus anciennes à l'affleurement, situées dans le fond des cirques du Piton des Neiges, sont trop altérées et métamorphosées (zéolitisées) pour être datées. En fait, les datations radiochronologiques des roches les plus anciennes non altérées indiquent un âge pléistocène (2,2 Ma). Celles-ci proviennent du Massif de la Montagne à l'ouest de Saint-Denis (McDougall, 1971). En domaine sous-marin, une seule datation clairement rattachée au massif du Piton des Neiges

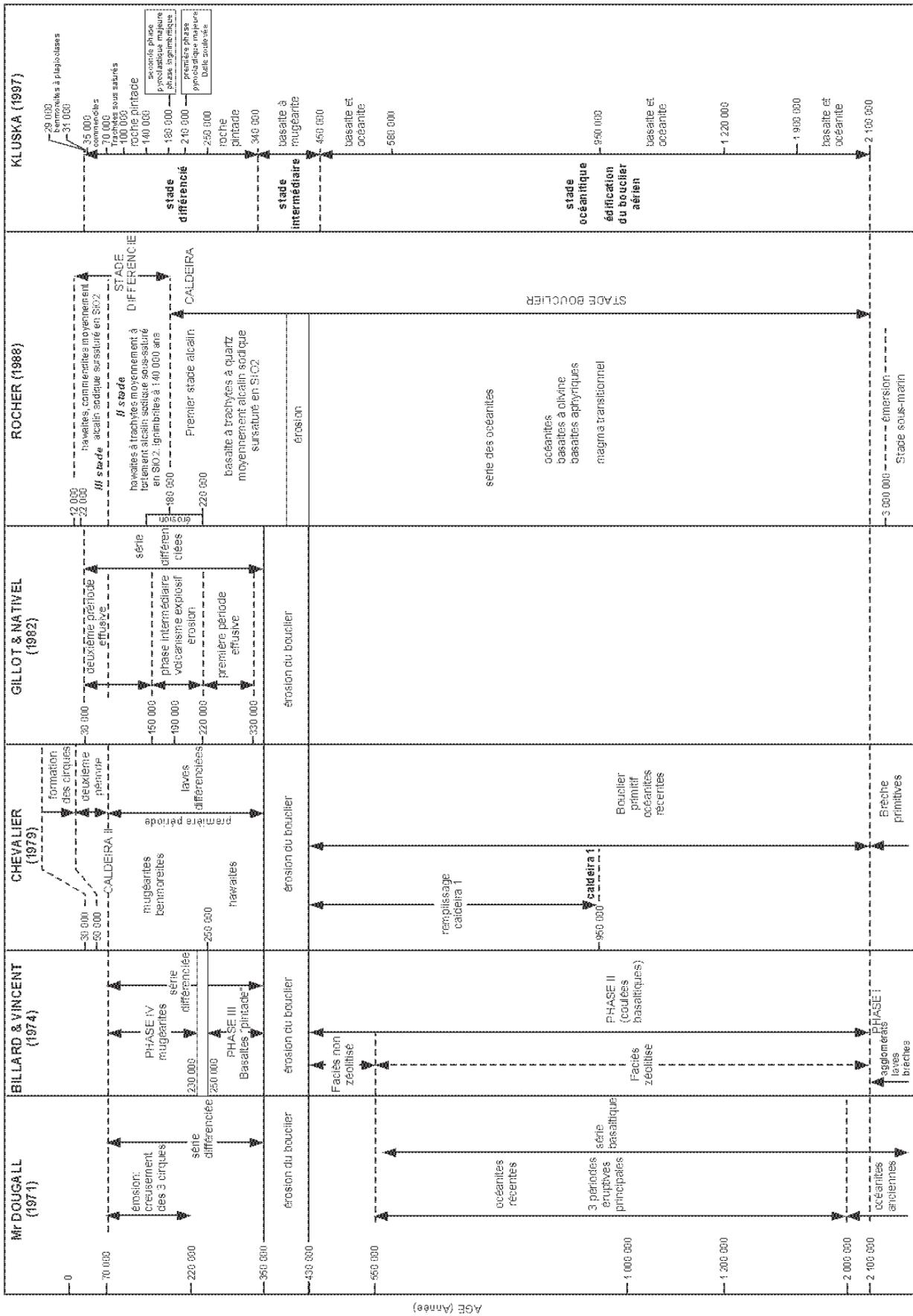


Figure 4 - Synthèse des modèles chrono-stratigraphiques publiés sur le Piton Neiges et correspondance entre chaque modèle.

Figure 4 - Compilation of the chronostratigraphic models published for the Piton des Neiges and relationships between each model.

existe. Elle fournit un âge de $2,48 \pm 0,05$ Ma (Smietana, 2010).

Après une longue période de construction sous-marine dont la durée exacte est inconnue, deux grandes phases d'édification sub-aérienne ont été distinguées : un stade dit basaltique entre plus de 2 Ma et 430 ka, auquel succède une période de calme éruptif, puis un stade différencié entre 340 et 9 ka (Cruchet *et al.*, 2008).

Cette histoire reste l'objet d'un important débat. En effet, de volumineux dépôts d'avalanches de débris ont été mis en évidence tant en mer qu'à terre. Ces dépôts ont des volumes de plusieurs dizaines de kilomètres cubes et ont provoqué la destruction de pans entiers du volcan qu'il est dès lors impossible de reconstituer.

Stade précoce, antérieur à 430 ka : construction de l'essentiel du volcan bouclier

Il s'agit là de la phase d'émergence et de construction de l'essentiel du volcan bouclier sub-aérien. Les laves émises pendant ce stade sont principalement des océanites (basaltes à olivine cumulative), des basaltes à olivine et des basaltes aphyriques.

Les formations correspondantes forment les niveaux stratigraphiques les plus bas du volcan et se trouvent sur les plateaux des trois principaux cirques (Upton et Wadsworth, 1969). Elles sont constituées d'une séquence de laves et de brèches, traversées par une grande quantité de filons dont la concentration augmente vers la région centrale du volcan. Leur mise en place est sub-aérienne (présence de laves cordées de type pahoehoe). Les océanites culminent actuellement à plus de 2 000 m d'altitude dans le secteur des trois Salazes, vers le plateau du Kerval, et sur la montée menant au sommet du Piton des Neiges, à hauteur du Plateau du petit Matarum.

Ce stade est, depuis le début des années 1970, classiquement subdivisé en deux périodes majeures sans qu'il soit toujours possible de les distinguer aisément sur le terrain.

Océanites anciennes (antérieures à 2,2 Ma)

Si l'on excepte le premier stade d'activité volcanique sous-marine, les plus vieilles formations volcaniques du massif correspondent à la « série des océanites anciennes », encore dénommée « série des brèches primitives » en raison de la nature hétérogène des matériaux qui la compose. Cette série, qui constitue le substratum du Piton des Neiges, est principalement rencontrée dans le fond des cirques, à la faveur des coupes naturelles creusées par les différentes rivières et ravines. On y distingue des coulées de laves et des brèches. Les laves sont essentiellement représentées par des océanites et basaltes à olivine qui, bien que très altérés et fortement zéolités, laissent encore deviner quelques figures caractéristiques (cordes, structures en tubes...).

Au-dessus de ces laves, se sont déposées plusieurs passées bréchiques de nature et d'origine variées, en alternance avec d'autres coulées de basaltes à olivine cumulative. Les plus fréquentes sont des brèches de remaniement qui sont nées du démantèlement des reliefs sous l'effet de la gravité.

Ces formations du cœur du volcan ont été fortement zéolitées et n'ont pour l'instant pas pu faire l'objet de datations géochronologiques.

Océanites récentes (2,2 Ma à 430 ka)

Pendant cette phase se manifeste une activité effusive caractérisée par l'émission de laves fluides. Ces laves émises à l'air libre et représentant une épaisseur totale de plusieurs centaines de mètres sont des océanites, mais également des basaltes à olivine et des basaltes aphyriques. Elles se distinguent essentiellement de la « série des océanites anciennes » par une plus faible altération qui permet la préservation de nombreuses figures d'écoulement (surfaces cordées, tubes, tunnels de lave...). Au cours de cette période d'activité, le massif du Piton des Neiges prend une forme circulaire en bouclier qui correspond à un vaste dôme surbaissé d'un diamètre moyen émergé de 50 km et d'une hauteur supérieure à 2 000 m.

Les phases les plus anciennes de ce volcanisme sont connues uniquement dans la région du Massif de la Montagne (2,2 à 1,8 Ma ; McDougall, 1971 ; Quidelleur *et al.*, 2010 ; Salvany *et al.*, 2010) et correspondent à la mise en place en domaine émergé d'une succession de coulées de basalte à olivine. Le Massif de la Montagne pourrait correspondre aux restes du premier volcan sub-aérien dans le N-NW de l'île. Ensuite, entre 1,4 et 0,95 Ma, se manifeste un volcanisme basaltique que l'on retrouve sur les pentes est (Takamaka, Morne de l'Étang) et sud (Rempart de la vallée du Bras de Cilaos) du massif volcanique.

Enfin, entre 0,58 et 0,43 Ma se mettent en place les océanites affleurant sur les parois des cirques et en périphérie du volcan (Crête des Orangers, Grand Bassin, Massif de la Montagne).

Stade intermédiaire entre 430 et 340 ka

Ce stade est caractérisé par une faible activité volcanique qui correspond à la transition entre le stade basaltique et le stade différencié.

Stade différencié entre 340 et 9 ka (fin de l'activité volcanique)

Le stade différencié correspond au troisième et dernier stade d'édification du Massif du Piton des Neiges. Il s'accompagne de l'édification d'un vaste stratovolcan. Kluska (1997) l'a subdivisé en plusieurs phases (Figure 5) :

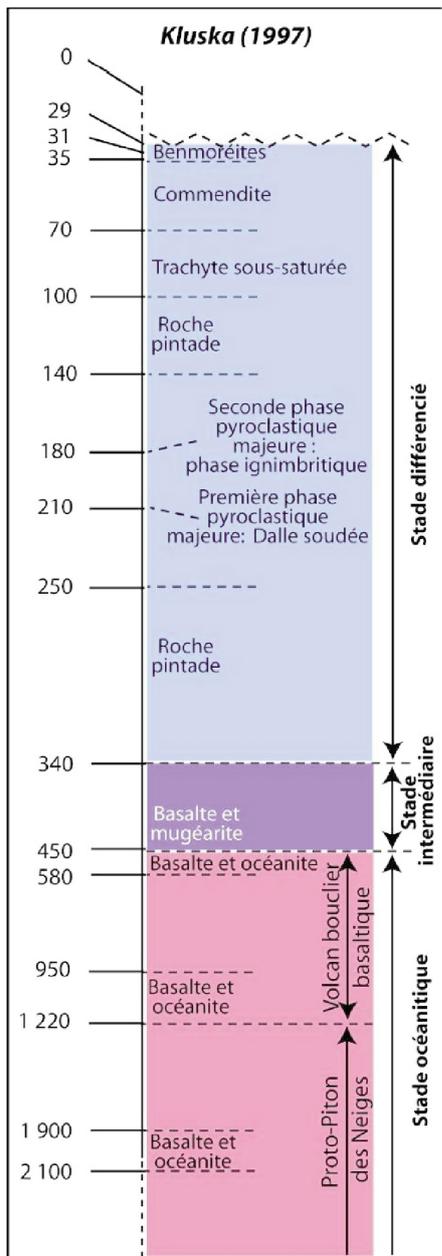


Figure 5 - Modèle d'évolution chrono-stratigraphique du Piton des Neiges, proposé par Kluska (1997).

Figure 5 - Chronostratigraphic evolution model of the Piton des Neiges proposed by Kluska (1997).

1 - de 340 à 210 ka. Cette phase, dont le centre d'activité principal se situe au niveau du Rond du Bras Rouge, correspond à l'édification du stratovolcan proprement dit. Durant cette phase d'édification, les laves évoluent des roches « pintades » vers les premiers stades de production de produits pyroclastiques (« Dalle soudée » ; Kieffer, 1990 ; Kieffer *et al.*, 1993). Cette activité affecte exclusivement les flancs ouest et sud-ouest. C'est pendant cette phase que se construit la proto-vallée de la rivière du Mât.

2 - de 210 à 180 ka. Cette phase qui se poursuit pendant 30 ka (Kluska, 1997) est marquée par la formation d'importants produits pyroclastiques (ignimbrites) canalisés vers l'Est et le Sud du massif. Durant cette phase, l'érosion deviendrait plus importante que la production volcanique.

3 - de 180 à 140 ka. Durant cette phase, la production volcanique est très faible et l'érosion du massif prédomine. Les paléo-cirques se creusent et s'élargissent.

4 - de 140 à 70 ka. L'essentiel de la partie centrale du Piton des Neiges actuel se construit par la mise en place d'importantes quantités de laves « pintades ». Le volcan gagne plus de 800 m d'altitude (Kluska, 1997) et les roches « pintades » se mettent en place dans les proto-cirques de Mafate, de Salazie et de Cilaos.

5 - de 70 à 35 ka. L'activité volcanique devient sporadique et de plus en plus explosive. Elle met en place des laves différenciées.

6 - de 35 à 9 ka. Le Piton des Neiges atteint une altitude maximale de 3 400 m (Kluska, 1997). L'âge le plus récent a été obtenu par K-Ar (Cruchet *et al.*, 2008) sur des éléments laviques contenus dans une brèche récente du bassin des trois Salazes.

6. CONDITIONS DE RÉALISATION DES CARTES

La cartographie a été réalisée lors de plusieurs campagnes de terrain de 2002 à 2007 qui ont permis le levé géologique au 1/10 000 de la totalité des trois cirques (Lacquement et Nehlig, 2008).

Les levés ont été effectués sur des fonds cartographiques au 1/5 000 combinant les cartes topographiques au 1/5 000 et des couches issues de la BD Topo IGN de 1997. Ont aussi été utilisés, comme support de levé et d'interprétation : les photographies aériennes des campagnes de 1997 et 1984, l'orthophotoplan tiré des photographies aériennes de 1997 (BD Ortho IGN), ainsi que des données cartographiques disponibles au Service Géologique Régional de La Réunion.

Les levés de terrain ont été effectués en combinant observations d'affleurements, levés de coupes, interprétations de photographies aériennes, observations paysagères, géomorphologie et échantillonnage pour analyses et datations. Les points d'observations d'affleurements ont été géoréférencés sur le terrain au moyen d'un GPS.

La morphologie complexe du fond des cirques, ainsi que la végétation dense, rendent les déplacements difficiles et longs. Toutefois, un grand nombre de sentiers forestiers ont permis d'accéder à la quasi-totalité de la zone d'étude. Dans les fonds de ravines, les déplacements sont généralement difficiles du fait de la présence de très nombreuses cascades infranchissables sans matériel adapté. Au niveau des îlets, l'urbanisation et l'existence d'un réseau routier bien développé permet d'avoir une densité d'affleurements plus que satisfaisante. Dans les zones non habitées, la densité d'af-

fleurement est beaucoup plus faible du fait d'un couvert végétal abondant et difficilement pénétrable. C'est pourquoi l'essentiel des levés cartographiques ont été réalisés au cours de l'hiver austral (début juillet à fin septembre), permettant de réaliser les observations géologiques dans les meilleures conditions.

Au niveau des pentes abruptes des ravines, deux cas de figure sont présents :

- soit la végétation était absente suite à un éboulement « récent », et dans ce cas les observations ont pu se faire à la jumelle ;
- soit la végétation était présente et dans ce cas, seuls quelques points d'observation ont pu être réalisés.

À cela, il faut ajouter que le peu de recul en pied de falaise et la présence de grands dénivelés n'ont pas toujours permis de réaliser des observations de qualité à partir d'une certaine hauteur. Plusieurs campagnes hélicoptérées ont néanmoins permis d'accéder aux zones à intérêt particulier et totalement inaccessibles par voie terrestre.

7. DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

La nouvelle carte distingue 67 « caissons », correspondant chacun à une entité cartographique, classés selon leur âge et en fonction de leur nature (type de dépôt). Ceci recouvre l'ensemble des lithologies observées : terrains plutoniques et hypovolcaniques, séries effusives et pyroclastiques et cortège de formations de démantèlement, de pente et alluvionnaires liées à l'érosion du massif volcanique.

7.1. Formations plutoniques et hypovolcaniques

Les dépôts laviques et bréchiques sont injectés par un grand nombre de sills et de dykes. Il n'a pas été possible de déterminer l'âge de leur mise en place de manière systématique. C'est pourquoi ils sont rassemblés en fonction de la géométrie du corps filonien et de la nature de la roche qui le compose.

L'étude des filons renseigne sur la localisation des principales zones d'alimentation du volcanisme, mais aussi sur l'orientation des zones en extension. Ces filons découpent l'édifice et sont à l'origine, soit lors de leur mise en place soit après leur consolidation, d'un ensemble de zones de faiblesse qui favoriseront la découpe du massif et la formation des remparts. Au cours de l'érosion et de la formation des cirques, ces structures déterminent les surfaces de décollement des glissements de terrain et contrôleront la morphologie, le drainage des eaux...

Les filons basaltiques ont généralement une épaisseur faible, comprise entre 0,5 et 1 m. Ils présentent quelquefois une prismation perpendiculaire aux épontes. Les filons plus siliceux et donc plus visqueux ont tendance à être plus épais.

Ainsi, les filons trachytiques ou microsyrénitiques ont généralement des puissances plurimétriques à décimétriques et sont peu nombreux.

Les dykes sont localement très abondants ; ils marquent alors des zones en extension. L'étude statistique (Chevallier, 1979 ; Maillot, 1999) d'un grand nombre de ces filons d'alimentation a montré que la partie émergée du Piton des Neiges a été construite par plusieurs rifts dispersés radialement par rapport au Piton des Neiges (Figure 6). La direction principale est N120 et s'étend de l'extrémité NW de l'île jusqu'aux abords du massif de la Fournaise. Ces dykes sont bien visibles sur la route du littoral entre La Possession et Saint-Denis. Les autres directions sont N160 (visible entre Saint-Denis et le cirque de Salazie), N10 (visible dans le cirque de Cilaos) et N45 (visible à la sortie du cirque de Salazie). Ces directions se croisent dans le secteur du Piton des Neiges. Les structures volcaniques de l'île ne se résument donc pas à une direction unique de dykes qui relieraient les deux grands édifices volcaniques de l'île (Piton des Neiges et Piton de la Fournaise).

Les sills sont très abondants dans le cœur du Massif du Piton des Neiges. Leur répartition n'est cependant pas homogène. Ils sont peu abondants dans la partie septentrionale du Massif (Rivière des Galets, Rivière Saint-Denis, Rivière Sainte-Suzanne) et très nombreux dans sa partie méridionale (Cirque de Cilaos, route entre Cilaos et Ilet à Cordes), où ils peuvent représenter localement jusqu'à 50 % du volume rocheux total.

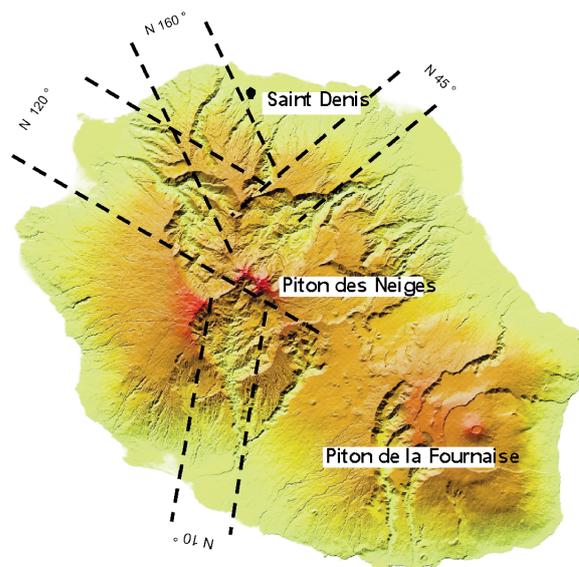


Figure 6 - Orientations principales des réseaux de dykes déterminant les zones de rift.

Figure 6 - Main orientations of the dyke networks determining rift zones.

$\delta\beta$ - *Dyke de basalte à olivine (Cilaos)*

Quelquefois, à Cilaos principalement, les sills et dykes de basalte à olivine ont été individualisés. L'olivine se présente sous la forme de phénocristaux pouvant atteindre 1 cm, noyés dans une matrice vitreuse finement cristallisée à microlites de plagioclase et microcristaux de clinopyroxène.

$\delta\sigma$ et $\delta\sigma$ - *Dyke et Sill de microsyénite (Cilaos, Mafate, Salazie)*

Plusieurs sills et dykes de microsyénite (équivalent microgrenu des trachytes) sont présents dans les cirques de Salazie (Rivière des Fleurs Jaunes), de Cilaos (La Chapelle, Piton de sucre, Grand Bénare) et de Mafate (Marla). Le plus important d'entre eux est celui du Piton de Sucre à Cilaos qui se poursuit vers le Nord jusque dans le cirque de Mafate en passant par le Grand Bénare.

Ces microsyénites sont blanches avec des zones globuleuses très finement cristallisées, centimétriques à décimétriques. Leur composition minéralogique est dominée par l'orthose, l'albite et localement du quartz (Nativel, 1978).

Plusieurs reconstitutions de l'histoire géologique du Piton des Neiges, réalisées dans le cadre de projets d'exploration géothermique, suggèrent l'existence d'une grande caldeira du Piton des Neiges et lui donnent une limite globalement circulaire passant par les microsyénites de Cilaos. Ces intrusions ont été datées par Kluska (1997) qui obtient des âges variables sans lien avec la phase ignimbritique à 180 ka. Il en conclut que les syénites de Cilaos ne peuvent pas être considérées comme la preuve de l'existence d'une caldeira et encore moins comme critère de localisation. De la même manière, notre cartographie géologique du massif du Piton des Neiges indique que les dykes se sont mis en place sans qu'il y ait eu de mouvements verticaux entre leurs deux épontes.

$\delta\theta$ et $\delta\theta$ - *Dyke et Sill de gabbro (Cilaos, Salazie)*

Les gabbros sont visibles à Salazie au niveau de la passerelle de l'Îlet de la Mare d'Affouches sur le sentier qui mène de l'Îlet à Vidot, vers Grand Sable et Grand Îlet. À Cilaos, ils affleurent en amont et en aval du lieu-dit La Chapelle, au niveau de la rivière de Bras Rouge.

À Salazie, au niveau de la passerelle de l'Îlet de la Mare d'Affouches, les gabbros sont finement lités. Des lits centimétriques plus ou moins clairs ou sombres font alterner des niveaux plus ou moins riches en plagioclase, en pyroxène et en olivine. Le litage des gabbros y est incliné de 30° vers le Sud.

Le massif de gabbros de la rivière du Mât est intrusif dans des brèches volcaniques basaltiques hydrothermalisées. Il est surmonté d'un ensemble de sills et dykes majoritairement de composition basaltique. Il correspond à un témoin des

grandes intrusions magmatiques qui peuvent se faire à un niveau élevé de l'appareil volcanique.

Les intrusions de gabbro de Salazie et de Cilaos doivent être distinguées. Si les gabbros reconnus dans Cilaos sont associés à des sills, ceux de la rivière du Mât à Salazie correspondent à un complexe magmatique de bien plus grande ampleur. Les études récentes (Famin, 2010 ; Berthod, 2010) montrent qu'il y a là plusieurs ensembles magmatiques allant des gabbros aux péridotites.

δ , δi et $\delta o i$ - *Intrusion, Dyke et Sill indifférenciés (Cilaos)*

La plupart des filons magmatiques sont inaccessibles et donc non caractérisables aisément. Ils sont d'épaisseur métrique et sont rassemblés dans ce caisson. Le cirque qui en montre la plus grande abondance est celui de Cilaos.

7.2. Formations effusives

βu - *Basalte à olivine (Cilaos, Salazie, Mafate)*, $\beta u a$ - *Basaltes à olivine anciens* et $\beta u r$ - *Basaltes à olivine récents*

Les roches affleurantes les plus anciennes correspondent à des coulées de basalte aphyrique, à olivine parfois cumulative, qui montrent des surfaces cordées. Les coulées sont traversées par un très grand nombre de dykes et de sills des phases éruptives ultérieures. Elles sont systématiquement zéolitisées.

Ces roches forment le substratum des cirques et se retrouvent dans l'ensemble des remparts de Mafate, Salazie et Cilaos. Des observations ponctuelles, réalisées sur les remparts, grâce aux chemins de grande randonnée, montrent qu'elles sont présentes jusqu'à 1 810 m au niveau du coteau des Kerveguen et +2 100 m au niveau du col du Taïbit.

Deux ensembles peuvent y être distingués : une série ancienne ($\beta u a$) et une série récente ($\beta u r$). Il n'existe pas de différence pétrographique entre les coulées de ces deux ensembles. Leur distinction repose sur la chronologie relative par rapport à plusieurs événements bréchiques ou pyroclastiques (dépôts d'avalanche de débris des Orangers, formations du Piton Gueule Rouge...) identifiés au sein des cirques de Cilaos et de Mafate. Par conséquent, la différenciation entre les coulées anciennes et récentes est strictement cartographique. Ailleurs, là où il n'a pas été possible de les distinguer, les séries de basalte à olivine sont réunies dans un même caisson (βu). Les problèmes d'accessibilité sur le terrain et le fait que la zéolitisation soit hétérogène, n'ont pas permis de déterminer de manière systématique la position du front d'altération.

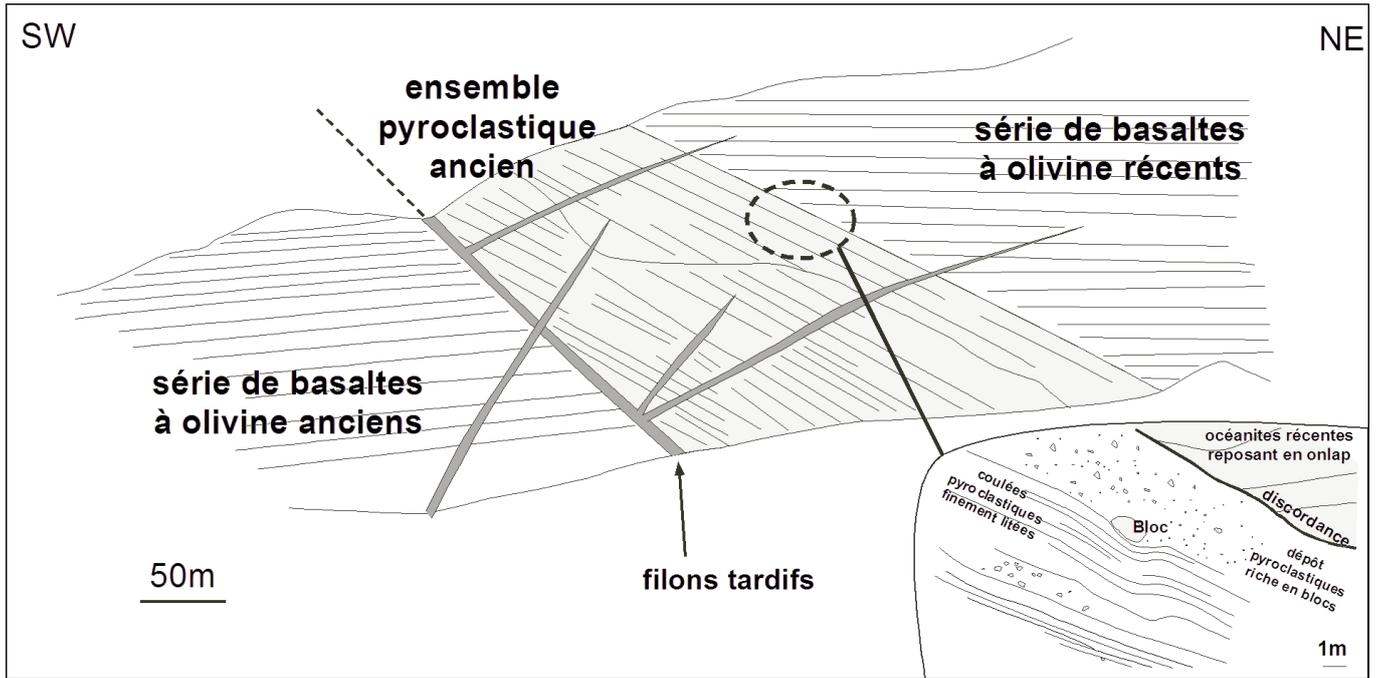


Figure 7 - Série de basaltes à olivine anciens et récents séparés par un ensemble pyroclastique ancien au niveau du Piton Gueule Rouge à Cilaos.

Figure 7 - Ancient and recent olivine basalts separated by an ancient pyroclastic unit at the level of the Piton Gueule Rouge at Cilaos.

β_{va} - Basaltes à olivine anciens

Encore appelées « océanites anciennes », ces roches sont essentiellement présentes dans la partie basale des rem-

parts et dans les fonds des ravines. Cette unité est formée de basaltes aphyriques, de basaltes à olivine et de basalte à olivine cumulative, montrant parfois des surfaces cordées. Ces coulées sont zéolitisées dans leur majeure partie. Cette série



Figure 8 - Rempart nord-ouest du cirque de Mafate avec identification des trois unités laviques de plus de 200 000 ans et de l'avalanche de débris des Orangers.

Figure 8 - Northwest wall of the Mafate Cirque with identification of the three lava units older than 200,000 years and of the Orangers debris avalanche.

comporte des niveaux de dépôts de coulées de débris et d'avalanches de débris interstratifiés qui témoignent de la présence de périodes de démantèlement contemporaines de la mise en place des coulées. Le sommet de la série est difficile à dater, car généralement peu accessible. Toutefois, McDougall, dans la montée du Maïdo, a obtenu un âge à 470 ± 12 ka pour la série située au toit de la brèche des Orangers. La base de la série est à 2 200 000 ans et correspond aux séries rencontrées au niveau du massif de la Montagne.

β_{or} - **Basaltes à olivine récents**

Encore appelées « océanites récentes », ces roches sont présentes quasi-uniquement dans les remparts des cirques et les crêtes du Nord du Cirque de Mafate. Elles comprennent des basaltes aphyriques et des basaltes à olivine, et montrent des surfaces cordées. Pétrographiquement, ces océanites sont identiques à celles appartenant à l'unité ancienne. Le passage à la série lavique différenciée précoce s'effectue progressivement par intercalation de niveaux de basaltes à petites baguettes de plagioclase entre les coulées de basaltes à olivine.

À Cilaos, cette unité repose sur des brèches pyroclastiques localisées au niveau du Piton Gueule Rouge. On y voit nettement des coulées laviques de basaltes à olivine venant en recouvrement sur une série pyroclastique, elle-même reposant sur une série lavique de basaltes à olivine cumulative (Figure 7).

À Mafate, les séries de basaltes à olivine, anciens et récents, sont identifiables depuis le rempart nord-ouest, jusqu'à la Nouvelle. En effet, ces séries sont séparées par un dépôt d'avalanche de débris (Figure 8).

β_{odp} - **Laves différenciées précoces (Cilaos, Salazie, Mafate)**

Les laves qui constituent cette unité correspondent aux coulées laviques différenciées succédant aux océanites. Le passage des laves effusives riches en olivine aux laves de la série différenciée s'effectue progressivement par interstratification réciproque. Macroscopiquement, on voit apparaître au sein des coulées de petites baguettes de plagioclase disséminées. Cette série trachyandésitique regroupe des hawaïtes et des mugéarites dans la partie supérieure de la série et des tufs (Maïdo). La coulée datée la plus récente est localisée à Saint-Denis ; elle recouvre des alluvions anciennes et est datée de 194 000 ans. Les planèzes principales du massif du Piton des Neiges sont mises en place lors de cette activité effusive (200 000 ans pour les plus récentes selon Kluska, 1997, au niveau du grand Bénare).

Ces laves différenciées se retrouvent aujourd'hui dans le tiers supérieur des remparts. Ceci implique qu'elles se soient déposées avant la formation des cirques, y compris des cirques de Bélouve et de Bébour.

β_{ods} - **Laves différenciées tardives (Cilaos, Salazie, Mafate)**

La série des laves différenciées tardives est à l'origine du comblement des paléo-cirques de Bélouve et de Bébour. En amont, la série débute par des dépôts pyroclastiques visibles au niveau de la crête des trois Salazes, datés à 180 000 ans. La série s'épaissit d'Ouest en Est, depuis le col du Taïbit vers la base du Piton des Neiges. En aval, des dépôts ignimbritiques épais de plusieurs dizaines de mètres de puissance sont présents à l'entrée des cirques de Salazie et de Mafate. À ces dépôts succèdent les séries de coulées de laves massives différenciées de plusieurs mètres de puissance qui constituent la majeure partie du Piton des Neiges. Elles sont présentes depuis les trois Salazes et forment la planèze des cirques de Bélouve et Bébour. Les laves qui constituent le massif se présentent sous la forme d'empilement de bancs compacts de laves d'épaisseur métrique à décimétrique et de bancs de scories d'épaisseur métrique. Ces laves sont des basaltes et des trachyandésites aphyriques ou à phénocristaux de plagioclase (Billard, 1974). Le faciès à grands et abondants phénocristaux de feldspath est connu localement sous le terme « roche pintade ». Les séries forment actuellement l'essentiel du Massif du Piton des Neiges où leur épaisseur atteint environ 1 500 m.

τ_{GI} - **Trachyte de Grand Îlet (Salazie, Mafate)**

Le trachyte de Grand Îlet correspond à un sill d'épaisseur plurimétrique. L'érosion de la Rivière des Fleurs Jaunes a largement dégagé son toit au niveau de Grand Îlet.

τ_B - **Trachyte de Bélouve (Salazie)**

Les laves trachytiques du plateau de Bélouve appartiennent à un vaste dôme-coulée mis en place lors des dernières phases éruptives du massif du Piton des Neiges, il y a 29 ka. Elles se présentent sous la forme de blocs et d'épaisses dalles massives disjointes par des fractures. En raison de sa grande richesse en minéraux facilement altérables (feldspaths), la roche présente rarement des faciès sains. La matrice est assez largement cristallisée, envahie de microlites de feldspath alcalin et de plagioclase montrant une orientation marquée (structure trachytique). Ils sont accompagnés de clinopyroxène, d'oxydes, d'amphibole, d'olivine, d'apatite et de quartz. Les mégacristaux sont constitués de feldspath alcalin (anorthose principalement) et de feldspath plagioclase (andésine et oligoclase), parfois accompagnés de pyroxène et d'amphibole.

7.3. Formations pyroclastiques

β_{odspT} - **Brèche pyroclastique du Taïbit (Cilaos, Salazie et Mafate)**

La brèche pyroclastique du Taïbit correspond à une roche soudée dont la matrice est souvent légèrement rougeâtre avec des blocs polygéniques de matériel différencié. La matri-

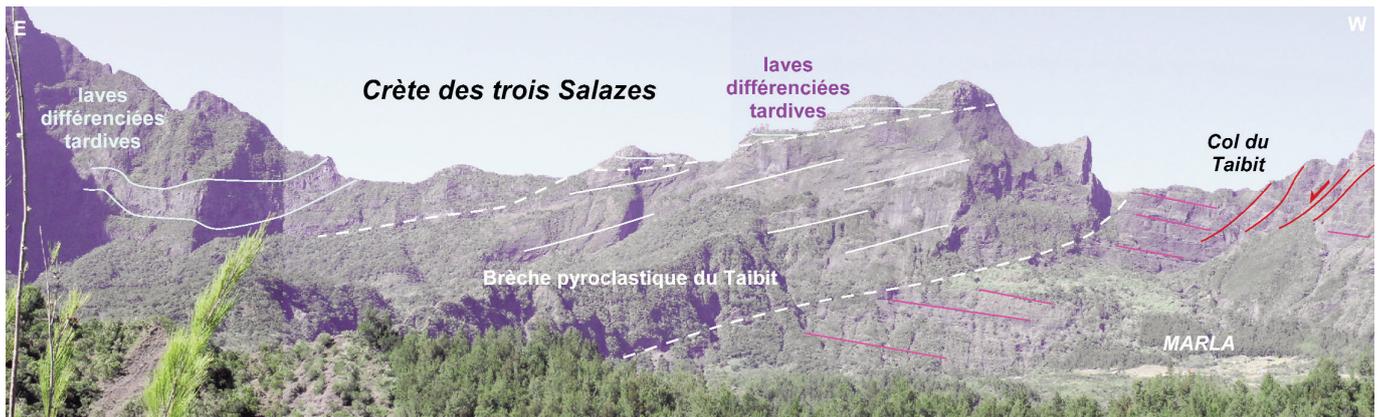


Figure 9 - Crête des trois Salazes avec les brèches pyroclastiques recouvertes par les laves différenciées.

Figure 9 - The Trois Salazes ridge with pyroclastic breccias covered by differentiated lavas.

ce est soudée à chaud et généralement scoriacée. Ces dépôts pyroclastiques correspondent aux premiers dépôts amont de la série des laves différenciées tardives dont la mise en place débute il y a 180 000 ans. La série est litée et montre un épaississement de l'Ouest vers l'Est relativement rapide. Les dépôts affleurent dans les trois cirques, mais c'est dans le cirque de Mafate qu'ils sont le mieux représentés. Depuis le col du Taïbit, ils passent vers l'Est sous d'épaisses coulées laviques (Figure 9). La puissance maximale observée de cette série est de 300 m. La série montre un pendage incliné vers l'Est d'une dizaine de degrés. D'Ouest en Est, la série pyroclastique passe progressivement à des dépôts laviques avec des interdigitations de plus en plus nombreuses vers le sommet de coulées appartenant à la formation des laves différenciées tardives (β_{uds}).

β_{udsig} - Ignimbrites (Salazie, Mafate)

Des ignimbrites affleurent à l'entrée du cirque de Salazie après le pont de l'Escalier sur la Rivière du Mât et à l'entrée du cirque de Mafate. Les dépôts font plus de 100 m d'épaisseur et sont prismés. Ils affleurent particulièrement bien et peuvent être échantillonnés dans les éboulis aux abords de l'îlet Morin et de plateau Wickers, à Salazie.

Au niveau de l'îlet Morin, à la sortie du cirque de Salazie, ils forment un placage correspondant au remplissage d'une ancienne vallée. Une datation de cette ignimbrite sur anorthose a fourni un âge de 188 ± 25 ka (Gillot et Nativel, 1982). Il s'agit d'un dépôt pyroclastique très compact dont l'examen détaillé révèle une organisation verticale avec des brèches basales (jusqu'à 100 m d'épaisseur) surmontées par des tufs soudés (jusqu'à 50 m d'épaisseur), eux-mêmes surmontés par des tufs cendro-ponceux (moins d'1 m d'épaisseur). Les brèches et les tufs renferment des fragments millimétriques à centimétriques de laves différenciées (mugéarites, benmoréites, trachytes), du verre volcanique (sous forme de fiammes), de rares fragments de cumulats gabbroïques et des phénocristaux de feldspath alcalin. Le tout est englobé dans une matrice cendreuse brun-vert. Le magma juvénile a une composition de mugéarite. La nature et la forme des

dépôts indiquent qu'il pourrait résulter de l'effondrement gravitaire d'une colonne pyroclastique dense.

Les produits ignimbriques ont un volume de quelques kilomètres-cubes (Rocher et Westercamp, 1989 ; Kieffer, 1990). Ils moulent les paléovallées, parce qu'ils ont une très grande extension géographique et qu'ils fossilisent la topographie. Ils peuvent être utilisés afin de reconstruire la paléotopographie antérieure à leur mise en place. La synthèse effectuée par Kluska (1997) indique que le relief du Piton des Neiges devait présenter une topographie entaillée par un proto-cirque de Salazie et une prorivière du Mât lors de la mise en place de ces ignimbrites il y a plus de 180 ka.

β_{udsSP} - Cônes de scories (Cilaos)

Dans le cirque de Cilaos, à Mare Sèche, à côté de la centrale d'épuration, une carrière a mis au jour des dépôts scoriacés. Ces dépôts alternent avec des niveaux à blocs anguleux de lave massive de taille centimétrique et de scories. Les scories, riches en vacuoles, et les blocs de laves contiennent de rares cristaux d'olivine et de plagioclase en fines baguettes et une grosse proportion de verre volcanique noir à noir bleuté. Dans la carrière, on peut observer un grand nombre de petites failles normales listriques, distantes de quelques mètres, qui résultent de la déstabilisation de pente de l'édifice volcanique. Le centre d'émission volcanique peut-être localisé à partir des pendages des niveaux laviques et scoriacés qui recouvrent Mare Sèche. En effet, ceux-ci convergent vers une petite dépression perchée à + 1 100 m, située à quelques dizaines de mètres au Sud de la centrale d'épuration.

Au niveau du Bras des Étangs et dans une zone quasiment impossible d'accès, on a pu faire des observations à la jumelle qui suggèrent que le lieu-dit Bras des Étangs est constitué par des formations différenciées. Les dépôts semblent être essentiellement de nature scoriacée avec des brèches pyroclastiques. Ils sont très riches en blocs de basaltes massifs, anguleux de couleur bleutée.

7.4. Formations de démantèlement

Le démantèlement du volcan s'opère par des glissements et des effondrements partiels. Les volumes peuvent parfois atteindre plusieurs kilomètres cubes. Ils sont à l'origine de la mise en place de brèches dont la nature dépend du mode de dépôt et des formations qu'elles remanient. La plupart des dépôts sont récents, il existe cependant des brèches interstratifiées au sein des séries laviques et pyroclastiques, indiquant que les phénomènes de déstabilisation en masse sont des processus récurrents au sein de l'édifice.

BrAvC₁ - Dépôt d'avalanche de débris de Piton Gueule Rouge (Cilaos)

Dans la ravine située au Nord-Est de Palmiste Rouge, affleure une brèche matricielle dont la matrice et les éléments sont zéolitisés. La matrice est fermée et compacte de couleur sombre à noire. L'ensemble est recoupé par des dykes. La brèche affleure sur une petite surface et passe sous le rempart sud-ouest. L'isolement géographique de cette formation et les difficultés pour y accéder ne permettent pas de la raccorder aisément aux autres dépôts. Elle est par conséquent individualisée en tant que formation.

BrAvC₀ - Dépôt d'avalanche de débris des Orangers (Mafate)

Le dépôt d'avalanche de débris des Orangers est constitué de deux faciès : un faciès à méga-blocs et un faciès à dominante matricielle (jusqu'à 70 % de matrice). Les deux faciès ont été regroupés en un seul caisson, car il n'a pas été

possible de cartographier leur limite, le passage entre les deux formations étant progressif. De nombreux faciès intermédiaires peuvent être observés.

Les dépôts d'avalanche de débris apparaissent distinctement à partir du Piton Roche Plate sous une brèche plus récente. Ils sont alors constitués de méga-blocs juxtaposés les uns aux autres, mais l'on y trouve déjà un faciès du type matrice, sous le col de la Crête des Orangers par exemple.

Les méga-blocs sont formés par des coulées de basaltes à olivine plus ou moins déstructurées. La taille des méga-blocs varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (Figure 10). Ils arment les reliefs de la partie ouest du cirque de Mafate, et plus particulièrement la Crête des Orangers et le Bronchard. La plupart ont une stratigraphie encore bien visible qui souligne les déformations et déplacements subis au cours du transport. Il n'est pas rare de voir ces méga-blocs verticalisés, comme par exemple dans la descente depuis La Nouvelle vers la rivière des Galets.

En zone plus distale, vers les Lataniers, le faciès à matrice est de plus en plus présent. Il est extrêmement riche en éléments fins et il n'y a pas de réelle transition visible entre le faciès à blocs et le faciès à matrice.

Le contact supérieur de l'avalanche est clairement visible dans le rempart nord et nord-ouest du cirque. La surface forme des reliefs prononcés et atteint des altitudes supérieures au sommet du paléo-rempart nord, de telle manière que lors de la mise en place de l'avalanche de débris, les dépôts ont dû venir recouvrir au moins en partie la planèze. La

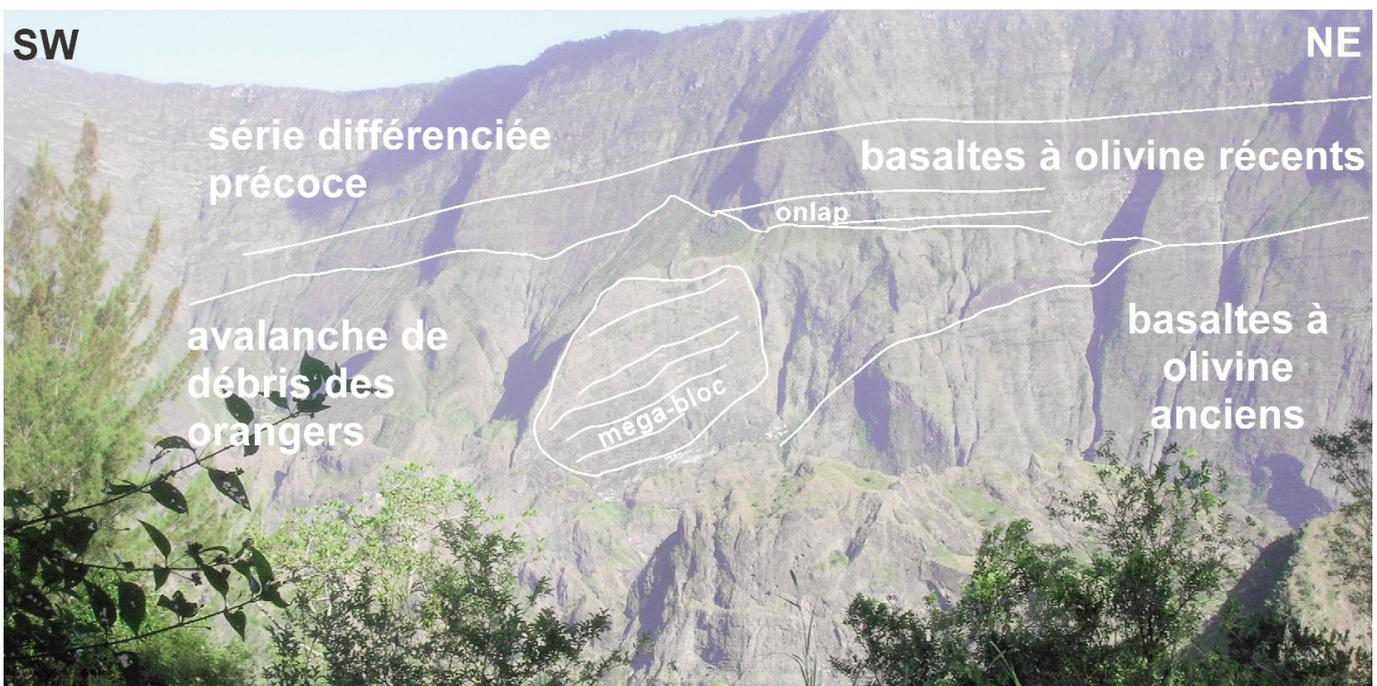


Figure 10 - Rempart NW de Mafate avec la brèche des Orangers à méga-blocs préservée sous les coulées basaltiques à olivine récentes.

Figure 10 - Northwest wall of the Mafate Cirque showing the Orangers breccia with mega-blocks preserved below recent olivine-basalt flows.

puissance des dépôts et la géométrie du toit du dépôt d'avalanche de débris suggèrent que l'érosion, qui a suivi, n'a pas été suffisamment importante pour évacuer les dépôts bréchiques. L'une des raisons en est, sans doute, que l'activité du Piton des Neiges ne s'est pas tarie, et que l'édifice volcanique a très rapidement scellé les dépôts sous-jacents, préservant ainsi ce gigantesque dépôt d'avalanche de débris de l'érosion.

L'âge de mise en place de cette avalanche de débris peut-être calée avec les dépôts qui la surmonte. Chaput (2014) propose un âge proche de 1 million d'années pour sa mise en place.

Les dépôts d'avalanche passent clairement sous le rempart ouest et nord-ouest du cirque. Il est probable que la brèche du Cap la Houssaye (Bachèlery *et al.*, 2003) corresponde au prolongement de la brèche des Orangers.

AVALANCHE DE DÉBRIS DE CILAOS ET MÉGA-BLOCS ASSOCIÉS (CILAOS)

BrAvC₂ - Dépôt d'avalanche de débris de Cilaos

Le dépôt d'avalanche de débris de Cilaos résulte d'un effondrement majeur à l'origine de la formation du cirque. L'intégralité du dépôt est contenue au sein du cirque. Il est constitué par une brèche puissante de plusieurs centaines de mètres contenant un grand nombre de blocs de tailles centimétrique à pluri-hectométrique. Grossièrement lité, on identifie quatre grands ensembles superposés, légèrement inclinés vers le Sud. Chaque ensemble est caractérisé par la nature des blocs qui le compose, ainsi que par leur taille. Le

passage d'un ensemble à l'autre est progressif parfois sur une épaisseur de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. L'absence de contact net entre les différents ensembles n'a pas permis de les individualiser, ils sont donc généralement rassemblés sous un seul terme. Seuls les blocs de grande taille sont individualisés au sein de la brèche.

Chaput (2014) en propose une vision différente choisissant de découper les différents ensembles de la brèche de Cilaos en événements décalés dans le temps sans toutefois apporter d'éléments cartographiques clairs permettant de mettre en évidence ces différents événements. Elle indique par ailleurs que la brèche de base (Brèche 1) passerait sous le piton des Neiges et le Grand Bénare. Elle indique par ailleurs que le piton Gueule Rouge ne serait pas un giga-bloc mais une série lavique en place reposant sur les brèches de base.

De la base à son sommet, le dépôt d'avalanche de débris est caractérisé comme suit (Figure 11) :

- à la base du dépôt, sur une vingtaine de mètres, la brèche se caractérise par des éléments zéolités inférieurs à 10 cm de diamètre portés par une matrice fermée et compacte. Les éléments sont de forme sub-anguleuse à arrondie, parfois globuleuse, et présentent une surface avec une patine argileuse striée. Le dépôt présente un litage frustré, mis en évidence par des variations de la densité des éléments, dont la pente est inclinée de 5 degrés vers l'exutoire du cirque. Cet ensemble constitue la semelle de glissement de l'avalanche de débris. Le contact de base de cette unité n'a pas pu être observé dans le cirque. Les affleurements de brèche litée sont localisés essentiellement le long de la rivière Bras Rouge ;

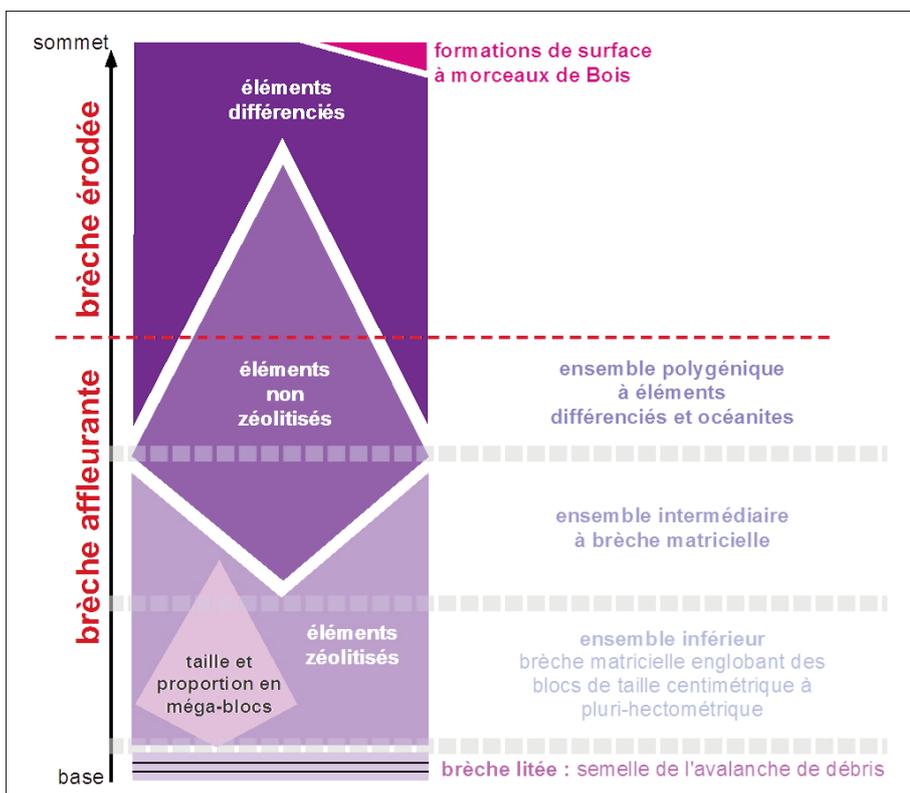


Figure 11 - Stratigraphie replaçant les différents niveaux de la brèche de l'avalanche de débris de Cilaos.

Figure 11 - Stratigraphy of the various breccia levels in the Cilaos debris avalanche.

- un ensemble inférieur constitué par une brèche matricielle englobant des blocs de taille centimétrique à pluri-hectométrique. Cet ensemble n'est pas continu car défini à partir de l'existence des méga-blocs, à grande échelle et en coupe, il a la forme d'un biseau dont l'épaisseur décroît vers l'exutoire du cirque. Les blocs sont tous constitués de coulées de basaltes à olivine zéolitisés. La matrice de la brèche est silto-graveleuse et contient un grand nombre de sphérules de zéolites broyées. Cet ensemble bréchique est monogénique car uniquement formé à partir des océanites anciennes ;
- un ensemble intermédiaire est le mieux représenté dans le cirque. Il regroupe plusieurs faciès laviques. Les brèches qui le constituent sont soit des brèches matricielles (environ 75 % du volume) à éléments disjoints généralement de taille inférieure à 50 cm, soit des brèches saccharoïdes (environ 25 % du volume) à éléments jointifs et à blocs pouvant atteindre plusieurs mètres. Les éléments qui composent la brèche, ainsi que la matrice, sont de nature très variée. Toutefois, ils résultent tous de la déstabilisation de coulées laviques de type océanite, avec des blocs de basalte zéolitisés, de basalte aphyrique ou à olivine iddingsitisée. Suivant le matériel remanié et plus particulièrement son degré d'altération, la matrice est plus ou moins silteuse ou scoriacée. De la base au sommet de l'ensemble, la proportion en blocs zéolitisés et en matrice silteuse compacte tend à décroître aux dépens de blocs non zéolitisés et d'une matrice de plus

en plus riche en scories plus ou moins altérées. Cette évolution est progressive et constante ;

- l'ensemble supérieur est formé par des brèches matricielles polygéniques dont les blocs non jointifs sont tous de diamètre inférieur à 50 cm. Seule la partie inférieure de cet ensemble est préservée, l'érosion ayant érodé la tranche supérieure. Ces brèches ont les mêmes compositions que les brèches de l'ensemble sous-jacent avec en plus des blocs de basaltes différenciés à baguettes de plagioclases. Du fait de l'érosion, les zones d'affleurements où ces dépôts bréchiques sont conservés sont restreintes et se situent, au sommet de l'ensemble bréchique, au Sud-Ouest de Cilaos au lieu-dit de la Plate-Forme et dans la partie amont de la vallée du Bras Rouge, le long de la ravine du Bassin des Salazes.

Il n'y a plus de traces à l'affleurement de la partie supérieure du dépôt d'avalanche de débris de Cilaos. Toutefois, l'hypothèse selon laquelle cette partie supérieure serait formée quasiment uniquement de matériel différencié précoce est compatible avec une conservation du litage en grand, défini par les unités inférieures.

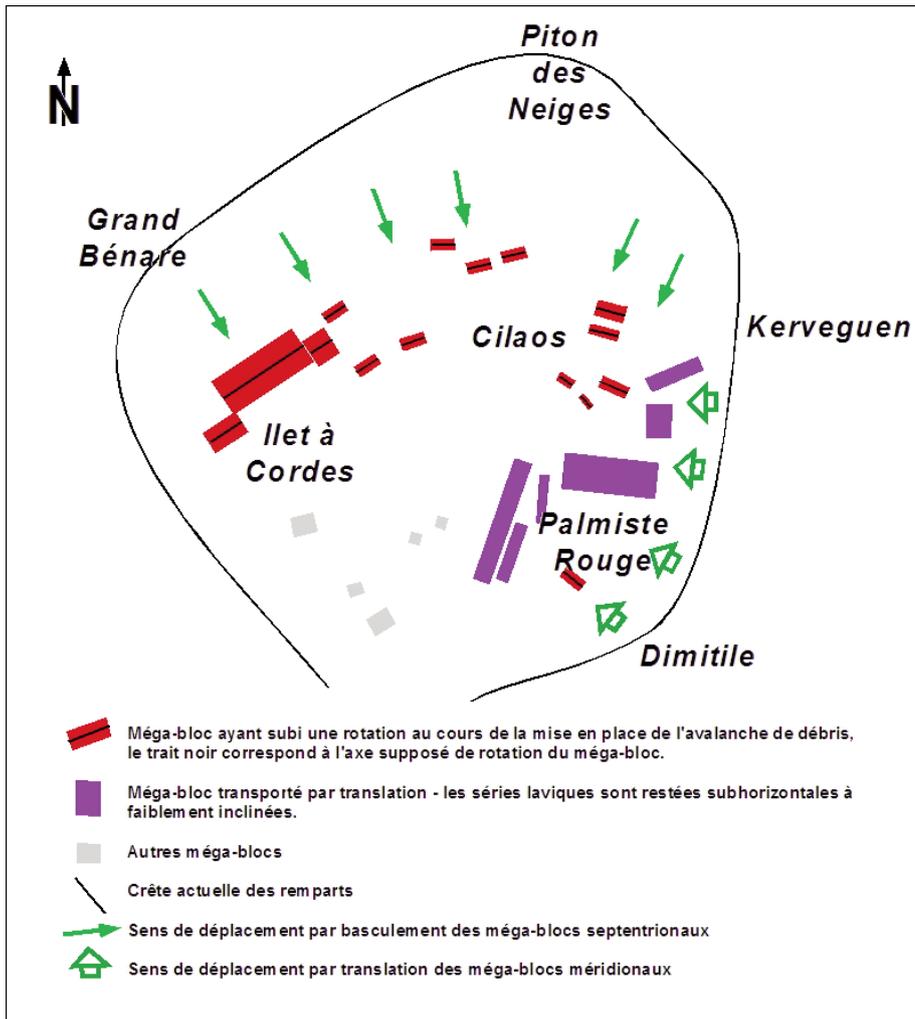


Figure 12 - Répartition des principaux méga-blocs de l'avalanche de débris de Cilaos.

Figure 12 - Distribution of the main mega-blocks of the Cilaos debris avalanche.

mBrAvC₂ - dépôts d'avalanche de débris de Cilaos – méga-blocs

L'ensemble inférieur décrit précédemment contient un grand nombre de méga-blocs. Sur carte, seuls les méga-blocs dont la taille est supérieure à plusieurs dizaines de mètres sont représentés. Les méga-blocs sont répartis de manière inégale et présentent des caractéristiques différentes selon leur position dans le cirque ; ils constituent trois familles (Figure 12).

La première est située dans la partie septentrionale. Les méga-blocs y sont essentiellement formés d'océanites zéolitisées. Les plus gros éléments sont situés à la base de la brèche dans la partie amont du cirque. Leurs formes sont généralement très géométriques (parallélépipédiques à cubiques), les plans de discontinuités définis par les coulées de lave et les dykes ou sills définissant les limites des blocs. Le plus grand méga-bloc de cette famille est situé au pied du Tapcal (2 000 m de longueur, 900 m de largeur et 300 m de haut). Les méga-blocs de cette famille présentent tous les mêmes caractéristiques géométriques : a) le pendage des couches est toujours plus fort que celui rencontré dans les remparts ; b) la direction des couches dans le méga-bloc est subparallèle à la géométrie des remparts d'où sont originaires les éléments. La distance parcourue par ce méga-bloc est faible, tout au plus quelques centaines de mètres. Ces caractéristiques impliquent, que lors de la mise en place de l'avalanche de débris, il s'opère un basculement vers l'avant des panneaux se détachant du massif. Avec le déplacement, ce basculement devient de plus en plus fort et les méga-blocs peuvent alors présenter des plans de stratifications subverticaux. La direction moyenne des couches dans le méga-bloc, et donc du méga-bloc, est perpendiculaire à la direction de transport. La répartition des méga-blocs au sein de la brèche et les directions des axes principaux de ceux-ci suggèrent l'existence d'une corrélation avec la géométrie circulaire du cirque. Le cirque tel qu'il est observé aujourd'hui résulterait, à peu de chose près, de la mise en place de l'avalanche de débris de Cilaos.

La seconde famille de méga-blocs est située dans les parties sud et est du cirque. Les éléments sont de taille très variable et peuvent atteindre plus de 2 km de longueur. Au sein de ces éléments, les séries sont en position normale, subhorizontale, elles n'ont donc pas subi de basculement. À la base des méga-blocs, les déformations intenses qui se sont produites sont à l'origine de structures faillées majeures anastomosées, comme au pied du Piton Gueule Rouge au niveau de l'Ilet Tommy ; ou au pied du Piton du Bonnet de Prêtre, avec une brèche matricielle à blocs arrondis striés. Lors de la mise en place de l'avalanche de débris, ces méga-blocs ont donc subi une translation vers une zone déprimée depuis le rempart sud-est vers le Nord-Ouest.

La troisième famille est formée de blocs situés dans le quart sud-ouest du cirque. Ces blocs sont uniquement constitués de basaltes à olivine cumulative, généralement zéoli-

tisés, sans orientation particulière. Au sein des blocs, si le litage volcanique est conservé, la fracturation est importante par rapport aux blocs des deux autres familles. Ces déformations sont à associer au déplacement sur une plus grande distance des éléments au sein de l'avalanche de débris.

Au sommet de certains méga-blocs (Piton Gueule Rouge notamment), il existe un dépôt peu épais préservé de brèche pyroclastique attribué aux dépôts pyroclastiques du Taïbit. Il indique que la mise en place de l'avalanche de débris de Cilaos s'est produite après que les dépôts pyroclastiques du Taïbit se soient déposés. Par ailleurs, des dépôts laviques différenciés sont venus recouvrir la brèche de Cilaos. Datés à 100 000 ans, ils indiquent que la mise en place du cirque de Cilaos a eu lieu entre 180 000 et 100 000 ans, très certainement juste après la mise en place des dépôts pyroclastiques.

DÉPÔT D'AVALANCHE DE DÉBRIS DE MARE À POULE D'EAU (SALAZIE)

Les dépôts d'avalanche de débris de Mare à Poule d'eau sont constitués par trois principaux faciès reposant sur une semelle caractéristique, appelée brèche noire. Les trois principaux faciès diffèrent par la nature des roches qui les composent. On trouve ainsi le dépôt d'avalanche de débris de Mare à Poule d'Eau, le faciès Ignimbritique, le faciès à coulées de débris.

BrAvs - Dépôt d'avalanche de débris de Mare à Poule d'Eau (Salazie)

Cette brèche occupe toute la partie orientale du cirque sur plus de 12 km², soit près de la moitié de la surface du fond du cirque.

Les éléments du dépôt de Mare à Poule d'Eau sont pour l'essentiel des laves de composition différenciée, intermédiaire et acide (basalte porphyrique à plagioclase, hawaïite, mugéarite, benmoréite, trachyte). La brèche remanie essentiellement les dépôts laviques appartenant aux séries ayant rempli le paléo-cirque de Bélouve. L'ensemble est formé d'alternances de coulées laviques et de tufs à lapilli scoriacés rouges, parfois noirs. Au sein de cette brèche, plusieurs faciès cohabitent dont les pôles les plus extrêmes sont : a) un faciès riche en blocs où la stratification est conservée malgré la bréchification ; b) un faciès matriciel à blocs non jointifs généralement de petite taille. Ce sont des dépôts de blocs à support clastique, à structure massive et jigsaw-cracks.

Le stratotype le plus représentatif est situé à proximité du village de Mare à Poule d'Eau au lieu-dit le « Fond du Rond-Point ». Elle se compose principalement de larges méga-blocs d'origine lavique qui baignent dans un faciès bréchi que à granulométrie plus fine. Certains de ces méga-blocs conservent leur stratification d'origine qui montre alors une alternance de niveaux gris clair de coulées de laves et des niveaux bruns rougeâtres de scories. Les observations de détail indiquent que les coulées de lave sont en fait fortement fracturées

et localement pulvérisées. Les méga-blocs sont de taille pluridécamétrique à kilométrique, le plus grand d'entre eux correspond au giga-bloc des Pitons d'Enchaing et Maillot. Ces massifs présentent une stratigraphie basculée de 30° vers le Sud-Ouest. Le pendage général est relativement constant. Quelquefois, ils montrent des structures de type jigsaw-cracks. La base des méga-blocs est en général plus déformée que le sommet. L'alternance niveaux laviques et scoriacés est quelquefois boudinée et les niveaux scoriacés sont alors injectés dans les niveaux laviques. Le Piton d'Enchaing est quant à lui constitué à la base, d'une séquence ignimbritique (pyroclastites, brèches soudées) surmontée par un empilement de coulées de laves de couleur grise intercalées avec des niveaux scoriacés de couleur brune et d'épaisseur variable correspondant aux coulées différenciées tardives ($\beta\upsilon ds$).

Le dépôt d'avalanche de débris de Mare à Poule d'Eau est complexe. Il présente une variation entre un pôle à alternances de coulées laviques de basaltes-hawaïtes, mugéarites de couleur gris clair légèrement bleutée caractéristique et tufs à scories/lapillis rouges, et un pôle à brèches non litées plus matricielles, plus polygéniques, où se retrouvent toujours les mêmes laves gris-bleuté en clastes isolés. À sa base, et de manière systématique, est présent un dernier ensemble : la Brèche Noire.

BrAv₁ - Dépôt d'avalanche de débris de Mare à Poule d'Eau, faciès ignimbritique (Salazie)

Le Piton Maillot est constitué pour l'essentiel de séries de brèches pyroclastiques déstructurées correspondant aux brèches pyroclastiques du Taibit ($\beta\upsilon dspT$) et aux ignimbrites ($\beta\upsilon dsig$).

BrAv_L - Dépôt d'avalanche de débris de Mare à Poule d'Eau, Coulée de débris (Salazie)

Il s'agit de brèches compactes, fermées, à support matriciel. La matrice est marron et souvent argileuse. Ces faciès semblent, le plus souvent, se situer vers le haut de la série. L'un des affleurements les plus remarquables se situe à la Mare à Citrons.

BrN - Brèche noire (Salazie)

Les Brèches noires sont des brèches matricielles compactes, fermées, souvent polygéniques, à éléments marqués, déformés, remaniant souvent des éléments de séries anciennes zéolitisées. La matrice est fréquemment argileuse plastique, à smectite. Une variation progressive a parfois été observée depuis les brèches anciennes jusqu'aux brèches noires. Elle constitue la semelle de l'avalanche de débris de mare à Poule d'eau.

La caractéristique de ces brèches est la déformation souvent forte des surfaces des clastes qui sont striées et lustrées.

Les brèches noires se situent toujours dans la même position, en interface au-dessus du substratum et sous l'unité Mare à Poule d'Eau. Elles montrent des puissances très variables, allant de quelques décimètres à plusieurs décamètres, et semblent correspondre à la semelle de l'avalanche de débris de Mare à Poules d'Eau. Elle est très bien représentée au niveau de la ravine Grosse Roche, ainsi que dans la rivière du Mat en amont du pont de la savane.

BrAv₄ - Dépôt d'avalanche de débris d'Aurère et méga-blocs (mBrAvC4) (Mafate)

Le Cirque de Mafate est divisé en deux cirques situés de part et d'autre de la crête des Calumets. Le fond du cirque situé au Nord-Est est recouvert par un dépôt d'avalanche de débris peu épais (une centaine de mètres en moyenne) qui constitue le substrat de l'Îlet d'Aurère, de l'Îlet à Malheur, de l'Îlet à Bourse et de l'Îlet Grand Place, ainsi que la partie supérieure des reliefs du secteur. La brèche repose sur des basaltes à olivine zéolitisés, souvent injectés de sills. Elle remanie des basaltes à olivine ainsi que les séries différenciées précoces et tardives (essentiellement des dépôts pyroclastiques des brèches du Taibit : $\beta\upsilon dspT$). Au sein de la carte, les méga-blocs et les faciès matriciels n'ont pas été différenciés. Les méga-blocs sont composés quasi-essentiellement de basaltes à olivine altérés et déstructurés. La matrice présente le plus souvent une texture sablo-cendreuse.

DÉPÔTS D'AVALANCHE DE DÉBRIS D'ÎLET À CORDES ET DU BRAS DE BENJOIN (CILAOS)

BrAvC_{3a} - Dépôt d'avalanche de débris d'Îlet à Cordes

BrAvC_{3b} - Dépôt d'avalanche de débris du Bras de Benjoin

BrAvC_{3bd} - Dépôt d'avalanche de débris du Bras de Benjoin, blocs différenciés

L'Îlet à Cordes et les sommets des coteaux amont du Bras de Benjoin, ainsi qu'une partie des îlets de Cilaos et de Bras-Sec, sont recouverts par des formations bréchiennes constituées essentiellement de matériel différencié sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Ces brèches sont litées, avec un litage subhorizontal. Au sein de la brèche, il y a peu de mélange entre les coulées laviques massives et les dépôts scoriacés. Seul le taux de fracturation intense des coulées indique clairement que les roches ont été déplacées. Les blocs de dimension centimétrique sont généralement jointifs et la matrice est scoriacée. La partie inférieure du dépôt d'avalanche de débris montre un mélange entre des blocs de nature différente (matériel différencié et encaissant zéolitisé) dans une matrice argilo-scoriacée.

Les deux événements, géographiquement distants, ne le sont pas forcément dans le temps. Comme le synchronisme

ou le diachronisme n'est pas établi, les deux ensembles ont été distingués sous les termes : **BrAvC_{3a}** pour le **dépôt d'avalanche de débris d'Îlet à Cordes** et **BrAvC_{3b}** pour le **dépôt d'avalanche de débris du Bras de Benjoin**.

Au niveau de Bras-Sec, un chaos de gros blocs peut être observé dans la forêt de cryptoméria (**BrAvC_{3bd}** - **dépôt d'avalanche de débris du Bras de Benjoin, blocs différenciés**). Celui-ci est formé par un dépôt de près de 25 m d'épaisseur formant une langue de 200 m de longueur, et constitué uniquement de blocs de hawaïte dont la taille varie de 1 à 5 m. Bien que la morphologie chaotique et la géométrie en relief de cet ensemble rappelle ceux observés dans les brèches récentes, il appartient à l'ensemble bréchi que visible au niveau de la ravine du Bras de Benjoin et correspond à un relief résiduel (hummock) autour duquel viennent s'étaler des coulées de débris. Ce relief semble correspondre à une coulée massive emportée dans un glissement. Elle aurait conservé sa structure d'ensemble, tout en se cataclasant lors de son déplacement.

BrAvC₅ - Dépôts d'avalanche de débris de Marla – la Nouvelle et méga-blocs (mBrAvC₅) (Mafate)

Le fond du Cirque de Mafate au Sud de la crête des Calumets est recouvert par un dépôt d'avalanche de débris dont l'épaisseur décroît du Sud vers le Nord (400 m environ au niveau de la plaine des Tamarins à une centaine de mètres au niveau de Roche plate). Elle est constituée de roches différenciées (brèches pyroclastiques) et de basaltes à olivine. Dans la partie amont du cirque, depuis le pied du Piton des Neiges jusqu'à la Nouvelle, la brèche est essentiellement constituée de méga-blocs quasi-jointifs présentant une stratification sub-horizontale avec, dans la partie supérieure, des brèches pyroclastiques pour l'essentiel et, dans la partie inférieure, des basaltes à olivine. À partir de La Nouvelle et vers le Nord-Ouest, les méga-blocs deviennent moins nombreux et de plus en plus matriciels. Le faciès qui domine peu à peu devient une brèche exclusivement matricielle. Au niveau de Roche plate, seule la brèche matricielle est présente avec uniquement du matériel différencié.

BrAvC₆ - Dépôts d'avalanche de débris de la rivière des Galets (Mafate)

La partie aval du petit cirque Nord de Mafate présente, au niveau des îlets de Grand Place et Cayenne, une brèche à matrice non consolidée riche en blocs différenciés. Elle s'accompagne d'un très grand nombre de blocs, de taille métrique à pluri-décamétrique, de dépôts de coulées de débris. Ces dépôts remanient des éléments de la brèche d'Aurère auxquels viennent s'ajouter des éléments du dépôt de coulées de débris qui sont venus recouvrir la brèche d'Aurère (coulées de débris du Piton Carré). L'épaisseur de ce dépôt est peu importante (moins de 50 m de puissance). Il tapisse la surface entre le Piton Tortue et le Piton des Calumets.

BrGI_{br} - Dépôts de glissements récents et méga-blocs associés (Cilaos)

Les roches regroupées sous cette appellation correspondent essentiellement aux brèches dont la matrice n'est pas consolidée, pulvérulente, généralement de teinte orangée. Elles remanient le substrat lavique en place ou des brèches d'avalanche de débris ou des brèches pyroclastiques. Les dykes qui se trouvent dans ces brèches sont systématiquement affectés par une fracturation intense de type jigsaw-cracks. Ces brèches contiennent des méga-blocs correspondant à des panneaux glissés (**mBrGI_{br}**). Elles sont généralement de faible épaisseur, quelques dizaines de mètres tout au plus. C'est au sein de ces brèches, au niveau du bassin des trois Salazes, qu'un âge de 9 ± 3 ka a été obtenu par K-Ar dans le cadre de ce projet (Cruchet *et al.*, 2008), sur des fragments laviques contenus dans une brèche polyolithologique.

BrR_v - Brèche d'écroulements récents et méga-blocs associés (Cilaos)

Sous le terme « brèche d'écroulements récents » ont été regroupés l'ensemble des dépôts bréchi que formés en pied de pente des remparts. En surface, elles se matérialisent sous la forme de chaos rocheux de blocs métriques jointifs dont la composition varie en fonction de la nature de la roche mère. L'âge de mise en place de ces dépôts n'est pas connu. Toutefois, leurs relations avec le relief actuel et la fraîcheur des zones d'arrachements suggèrent qu'ils résultent de déstabilisations récentes à très récentes. Dans les cirques, plusieurs événements ont été identifiés. Lorsque cela a été possible, chacun d'eux est cartographié individuellement. Une partie de ces brèches est encore instable et on peut y observer des zones fracturées en ouverture ou en cisaillements actifs.

Les méga-blocs de ces brèches sont regroupés sous le terme brèche d'écroulements récents – méga-bloc (**mBrR_v**).

BrRIV. Brèche d'Îlet Gros Galet (Cilaos)

Elle est située à l'est de Palmiste Rouge. Cette brèche correspond à la brèche de Cilaos en cours de remobilisation dans un glissement majeur vers le fond de la vallée. Ce glissement s'exprime sous la forme de très nombreuses failles généralement de direction Nord-Sud, listriques à pente ouest. En surface, et dans la partie supérieure de l'ensemble, les failles s'expriment sous la forme de fentes ouvertes. Latéralement, là où la ravine des Calumets rejoint le pied du rempart des Calumets, on observe une torsion des failles qui s'aplanissent peu à peu pour rejoindre la rivière en position quasi-plane. Là où les failles rejoignent la rivière de nombreuses venues d'eau sont observées.

BrR_{III}. Brèche de la Petite Caverne (Cilaos)

Elle est présente dans la partie Sud du cirque de Palmiste Rouge. Cette brèche est constituée de méga-blocs de

coulées laviques (**mBrR_{III}** : **Brèche de la Petite Caverne-méga-blocs**) compris dans une matrice riche en éléments. Au niveau de l'éperon de la Petite Caverne, on suppose la présence d'un conglomérat situé entre + 1 000 et 1 050 m. Ce conglomérat est interstratifié au sein des brèches suggérant leur mise en place lors d'épisodes successifs d'effondrement du rempart. La partie Est de cette brèche forme l'Îlet Calebasse. Au niveau de cet îlet, il semble que la brèche ait subi une érosion importante permettant d'aplanir sa surface. Du fait des difficultés d'accès, nous avons peu d'informations à propos de cette brèche.

BrR_{II}. **Brèche du Bonnet du Prêtre (Cilaos)**

Cette brèche résulte de l'effondrement de la partie ouest du Bonnet de Prêtre. On observe encore la cicatrice d'arrachement. En surface, la brèche correspond à un chaos rocheux avec des blocs de grande taille. On y observe même deux méga-blocs de coulées laviques (**mBrR_{II}**, **méga-blocs de la brèche du Bonnet de Prêtre**). Les stratifications de ces méga-blocs sont restées planes horizontales, suggérant un transport passif vers l'Ouest de méga-blocs surnageant dans une brèche. L'effondrement s'est produit après la mise en place des coulées de laves différenciées tardives. En effet, deux faciès ont été cartographiés : le premier ne comporte que des blocs de coulées de basaltes à olivine issues de l'effondrement du pan de falaise du Bonnet de Prêtre (**faciès A : BrR_{IIa}**) ; le second (**faciès B : BrR_{IIb}**) se compose du mélange entre ces éléments et des éléments de la coulée différenciée tardive (hawaïite).

BrR_I. **Brèche de la Forêt des Chênes (Cilaos)**

Elle est uniquement constituée d'éléments de la brèche de Cilaos avec comme roche d'origine des dépôts pyroclastiques anciens. En surface, cette brèche se présente sous la forme d'un chaos de blocs jointifs plurimétriques. En coupe, les blocs sont entourés d'une matrice riche en éléments. La brèche résulte d'un effondrement en masse dont la niche d'arrachement est située à l'extrémité occidentale du plateau du Petit Matarum. Lors de sa mise en place, la brèche a recouvert près d'un kilomètre-carré en formant le plateau des Chênes et le petit Matarum. La formation de cette brèche semble être très récente du fait de la présence en surface d'un relief chaotique très perturbé. En de nombreux endroits, on peut observer des fissures ouvertes affectant les blocs ; ceci témoigne de mouvements actuels et du fait que la brèche n'est pas stabilisée. Elle poursuit sa progression de manière lente.

BrRGI. **Brèche de Grand Îlet (Salazie)**

Les dépôts de l'avalanche de débris de Grand Îlet affleurent actuellement dans la partie ouest du cirque de Salazie, selon un allongement général NNE, sur une superficie de 5 km². Les dépôts de l'avalanche de débris de Grand Îlet sont caractérisés par des faciès à graviers, à support matriciel, à structure massive et à jigsaw-cracks. Contrairement au dépôt

de Mare à Poule d'Eau, l'ensemble est de nature exclusivement basaltique. Les roches laviques qui la composent sont constituées par des basaltes à olivine, parfois cumulative et des basaltes aphyriques. L'ensemble a un aspect verdâtre dû à la présence quasi-systématique de chlorite et de serpentine.

BrRVD - **Brèche d'Îlet à Vidot (Salazie)**

La brèche d'Îlet à Vidot est grossière, non stratifiée, et comporte quelques rares méga-blocs d'origine lavique affectés par une fracturation de type jigsaw-cracks. Les éléments de la brèche sont exclusivement des laves différenciées (hawaïtes et mugéarites). L'avalanche de débris d'Îlet à Vidot représente le type même d'une avalanche de débris d'ampleur modérée. Celle-ci affleure uniquement en partie amont du cirque de Salazie sur près de 1,6 km². Son écoulement a été conditionné et limité par les reliefs de l'avalanche de débris de Mare à Poule d'Eau.

BrRm - **Dépôt de glissement de Marla (Mafate)**

Au Nord de Marla, un glissement récent est à l'origine de l'effondrement de la partie septentrionale de l'Îlet. Les roches affectées par ce glissement sont exclusivement des basaltes à olivines zéolitisés injectés de filons de basalte aphyrique et de microsénite. Les blocs glissés montrent un étalement des roches avec une déstructuration marquée par une bréchification du massif.

7.5. Formations de pente

Les faciès de pente regroupent les dépôts de faibles volumes pour lesquels le mode de mise en place est gravitaire. Ces dépôts s'observent couramment dans les cirques, le long des ravines. Leur faible puissance et la dynamique d'érosion intense qui existe au sein des cirques impliquent une cartographie pouvant évoluer rapidement par la mise en place de nouveaux dépôts et/ou la disparition d'autres que ceux cartographiés.

Eb - **Éboulis (Cilaos, Mafate, Salazie)**

Les éboulis sont situés en pieds de pente d'escarpement (pieds de remparts et pieds d'escarpements des ravines). Ils sont constitués de blocs anguleux généralement jointifs. Ces dépôts sont non consolidés. La taille des éléments et des blocs varie du millimètre à plusieurs mètres et dépend généralement de la roche originelle. Les blocs les plus gros observés atteignent 10 m de diamètre. La nature des blocs varie en fonction de la roche d'origine, plus la roche d'origine est homogène et massive, plus la taille des blocs formant les éboulis sera importante. La puissance des dépôts ne dépasse jamais quelques dizaines de mètres. Ces dépôts sont souvent remaniés en coulées de débris.

C_{eb} - Cônes d'éboulis (Cilaos)

Les cônes d'éboulis sont présents essentiellement au pied des remparts et sont très bien marqués dans la topographie. Ils se signalent par des dépôts coniques de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ils sont constitués par des dépôts riches en éléments jointifs de taille inférieure à 3 m.

C - COLLUVIONS DE PENTE (CILAOS, SALAZIE, MAFATE)

Les **colluvions de pente** sont constituées de blocs anguleux, de taille millimétrique à métrique, emballés dans une matrice généralement argileuse à argilo-sableuse compacte, non cimentée. En fonction de la lithologie remaniée et la distance parcourue par les colluvions, les blocs sont jointifs ou portés par la matrice ; plus la distance est grande, plus la proportion en matrice s'accroît. La nature des éléments varie selon la lithologie d'origine. La puissance des dépôts est faible, quelques mètres tout au plus ; ils forment ainsi un drapage de pente dans lequel on trouve des blocs de roche généralement altérés. Les colluvions de pente s'observent sur les coteaux dont la pente est suffisamment faible pour qu'ils y soient conservés (pente inférieure à 40°).

C_{fv} - Les colluvions de fond de vallée (Cilaos, Mafate, Salazie)

Comme leur nom l'indique, ces dépôts sont situés dans le fond de vallées et plus particulièrement dans la partie amont. Deux faciès peuvent être rencontrés suivant la morphologie de la vallée. Ils n'ont pas été distingués lors des travaux de cartographie.

Le premier est associé à des vallées encaissées. Les colluvions sont alors essentiellement constituées par un assemblage de blocs jointifs très anguleux à sub-anguleux, hétérométriques. La nature des blocs varie en fonction des roches dont ils sont issus. Leur mise en place résulte de phénomènes gravitaires : les blocs ou ensembles de blocs arrachés des coteaux de la ravine terminant leur course dans le fond de la vallée. Ces blocs subissent ensuite un transport horizontal lors de crues exceptionnelles. Ce transport par l'eau s'effectue en masse, les blocs transportés se percutent les uns les autres et se brisent. Ainsi, d'amont en aval, la proportion en gros blocs décroît et les blocs tendent à s'arrondir. Cette évolution de la forme des blocs traduit le passage des colluvions de fond de vallée vers des coulées de débris et des faciès alluvionnaires.

Le second faciès se rencontre dans les vallées à fond plat. Les colluvions sont alors formées par des éléments de petite taille (inférieure à 5 cm), associés à une matrice silteuse. De géométrie anguleuse, les éléments et la matrice sont transportés par l'eau. La nature des blocs varie en fonction de la roche formant le substratum du fond du vallon. Le passage

aux alluvions se marque cette fois-ci par l'apparition de lamines, ainsi que le tri des sédiments.

7.6. Formations alluvionnaires

Les formations alluvionnaires sont très variées. En effet, la proximité des matériaux sources, l'abondance et l'intensité des pluies et la présence de dénivelés importants sont à l'origine de la formation de complexes alluvionnaires diversifiés allant du conglomérat hétérogène, hétérométrique, au dépôt argileux de décantation. La nature, la taille et la géométrie des éléments qui constituent les alluvions sont très variées. Elles sont fonction d'un grand nombre de critères à l'origine de la grande variabilité de faciès dont les principaux sont :

- la nature de la roche mère (coulée de lave, cône de scories, brèche, coulée de débris, alluvion, etc.) ;
- le degré d'altération de la roche mère ;
- la géométrie et la taille des corps d'origine (lités, massifs...);
- la proximité de la source de matériaux ;
- la résistance des matériaux lors de leur transport.

Cette variabilité de faciès s'accompagne d'une variabilité dans l'âge des dépôts. En effet, bien qu'à l'heure actuelle il ne soit pas possible d'avoir une idée de l'âge absolu des alluvions, leur répartition morphologique et géographique et leur relation par rapport aux autres terrains (volcanique et bréchique) permettent de les classer en trois grandes familles :

- **les alluvions actuelles et sub-actuelles ;**
- **les alluvions récentes ;**
- **et les alluvions anciennes auxquelles il faut associer les dépôts de coulées de débris.**

CD - DÉPÔT DE COULÉES DE DÉBRIS (CILAOS, SALAZIE, MAFATE)

Les fortes précipitations qui peuvent s'abattre dans les cirques donnent lieu à la formation de coulées de débris plus ou moins riches en clastes. Ces coulées dévalent les pentes pour venir s'étaler sur les zones plates et dans les zones déprimées. La nature des éléments et de la matrice est liée à la nature des substratums prélevés. Dans le cirque de Cilaos, les coulées de débris sont parfois associées à des alluvions. Dans ce cas, elles ont été cartographiées ensemble sous le terme **dépôts de coulées de débris et alluvions indifférenciées (CD-Fx-z)**.

L'âge de la mise en place des coulées de débris peut être estimé à partir des éléments qui les composent. Toutefois, suivant la localisation de la coulée de débris dans le cirque, il est possible qu'elle ne remobilise pas les matériaux volcano-clastiques les plus récents, ou tout simplement qu'elle se réalise dans un secteur où les terrains récents ont été érodés. Dans ce cas, c'est la morphologie de la topographie qui permet d'indiquer une mise en place récente des dépôts. Les dépôts de coulées de débris anciennes peuvent être traversés par des

dykes ; ces coulées sont alors antérieures aux injections volcaniques. Plus généralement, l'âge des coulées de débris ne peut être mesuré ni estimé. Cette absence de datation, même relative, implique de les rassembler sous un seul et même terme.

Sur le terrain, les dépôts de coulées de débris se présentent sous des formes très variées. La proportion en blocs, leur géométrie, leur taille sont très variables et fonction des matériaux sources. Il en est de même pour la matrice qui peut être graveleuse, silto-sableuse à silto-argileuse. Toutefois, la matrice porte toujours les éléments qui ne sont quasiment jamais jointifs. La puissance des dépôts est également très variable. Les coulées de débris les moins épaisses observées atteignent quelques dizaines de centimètres. Les plus épaisses peuvent dépasser plusieurs dizaines de mètres, comme par exemple dans le secteur de Peter Both. Il n'y a pas forcément de structure interne, bien que dans quelques dépôts on observe des grano-classements et des litages. À Mafate, la partie supérieure du Piton Carré correspond également à un dépôt de coulée de débris épais de plusieurs dizaines de mètres dont la majeure partie a été érodée.

Lorsque les dépôts de coulées de débris s'altèrent, ils prennent en surface l'aspect de colluvions de pente. En effet, la matrice silto-argileuse devient pulvérulente et les blocs contenus dans la coulée de débris se détachent. L'ensemble forme alors un mélange silto-argileux à petits blocs.

Six dépôts de coulées de débris, quatre dans le cirque de Salazie et deux dans le cirque de Mafate, ont été individualisés cartographiquement.

CDMV - Dépôt de coulée de débris de Mare à Vieille Place (Salazie)

Les formations de Mare à Vieille Place comportent des brèches de type coulées boueuses, des coulées hyperconcentrées, des coulées de débris litées, des alluvions. Le tout semble relativement récent, s'étant écoulé de Mare à Vieille Place vers l'Est, depuis un cirque d'arrachement qui vient tronquer le sommet du Piton Maillot pour s'ouvrir vers le Nord-Est.

CDMG - Dépôt de coulée de débris de Mare à Goyaves (Salazie)

Les dépôts de coulées de débris de Mare à Goyaves comprennent des brèches souvent litées, à matrice sableuse, correspondant à des dépôts alluviaux.

CDBP - Dépôt de coulée de débris de Bois de Pomme (Salazie)

Le dépôt de coulée de débris de Bois de Pomme est grossier, massif et à support clastique. Il est visible de la petite route communale qui mène de Bois de Pomme à Mare à Goyaves. L'éroussé des blocs est très variable et la taille

moyenne des clastes est voisine de 5 à 10 cm de diamètre. Localement, des blocs de taille métrique sont observés. Les clastes sont monogéniques et exclusivement constitués de roches différenciées. La matrice est fine, silteuse à silto-argileuse. L'ensemble ne présente pas de granoclassement et aucune stratification n'y a été observée. L'ensemble est massif et semble être relativement jeune par rapport à la géologie du cirque de Salazie.

CDCP - Dépôt de coulée de débris du Camp Pierrot (Salazie)

Le dépôt de coulée de débris de Camp Pierrot est caractérisé par un faciès bréchiq ue à support clastique dominant et à granoclassement normal pouvant évoluer vers un granoclassement inverse. Le dépôt n'a pas plus de 10 m d'épaisseur mais est présent sur une grande superficie. Il coiffe les principaux îlets de Salazie et a les caractéristiques d'un dépôt de coulées hyperconcentrées.

CDc - Dépôt de coulée de débris du Piton Carré (Mafate)

Le dépôt de coulée de débris du Piton Carré n'est pas accessible. La partie sommitale du piton constitue le seul affleurement encore en place d'un dépôt qui devait recouvrir une vaste étendue. Très matriciel, ce dépôt contient peu de blocs, de taille métrique au maximum.

CDm - Dépôt de coulée débris de Marla (Mafate)

Le dépôt de coulée de Marla est récent, il se marque par un remplissage du vallon situé à l'Est de l'îlet de Marla. Le dépôt est essentiellement constitué de petits blocs (inférieurs au mètre pour la plupart) portés par une matrice argilo sableuse. Les roches mères correspondent pour l'essentiel à du matériel lavique à olivine et des brèches pyroclastiques du Taïbit.

CD-Fx-z - Coulées de débris et alluvions indifférenciées (Cilaos, Mafate)

La plupart du temps, les alluvions sont interstratifiées avec des coulées de débris. Dans ce cas, il est cartographiquement impossible de les différencier. C'est pourquoi il a été nécessaire de créer un terme commun. Les regroupements ont été utilisés uniquement dans les cas où l'individualisation en deux formations s'est avérée impossible. Parallèlement, on trouve les termes « coulées de débris » et « alluvions » indépendamment lorsque ceux-ci ont pu être cartographiés.

Lorsque la source en matériaux est proche (complexes sédimentaires situés dans la partie amont des cirques), les faciès alluvionnaires sont grossiers et les galets peu roulés. Les dépôts sont donc généralement des conglomérats hétérométriques à blocs sub-anguleux. La matrice est sableuse et riche en petits blocs. Lorsque la source est plus lointaine (complexes situés principalement le long des vallées princi-

pales), les matériaux sont plus évolués et l'on trouve des conglomérats bien triés, des sables grossiers à fin, laminés.

Les complexes de coulées de débris et alluvions indifférenciées s'observent dans les parties amont du cirque ainsi que le long des drains principaux. Elles constituent notamment la majeure partie de la surface des îlets. Les principales sources de matériaux sont : les dépôts d'avalanche de débris et les matériaux accumulés en pied de remparts (éboulis, brèches de glissements et d'écroulements, etc.).

Fx - Alluvions anciennes (Cilaos, Mafate)

Les alluvions anciennes regroupent l'ensemble des formations alluviales qui ne sont plus connectées au réseau hydrographique actuel. Elles sont constituées de conglomérats, de sables grossiers, de sables, de limons et d'argiles. Les faciès les plus fréquents sont des conglomérats très hétérométriques avec des blocs dont la taille peut atteindre plusieurs mètres de diamètre. La nature des éléments dépend de l'âge des dépôts et de leur position géographique au sein du massif. Généralement, les fines proviennent de l'érosion des ensembles scoriacés et des roches altérées par la zéolitisation, les blocs proviennent quant à eux des coulées massives et généralement des laves différenciées.

C'est au sein du cirque de Cilaos que ces alluvions sont présentes de la manière la plus importante, notamment à l'entrée du cirque de Cilaos, du lieu-dit « Le Pavillon » jusqu'à 1 km vers le Nord. Sur la rive est, une petite falaise montre une épaisse série alluvionnaire préservée sous un chevauchement. Ces alluvions sont litées, sablo-graveleuses à graveleuses, avec des galets généralement bien triés de diamètre inférieur à 50 cm (taille moyenne : 15-20 cm). Elles constituent un ensemble conglomératique d'au moins 130 m de puissance. Les galets sont de nature très variée. On y trouve des brèches, des océanites zéolitisées et non zéolitisées, ainsi que des basaltes à olivine et plagioclase. La géométrie des corps sédimentaires et la nature des éléments qui les composent sont identiques aux éléments caractérisant les dépôts alluvionnaires du fond de Bras Rouge. Toutefois, on note l'absence de galets de formations laviques des séries les plus récentes (microsénite...), suggérant que la mise en place des terrains alluvionnaires est antérieure aux coulées les plus récentes.

Fy - Alluvions récentes (Cilaos, Salazie, Mafate)

Les alluvions récentes correspondent aux mêmes lithologies que celles observées dans les fonds de vallées. Toutefois, à la différence de celles-ci, les sédiments regroupés sous la terminologie « alluvions récentes » correspondent généralement à des plaquages de sédiments sur les coteaux des ravines ou à des terrasses anciennes situées légèrement au-dessus des vallées actuelles à subactuelles.

Fz - Alluvions actuelles et sub-actuelles (Cilaos, Salazie, Mafate)

Les alluvions de cet ensemble regroupent la totalité des formations alluviales se trouvant dans le fond des vallées. Elles drapent ce fond et sont souvent incisées par le cours d'eau. Elles sont non cimentées, leur épaisseur est de l'ordre de quelques mètres. Dans les vallées principales, les nappes alluvionnaires peuvent atteindre plus de 1 km de largeur. On y trouve :

- des conglomérats hétérométriques avec des blocs dont la taille est inférieure à la dizaine de mètres. Les éléments grossiers (blocs de 0,5 à 7 m de diamètre) sont jointifs. La matrice est formée par des galets et des sables graveleux. Généralement, à ces conglomérats sont associés des troncs d'arbres disposés de manière chaotique et rendant la progression parfois difficile ;
- des conglomérats bien triés avec des galets de 2 à 50 cm ;
- des lentilles de sable à grain fin à moyen, finement laminées ;
- des lentilles de sable graveleux ;
- des argiles de décantation, formées en général latéralement au cours d'eau principal.

Les faciès les plus présents sont les conglomérats hétérométriques pour ce qui concerne l'ensemble des rivières et ravines des cirques. De manière quasi-systématique, dans leur partie amont, les rivières s'écoulent au contact entre les alluvions et le substratum. Parfois, les alluvions sont conservées et ce uniquement dans des secteurs limités entre deux cascades. Ceci suggère qu'actuellement les lits des rivières se creusent et que nous sommes en phase d'incision.

7.7. Formations anthropiques

X - Remblais (Cilaos, Salazie, Mafate)

Il existe peu de zones remblayées. Elles sont généralement peu étendues et peu épaisses. Seuls quelques secteurs ont été cartographiés dans les cirques de Cilaos et de Salazie. À Cilaos, ils sont présents au niveau de l'îlet de Bras Sec, de l'îlet de Cilaos. Dans le cirque de Salazie, ils sont présents dans la partie nord d'Hell Bourg.

8. MOUVEMENTS DE MASSE DE GRANDE AMPLEUR

La mise en place des brèches résulte de déplacements de masses rocheuses dont les volumes peuvent atteindre plusieurs kilomètres-cube. Ils peuvent s'opérer de manière lente et correspondent dans ce cas à des glissements avec des déplacements continus dont la vitesse peut varier. Les déplacements s'opèrent le long de failles délimitant des compartiments. Lorsque le déplacement est rapide, quasi-instantané, ils correspondent à des avalanches de débris. Le dépôt montre alors des figures caractéristiques (jigsaw cracks, injec-

tions de matrice fine...). Les déplacements rapides s'opèrent sur une semelle où la roche est finement cataclasée.

8.1. Glissements

Au sein des cirques plusieurs glissements gravitaires « lents » sont actuellement actifs. À Salazie, les régions de Hell-Bourg et de Grand Îlet subissent des déformations importantes. À Mafate, la partie septentrionale de l'îlet de Marla s'affaisse et à Cilaos, le Cap Sylvestre est marqué par la présence de failles actives. Ces glissements se caractérisent généralement par des failles normales se branchant sur une faille plate qui émerge généralement au cœur d'une vallée. Au sein des cirques, les glissements anciens sont assez difficiles à mettre en évidence du fait des taux d'érosion. Les variations morphologiques associées aux mouvements sur les failles normales et les apports de matériaux au niveau des ravines étant rapidement gommés par l'érosion. Il est généralement impossible de trouver suffisamment de marqueurs pour caractériser un glissement ancien et de décrire son extension. Toutefois, à Cilaos, des conditions exceptionnelles sont réunies et permettent de caractériser un de ces événements anciens aujourd'hui figé.

8.1.1. EXEMPLE DE GLISSEMENT ACTIF : LE GLISSEMENT DU CAP SYLVESTRE À CILAOS

Au niveau du Cap Sylvestre (montée de la route de Cilaos vers Bras Sec à partir du Gros Morne de Gueule Rouge), on peut observer un grand nombre de fentes et de failles en ouverture. Des escarpements ont aussi pu être observés dans la pente menant à l'îlet du Bonnet Carré. Ces fractures se sont formées et/ou ré-ouvertes après le passage du cyclone Dina en 2002. En contrebas de la ravine, au niveau du ruisseau, la rive gauche est formée d'une pente douce irrégu-

lière à chaos de blocs. En pied de pente, on observe des alluvions subactuelles situées un peu au-dessus du fond de la vallée. La rive droite se présente sous la forme d'une falaise abrupte au pied de laquelle coule le ruisseau de Bras Sec. Plusieurs éboulis de taille métrique à plurimétrique sont observables le long de ce coteau. La géométrie de la vallée et les taux d'érosion importants de la face ouest de la ravine suggèrent que les failles observées le long de la route, qui mène à Bras Sec, n'émergent pas en surface au niveau de la ravine. Il semble que l'on ait un mouvement de bascule permettant l'élévation du compartiment ouest. Cette élévation se traduit par une augmentation du taux d'érosion et par le fait que les alluvions subactuelles se retrouvent déportées vers l'Est (Figure 13).

8.1.2. EXEMPLE DE GLISSEMENT ANCIEN : LE GLISSEMENT DE PETER BOTH À CILAOS

Dans le secteur du Pavillon, la présence d'une unité chevauchante constituée par un ensemble lavique zéolitisé et bréchique surmontant des alluvions anciennes a pu être mise en évidence (Figure 14). Les alluvions préservées sous le chevauchement ne contiennent pas de galets de matériel différencié ; ces derniers abondent dans les alluvions récentes. Ceci indique que lors de la mise en place des alluvions, les zones des lieux-dits la Cascade et Piton de Sucre n'étaient pas affleurantes et/ou que ces filons ne s'étaient pas encore mis en place.

Le contact de base du chevauchement se marque par une zone cataclasée de quelques mètres de puissance avec une brèche matricielle identique à la brèche noire située sous les faciès Mare à Poule d'Eau et décrite dans le cirque de Salazie.

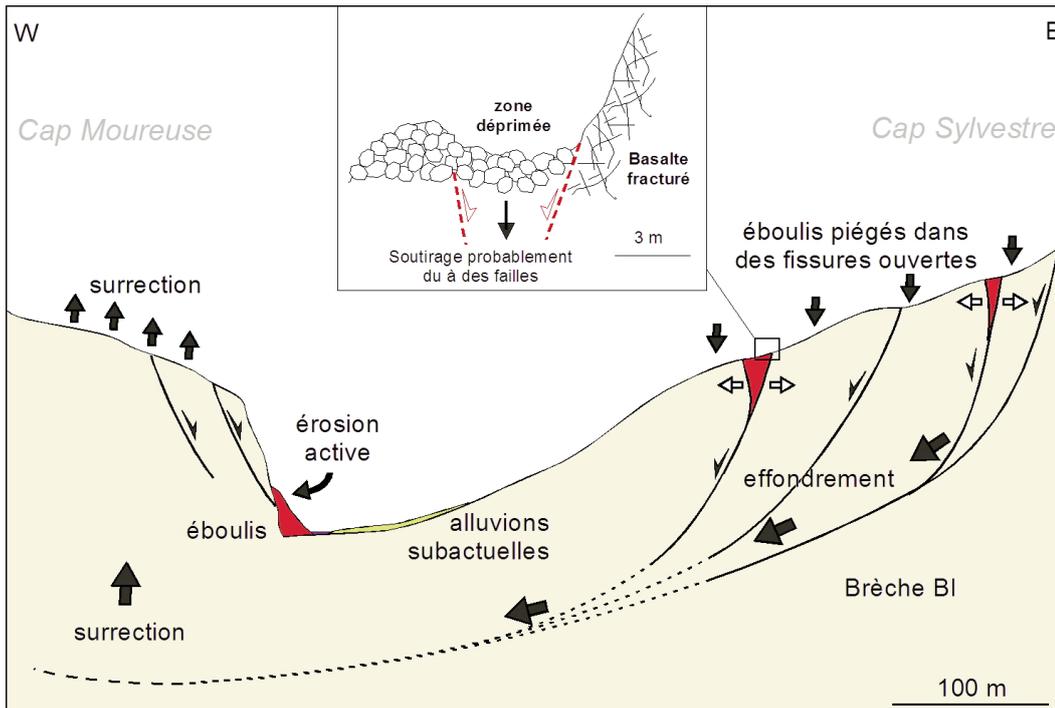


Figure 13 - Coupe interprétative du cap Sylvestre au cap-Moureuse (cirque de Cilaos). Les failles ouvertes, mise en évidence par le soutirage des éboulis qu'elles opèrent, sont visibles sur le coteau oriental s'amortissent en profondeur en soulevant le massif rocheux au niveau de la bordure est du Cap-Moureuse.

Figure 13 - Interpreted section between Cap-Sylvestreau and Cap-Moureuse (Cilaos Cirque). The open faults on the east flank, whose presence is indicated by drawing-down of the overlying scree, have lifted up the rock mass around the eastern border of Cap-Moureuse.

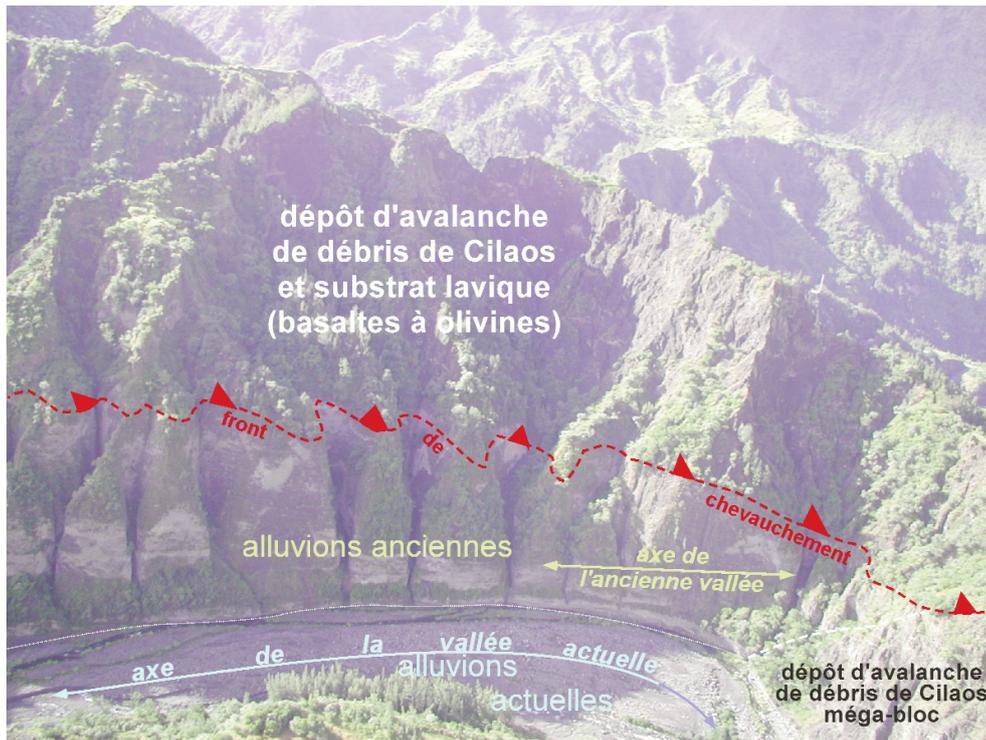


Figure 14 - Vue aérienne des alluvions anciennes chevauchées par l'unité de Peter Both, dans le secteur du Pavillon (Cirque de Cilaos).

Figure 14 - Aerial view of the old alluvial deposits overthrust by the Peter Both unit in the Pavillon area (Cilaos Cirque).

La partie inférieure de l'unité chevauchante est constituée par des séries laviques zéolitisées pulvérulentes injectées de dykes déformés présentant un grand nombre de fractures ouvertes. L'ensemble est laminé par des failles plates faiblement inclinées vers le SE. Cette unité atteint une cinquantaine de mètres de puissance. Les séries laviques y sont fortement chahutées et on y observe couramment des panneaux verticalisés. Au-dessus et latéralement, on observe une brèche avec une matrice compacte à légèrement pulvérulente qui correspond à la brèche issue de l'avalanche de débris de Cilaos. Il n'est pas aisé de distinguer cette brèche remobilisée de celle située sous le chevauchement. Seuls les dykes, postérieurs à la formation de la brèche permettent d'établir les limites entre les deux unités. En effet, sous l'unité bréchique remaniée, les filons se présentent toujours comme non altérés, c'est à dire massifs, non fissurés et à épontes continues, alors qu'au sein de l'unité bréchique, les dykes se présentent systématiquement avec des structures de type jigsaw-cracks. C'est donc en se basant essentiellement sur la présence ou non de déformation des dykes que l'on peut discriminer l'appartenance ou pas à cette unité bréchique. Si le front de déformation est aisément cartographiable (depuis Peter Both au Pavillon puis le long de la vallée de bras Rouge jusqu'au Camp de Puce), la partie orientale et septentrionale de la zone de glissement est plus difficile à définir du fait de la dispersion des déplacements et de leur amortissement (Figure 15).

8.2. Avalanches de débris

Les dépôts d'avalanche de débris observés dans les cirques peuvent être regroupés en deux familles. Cette distinction se fait sur le mode de mise en place de la brèche qui

est fonction de la géométrie du massif rocheux avant déstabilisation ainsi que de la taille de l'avalanche.

La première famille d'avalanche de débris correspond aux objets dont la taille est suffisamment petite pour s'étaler sur la zone de dépôt. Elles correspondent à des avalanches de débris non confinées. À l'opposé, la seconde famille est marquée par une zone de dépôt relativement restreinte par rapport au volume engagé ; ce sont des avalanches de débris confinées.

Concernant les avalanches de débris observées dans les cirques, elles peuvent être regroupées comme suit :

- les avalanches de débris non confinées ; les dépôts d'avalanche de débris d'Aurère (Mafate), de Mare à Poule d'Eau (Salazie), du Bras de Benjoin (Cilaos), d'Îlet à Cordes (Cilaos), Marla - La Nouvelle (Mafate) et de la Rivière des Galets (Mafate) ;
- les avalanches de débris confinées ; les dépôts d'avalanche de débris de Cilaos (Cilaos), des Orangers (Mafate) ;
- autres ; les dépôts d'avalanche de débris du Piton de Gueule Rouge (Cilaos) et ceux observés à l'entrée du cirque de Mafate (dépôts interstratifiés au sein des coulées de basalte à olivine ancien) n'ont pas pu être classés du fait du manque d'information.

Leur présence indique que les déstabilisations de pente et les mouvements de masse de grande ampleur affectent l'édifice du Piton des Neiges depuis plusieurs millions d'années.

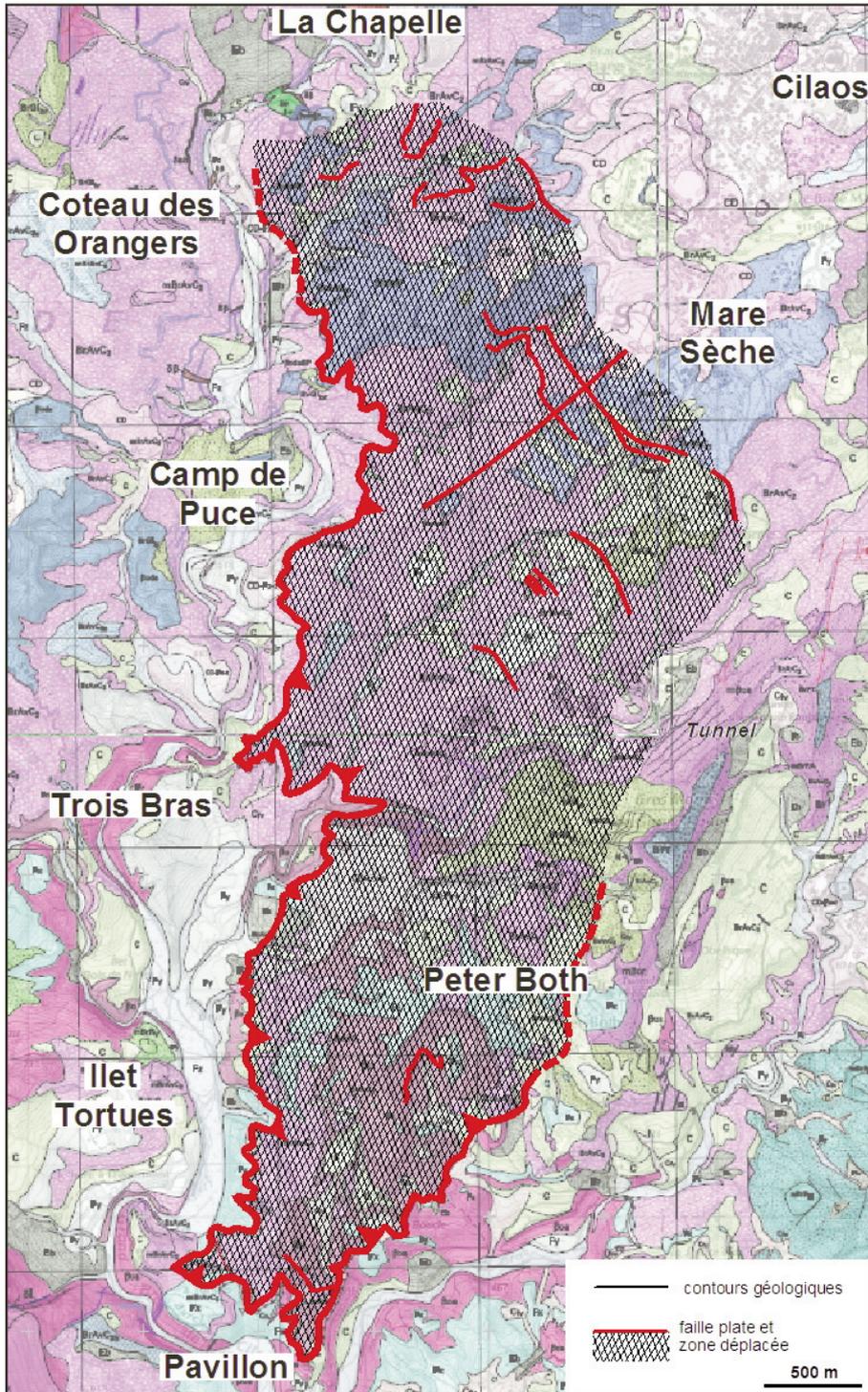


Figure 15 - Extrait de la carte de Cilaos et délimitation du glissement de Peter Both (zone hachurée). La limite nord de l'unité est imprécise. La limite ouest est marquée par le chevauchement des alluvions anciennes.

Figure 15 - Part of the Cilaos map showing the outline of the Peter Both landslide (hatched area). The northern boundary of the unit is imprecise. The western limit is marked by overthrust ancient alluvium.

8.2.1. EXEMPLE D'UNE AVALANCHE DE DÉBRIS NON CONFINÉE : L'AVALANCHE DE DÉBRIS DE MARLA - LA NOUVELLE

Dans la partie septentrionale du Cirque de Mafate, une avalanche de débris est partie du pied Nord-Ouest du Piton des Neiges. Elle a recouvert l'ensemble de la partie amont du cirque et a atteint, en le contournant, le Bronchard (Figure 16). Cette avalanche de débris est *a priori* le dernier gros événement bréchiq

riaux mis en mouvement est estimée à 5 km^3 . La surface de dépôts est quant à elle d'environ 25 km^2 .

La partie amont de l'avalanche est caractérisée par un ensemble de blocs chahutés lors de l'affaissement, mais gardant une homogénéité stratigraphique. Les blocs ont été entraînés dans l'avalanche en s'affaisant et s'étalant. Les limites entre les blocs forment de larges couloirs faillés où les faciès bréchiq

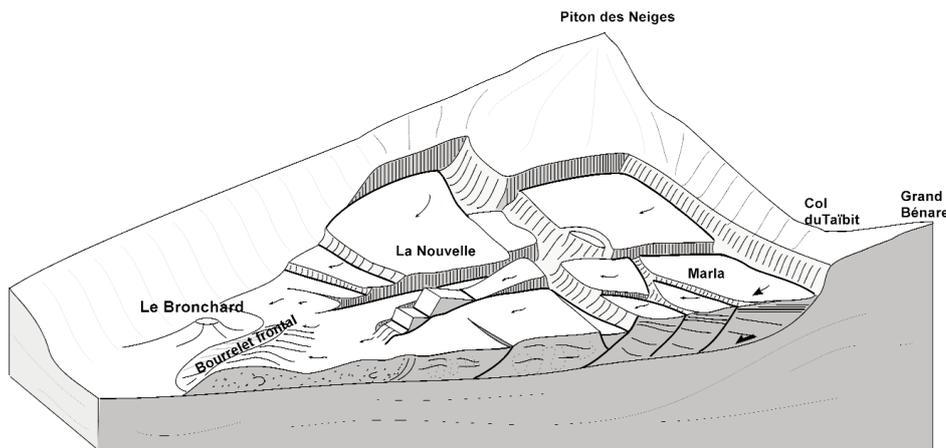
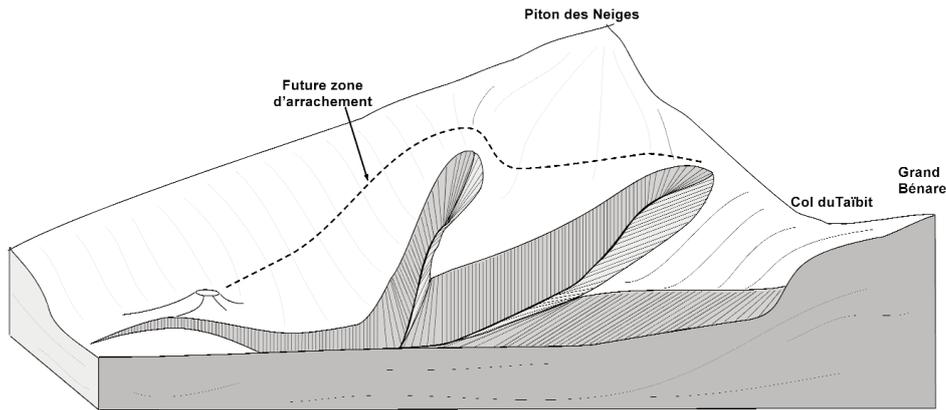


Figure 16 - Blocs diagrammes représentant la morphologie septentrionale du cirque de Mafate avant le déclenchement de l'avalanche de débris de Marla-La Nouvelle et morphologie du dépôt d'avalanche de débris.

Figure 16 - Block diagrams showing the northern morphology of the Mafate Cirque before the debris avalanche of Marla-La Nouvelle as well as the morphology of the debris avalanche deposits.

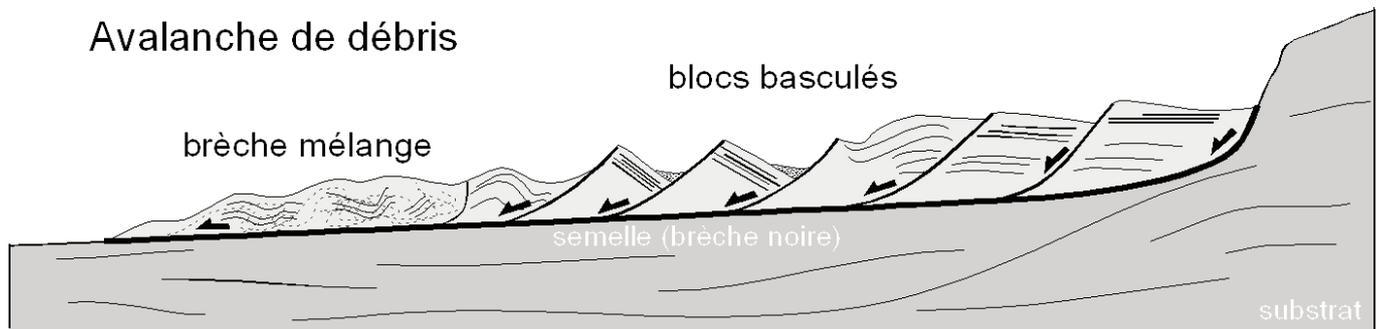


Figure 17 - Coupe schématique dans une avalanche de débris non confinée.

Figure 17 - Schematic cross-section through an unconfined debris avalanche.

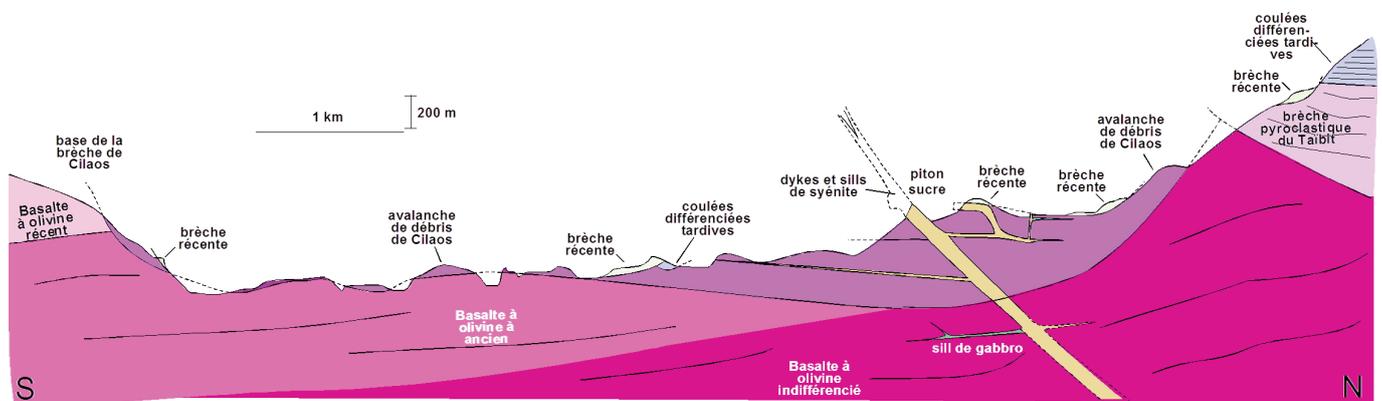


Figure 18 - Coupe N-S au travers du cirque de Cilaos.

Figure 18 - North-south section through the Cilaos Cirque.

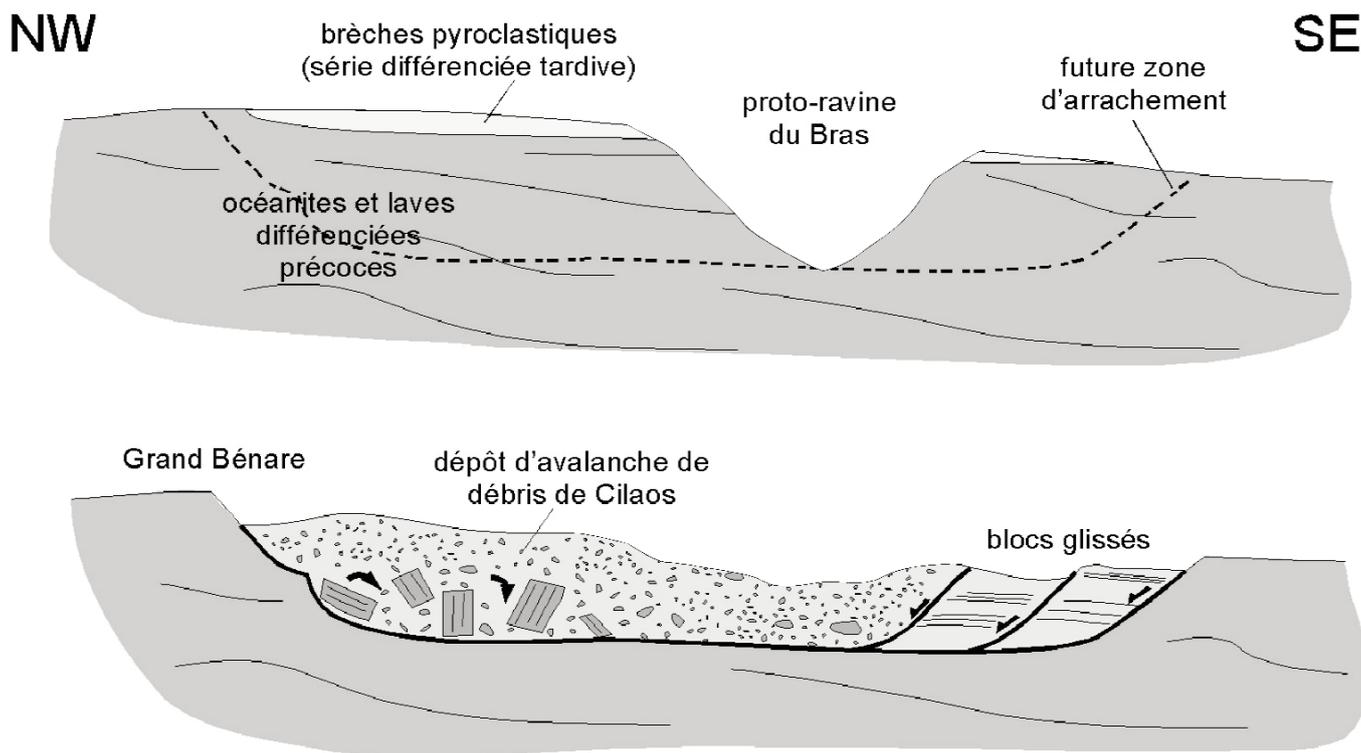


Figure 19 - Coupe schématique pour une avalanche de débris confinée (exemple de Cilaos).

Figure 19 - Schematic section through a confined debris avalanche (example from Cilaos).

Vers l'avant, les faciès matriciels de brèche deviennent de plus en plus prédominants et les blocs de plus en plus petits. L'ensemble se termine par un bourrelet, actuellement visible au niveau de Roche Plate, où seuls des blocs, au maximum de dimension métrique, s'observent au sein d'une brèche matricielle.

L'ensemble des informations récoltées dans les cirques sur les dépôts d'avalanches de débris non confinées permet de proposer une coupe schématique prenant en compte la présence abondante de méga-blocs basculés dans la partie amont. À l'avant, la déstructuration est intense et seule une brèche matricielle persiste (Figure 17).

8.2.2. EXEMPLE D'UNE AVALANCHE DE DÉBRIS CONFINÉE : L'AVALANCHE DE DÉBRIS DE CILAOS

L'avalanche de débris de Cilaos s'est produite au cours du pic d'activité du Piton des Neiges pendant la phase éruptive pyroclastique à 180 000 ans. L'accumulation de matériel pyroclastique en surface est sans doute à l'origine de la déstructuration des flancs de la proto-ravine Bras Rouge et de l'effondrement des remparts. Une coupe Nord-Sud au travers du Cirque met en évidence les relations géométriques entre le dépôt d'avalanche de débris de Cilaos et les différentes formations géologiques effusives, pyroclastiques, intrusives et de démantèlement (Figure 18).

L'évènement gravitaire est à l'origine de la formation du cirque et mobilise plusieurs dizaines de km³ de roches sur près de 1 500 m d'épaisseur. La brèche formée est stratifiée (Figure 11), les méga-blocs restent à la base et sont affectés par une rotation vers l'avant dans un mouvement d'entraînement du haut de la pile (Figure 19). L'avalanche de débris s'effectue de manière semi-concentrique et converge vers le centre du cirque (Figure 12). Elle n'a pas la place pour s'étaler et forme un dépôt épais de plusieurs centaines de mètres. La taille des blocs atteint parfois de très grandes dimensions (kilométriques). On parle alors de giga-blocs.

Remarque : Dans le cas de du secteur des Orangers, l'avalanche se produit dans un couloir étroit, de plusieurs kilomètres de large. L'écoulement, canalisé dans ce couloir, a localement débordé les remparts pour venir s'étaler sur les planèzes (Figure 8). La puissance des dépôts est également ici de plusieurs centaines de mètres avec des giga-blocs transportés sur plusieurs kilomètres.

9. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES CIRQUES DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

Les travaux de cartographie, couplés avec les données bibliographiques et la réalisation de datations complémentaires ciblées sur les principaux évènements, permettent de proposer une histoire géologique de formation et d'évolution des cirques du massif du Piton des Neiges (Figure 20) dont les représentations cartographiques sont schématisés les

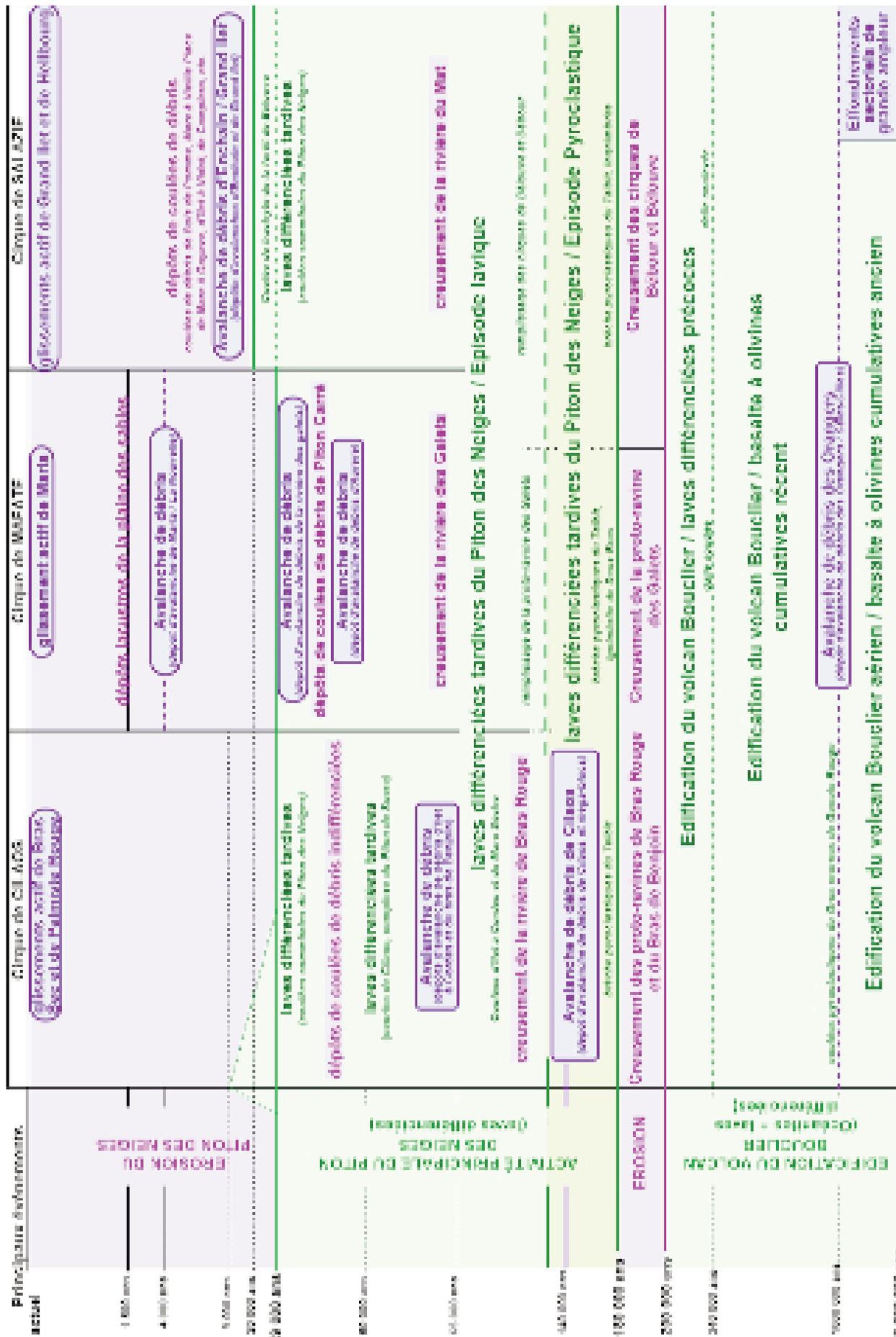


Figure 20 - Tableau des événements de la construction et du démantèlement du Piton des Neiges.

Figure 20 - Table of the construction and deconstruction of the Piton des Neiges.

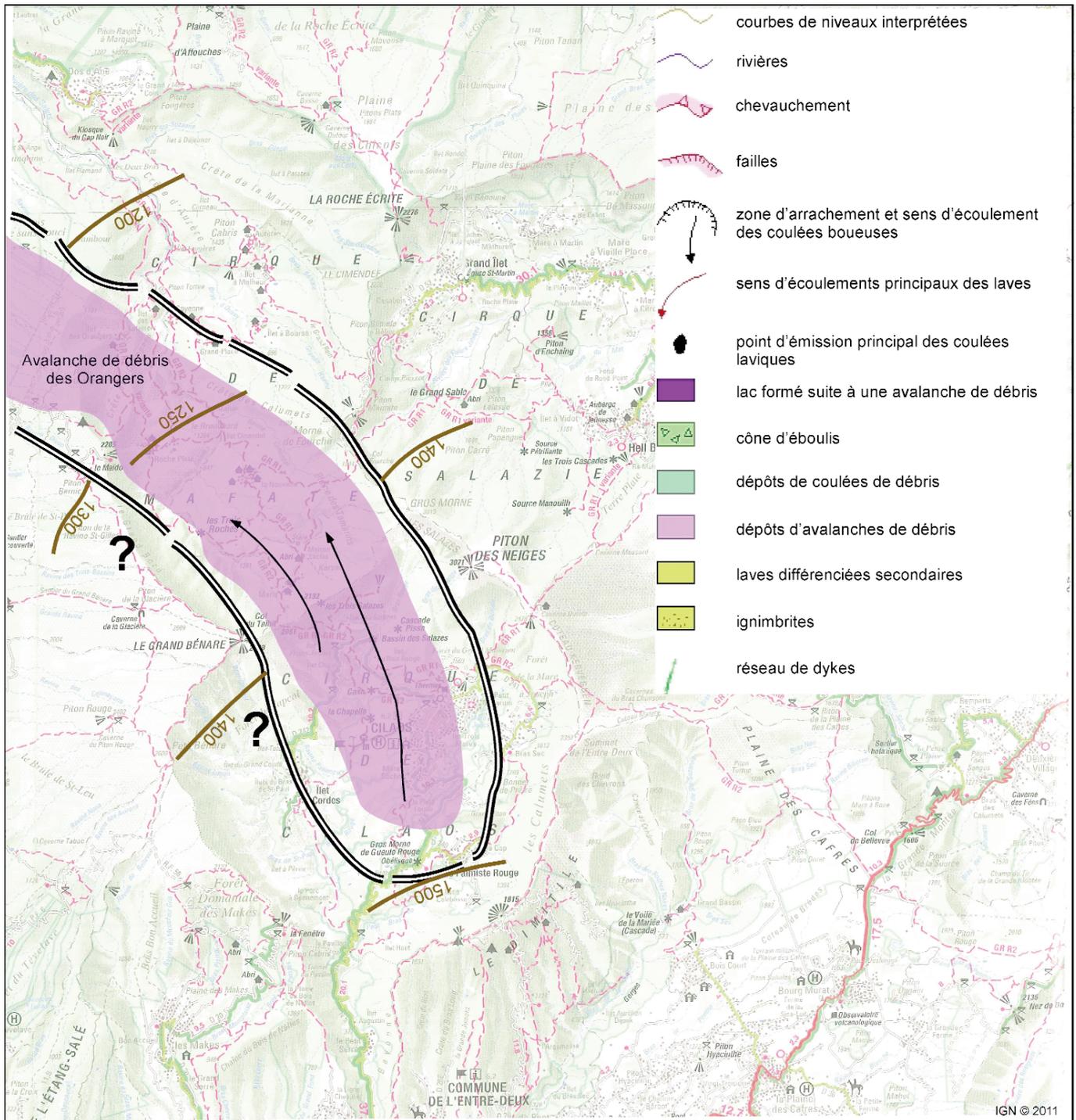


Figure 21 - Évolution morpho-géologique du Massif du Piton des Neiges de 2 000 000 à 1 000 000 ans et légende des cartes.

Figure 21 - Morpho-geological evolution of the Piton des Neiges Massif between 2 and 1 million years, and legend of the maps.

figures 21 à 29. Ces figures illustrent le synchronisme des phases de construction et d'érosion du massif du Piton des Neiges. Dans ce schéma d'évolution, quatre grandes périodes sont identifiées.

Depuis l'émergence du massif jusqu'à 450 000 ans : construction du volcan bouclier avec mise en place de coulées de basalte à olivine cumulative. Au Nord de Mafate, à l'entrée du cirque, une unité constituée de coulées de débris,

d'alluvions, de brèches d'avalanche de débris d'une dizaine de mètres d'épaisseur est interstratifiée au sein des océanites anciennes. L'âge de cet événement n'est pas connu. Toutefois, cela démontre que très précocement le massif subissait déjà des démantèlements majeurs.

De 1 000 000 à 200 000 ans : vers 1 000 000 ans, une avalanche de débris majeure (avalanche de débris des Orangers) affecte le proto-Piton des Neiges. Sa dimension est

mal appréhendée du fait du recouvrement de la brèche par les coulées de basaltes à olivine. L'extension orientale est bien cartographiée mais l'extension occidentale plus incertaine. Elle est rapidement recouverte par des laves, elle est quasi-intégralement préservée dans ce qui sera le futur cirque de Mafate. Vers l'Ouest, cette avalanche de débris est également identifiée à l'affleurement en bord de mer sous le nom de dépôt d'avalanche de débris du Cap de la Houssaye

(Bachelery *et al.*, 2003 ; Bret *et al.*, 2003). À Cilaos, une brèche pyroclastique recouvre en discordance les océanites anciennes (Figure 7). Elle marque l'existence d'un évènement pyroclastique explosif peut-être contemporain de l'avalanche de débris des Orangers, auquel fait suite très rapidement la mise en place de coulées d'océanites permettant de conserver de manière quasi-intégrale le dépôt d'avalanche de débris et des brèches pyroclastiques. Au Nord de Mafate, le dépôt

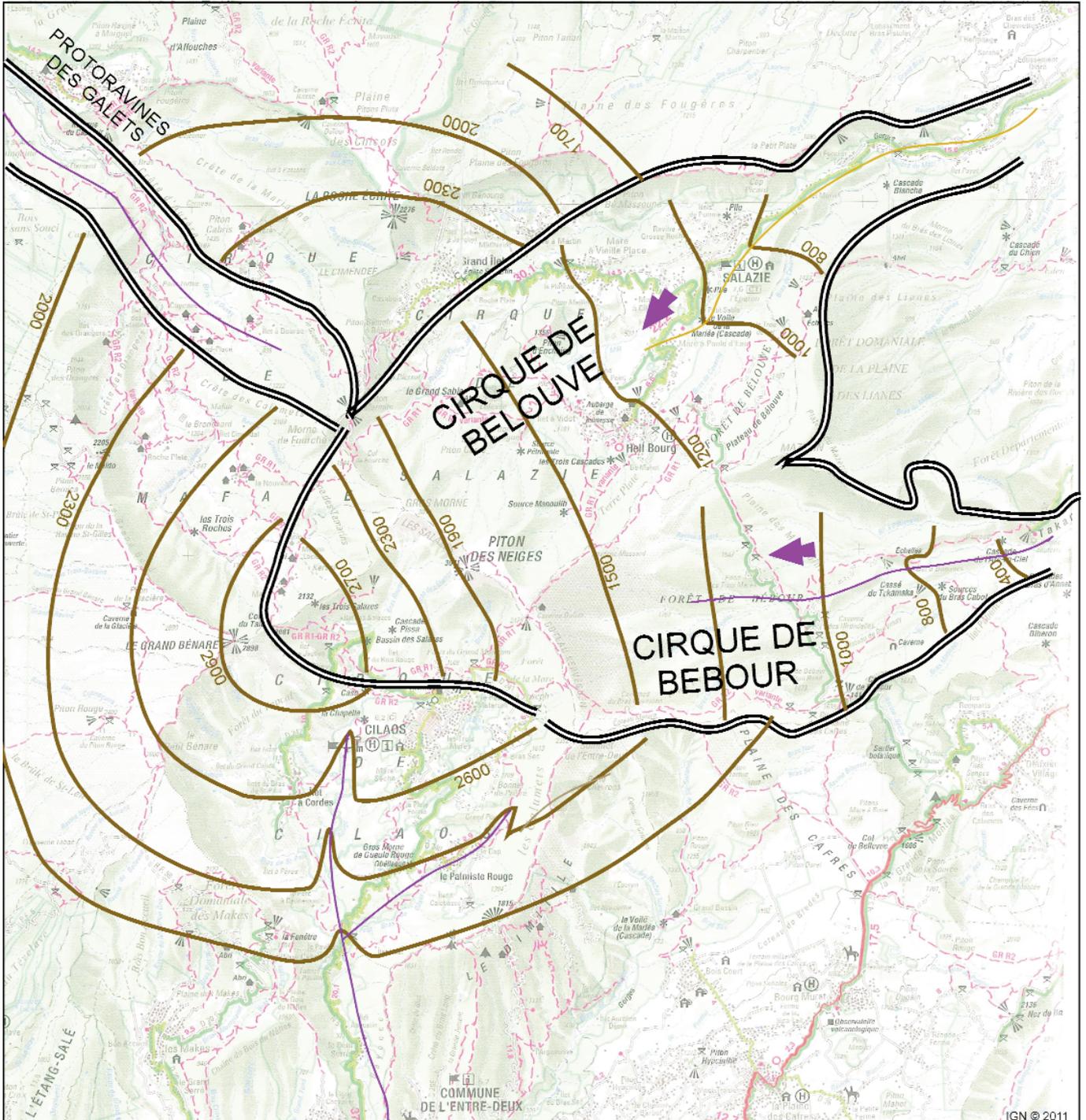


Figure 22- Évolution morpho-géologique du Massif du Piton des Neiges de 200 000 à 180 000 ans.

Figure 22 - Morpho-geological evolution of the Piton des Neiges Massif between 200,000 and 180,000 years.

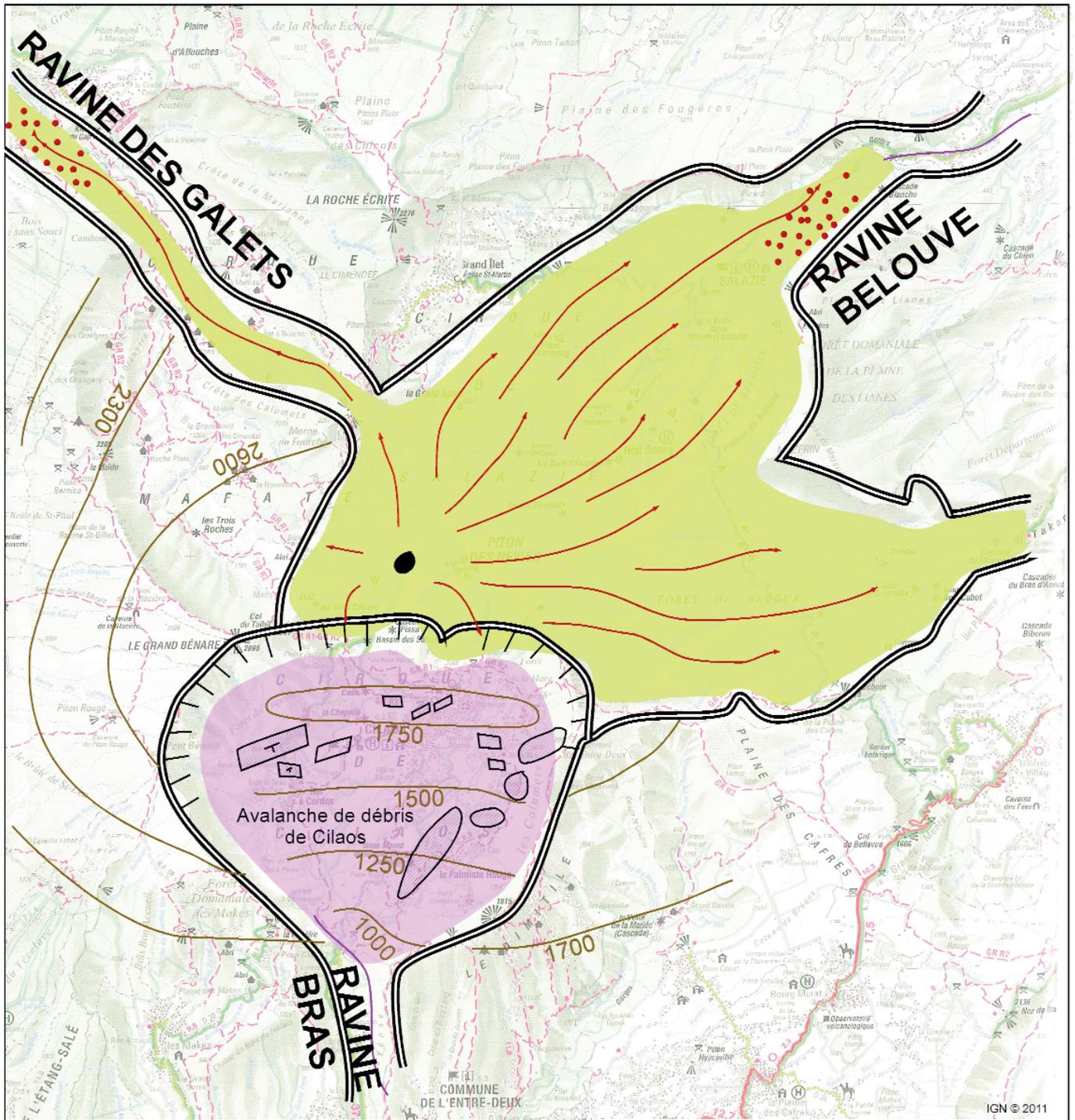


Figure 23 - Évolution morpho-géologique du Massif du Piton des Neiges de 180 000 à 85 000 ans.

Figure 23 - Morpho-geological evolution of the Piton des Neiges Massif between 180,000 and 85,000 years.

brèche chevauche le rempart, indiquant que l'avalanche de débris a débordé les remparts pour atteindre la plaine nord. Après cet événement majeur, la mise en place des coulées de basalte à olivine cumulative se poursuit. Toutefois, cette avalanche de débris permet de distinguer les séries de basalte à olivine antérieures et postérieures à la mise en place de l'avalanche de débris. À partir de 1 000 000 ans, se mettent en place les premières séries différenciées qui constituent la partie supérieure des remparts des cirques... La fin de la

construction du volcan bouclier s'effectue par la mise en place des océanites auxquels succèdent des basaltes à olivine et des basaltes à fines baguettes de plagioclase correspondant au stade différencié précoce. Le volcan bouclier est alors dans sa phase de construction la plus grande, avec un sommet à un peu plus de 3 000 m.

De 200 000 ans à 180 000 ans, il ne semble pas y avoir d'activité volcanique en surface. Aucune roche de cet âge n'a

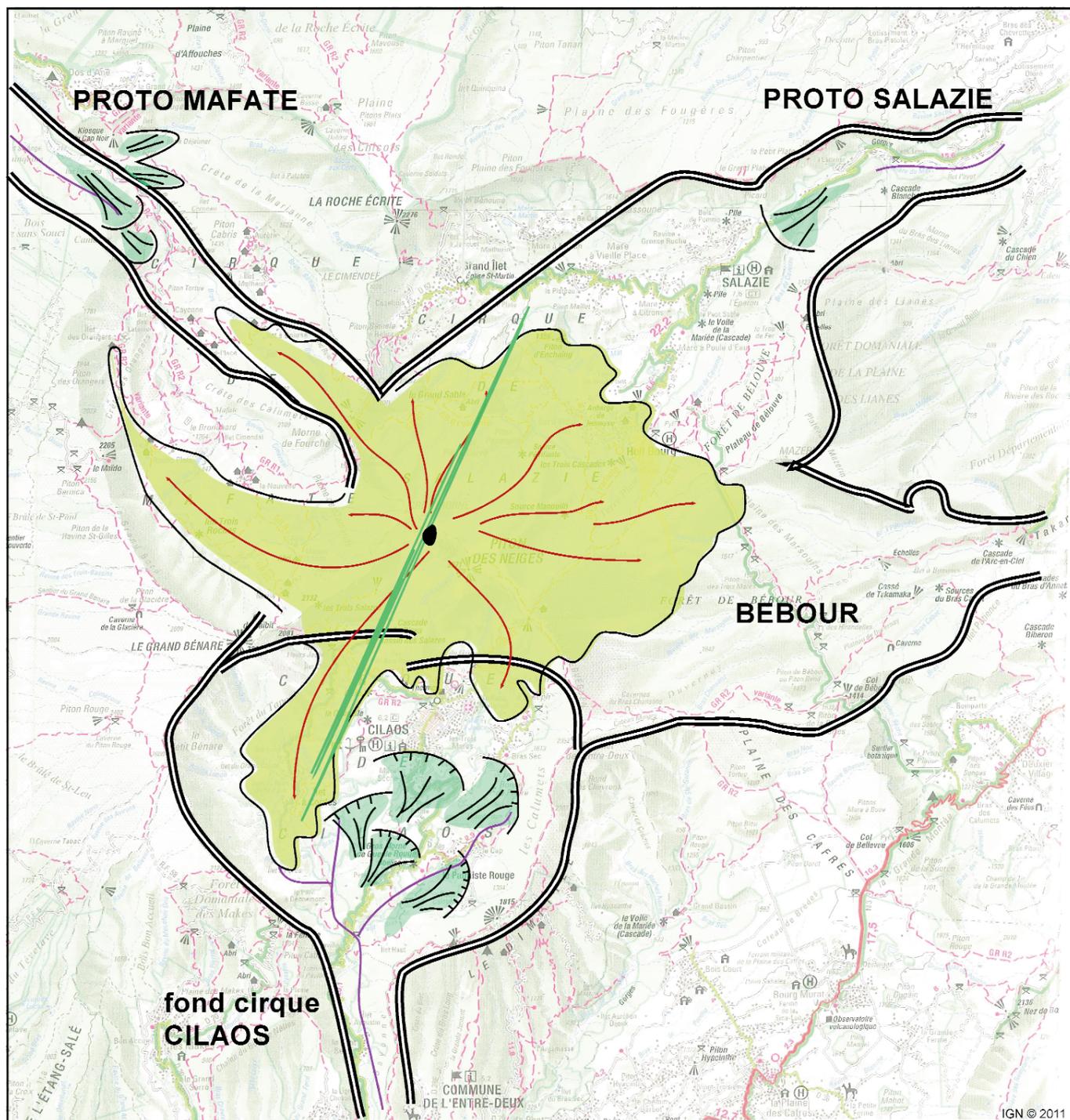


Figure 24 - Évolution morpho-géologique du Massif du Piton des Neiges de 85 000 à 65 000 ans.

Figure 24 - Morpho-geological evolution of the Piton des Neiges Massif between 85,000 and 65,000 years.

pu être identifiée sur le massif du Piton des Neiges. L'essentiel de l'activité se résume à l'érosion du massif. Cette érosion se manifeste principalement dans le versant soumis aux alizés (le versant NE du volcan) par la formation des cirques de Bélouve et Bébou, et des proravines des rivières des Galets et de la ravine de Bras Rouge.

Il y a 180 000 ans, un événement majeur vient perturber l'histoire du Piton des Neiges. Une éruption majeure marquée

par des dépôts pyroclastiques remplit les cirques de Bébou, Bélouve et la partie supérieure d'un proto-cirque à Mafate, ainsi que la partie septentrionale de Cilaos. Vers 140 000 ans, l'accumulation de dépôts pyroclastiques sur les planètes sud du massif du Piton des Neiges, couplée à la présence de ravines profondes, conduit à la déstabilisation de l'édifice et la formation d'une avalanche de débris majeure de plusieurs dizaines de km³. Les dépôts de l'avalanche restent préservés au sein du cirque de Cilaos et seront ensuite évacués

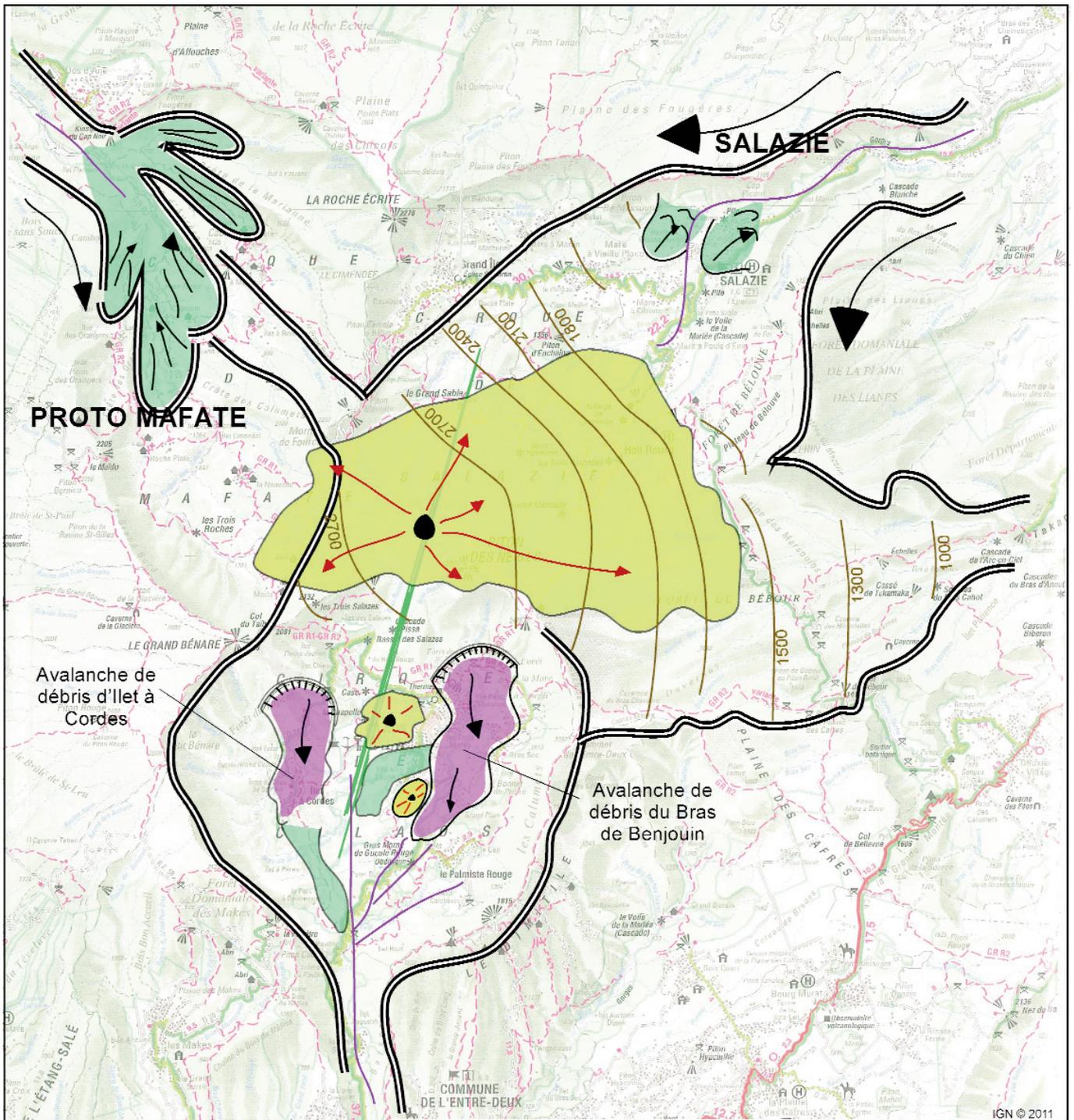


Figure 25 - Évolution morpho-géologique du Massif du Piton des Neiges de 65 000 à 50 000 ans.

Figure 25 - Morpho-geological evolution of the Piton des Neiges Massif between 65,000 and 50,000 years.

peu à peu à l'exutoire du cirque. Peu de temps après, l'activité du Piton des Neiges devient essentiellement effusive avec la mise en place de coulées massives différenciées pouvant atteindre plusieurs mètres de puissance, interstratifiées de niveaux scoriacés.

La construction du Piton des Neiges se poursuit. Les coulées viennent recouvrir les brèches de la partie amont du

cirque de Cilaos au niveau de Bras Sec et d'Îlet à Cordes, ainsi que les ravines du cirque de Mafate. À Salazie, le remplissage des proto-cirques de Bébour et Bélouve continue. En aval du Cirque de Mafate, l'évacuation des dépôts s'effectue par glissement et écroulement de remparts de petite dimension dont les cicatrices d'arrachement peuvent encore être perçues dans les paysages. À Cilaos, la partie orientale est soumise à une érosion intense. Il se forme d'épais dépôts de

De 50 000 à 35 000 ans, à Mafate, l'avalanche de débris d'Aurère est à l'origine de la formation de la partie inférieure du cirque. Cette avalanche perturbe fortement le réseau hydrographique et se forment alors des coulées de débris puissantes, dont le seul témoin forme la crête de Piton Carré, qui viennent draper le dépôt antérieur. À Cilaos, le glissement de la partie orientale de la vallée de Bras Rouge piège des sédiments anciens (cf. Glissement

de Peter Both, figures 14 et 15). À Mafate, l'incision des dépôts de l'avalanche de débris d'Aurère et de la coulée de débris du Piton Carré est à l'origine d'un nouveau glissement en masse formant les dépôts de brèches de la Rivière des Galets. Plus au Sud, se forme le début du cirque de Mafate haut. À Salazie, les glissements et écroulements de remparts élargissent peu à peu la partie aval du cirque, l'ensemble est évacué au fur et à mesure

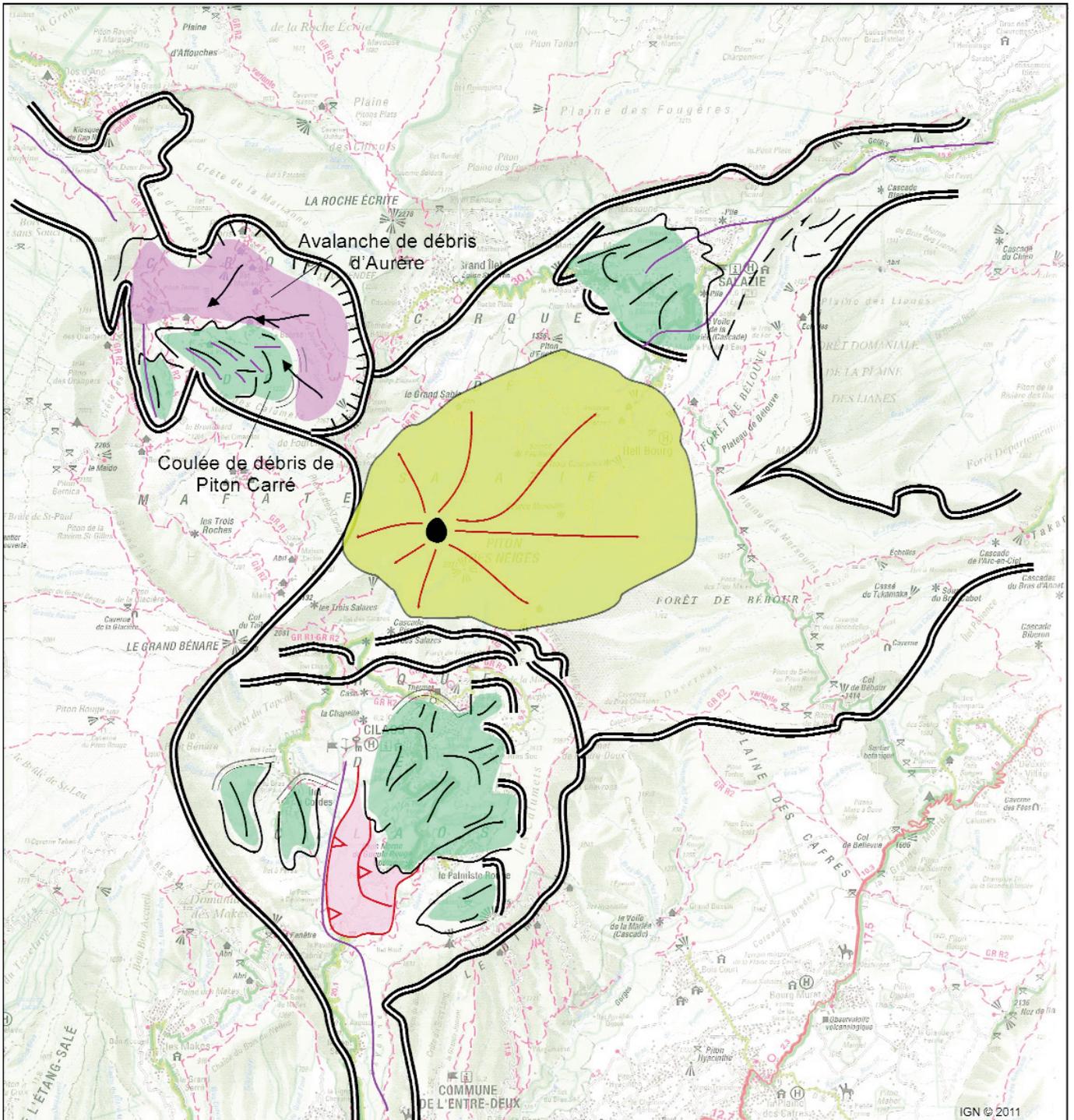


Figure 27 - Évolution morpho-géologique du Massif du Piton des Neiges de 35 000 à 20 000 ans.

Figure 27 - Morpho-geological evolution of the Piton des Neiges Massif between 35,000 and 20,000 years.

à l'exutoire. À Cilaos, l'érosion se poursuit avec quelques écroulements de remparts localisés de petite dimension couplés avec des coulées de débris. L'activité du Piton des Neiges décroît peu à peu. Les trachytes du plateau de Bélouze se mettent en place, ainsi que les dernières coulées sommitales. La partie nord du cirque de Salazie est le siège d'une érosion régressive.

Depuis 29 000 ans, l'activité volcanique du massif a pratiquement cessé et laisse place à l'érosion. De nouvelles avalanches de débris permettent l'agrandissement des cirques. Elles affectent essentiellement les formations volcaniques les plus récentes.

De 20 000 à 4 000 ans, l'approfondissement du cirque de Mafate haut se poursuit, de même que l'érosion des remparts

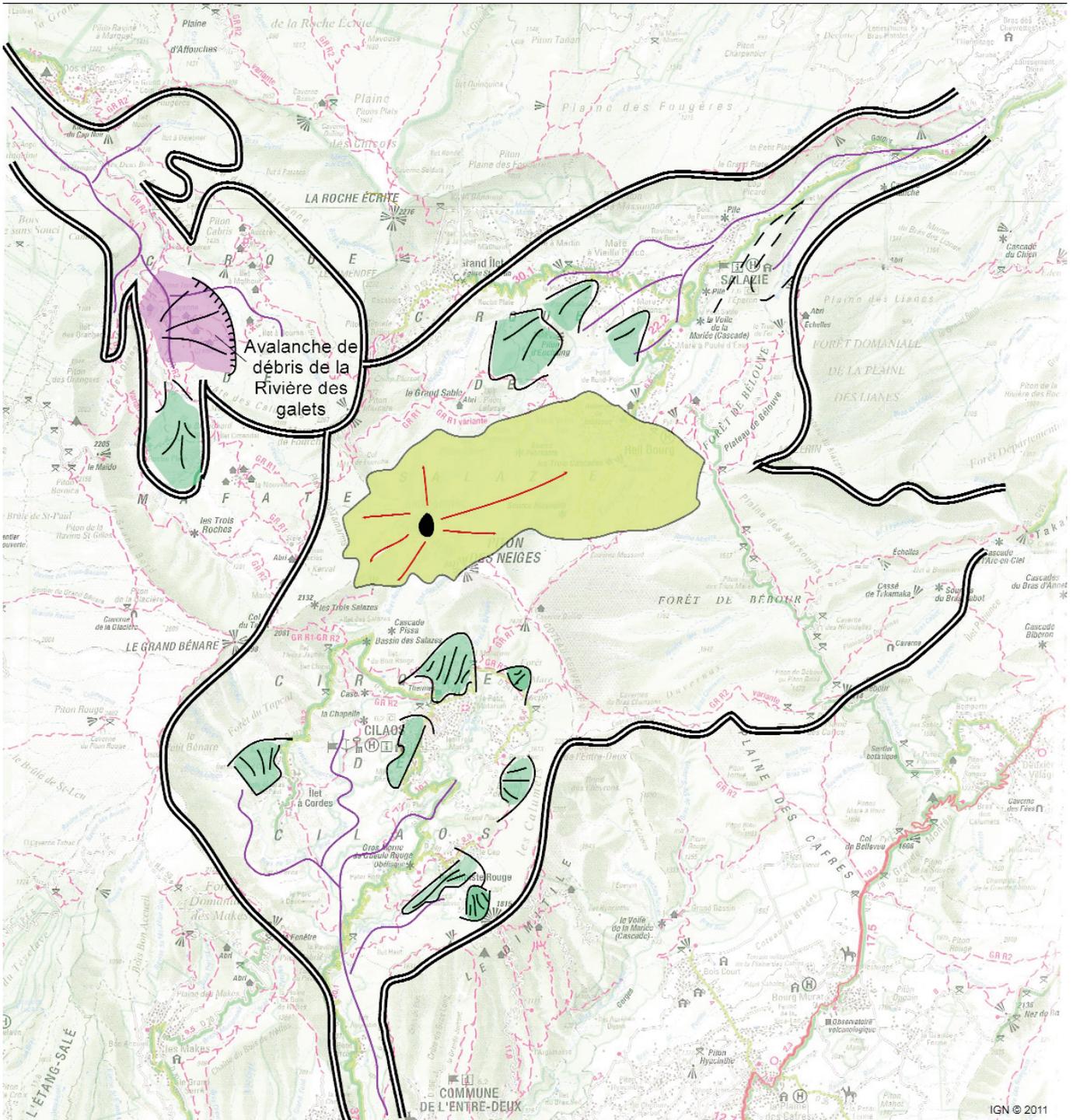


Figure 28 - Évolution morpho-géologique du Massif du Piton des Neiges de 20 000 à 4 000 ans.

Figure 28 - Morpho-geological evolution of the Piton des Neiges Massif between 20,000 and 4,000 years.

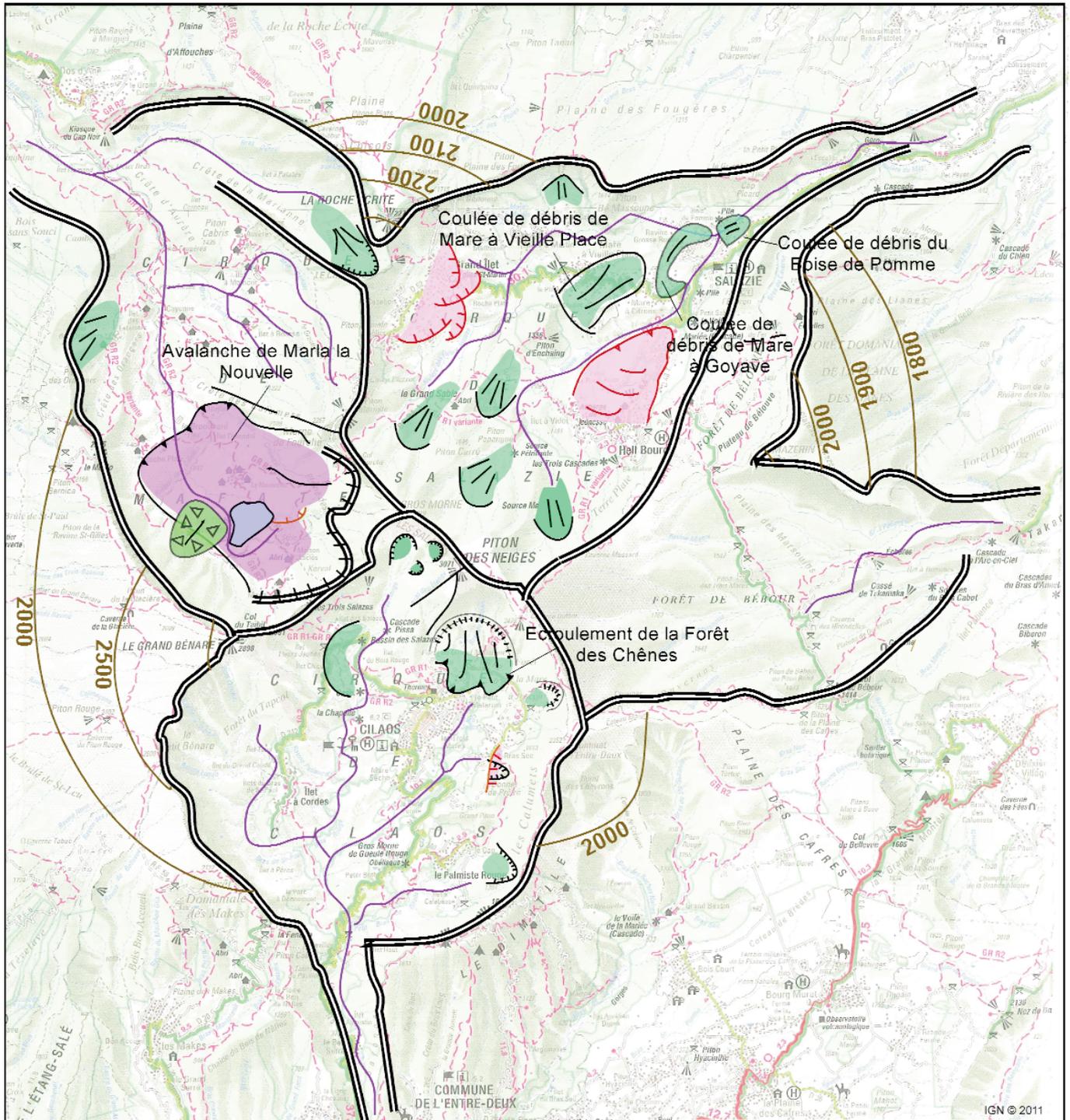
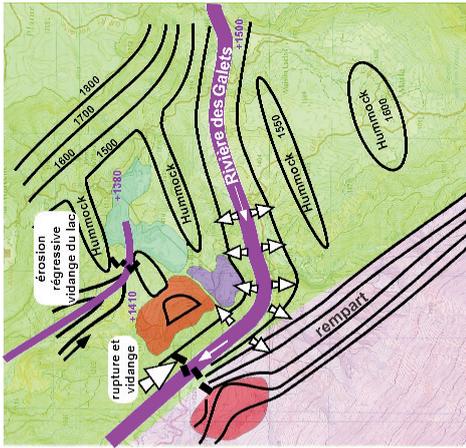


Figure 29 - Évolution morpho-géologique du Massif du Piton des Neiges de 4 000 ans à aujourd'hui.

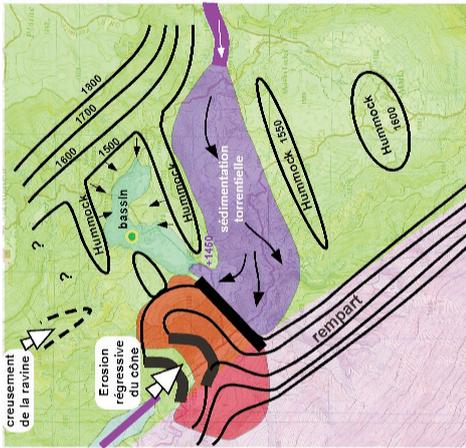
Figure 29 - Morpho-geological evolution of the Piton des Neiges Massif between 4,000 years and today.

de Cilaos. À Salazie, se mettent en place les avalanches de débris de Mare à Poule d'Eau (avec le giga-bloc du Piton d'Enchaing) et de Grand Îlet. Elle s'accompagne de la poursuite de l'agrandissement du cirque par écroulements / glissements / coulées de débris sans préservation en masse des dépôts créés (Figure 28). À Cilaos, se met en place la brèche polyolithologique (BrGlbr) qui renferme des éléments laviques qui ont été datés à 9 ± 3 ka (Cruchet *et al.*, 2008).

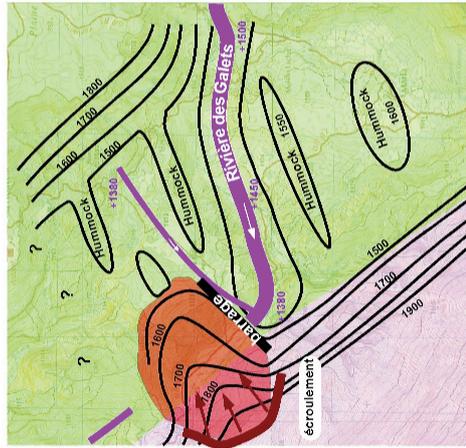
De 4 000 ans à l'actuel, à Cilaos, Mafate et Salazie, les écroulements de rempart et glissements localisés se poursuivent, ils sont remaniés en coulées de débris. Actuellement quatre zones sont identifiées comme des glissements actifs : Grand Îlet (Salazie), Hell Bourg (Salazie), Cap Sylvestre (Cilaos) et Marla (Mafate) (Figure 29). Dans la partie amont du cirque de Mafate, la préservation de formations récentes permet d'établir la chronologie détaillée de son évolution morpho-géologique (Figure 30). Après la mise en place de la brèche



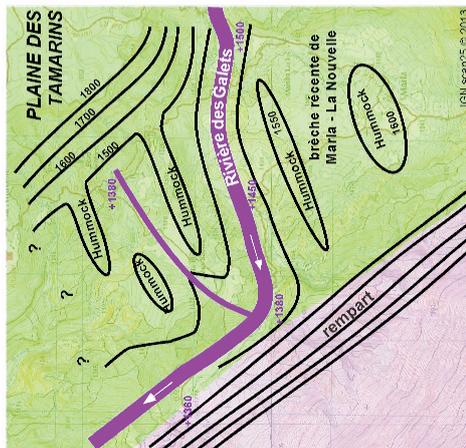
D Rupture du barrage et vidange du lac. Evacuation de la majeure partie des alluvions torrentiels le long de la vallée de la rivière des Galets qui s'incise sur 100 mètres de profondeur dans les dépôts de l'avalanche de débris.



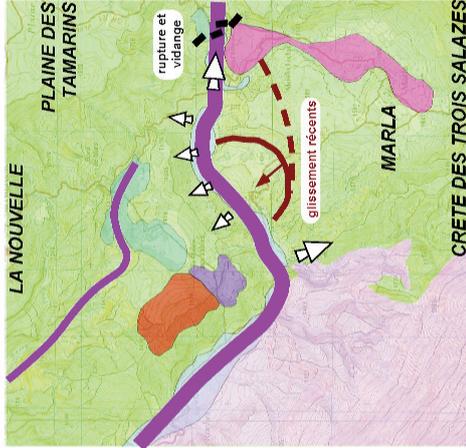
C Formation d'un lac de barrage en amont du cône d'éboulis, une sédimentation grossière torrentielle comble le lit de la rivière. Au nord, une dépression fermée est le réceptacle de sédiments fins datés à 3520 \pm 70 ans.



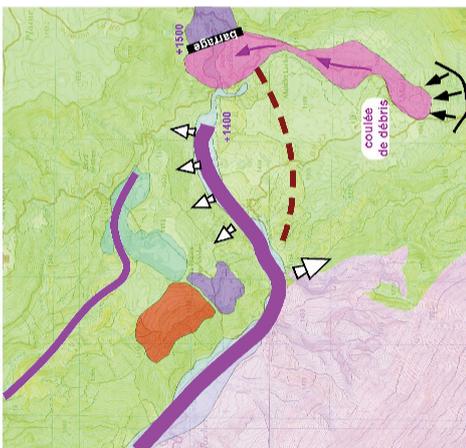
B Écroulement d'un pan de rempart et formation d'un cône d'éboulis constituant un barrage naturel à l'écoulement de la Rivière des Galets.



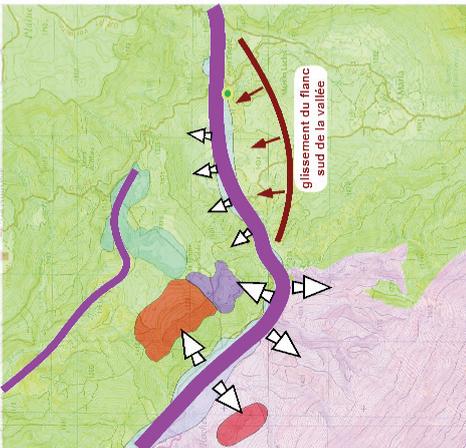
A Géomorphologie supposée après la mise en place des dépôts de l'avalanche de débris de Maria-La Nouvelle - 4000 ans.



G Rupture du barrage et vidange du lac formé à l'amont. Sur la rive gauche de la rivière des galets un nouveau glissement affecte le flanc de la ravine.



F Érosion du rempart Sud et formation du dépôt de coulée de débris de Marla. Formation d'un barrage avec retenue d'eau permettant l'accumulation de sédiments en amont.



E Glissement du flanc sud de la vallée, daté par C¹⁴ à 1530 \pm 50 ans. Les alluvions sont chevauchées par des mégablocs bréchifiés de la brèche de Maria-La Nouvelle. L'érosion du coteau nord rend la vallée dissymétrique.

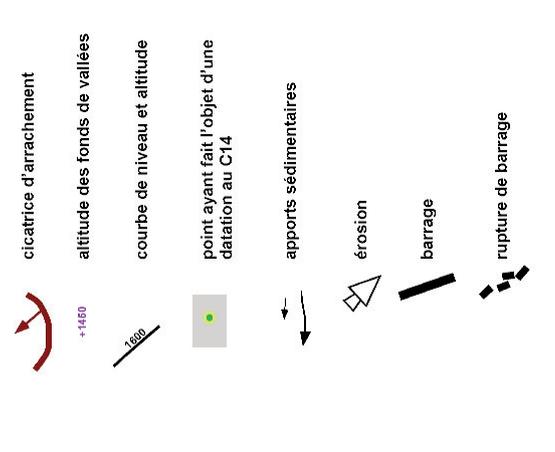


Figure 30 - Évolution de la partie méridionale du cirque de Mafate.

Figure 30 - Evolution of the southern part of the Mafate Cirque.

d'avalanche de débris de Marla-La Nouvelle succède le remaniement des matériels fins et leur accumulation sous la forme de dépôts argilo-silteux dans la cuvette morphologique de « la Plaine des Sables » datée à $3\,520 \pm 70$ BP par ^{14}C . L'incision des dépôts bréchiqes conduit à la création de nouvelles ravines. L'incision de la brèche d'avalanche de débris dans le secteur de Marla est à l'origine de sa déstabilisation et son glissement vers le Nord, venant chevaucher partiellement les alluvions datés par ^{14}C à $1\,530 \pm 50$ ans BP. Une coulée de débris venant du Sud de Marla (secteur de la crête des Trois Salazes) crée un nouveau barrage dans la partie amont de la vallée de la Rivière des Galets et est à l'origine de la préservation de terrasses alluviales perchées au-dessus du lit de la rivière. L'ensemble est ensuite érodé pour laisser place à la morphologie actuelle.

La cartographie géologique réalisée montre que les trois cirques ne sont pas au même stade d'évolution. Le cirque de Mafate est le moins évolué mais également géologiquement le plus complexe ; il peut être subdivisé en deux cirques séparés par une crête du Mome de Fourches et est marqué par des topographies complexe étagées et profondément incisées. Le cirque de Cilaos est plus vaste, circulaire et marqué par un seul événement majeur repris ensuite par l'érosion. Le cirque de

Salazie est sans doute le cirque dont l'évolution est la plus importante, les événements de déstabilisation de flancs de volcan qui ont conduit à la formation du cirque sont profondément érodés, les dépôts d'avalanche de débris devenant pelliculaire et les vallées qui les incisent sont larges et relativement peu profondes.

REMERCIEMENTS

La cartographie géologique des cirques de la Réunion a pu se faire avec le concours du programme FEDER dans le cadre du projet MVTerre au BRGM. Marc Cruchet, coordonnateur du projet, en est également à l'origine. Son travail fut prolongé sous la responsabilité de Bertrand Aunay. Pierre Chevallier et Eric Jacques ont également participé à la réalisation de la carte géologique qui conduit aujourd'hui à proposer une vision détaillée et précise de la géologie des cirques et du Piton des Neiges, et permet d'en appréhender l'histoire ainsi que les enjeux. Que l'ensemble des acteurs et des partenaires qui ont permis sa réalisation soient remerciés. Nous remercions aussi Patrick Bachèlery, Jacques-Marie Bardintzeff et Denis Thiéblemont pour leur relecture constructive.

BIBLIOGRAPHIE

- Arnaud N.** (2005) - Les processus de démantèlement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique : le Piton des Neiges (île de La Réunion). Thèse de doctorat. Université de La Réunion. 390 p.
- Bachèlery P.** (1981) - Le Piton de la Fournaise (île de La Réunion). Étude volcanologique, structurale et pétrologique. Thèse Université de Clermont Ferrand, 215 p.
- Bachèlery P., Labazuy P., Lénat J.F.** (1996) - Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323, série IIA, p. 475-482.
- Bachèlery P., Robineau B., Courteaud M., Savin C.** (2003) - Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan bouclier Piton des Neiges (île de La Réunion). *Bull. Soc. Géol. France*, **174**, p. 125-140.
- Berthod C.** (2012) - Âge et mécanisme de glissement d'un volcan basaltique sur son réservoir magmatique (Piton des Neiges, La Réunion), 40 p., Mémoire Master 2, Université Montpellier 2, Montpellier.
- Billard G.** (1974) - Carte géologique de la France - La Réunion. Échelle 1/50 000, en collaboration avec P.M. Vincent. Carte (4 feuilles) et notice explicative, Éditions du BRGM.
- Bouchut J., Cruchet M.** (2002) - Inventaire des mouvements de terrain historiques à La Réunion. Rapport d'avancement des travaux, BRGM/RP-52386-FR.
- Bret L., Fèvre Y., Join J.L., Robineau B., Bachèlery P.** (2003) - Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges volcano... La Réunion Island: overview and geological hazard. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **123**, p. 25-41.
- Bussièrre P.** (1967) - Carte géologique du département de la Réunion. 1/100 000. Service de la carte géologique de France.
- Bussièrre P.** (1958) - Étude géologique de l'île de La Réunion. Travaux du Bureau Géologique de Madagascar, 98, p. 1-64.
- Carnec C., Raucoules D., Cruchet M.** (2002) - Potentiel de l'interférométrie-radar en matière de détection et de suivi des mouvements de grande ampleur. Etude de faisabilité à partir d'images Radarsat. Rapport BRGM/RP-52091-FR.
- Chaput M.** (2013) - Déformation et activité intrusive des volcans boucliers - Du terrain à la modélisation numérique (Piton des Neiges - La Réunion). Thèse Université de La Réunion.
- Chaput M., Famin V. et Michon L.** (2014 a) - Deformation of basaltic shield volcanoes under co-intrusive stress permutations. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 119(1), 274 - 301, doi: 10.1002/2013JB010623.
- Chaput M., Pinel V., Famin V., Michon L., Froger J.L.** (2014 b) - Cointrusive shear displacements by sill intrusion in a detachment: a numerical approach. *Geophysical Research Letters*, 41, doi:10.1002/2013GL058813.
- Chevalier P.** (2003) - Cartographie géologique au 1/10 000 du Cirque de Salazie - rapport d'avancement. Rapport BRGM/RP-52681-FR, 52 p., 38 fig., 1 tab., 6 ann.

- Chevalier L. et Bachèlery P.** (1981) - Évolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, Océan Indien Occidental. *Bull. Volcano.* **44**, p. 723-741.
- Chevallier L.** (1979) - Structures et évolution du Volcan Piton des Neiges, île de La Réunion. Leurs relations avec les structures du Bassin des Mascareignes - Océan Indien Occidental. Thèse, Univ. Grenoble, 180 p.
- Cruchet M.** (2002) - Suivi des déformations au cours de l'année 2001, route d'Hell-Bourg (R.D. 48), Cirque de Salazie, Île de La Réunion. Rapport BRGM/RP-52083-FR, 2002 SGR/REU 07, 8 fig., 5 tab., 3 ann., 24 p.
- Cruchet M.** (2002) - Suivi des déformations de la route départementale 52, route du plateau de Grand Ilet, au cours de l'année 2001, Cirque de Salazie, Île de La Réunion. Rapport BRGM/RP-52076-FR, 2002 SGR/REU 08, 10 fig., 5 tab., 3 ann., 24 p.
- Cruchet M.** (2002) - Le référentiel géodésique du massif du Piton des Neiges. Rapport BRGM/RP-52937-FR.
- Cruchet M., Auber B.** (2002) - Suivi des glissements d'Hell-Bourg et de Grand-Îlet. Présentation des dispositifs. Rapport BRGM/RP-52938-FR.
- Cruchet M., Frissant N., Mathon C.** (2002) - Suivi des déformations des remparts de La Réunion, Présentation des dispositifs du Maïdo et de Mahavel. Rapport BRGM/RP-52939-FR.
- Cruchet M., Aubié S.** (2003) - Les mouvements de terrain de grande ampleur dans les cirques et les grandes ravines de la Réunion. Inventaire des mouvements de terrain historiques. BRGM/RP-52913-FR, 16 p.
- Cruchet, M., Nehlig P., Chevalier P., Lacquement F.** (2008) - Nouvelles datations K-Ar et 14C dans le massif du Piton des Neiges. Rapport technique BRGM/RP-56905-FR, 22 p.
- Defos de Rau J.** (1959) - Le relief de l'île de La Réunion. Etude de Géomorphologie volcanique. Thèse, Univ. De Bordeaux, France, 319 p.
- Delibrias G., Guiller M.T., Labeyrie J.** (1983) - Gif Natural radiocarbon measurements IX Radiocarbon, t. XXV.
- Deniel C.** (1988) - 230Th-238Th radioactive disequilibrium in some differentiated lavas from Piton des Neiges (Réunion Island). *Int. Cong. Geochim. Cosmochim. Paris, Chem. Geol., Spec Issue 70*, p. 126.
- Deniel C., Kieffer G. and Lecointre J.** (1992) - New 230Th-238U and 14C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion - A revised chronology for the differentiated series. *J. Vol. and Geotherm. Res.* **51**, p. 253-267.
- Famin, V., Michon L.** (2010) - Volcano destabilization by magma injection in a detachment, *Geology*, **38**, p. 219-222.
- Garcin M., Casanova J., Cruchet M.** (2002) - Synthèse sur l'évolution paléoclimatologique de l'Île de La Réunion et des régions environnantes. Rapport BRGM/RP-52674-FR.
- Garcin M., Poisson B., Cruchet M.** (20xx) - Évolution paléoclimatologique de l'Île de La Réunion : Repérage des séquences sédimentaires remarquables dans les cirques. Étude de faisabilité de datations par luminescence. Rapport BRGM/RP-52873-FR.
- Gérard A. & Stieljes L.** (1979) - Évaluation du potentiel géothermique de l'île de La Réunion. 2^{ème} phase exploratoire : géologie et géophysique. Rapport BRGM 79 SGN 538 GTH, 50 p.
- Gillot P.Y. & Nativel P.E.** (1982) - K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Réunion island, Indian Ocean. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **13**, p. 131-146.
- Haurie J.L.** (1984) - Formations bréchoïdes de la Mare à Vieille Place. Cirque de Salazie. Massif du Piton des Neiges, Île de La Réunion. DEA Univ. Grenoble, 135 p.
- Haurie J.L.** (1987) - Géodynamique des cirques de La Réunion. Implications géotechniques et stabilité des versants. Thèse Univ. Grenoble, 284 p.
- Kieffer G.** (1990) - Grands traits morphologiques de l'île de La Réunion (Océan Indien), In *Le Volcanisme de La Réunion*, Monographie, edited by J.F. Lénat, p. 75-114.
- Kieffer G., Gillot P.Y., Cornette Y., Germanaz C., Nativel P.** (1993) - Une phase éruptive exceptionnelle dans l'histoire récente du Piton des Neiges (île de La Réunion) : l'histoire de la « dalle soudée ». *C.R.Acad. Sci., Paris*, t. 317, Série II, p. 835-842.
- Kluska J.M.** (1997) - Évolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans. Thèse Univ. Paris XI, 125 p.
- Labazuy P.** (1996) - Recurrent landslide events on the submarine flanks of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), in *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, edited by W. Mc Guire, A.P. Jones and J. Neuberg. *Geol. Soc. London*, p. 293-305.
- Lacquement F., Nehlig P. et al.** (2003) - Cartographie du cirque de Cilaos, Rapport d'avancement des travaux 2003. Rapport BRGM/RP-52872-FR, 89 p, 91 fig.
- Lacquement F., Nehlig P. et al.** (2008) - Notice des cartes géologiques des cirques du piton des Neiges (Île de La Réunion, France). Rapport final, BRGM/RP-56730-FR, 96 p.34 ill., 3 planches hors texte.
- Lacroix A.** (1936) - Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses Produits. Gauthier-Villars, 297 p.
- Lénat J.F., Bachèlery P., Bonneville A., Galdéano A., Labazuy P., Rousset D., Vincent P.M.** (1990) - Structure and morphology of the submarine flank of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean). *Oceanologica Acta*, vol. Spécial 10, p. 211-223.
- Lénat J.F., Gibert-Malengreau B., Galdéano A.** (2001) - A new model for the évolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *Jour. Geophys. Res.*, 106, B5, p. 8645-8663.
- Maillot E.** (1999) - Les systèmes intrusifs des volcans boucliers océaniques : Île de La Réunion (Océan Indien) ; Approche structurale et expérimentale. Thèse d'Université, Univ. de La Réunion, Saint-Denis.

- Mairine Ph., Bachèlery P.** (1997) - Un grand épisode érosionnel dans l'histoire de la Fournaise ancienne. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences*.
- Mathon C.** (2002) - Auscultation des remparts de La Réunion, Moyens à mettre en œuvre. Rapport BRGM/RP-52887-FR.
- McDougall I.** (1971) - The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochim. And Cosmochim. Acta*, **35**, p. 261-288.
- Nativel P.-E.** (1978) - Volcans de la Réunion. Pétrologie faciès zéolite, (Piton des Neiges). Sublimés, (Piton de la Fournaise). Thèse d'état, Université de Paris-Sud, Orsay (France), 510 p.
- Nedellec J.L., Cruchet M.** (2003) - Typologie des éboulements rocheux et des modes de rupture associés, étude bibliographique. Applications au contexte de l'île de La Réunion. Rapport BRGM/RP-52909-FR.
- Oehler J.F.** (2005) - Les déstabilisations de flanc des volcans de l'île de La Réunion (Océan Indien): Mise en évidence, implications et origines. Thèse de doctorat. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 478 p.
- Page B.A.** (1994) - Late stage evolution of Piton des Neiges volcano, La Réunion. PhD Thesis Edinburgh, 311 p.
- Pinchinot H.** (1984) - Étude géologique des formations superficielles et du Proche substratum à Grand Ilet (Cirque de Salazie, La Réunion). Application à la cartographie du Risque de mouvements de versants. Thèse, Univ. Grenoble, 215 p.
- Quidelleur X., Holt J.W., Salvany T. & 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. *Geophys. J. Int.* **182**, p. 699-710.
- Rais A., Laj. C., Sumont J., Gillot P.Y., Guillou H.** (1996) - Geomagnetic field intensity between 70000 and 130000 years BP from a volcanic sequence on La Réunion, Indian Ocean. *Earth and Planet. Sci. Letters* **140**, p. 173-189.
- Rançon J.Ph.** (1982) - Contribution à l'étude des minéralisations hydrothermales liées à un système géothermique récent dans l'île de La Réunion. Thèse Univ. Orsay, 225 p.
- Raucoules D., Carnec C., Cruchet M.** (2003) - Utilisation de techniques de télédétection (interférométrie radar et corrélation d'images optiques) pour la détection de glissements de terrain sur l'île de La Réunion. Rapport BRGM/RP-52871-FR.
- Rivals P.** (1950) - Histoire géologique de l'île de La Réunion. Thèse, Univ. Toulouse.
- Rocher Ph. & Westercamp D.** (1989) - The Salazie ignimbrite (Piton des Neiges volcano, Réunion island) : chronostratigraphy, description and significance of lithic fragments and eruptive mechanisms. *J. of Volcano Geotherm. Res.* **36**, p. 177-191.
- Rocher Ph.** (1988) - Contexte volcanique et structural de l'hydrothermalisme récent dans le Massif du Piton des Neiges (île de La Réunion). Thèse Université Paris Sud, France, 443 p.
- Salvany T., Lahitte P., Nativel P., Gillot P.-Y.** (2012) - Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Reunion Island, Indian Ocean): Competition between volcanic construction and erosion since 1.4Ma. *Geomorphology* **136.1**: p. 132-147.
- Smietana M.** (2010) - 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. Thèse de doctorat, Université de La Réunion, 362 p.
- Stieljes L.** (1986) - Carte des coulées historiques du Volcan de la Fournaise.
- Upton B.G.J., Wadsworth W.J.** (1972) - Aspects of magmatic evolution on Réunion Island. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* **271**, p. 105-130.
- Upton B.G.J. & Wadsworth W.J.** (1969) - Early volcanic rocks of Réunion and their tectonic significance. *Bull. Volc.*, **33**, p. 1246-1268.
- Upton B.G.J., Wadsworth W.J.** (1967) - A complex basalt-mugearite sill in Piton des Neiges Volcano, Réunion. *Amer. Mineral.*, **52**, p. 1246-1268.
- Upton B.G.J., Wadsworth W.J.** (1965) - The basalts of Réunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.*, **29**, p. 7-24.
- Upton B.G.J. & Wadsworth W.J.** (1965) - Geology of Réunion island, Indian Ocean. *Nature*, **207**, p. 151-154.