Le volcanisme actif du Piton de la Fournaise

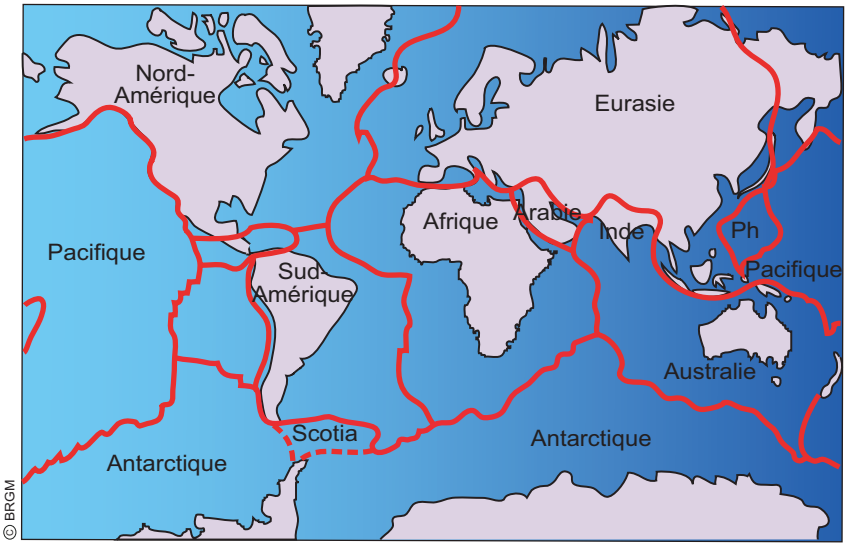
Informations générales

Un découpage de la Terre en plaques

La surface de la Terre se découpe en plaques d'épaisseur variable appelées **plaques lithosphériques** qui se déplacent lentement sur l'asthénosphère. Cette partie du **manteau supérieur** est en mouvement lent (quelques cm par an) et entraîne la plaque sus-jacente. Ces plaques sont peu déformables à l'exception de leurs limites. À ce niveau, deux plaques peuvent réaliser différents types de mouvements relatifs :

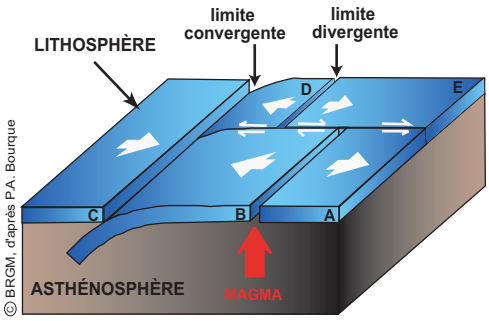
- converger dans les **zones de subduction et de collision** ;
- diverger et s'éloigner au niveau des **dorsales océaniques** ;
- glisser l'une contre l'autre le long d'une **faille transformante**.

Ainsi, le relief de la Terre, la répartition géographique des volcans et des séismes, les contours des bordures continentales sont autant de témoins de la tectonique des plaques.



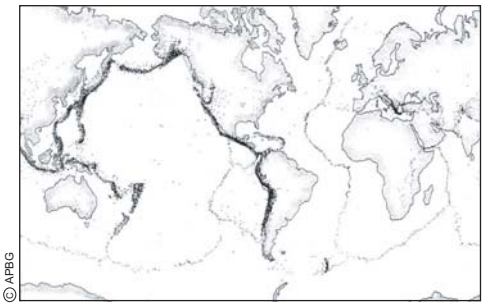
© BRGM

Les plaques lithosphériques



© BRGM, d'après P.A. Bourque

Les différents types d'interaction entre les plaques



© APBG

Répartition de l'activité sismique dans le monde

Un peu d'histoire

Le météorologiste Allemand Alfred Lothar Wegener (1880-1930) est à l'origine de la théorie sur la dérive des continents. Plus tard devenue « Tectonique des Plaques », la dérive des continents a été très vivement discutée pendant des décennies, avant et après la mort de Wegener. Elle fut même écartée comme étant excentrique, absurde, et improbable. Pour la communauté scientifique, les continents et les océans constituaient un dispositif permanent sur la surface de la Terre. Pour tous, il semblait impossible qu'une « force » puisse exister pour déplacer des continents à grandes distances. Et pourtant, Wegener a consacré sa vie à chercher obstinément l'ultime preuve pour la défendre. Il mourut de froid, en 1930, lors d'une expédition au Groenland, mais la polémique qu'il avait engendrée, perdura. Dans les années 50, de nouvelles preuves issues de l'exploration des fonds océaniques et d'autres études, ont relancé l'intérêt pour la théorie de Wegener, menant finalement au développement de la théorie de la Tectonique des Plaques bien admise aujourd'hui.

© USGS

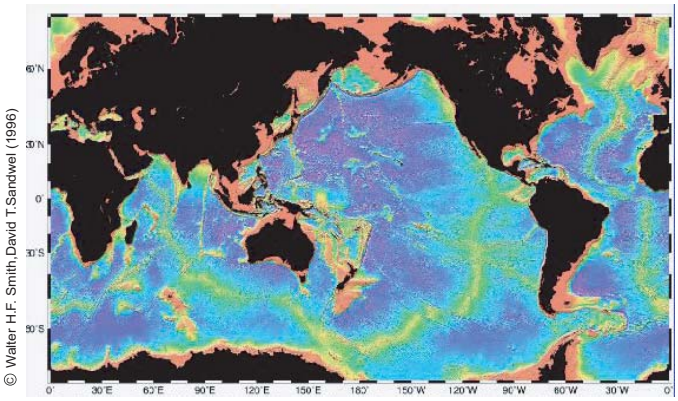
A. Wegener

En plus...

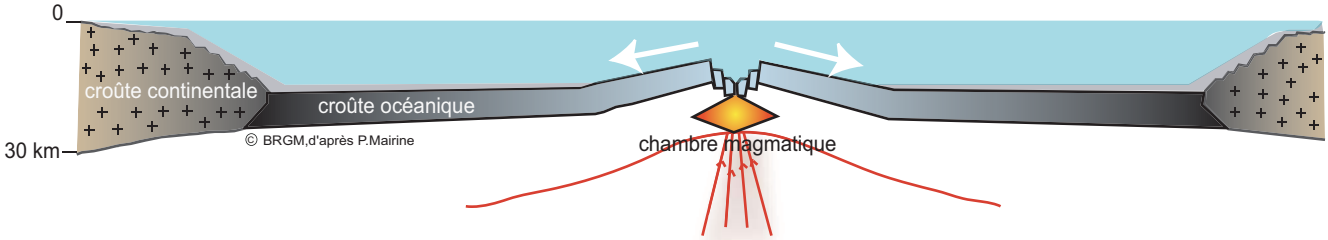
La théorie de la tectonique des plaques permet la reconstitution de l'histoire de tous les océans, de leur naissance jusqu'à leur disparition. L'exemple vivant actuel d'une naissance est celui du rift Est-africain, au cœur duquel se sont formés de grands lacs. Le fossé s'élargissant et s'approfondissant est envahi par la mer. C'est le stade océan étroit.

Divergence au niveau des dorsales océaniques

Les **dorsales médio-océaniques** sont de grandes chaînes volcaniques sous-marines où se produisent les mouvements de divergence des plaques. Ces dorsales marquent la trace d'une fissure profonde qui coupe la lithosphère et atteint la zone plus chaude et moins résistante de l'asthénosphère. Des matériaux en fusion (magma) montent dans la fissure et se consolident. Le plancher océanique prend ainsi naissance de part et d'autre de la dorsale. La plaque océanique ainsi formée sera, bien plus tard, recyclée dans le manteau à la faveur d'une zone de subduction (voir figure Principe de la subduction).



Carte de la bathymétrie mondiale - Les dorsales correspondent aux reliefs marqués par les couleurs du bleu ciel au jaune

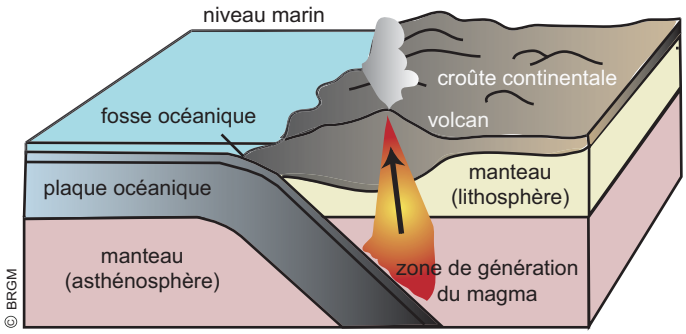


Fonctionnement d'une dorsale

Convergence dans les zones de subduction et de collision

On a vu que les océans s'agrandissent aux dorsales ; or, la surface de la Terre reste constante... Il existe donc des zones dans lesquelles la lithosphère disparaît. Ce phénomène est appelé la **subduction** et se produit au niveau de grandes **fosses océaniques** (tout autour du Pacifique, en bordure du Japon, le long du Chili, du Pérou...). Dans ces grandes fosses de subduction, le plancher de l'océan plonge à l'intérieur de la Terre. À ces endroits, les tremblements de terre sont fréquents en raison de la friction qui s'exerce entre la plaque qui plonge et celle restée en surface. La plaque plongeante se déshydrate, de l'eau s'en échappe et passe dans le manteau sus-jacent où des minéraux hydroxylés (micas amphiboles) vont cristalliser. Ceci a pour effet d'abaisser sa température de fusion. La roche fond alors partiellement et produit du magma. Le volcanisme y est aussi intense. Signalons enfin que la subduction concerne principalement la lithosphère océanique, la lithosphère continentale trop légère, n'étant que rarement engloutie sous le manteau. Parfois, un océan séparant deux continents disparaît totalement par subduction. Ces continents entrent alors en **collision**. C'est le cas par exemple de l'Inde, entrée en collision avec l'Asie lorsque l'océan qui les séparait a disparu. La chaîne de l'Himalaya s'est ainsi formée.

Mots clés : **plaque lithosphérique, subduction, collision, faille transformante, dorsale, plancher océanique, fosse océanique**



Principe de la subduction

Coulissage le long des failles transformantes

Il existe également des zones où les plaques coulissent latéralement l'une contre l'autre. La faille de San Andreas en Californie est un exemple de **faille transformante** où la plaque Pacifique glisse le long de la plaque nord-américaine.

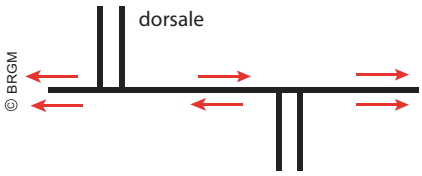


Schéma d'un coulissage le long d'une faille transformante

Kit Pédagogique Sciences de la Terre - La Réunion © BRGM octobre 2006

Le volcanisme actif du Piton de la Fournaise

Les éruptions effusives

Edification d'un cône de projections à partir d'une fissure

Une éruption sur le Piton de La Fournaise démarre la plupart du temps par l'ouverture d'une **fissure**. À partir de celle-ci, le **magma** arrivé en surface subit un fort dégazage lié à sa décompression. Des **fontaines** et des **rideaux de lave** sont ainsi actifs pendant plusieurs heures voire plusieurs jours. Les projections de magma à partir de la fissure éruptive édifient progressivement un ou plusieurs cônes par accumulation des **éjectas** (cendres, lapilli, bombes) produits par les explosions.

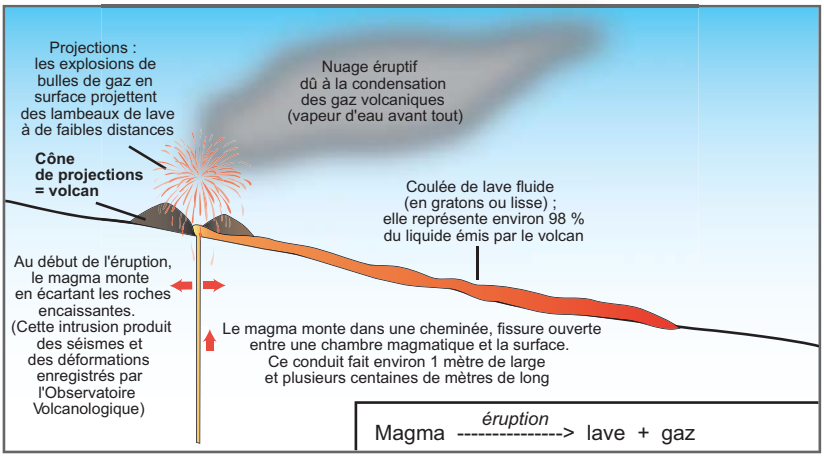
Des projections de différentes tailles

Le violent dégazage du magma provoque l'expulsion de lambeaux de lave de dimensions et de formes variées. Ces éjectas sont classés selon une granulométrie bien définie :
- cendres (0 à 2 mm) ;
- lapilli (2 à 64 mm) ;
- bombes (> 64 mm) ;

Les éléments les plus grossiers sont projetés selon des trajectoires balistiques alors que les plus fins (cendres) propulsés très haut à la verticale, puis dispersés par le vent, vont retomber souvent très loin des lieux de l'éruption.

© IPGP

Formation du Piton Guanying en novembre 2002

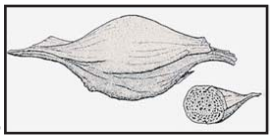


© BRGM, d'après P. Mairine

Schéma d'une éruption effusive

Les bombes

Ces projections aux formes variées correspondent à des blocs de lave prenant au cours de leur trajectoire dans l'air des formes caractéristiques. Sur le Piton de La Fournaise, il est ainsi possible de rencontrer :
- des bombes en chou-fleur,
- des bombes en bouse de vache,
- des bombes rubanées,
- des bombes en fuseau.



© BRGM

Bombe en fuseau

L'expression du verre volcanique

Dans les produits des éruptions récentes du Massif de La Fournaise, le verre volcanique (liquide qui a subi un refroidissement très rapide sans former de microcristaux) revêt trois formes distinctes :
- les cheveux de Pélé : filaments de verre volcanique produits par l'activité de fontaines de lave. Leur diamètre est inférieur à 0,5 mm. Largement dispersés par les vents, ils se déposent à des kilomètres voire même des dizaines de kilomètres du lieu de l'éruption, sur les pourtours du Massif de La Fournaise, et même sur le Massif du Piton des Neiges ;
- les réticulites, rares sur le Piton de La Fournaise, ce sont des « ponces basaltiques » issues de l'éclatement d'une multitude de petites bulles de gaz dans un magma particulièrement fluide ;
- les surfaces vitrifiées noires et brillantes des laves avançant en mer.

En plus...

À retenir

Lors d'une éruption, des morceaux de lave sont éjectés et retombent à proximité du point d'émission : ce sont des projections. Leur grosseur dépend de la force des explosions : plus ces dernières sont violentes, plus la lave est divisée et plus les projections sont petites. Des bombes denses peuvent être éjectées avec les cendres lors d'éruptions rendues plus explosives par la rencontre du magma et de l'eau souterraine. Si elles ne sont pas solidifiées en arrivant au sol, les projections se soudent entre elles et donnent un niveau solide, une dalle de projections soudées.

Les coulées de lave du Piton de La Fournaise

Aspects des coulées

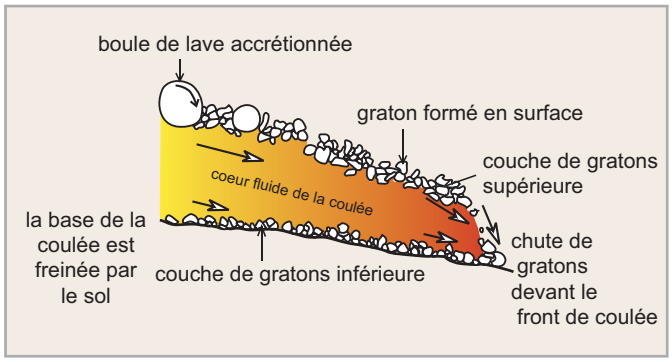
Les morphologies de surface des coulées de lave du Piton de La Fournaise dépendent de la viscosité du magma, ainsi que des contraintes subies par la lave :
- si la surface de cette coulée forme une croûte plus ou moins plissée, souvent cordée : cette coulée est de **type pahoehoe** (« lave lisse ») ;
- une coulée est de **type aa** (« en gratons ») lorsque sa surface est morcelée. Les morceaux sont mats, gris-mauve. Les laves à l'origine de ces morphologies de surface sont plus riches en gaz et correspondent la plupart du temps à un débit de lave élevé.

© BRGM

Coulée pahoehoe

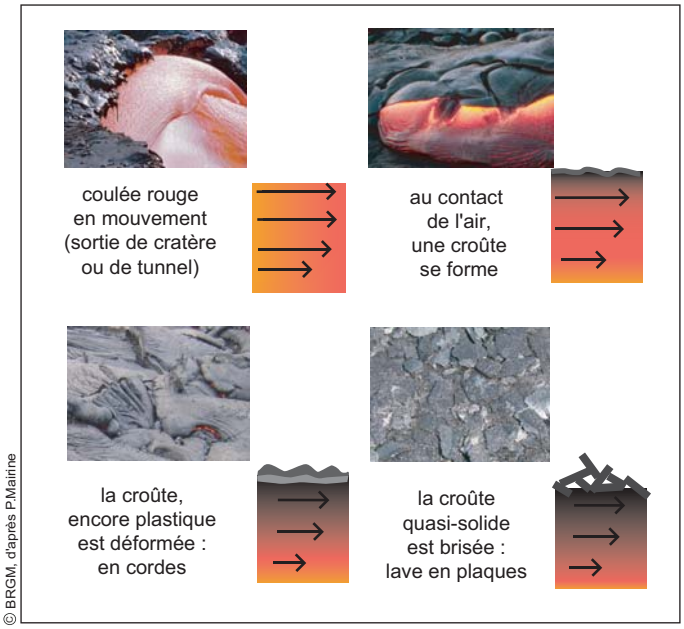
© BRGM

Coulée aa



© P.Mairine

Coupe d'une coulée aa en mouvement



© BRGM, d'après P.Mairine

Formation d'une croûte à la surface d'une coulée pahoehoe

Les tunnels de lave

Ils ne sont pas rares au sein des coulées basaltiques de type pahoehoe du Piton de La Fournaise. Dans un chenal d'écoulement de la lave, une croûte épaisse se constitue en surface par refroidissement. Un flot de lave continue à s'écouler dans le tunnel ainsi formé. Les dimensions des tunnels de lave rencontrés sur le Volcan sont très variables.

© P. Mairine

Tunnel de lave dans l'Enclos

Itinéraire d'une coulée de lave jusqu'à la mer

Au cours d'une éruption effusive, une ou plusieurs langues de coulée s'épanchent depuis la fissure nourricière, souvent à la base d'un cône de projections. Cette ou ces coulées progressent alors sur les pentes raides du Volcan à une vitesse allant de quelques mètres à un kilomètre par heure, la vitesse de la lave dans un chenal pouvant, elle, atteindre localement 80 km/h, comme ce fut le cas de l'éruption hors Enclos de 1977. Dans certains cas, elles arrivent en mer provoquant des explosions par interaction entre le magma, dont la température avoisine les 1200 °C, et l'eau de mer.

© M. Kerneis

L'arrivée à la mer de la coulée de 2004

Mots clés : **fissure, magma, fontaine de lave, cendres, lapilli, bombes, cheveux de Pélé, réticulites, verre volcanique, coulées pahoehoe, aa, cône de projection**

Kit Pédagogique Sciences de la Terre - La Réunion © BRGM octobre 2006

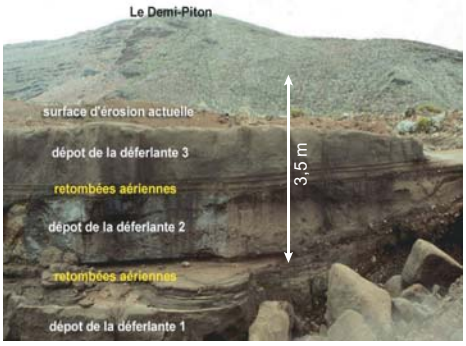
REGION REUNION
VALORISONS NOS ATOUTS
Géosciences pour une Terre durable
brgm

Le volcanisme actif du Piton de la Fournaise

Les éruptions explosives

Des éruptions très explosives

Dans le Massif du Piton de La Fournaise, ont également lieu des éruptions violemment explosives, provoquées par des interactions entre le magma et l'eau souterraine contenue dans l'édifice volcanique. La vaporisation de l'eau provoque des éruptions phréatiques (éjection de roches anciennes sans magma frais) ou hydromagmatiques (présence de magma frais dans les produits de l'éruption).



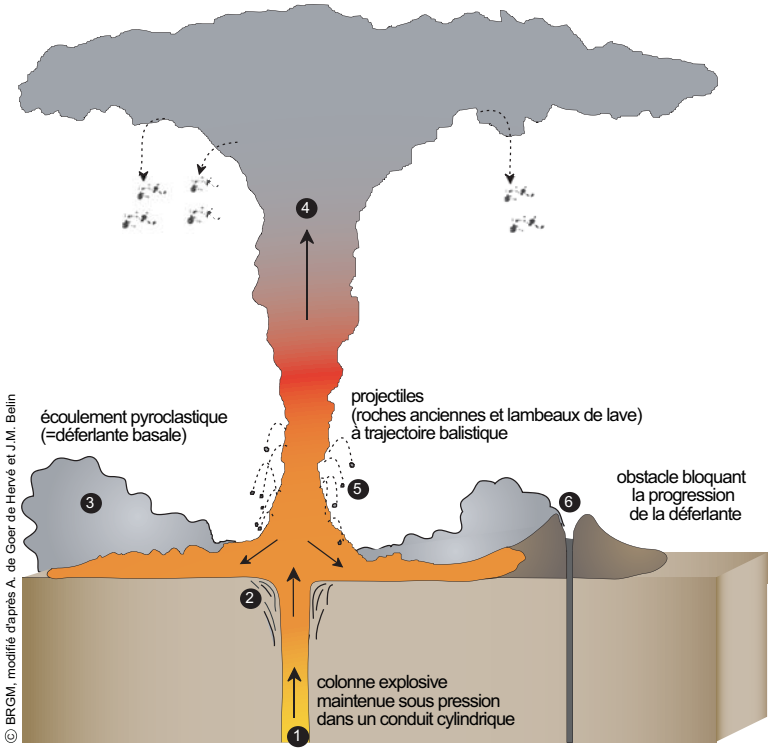
© P. Mairine

La petite carrière de cendres de Bellecombe

Les dépôts des déferlantes pyroclastiques

Les dépôts des déferlantes pyroclastiques des éruptions hydromagmatiques correspondent à des cendres, lapilli et bombes, reposant sur les formations géologiques antérieures. Les dépôts mis en évidence par le creusement de la petite carrière ont 4 700 ans. Ils correspondent à une succession d'événements volcaniques explosifs très violents liés à la formation de la caldeira de l'Enclos Fouqué durant une éruption à caractère hydromagmatique. Les matériaux pyroclastiques ont été déposés par deux types de phénomènes

- des déferlantes dont les dépôts sont épais dans les creux du relief ;
- des retombées aériennes qui se caractérisent par des petits niveaux bien lités.

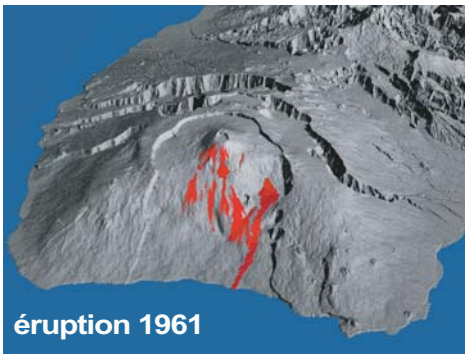


© BRGM, modifié d'après A. de Goer de Hervé et J.M. Belin

Schéma d'une éruption hydromagmatique

Un peu d'histoire

En avril 1961 une coulée de lave épaisse est émise à partir d'un nouveau cône dénommé Alfred Picard en l'honneur d'un célèbre guide du Volcan. Cette coulée d'océanite partie de la Plaine des Osmondes atteint la mer après avoir coupé la RN2 au niveau du Rempart de Bois Blanc. L'éruption se termine par une activité hydromagmatique et l'émission d'un spectaculaire panache de cendres au- dessus du cratère Dolomieu (jusqu'à 8 000m d'altitude).



© BRGM

En plus...

L'éruption du Commerson (cratère visible le long de la RF5) est majeure et complexe. Au début, une fissure s'ouvre sous la poussée du magma, elle est située en bordure de la Rivière des Remparts. Une éruption classique se produit avec projections et coulées de lave. Puis, pour une raison encore inconnue, le magma perce la cloison entre la cheminée et la rivière, libérant un flot important de lave. Le niveau baisse brutalement et l'eau des nappes est aspirée par la dépression : des explosions phréatomagmatiques violentes se produisent.

Du magma à la roche

Lors d'une éruption volcanique, le magma qui s'épanche en surface devient une lave par dégazage. Par refroidissement, celle-ci se solidifie sous la forme d'une roche qui, en fonction de sa composition chimique et de certains paramètres physiques, va présenter un aspect différent. Toutes les roches du Massif de La Fournaise sont de nature alcaline (riches en sodium et en potassium) et appartiennent à la famille des basaltes. En fonction de la teneur en gaz du magma et des conditions de son dégazage, les roches basaltiques du Piton de La Fournaise présentent des structures plus ou moins bulleuses. Le terme de lave massive caractérise l'absence de vacuoles. Les principaux minéraux qui cristallisent dans les chambres magmatiques basaltiques sont :

- les olivines (de couleur vert-jaune) ;
- les pyroxènes (noirs) ;
- les feldspaths-plagioclase (blancs) ;
- des petits minéraux riches en fer et en titane de couleur noire : magnétite, ilménite.

© M.kerneis

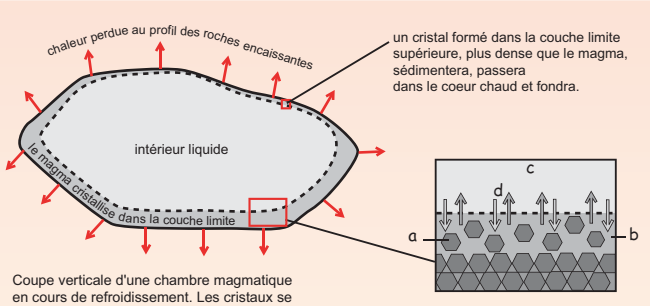
Refroidissement de la coulée 2004

© BRGM

Basalte bulleux de la coulée 1986

Les roches de fond de chambre magmatique

Des roches grenues particulières, cristallisées en profondeur, sont rencontrées de place en place sur le Volcan. Il s'agit de péridotites, cumulats constitués pour l'essentiel, de cristaux d'olivine. Leur formation se fait dans des chambres magmatiques en cours de refroidissement lent. À l'occasion d'éruptions volcaniques, ces péridotites sont arrachées au sous-sol par le magma ascendant. Elles se retrouvent ainsi à la surface, soit dans des projections, soit inclus dans les coulées de lave.



Coupe verticale d'une chambre magmatique en cours de refroidissement. Les cristaux se forment dans des "couches limites", le long des bords de la chambre.

Dans la couche limite, où la température est inférieure à la température de solidification de certains minéraux, des cristaux (a) se développent aux dépens du magma basaltique.
Ailleurs, la cristallisation est impossible.

Ces premiers cristaux (magnétites, olivines, pyroxènes...) appauvrissent le magma interstitiel de la couche limite (b) en éléments "lourds" (Fe, Ti, Mg...) ; ce reste de magma va donc progressivement devenir moins dense que le coeur liquide (c) de la chambre qui le surmonte.

Quand la différence de densité atteint un certain seuil il y a convection (d), le résidu de magma monte et il est remplacé par du magma "frais", amenant aux cristaux les éléments qui commençaient à manquer. Ceux-ci vont alors pouvoir continuer de grossir sans changer de nature.

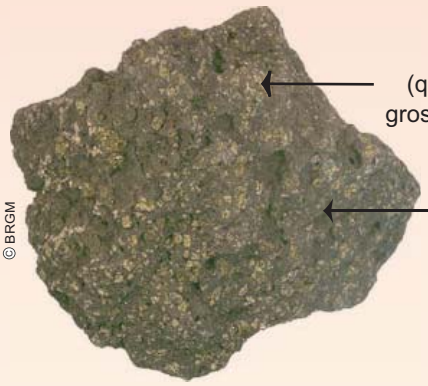
Ce mécanisme permet la croissance de cristaux peu variés et leur concentration au fond de chambres où le liquide intérieur est régulièrement renouvelé par du magma plus profond, basaltique.

© BRGM modifié d'après Ph. Mairine

Coupe verticale dans la chambre magmatique en cours de refroidissement

Une lave est une roche qui résulte de deux processus de refroidissement pendant laquelle cristallisent des minéraux de tailles différentes.

échantillon

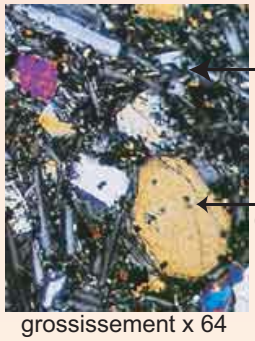


© BRGM

Premier refroidissement lent
dans une chambre magmatique
(quelques dizaines d'années au moins)
gros cristaux d'olivine, pyroxène, feldspath.

Second refroidissement très rapide à l'air libre
(quelques secondes à quelques jours)
cristaux invisibles à l'oeil nu (**microlites**)
(feldspath, olivine, pyroxène).

lame mince



© LSTUR

microlites

gros cristaux
(**phénocristaux**)

grossissement x 64

Selon les cristaux visibles dans la pâte grise microlitique, nous distinguons :

- le basalte aphyrique (sans cristaux visibles à l'oeil nu)
- le basalte à olivine (océanite si plus de 20 % d'olivine)
- le basalte à plagioclases ou « roche pintade »

Mots clés : **éruption phréatique, déferlante pyroclastique, retombée aérienne, roche basaltique, péridotite, olivine, pyroxène, plagioclase**

REGION REUNION
VALORISONS NOS ATOUTS
Géosciences pour une Terre durable
brgm

Le volcanisme actif du Piton de la Fournaise

Les éruptions historiques

Le recensement des coulées

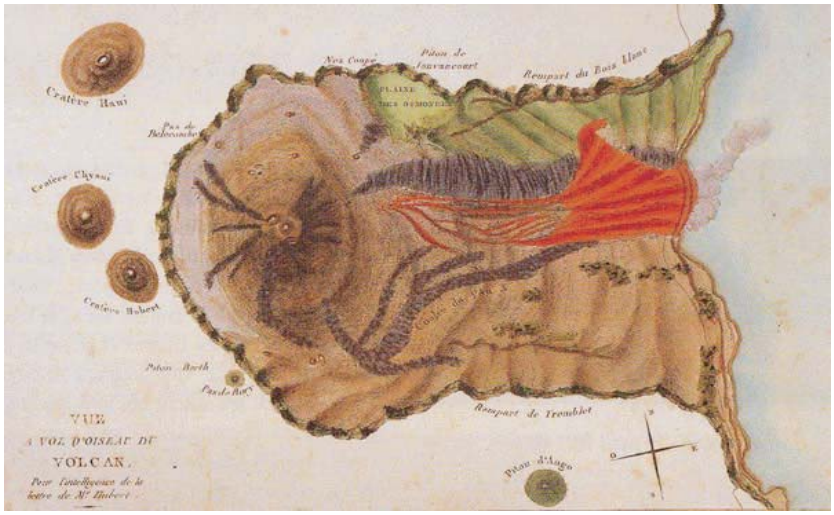
Depuis les débuts de la colonisation de l'île au milieu du XVIIème siècle, environ 200 éruptions ont été rapportées et parfois décrites sur le Massif de La Fournaise. C'est à cette époque qu'un scientifique, Jean-Baptiste Bory de Saint-Vincent (1777-1848) décrivit le volcanisme de l'île. Il donna un nom aux principaux cratères d'après le nom de scientifiques renommés : lui-même Bory, Dolomieu, Faujas de Saint-Fond, Ramond, Haüy. Le chiffre réel est probablement très supérieur car de nombreuses éruptions ont dû passer inaperçues, en particulier les plus anciennes. La quasi-totalité (95 %) des coulées historiques recensées se sont épanchées dans l'Enclos, soit dans les cratères sommitaux, soit sur les flancs du cône central. Sur cette période historique le plancher de l'Enclos a été intégralement renouvelé. De façon plus exceptionnelle, des éruptions ont également eu lieu en dehors de l'Enclos (5 %).

Du début de la colonisation à 1800

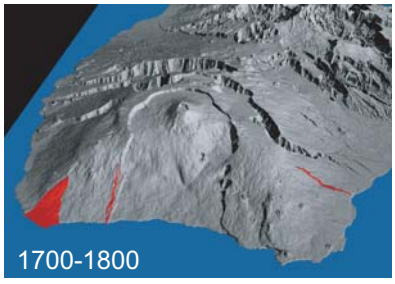
Cette période de deux siècles et demi est mal documentée. Néanmoins, les traces de nombreuses éruptions ont été retrouvées en conjuguant des observations de terrain et l'interprétation de documents d'archives. Au cours du XVIIIème siècle, une bonne partie de l'Enclos a été recouvert par des coulées de lave. Trois éruptions se sont produites en dehors de l'Enclos et ont toutes atteint la mer.

1800-1900

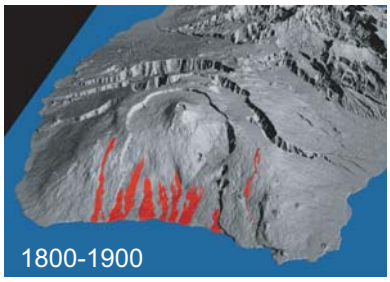
Les observations faites au cours du XIXème siècle, font ressortir l'épanchement de nombreuses coulées de lave dans les zones basses de l'Enclos, donnant l'impression d'une activité éruptive concentrée au niveau des Grandes Pentes.



Carte géologique du Piton de la Fournaise réalisée par Bory de Saint-Vincent



© BRGM



© BRGM

Localisation des éruptions entre 1700 -1800 et 1800-1900 sur le modèle numérique de terrain

De 1889 à 1891, l'activité volcanique a été presque ininterrompue.

1900-1940

En 1911, s'est formé un nouveau cratère sommital dans la partie ouest du cratère Dolomieu. Il a été appelé Vélain, du nom d'un célèbre naturaliste du XIXème siècle. Entre janvier et août 1931, se produit la plus importante éruption en volume du XXème siècle. Environ 130 millions de m^3 d'océanites auraient été émis. En janvier 1939, de fortes émissions de cheveux de Pélé auraient causé la mort de nombreuses têtes de bétail dans la Plaine des Cafres.

En plus...

La dernière éruption du Piton de la Fournaise date du 17 février 2005. La fissure éruptive se trouvait au niveau du Nez Coupé de Sainte-Rose. Une deuxième fissure s'est ouverte le 25 février au pied du rempart de Bois-Blanc avant de donner naissance à une importante coulée (400-500 m de large) de laves fluides qui a dévalé les pentes du Grand-Brûlé avant de couper la RN 2 et d'atteindre l'océan en fin d'après-midi.

1970-1980

En 1972, six épisodes éruptifs ont lieu. Neuf autres se produisent durant une autre phase d'activité située à cheval sur les années 1975 et 1976. En avril 1977, une éruption hors Enclos, la première depuis 1832, pose un problème aigü de sécurité civile. En effet, plusieurs langues de coulées d'océanite, émises à partir d'une fissure dans les Hauts de Sainte-Rose, menacent les villages de Piton Sainte-Rose et de Bois Blanc. Une coulée traverse finalement Piton Sainte-Rose, détruisant 37 habitations et 110 ha de champs de canne à sucre avant d'atteindre la mer. Cette alerte volcanique fournit un argument fort pour l'installation d'un **observatoire volcanologique** permanent, qui voit le jour en 1980.

© A. Elma

Coulée de lave de 1977 encerclant l'église de Piton Sainte-Rose

1980-1992

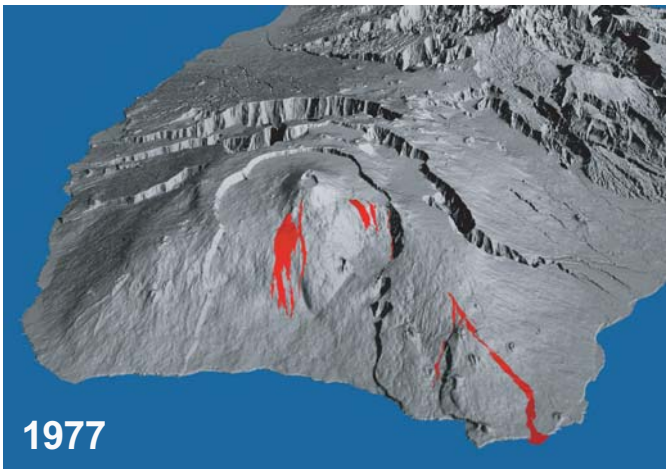
L'année 1981 marque une étape importante dans la prévision des éruptions. Le 23 janvier, la sismicité et le gonflement du sommet du Volcan, permettent en effet d'annoncer à partir d'observations instrumentales, le déclenchement d'une nouvelle éruption. Une semaine plus tard, le 3 février, l'éruption démarre. En mars 1986, un nouvel épisode hors Enclos, annoncé par l'Observatoire, se produit. Mais contrairement à celui de 1977, il se situe sur la rift zone sud-est, un peu au dessus du Piton de Takamaka. Deux coulées se dirigent vers la mer. Le 19 mars, les populations habitant entre l'Îlet-aux-Palmistes et le Tremblet sont évacuées. La lave s'écoule jusqu'à la mer et l'île s'agrandit de 24 ha entre le site de la Table et le puits Arabe. Le 29 mars, une forte explosion secoue le Cratère Dolomieu, expulsant des cendres et des blocs. Un cratère puits de 80 m de profondeur se forme.

© IPGP/OVPF

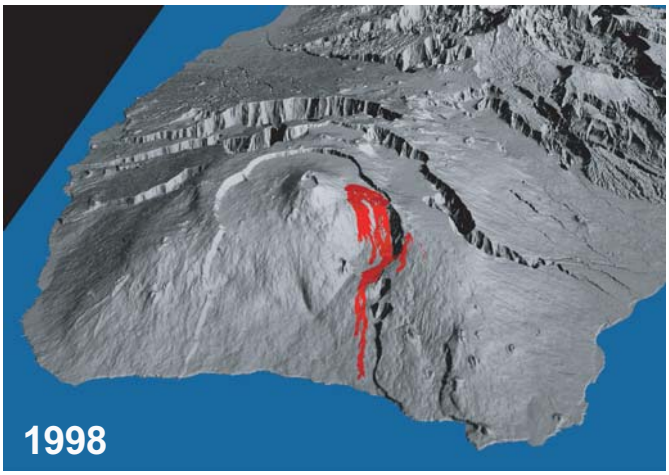
Éruption de 1998 avec la formation du Piton Kapor

1998

Appelée par certains « l'éruption du siècle », la reprise d'activité après cinq ans et demi de calme éruptif, constitue un événement auprès de la population qui se déplace en nombre pour assister au début de l'éruption. Des mesures de sécurité exceptionnelles sont alors prises par les services de la Sécurité civile (organisation de navettes en taxi, fermeture provisoire de l'Enclos…). Cette éruption dure 196 jours, entre mars et septembre, mais la coulée n'atteint finalement pas la mer. 60 millions de m3 de lave ont été émis. Ce chiffre impressionnant est pourtant inférieur à celui de l'éruption de 1931 qui en moins de 50 jours a émis 130 millions de m3.



© BRGM



© BRGM

Cartographie des coulées du Piton Kapor en 1998

Mots clés : **enclos, cratères, Grandes Pentes, cratère Dolomieu, Observatoire Volcanologique**

Kit Pédagogique Sciences de la Terre - La Réunion © BRGM octobre 2006

REGION REUNION
VALORISONS NOS ATOUTS
Géosciences pour une Terre durable
brgm

Kit Pédagogique Sciences de la Terre

1

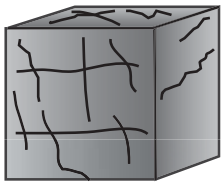
La Réunion

Le volcanisme actif du Piton de la Fournaise

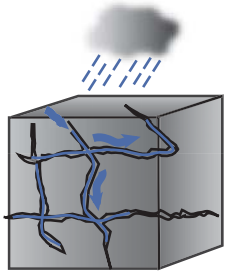
Découverte de sites sur la route du Volcan

Blocs de basalte altérés

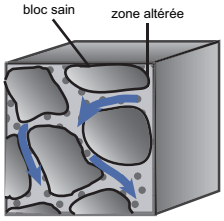
Ils résultent d'un phénomène d'altération formant des boules en « pelures d'oignon ». L'eau de pluie en s'infiltrant à travers les fissures produites lors du refroidissement de la coulée de lave, favorise l'altération des basaltes. Les interactions entre l'eau et la roche modifient la composition minéralogique initiale de la roche qui se désagrège peu à peu.



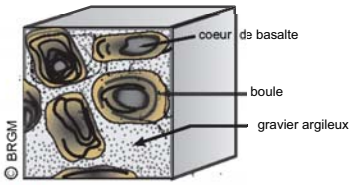
1- Réseau de fractures hérité du refroidissement d'une coulée de lave



2 - Circulation et imprégnation d'eau dans la coulée de lave



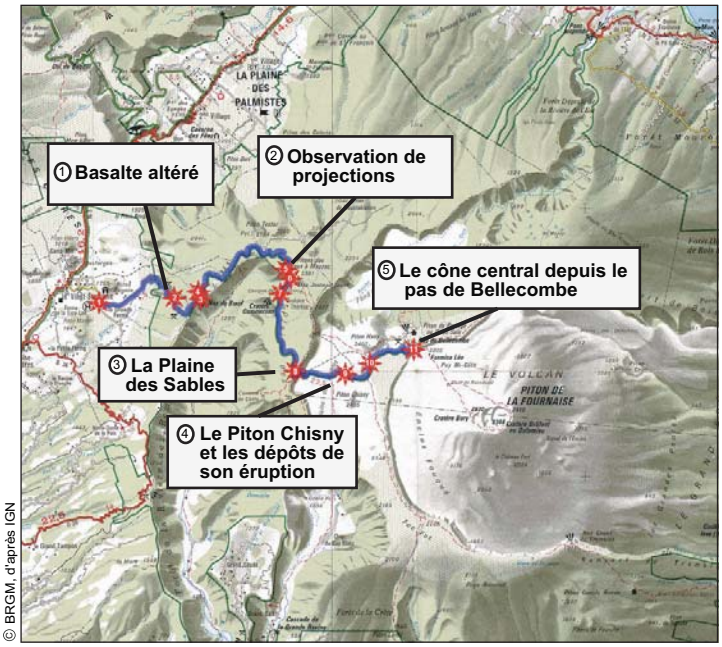
3 - Début d'altération de la coulée de lave (du parallélépipède à la sphère)



4 - Formation des boules

5 - Altération en pelures d'oignon des boules

Étapes de l'altération en boules des basaltes

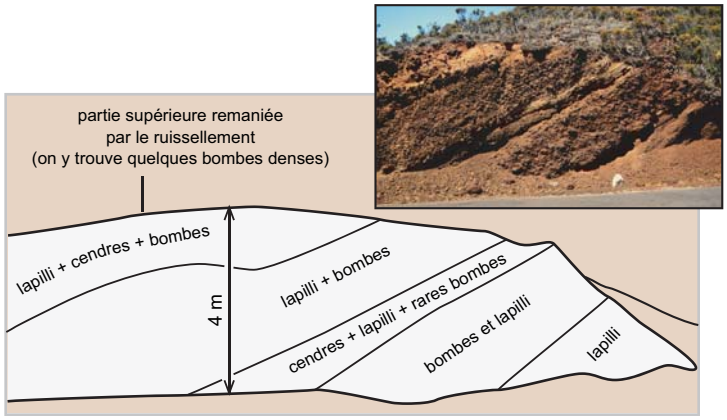


Localisation des arrêts géologiques remarquables

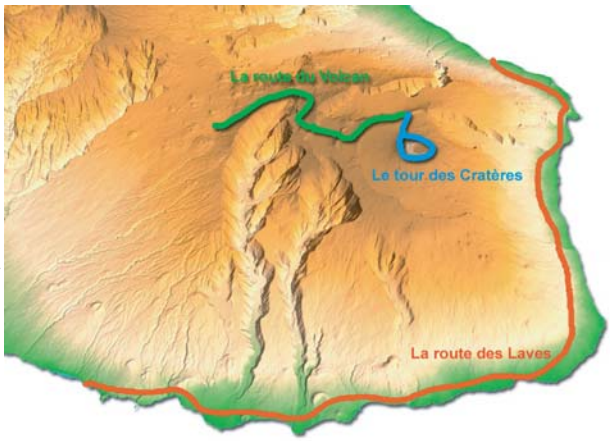
Des projections meubles

Dans le talus qui fait face au terre-plein, affleurent toutes sortes de projections volcaniques. Elles résultent de l'arrivée très rapide du magma en surface (fontaines de lave) ou de l'explosion des bulles de gaz. Les niveaux d'accumulations sont bien marqués, chacun correspond à un style d'éruption :

- cendres : explosions fortes ;
- lapilli : arrivée rapide du magma en surface avec fontaines de lave ;
- bombes scoriacées : l'éruption est classique.



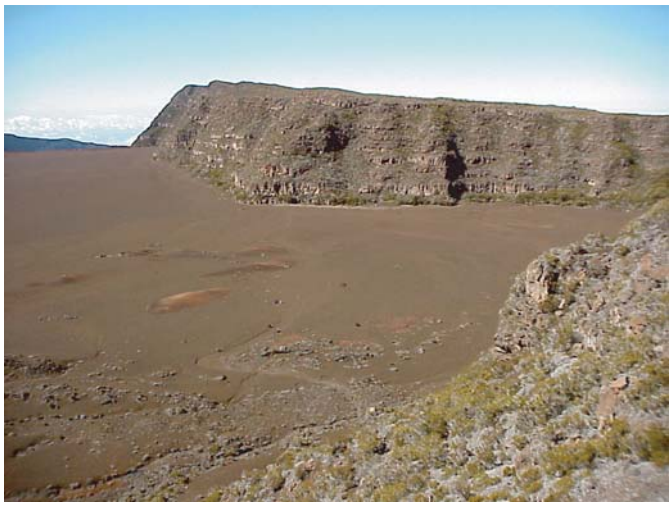
Coupe dans le talus de la RF5 montrant les projections meubles



© BRGM, d'après donées IGN

La Plaine des Sables

Le milieu minéral « lunaire » de la Plaine des Sables, correspond à une vaste caldera. L'absence de végétation est due à l'altitude mais aussi à la présence de cendres grossières et de lapilli qui ne permettent pas à l'eau de pluie d'être stockée dans ce sol très perméable. Le rempart qui la borde au Nord et à l'Ouest est constitué d'un empilement de coulées de lave et marque la bordure de cette caldera d'effondrement qui s'est mise en place il y a moins de 65 000 ans.



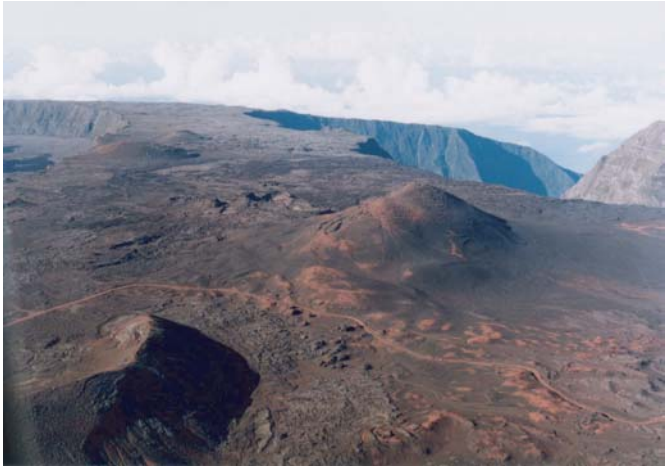
© BRGM

La Plaine des Sables

Mots clés : **altération, cône strombolien, cendres, lapilli, bombes, éruption explosive, caldeira, rift**

Le Piton Chisny et les dépôts de son éruption

L'éruption du Piton Chisny représente un événement éruptif majeur de l'histoire géologique récente du Massif de La Fournaise. Un important volume de lave a été émis à partir de cet appareil vers l'an 1000. Des coulées de lave se sont déversées dans la vallée de la rivière Langevin et ont même atteint la mer, parcourant une distance de 25 km. Le magma était d'origine profonde et a remonté de nombreux cumulats à cristaux d'olivine et de pyroxène issus d'anciennes chambres magmatiques refroidies.



© S.Gélabert

Le Piton Chisny vu depuis le Pas des Sables

Le cône central depuis le Pas de Bellecombe

Le Piton de La Fournaise *sensu stricto*, est un cône volcanique construit au centre de la caldeira la plus récente du massif, limitant l'Enclos. Il est couronné par deux cratères coalescents, le Dolomieu et le Bory. Ils se trouvent à la croisée de plusieurs zones de fractures. C'est sur ses flancs et dans la plaine de lave de l'Enclos que se sont produites la plupart des coulées historiques.

© S.Gélabert

Vue aérienne du cône central du Piton de la Fournaise

REGION REUNION
VALORISONS NOS ATOUTS
Géosciences pour une Terre durable
brgm

Le volcanisme actif du Piton de la Fournaise

Découverte de sites sur le sentier de l'Enclos

Une cheminée volcanique dans le rempart de Bellecombe

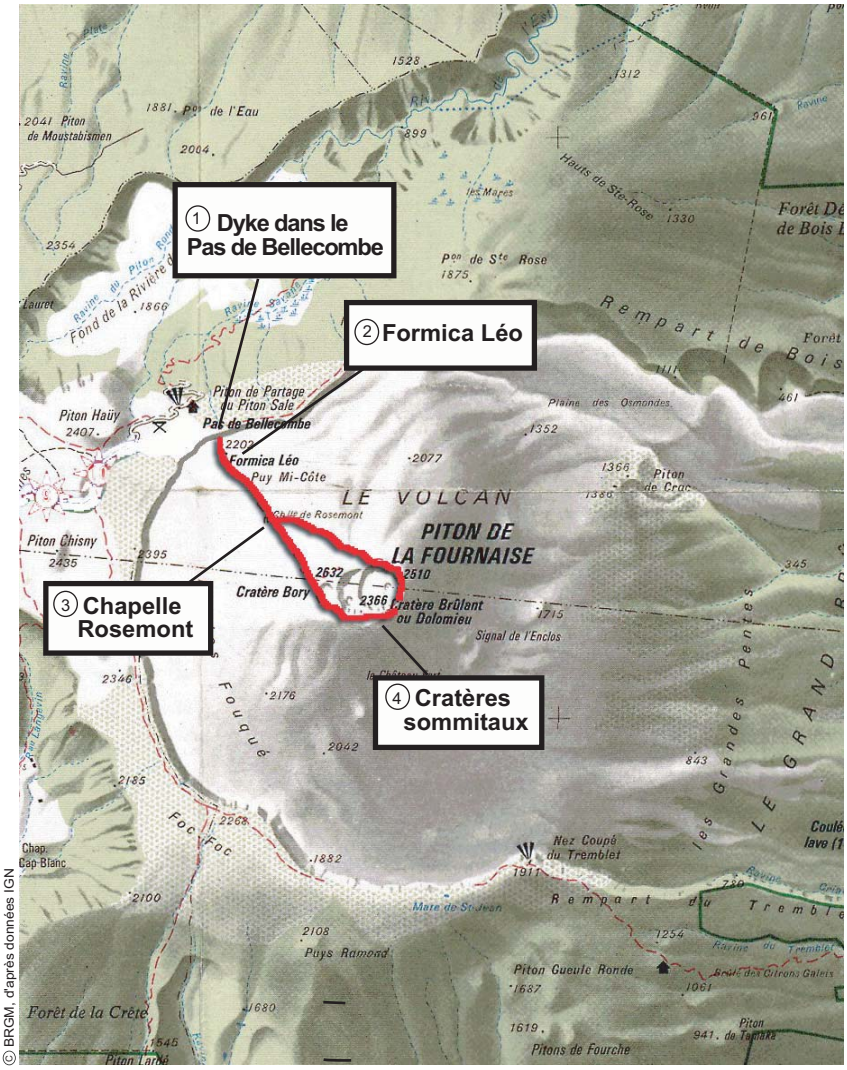
Dans les premiers mètres du sentier descendant à l'Enclos, se trouve une cheminée intrusive dans les coulées de lave qui forment le rempart. Cette intrusion filonienne (dyke), en partie dégagée par l'érosion, correspond à la consolidation du magma dans une cheminée qui a alimenté une éruption en surface.

© P. Mairine

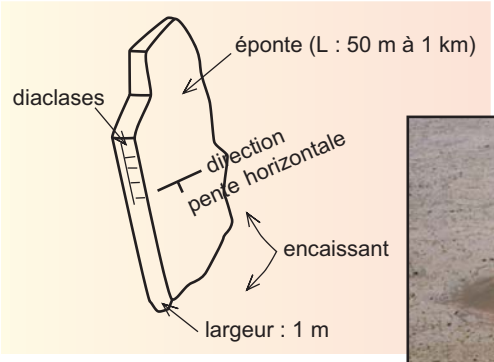
Dyke dans le rempart du Pas de Bellecombe

Le Formica Léo

Au départ du sentier de l'Enclos, le petit cône volcanique double du Formica Léo, doit son nom à sa forme en entonnoir qui rappelle le piège édifié par la larve du fourmi-lion. Ce volcan est constitué essentiellement d'éléments de lave scoriacée et oxydée : lapilli et bombes. Il a été décrit pour la première fois en 1753, sans que la date de l'éruption qui lui a donné naissance soit connue. Sa base est encerclée par des coulées de lave plus récentes dont certaines présentent des figures de compression (rides) dues à la collision des laves en mouvement avec le cône.



© BRGM, d'après données IGN



© P. Mairine

Dyke : nomenclatures et mesures

Le Formica Léo vu depuis le Pas de Bellecombe

Laves cordées

Une très belle dalle de laves cordées est observable sur le parcours du sentier. Les laves cordées ou pahoehoe correspondent à des **rides de compression**, lors de son écoulement, d'une coulée de lave basaltique très fluide, très peu chargée en gaz.

Laves en « tripes »

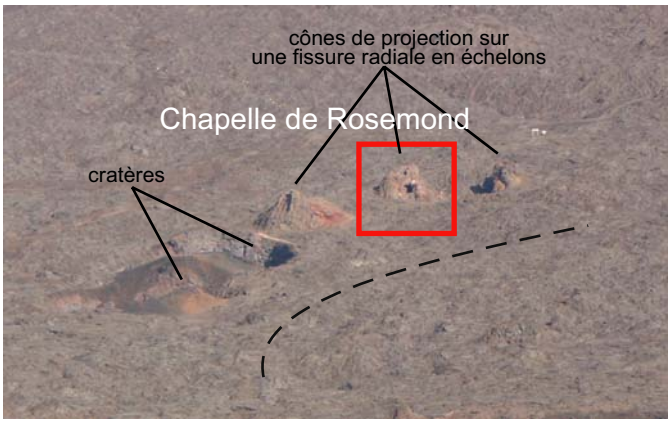
© BRGM

Laves "en tripes"dans l'Enclos du Piton de La Fournaise

Cette morphologie particulière de coulée de lave pahoehoe est appelée lave en « tripes » ou en « tubes ». Elle se rencontre assez fréquemment dans le champ de lave de l'Enclos. Ces figures sont le plus souvent creuses et représentent de petits tubes de lave dans lesquels s'écoule la lave encore fluide.

La chapelle de Rosemond

Ce petit édifice, ainsi nommé en hommage à un naturaliste du XVIIIème siècle, s'est bâti sur une fissure éruptive radiale de la rift zone Nord 120°. Ses projections ont formé une voûte qui a fondu partiellement par la suite (stalagmites). La chapelle est associée sur la même fissure à deux cratères en partie remplis par des coulées pahoehoe tardives. Sa couleur rouge est due à l'oxydation du fer des laves par de l'oxygène entraîné et chauffé par les gaz volcaniques.



© BRGM

Emplacement de la chapelle de Rosemond dans l'Enclos

© BRGM

Les cratères sommitaux

Au centre de l'Enclos s'est édifié un cône d'une hauteur de 400 m par rapport au niveau de la plaine de lave environnante. Le sommet de ce cône est couronné par deux cratères coalescents. Le plus petit, d'environ 300 m de diamètre, déjà présent lors des premières phases de colonisation de l'île, est le cratère Bory (en hommage au célèbre naturaliste Bory de Saint-Vincent qui le premier a décrit scientifiquement le Volcan au XVIIIème siècle). Le cratère Bory est le point culminant du massif du Piton de La Fournaise, à 2 632 m d'altitude. Il est peu actif depuis 1795, bien que des éruptions s'y soient produites en 1937, 1942, 1979 et 1981. La dernière éruption en date qui a contribué à renouveler très modestement le plancher de lave du cratère est celle d'août 2003, au cours de laquelle une fissure éruptive s'est ouverte, le vendredi 22. Le plus grand, d'environ 800 m de diamètre, est le cratère Dolomieu (nommé ainsi d'après un autre naturaliste, le Marquis de Dolomieu), apparu en 1791.

© P. Mairine

Vue aérienne des cratères sommitaux du Piton de la Fournaise

Mots clés : **cheminée volcanique, dyke, intrusion filonnienne, lave scoriacée, figures de compression**

Kit Pédagogique Sciences de la Terre - La Réunion © BRGM octobre 2006

Le volcanisme actif du Piton de la Fournaise

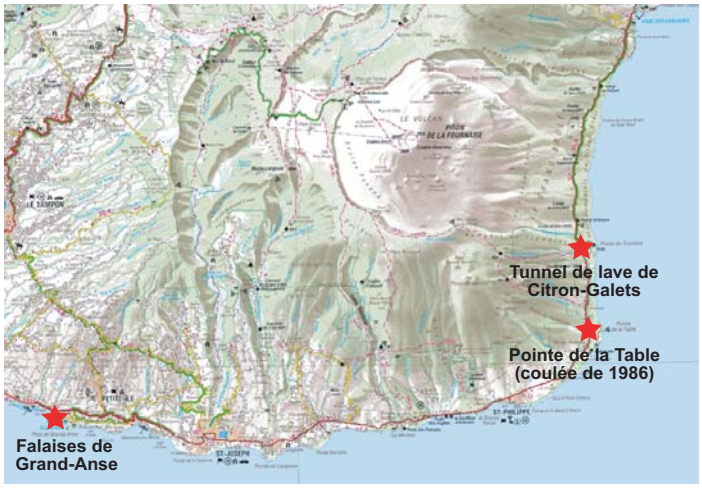
Découverte de sites sur la Route des Laves

"L'éruption du XXème siècle"

L'éruption de 1998 marque une reprise de l'activité du Piton de La Fournaise après cinq ans de calme éruptif. De par sa durée (sept mois, du 9 mars au 21 septembre), elle est considérée comme l'éruption la plus longue du XXème siècle. En revanche, elle n'est pas la plus importante de ce siècle de par le volume de magma émis (60 millions de m3 en 1998 contre 130 millions de m3 en 1931). Le principal cône qui s'est construit lors de cette éruption a été nommé Piton Kapor (qui désigne un jeune esclave vigoureux), en commémoration du 150ème anniversaire de l'abolition de l'esclavage. Une coulée s'est approchée du littoral jusqu'à quelques mètres de la RN2 sans la traverser. Cette coulée de lave dont la colonisation végétale est déjà importante (développement, en particulier, du « Bois de source » appelé aussi « Bois de Chapelet ») a donné des figures pahoehoe. La roche est un basalte aphyrique très vacuolaire.

© BRGM

Coulée de 1998 colonisée par le Bois de Source

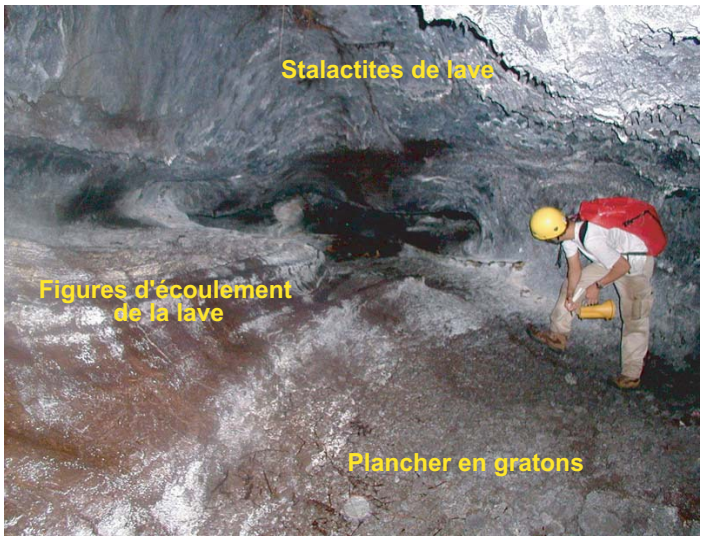


© IGN

Localisation des arrêts sur la Route Nationale 2

Le tunnel de lave de Citron-Galets

En novembre 1800, une éruption a eu lieu hors Enclos. Elle a alimenté une grande coulée de lave fluide qui a atteint la mer. Dans cette coulée, un tunnel résultant du refroidissement des bordures et du toit de la lave, s'est formé. D'une longueur d'environ 600 m, son tracé est assez complexe. Cette curiosité géologique présente des figures particulières : stalactites de lave pendant du plafond, **figures de flux** correspondant à des niveaux d'écoulement de la lave, plancher scoriacé…



© BRGM

A l'intérieur du tunnel de lave de Citron-Galets

Les hyaloclastites de Grand-Anse

Cette coupe en bord de mer, permet d'observer deux types de formations volcaniques : à la base, des strates de roches de couleur jaune-orange correspondent à des hyaloclastites qui doivent leur origine à un dynamisme éruptif particulier. Celles-ci sont recouvertes par un empilement de coulées de lave de couleur grise. Les hyaloclastites sont constituées de débris de magma vitrifié et de blocs rocheux, arrachés aux terrains pré-existants lors d'une éruption explosive hydromagmatique.
Ce type d'éruption se produit lorsqu'un magma montant vers la surface rencontre des eaux souterraines : l'eau se vaporise sous l'effet de la chaleur du magma, augmentant considérablement le degré d'explosivité de l'éruption, ce qui a comme effet la fragmentation et la projection du magma juvénile et des roches encaissantes. Par ailleurs, le magma réagit chimiquement avec l'eau et il y a hydrolyse du verre volcanique avec formation de palagonite jaune, un type particulier d'argile.
A proximité de la RN2, on trouve également des hyaloclastites au lieu-dit le Cap jaune entre Vincendo et Saint Joseph.

© M.Kerneis

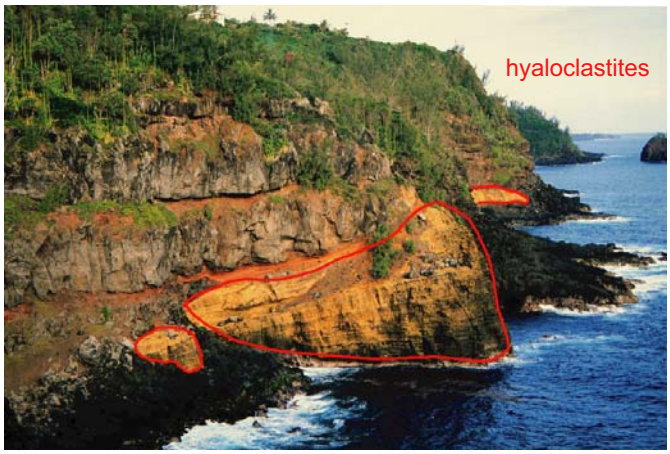
Falaise de hyaloclastites de Cap jaune

© S. Gélabert

Bois de chapelet colonisant une coulée

La colonisation végétale des coulées

Très rapidement, les coulées sont colonisées par la végétation. En effet, sur les pentes basses du Massif de La Fournaise, certaines plantes profitant de conditions propices d'ensoleillement et d'humidité, s'installent très vite dans cet écosystème. S'implantent ainsi successivement : mousses, lichens, fougères, « Bois de rempart », « Bois de chapelets »,...
Cet ordre d'apparition des végétaux constitue le modèle traditionnel de la **colonisation végétale,** mais sur les coulées récentes on a parfois constaté un bouleversement de cette chronologie. C'est le cas de la coulée 2004 où des filaos se sont développés précocemment.



© BRGM

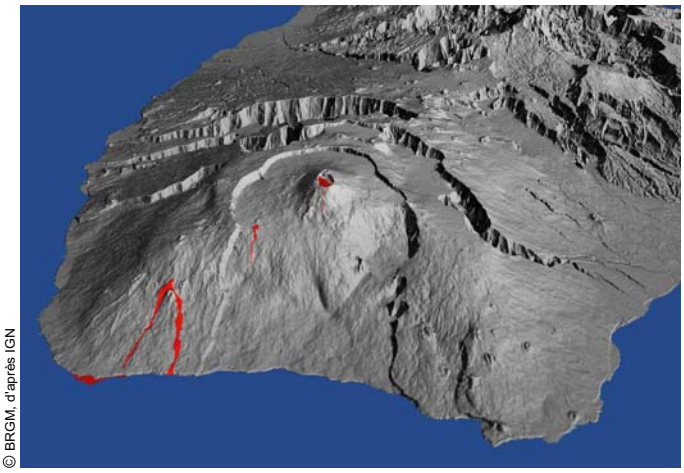
Les falaises de hyaloclastite à Grand-Anse

La Pointe de la Table

Au niveau de la Pointe de la Table, les coulées de lave de l'éruption hors Enclos de 1986, arrivées en mer, ont provisoirement agrandi le territoire de La Réunion d'une vingtaine d'hectares. Les laves sont rapidement érodées par l'action de la mer et une plage rocheuse s'est déjà formée.

© BRGM

Coulées de lave agrandissant le site de la Table à l'ouest de Saint-Philippe lors de l'éruption de 1986



© BRGM, d'après IGN

Cartographie de l'extension des coulées de 1986 sur le modèle numérique de terrain

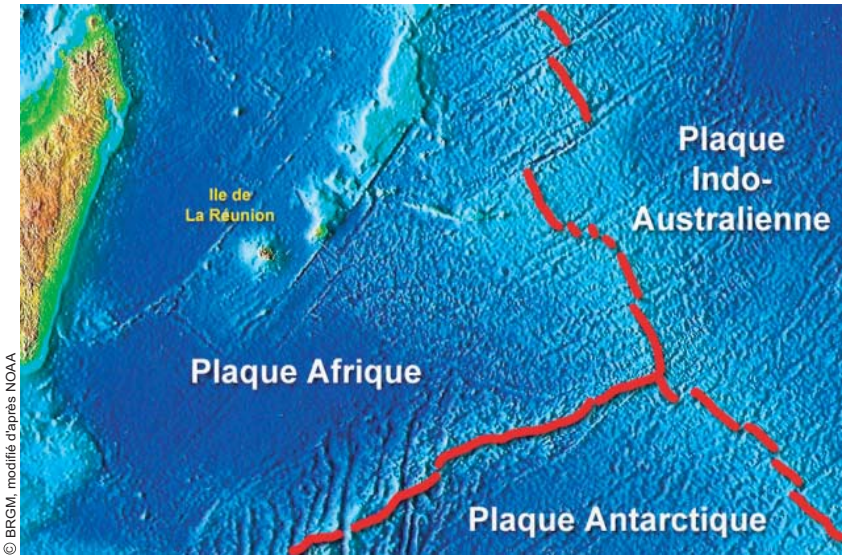
Mots clés : **figures de flux, hyaloclastites, magma juvénile, roches encaissantes, palagonite, colonisation végétale**

REGION REUNION
VALORISONS NOS ATOUTS
Géosciences pour une Terre durable
brgm

Le volcanisme actif du Piton de la Fournaise

L'île de La Réunion, un volcan de point chaud

L'île volcanique de La Réunion est la plus méridionale de l'archipel des Mascareignes (qui comprend également l'île Maurice et l'île Rodrigues). « Posée » sur le plancher de la plaque tectonique Afrique, elle est située à environ un millier de kilomètres à l'ouest du point de rencontre, appelé point triple, des dorsales qui sillonnent l'océan Indien et qui sont de véritables "usines" à fabriquer du plancher océanique.

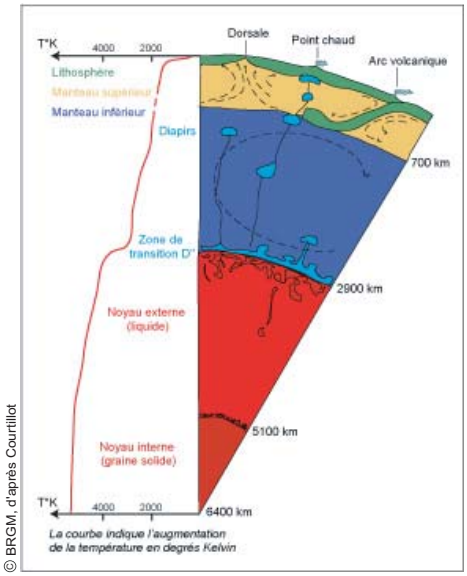


© BRGM, modifié d'après NOAA

Carte des fonds sous-marins autour de La Réunion

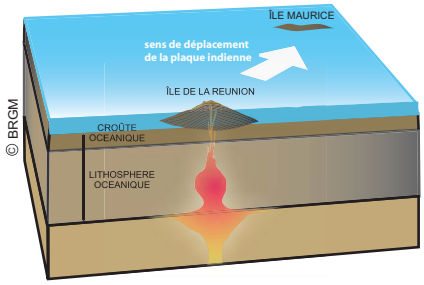
Qu'est-ce qu'un point chaud?

L'essentiel de l'activité volcanique terrestre est associé aux dorsales océaniques et aux zones de subduction, c'est-à-dire aux limites de plaques, divergentes et convergentes. Une part non négligeable du magmatisme terrestre apparaît cependant en position intraplaque aussi bien en domaine océanique que continental. Hawaii ou La Réunion fournissent un exemple particulièrement intéressant d'un tel volcanisme. Ces édifices sont attribués à la remontée de panaches mantelliques, dont les points chauds sont l'expression de surface. La migration des plaques océaniques au-dessus de ces panaches induit l'organisation en chaînes classiquement observée pour le volcanisme intraplaque océanique : les volcans actuels se situent à l'aplomb du panache, et les plus anciens en sont les plus éloignés. La fusion partielle dans ces panaches est liée à la décompression de matériau profond, et produit des magmas différents allant des tholéiites aux basaltes alcalins, voire aux néphélinites, en fonction du degré et des conditions de fusion partielle, ainsi que de la nature de la source mantellique.



© BRGM, d'après Courtillot

Structure et modèle de la Terre



© BRGM

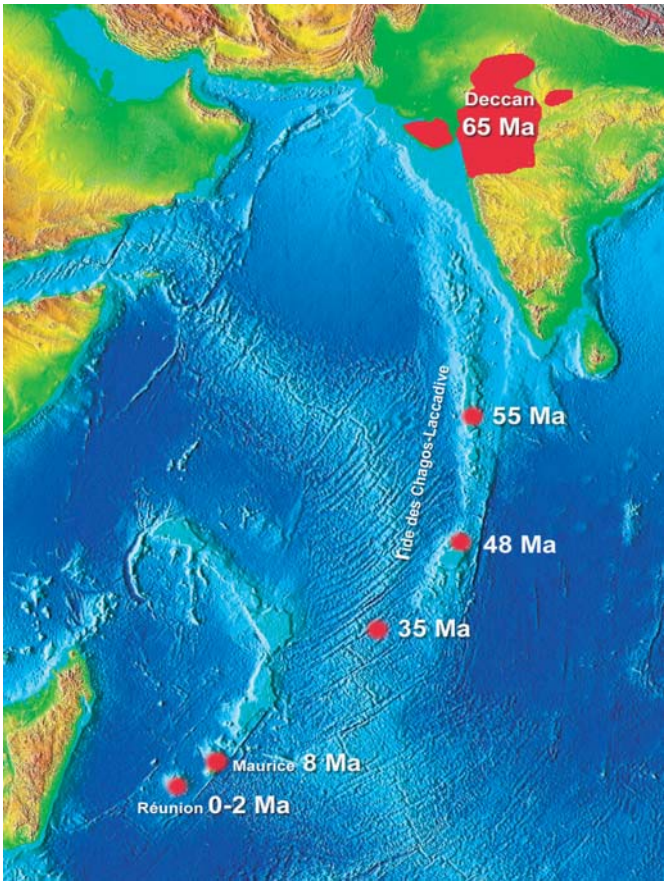
Schéma du fonctionnement du Point chaud à l'origine de l'île de La Réunion

En plus...

Périodiquement dans l'histoire de la Terre, de vastes volumes de laves basaltiques se sont répandus sur les continents ou au fond des océans. Ces écoulements de laves sont les trapps, appelés aussi grandes provinces ignées. Plusieurs exemples célèbres de ces trapps existent : L'empilement de laves basaltiques du Deccan en Inde et celui de Sibérie pour les trapps continentaux. Les plateaux océaniques d'Ontong Java et des Kerguelen. Le trapp du Deccan, dans le Nord - Ouest de l'Inde, couvre une superficie de 500 000 km^2, soit l'équivalent de la France !

La Réunion, résultat d'un point chaud ou de points chauds ?

Actuellement deux hypothèses se partagent les causes du volcanisme réunionnais. La première et la plus couramment admise date du début des années 1980, le volcanisme à l'origine de la formation de La Réunion, résulterait du fonctionnement d'un point chaud unique et fixe qui aurait traversé des plaques lithosphériques en mouvement au - dessus de lui. Ce point chaud, à l'origine des gigantesques **épanchements basaltiques du Deccan** en Inde (autour de 65 millions d'années), serait également responsable de la formation de tout un chapelet d'îles d'âges de plus en plus récents du nord vers le sud, depuis les îles Maldives jusqu'à l'**archipel des Mascareignes** (8 millions d'années pour les volcans de Maurice, autour de 3 millions d'années pour les premières phases d'émersion de La Réunion). Une seconde hypothèse suppose, en prenant comme argument d'importants écarts d'âge entre les différentes îles des Mascareignes, le fonctionnement de plusieurs points chauds propres à chacune.

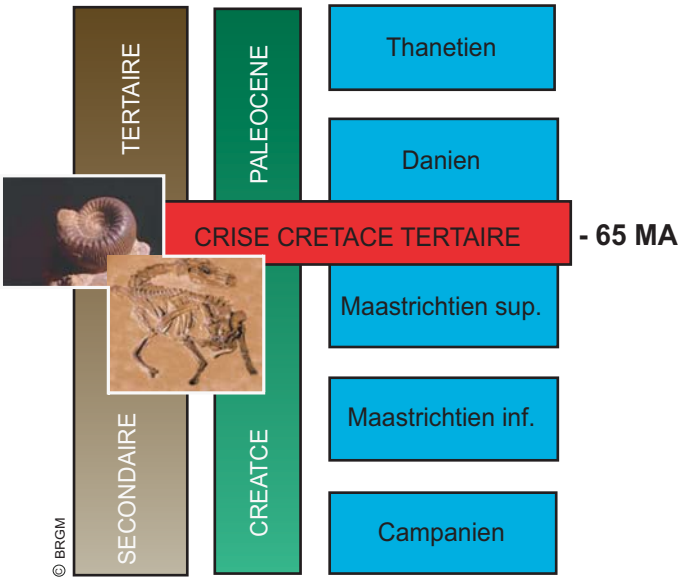


© NOAA

Carte montrant le trajet du point chaud à l'origine de La Réunion

Contribution du point chaud de La Réunion à l'extinction des espèces

Deux grandes hypothèses se partagent les causes d'une crise naturelle majeure il y a 65 millions d'années (limite entre l'ère Secondaire et l'ère Tertiaire), ayant provoqué l'extinction de très nombreuses espèces animales terrestres et marines (dinosaures, ammonites…). La présence importante d'iridium, un métal rare, dans les couches sédimentaires de cette limite stratigraphique entre le Crétacé et le Tertiaire, peut être interprétée comme résultant de l'impact destructeur d'une météorite géante. Mais, on sait aussi que de l'iridium provenant du manteau terrestre, est libéré à la surface de la Terre lors des grandes éruptions volcaniques, telles que celles du Deccan, rattachées au fonctionnement du « point chaud de La Réunion »… D'après une théorie récente, ce serait la combinaison de ces catastrophes qui serait responsable des extinctions massives de la **crise Crétacé-Tertiaire**.



© BRGM

Mots clés : **archipel des Mascareignes, point triple, point chaud (hotspot), épanchements basaltiques du Deccan, crise Crétacé-Tertiaire**

Kit Pédagogique Sciences de la Terre - La Réunion © BRGM octobre 2006

REGION REUNION
VALORISONS NOS ATOUTS
Géosciences pour une Terre durable
brgm