

Promenade géologique à Tenerife

Par Françoise Larvor et Hélène Quéré, membres de la SAGA.

Cap sur Tenerife, l'île la plus vaste de l'archipel volcanique des Canaries, sur les traces de notre voyage avec l'association LAVE qui y tenait son Assemblée Générale 2013. Nous nous intéresserons d'abord à l'histoire géologique de l'archipel et aux différents épisodes marquant le développement de Tenerife. Nous vous emmènerons dans le massif du Teno, un exemple de volcan-bouclier, puis dans la caldeira de Las Cañadas et sur les pentes des différents stratovolcans : Teide et Pico Viejo del Teide. Nous poursuivrons la balade par un examen de quelques cônes stromboliens de la « dorsale » nord-ouest pour terminer par une descente dans un tunnel de lave, la Cueva del Viento.



Figure 1. Les Roques de Garcia dans la caldeira de Las Cañadas, avec le Teide (3 718 m) à l'arrière-plan et le Pico Viejo del Teide (3 150 m) à sa gauche (février 2011).

Aperçu de l'histoire géologique de l'archipel des Canaries

L'archipel des Canaries est situé dans l'Atlantique Nord-Est, sur la plaque tectonique africaine. Comme le montre la figure 2, il est composé des sept îles principales auxquelles s'ajoutent quelques îlots. Le point le plus proche des côtes africaines est à environ 150 km au nord-ouest du Sahara occidental.

Peuplées à l'origine par des communautés de culture berbère d'Afrique du Nord, les îles Canaries furent visitées dès l'Antiquité, notamment par les Phéniciens, les Romains et les Carthaginois. Le terme « Canaria » apparaît pour la première fois dans les

écrits de Pline l'Ancien, « Naturalis Historia », pour désigner la Grande Canarie, en référence au latin *canis*, chien, et à une race spécifique de grands chiens qu'elle abritait alors. Redécouvertes par les européens au XV^e siècle et conquises sur les Guanches, les Canaries font partie de l'Espagne et constituent une des dix-sept communautés autonomes espagnoles. Toutefois, les géographes les rattachent à la Macaronésie, une région formée par des archipels volcaniques regroupant les Açores, Madère et le Cap-Vert.

L'histoire géologique des Canaries et celle de Tenerife sont complexes. Elles ont donné et donnent toujours lieu à des débats d'experts que nous n'avons pas retranscrits ici, nous contentant d'indiquer, dans chaque cas, la théorie qui nous a été présentée lors de

notre séjour lors des conférences et visites organisées par LAVE et/ou qui nous a paru la plus communément admise. Pour une vision plus complète, on se reportera à la bibliographie en fin d'article.

Un volcanisme de point chaud sur la plaque africaine

La figure 2 montre l'âge moyen croissant des principales îles Canaries émergées et leur alignement sur une longueur de 500 km selon un axe sud-ouest/nord-est. Cet alignement a conduit à l'hypothèse d'un point chaud au-dessus duquel se déplace la plaque tectonique africaine qui migre à faible vitesse vers l'est. Un volcanisme de point chaud existe également dans les autres îles de la Macaronésie, même s'il ne constitue qu'une partie de l'activité volcanique aux Açores.

les îles Hawaï. Donc, il y a une subsidence très lente pour l'instant.

Toutefois, il y aurait un affaissement flexural de la lithosphère sous Tenerife.

Si l'on tient compte des paléo-Canaries, îles déjà submergées, le volcanisme émerge dans cette zone au nord-est de Lanzarote, il y a environ 70 Ma. À l'opposé, El Hierro (1,1 Ma) a encore une activité sismique et des mouvements de magma profond.

Une éruption sous-marine a eu lieu au large de ses côtes, non loin de la Restinga, en 2011, et a repris en mars et avril 2012.

Un regain de sismicité s'est ensuite produit fin 2012 et en 2013. Le calme semble revenu ; toutefois, il n'est donc pas exclu de voir naître un jour une nouvelle île qui émergera suivant le processus décrit dans le paragraphe suivant.

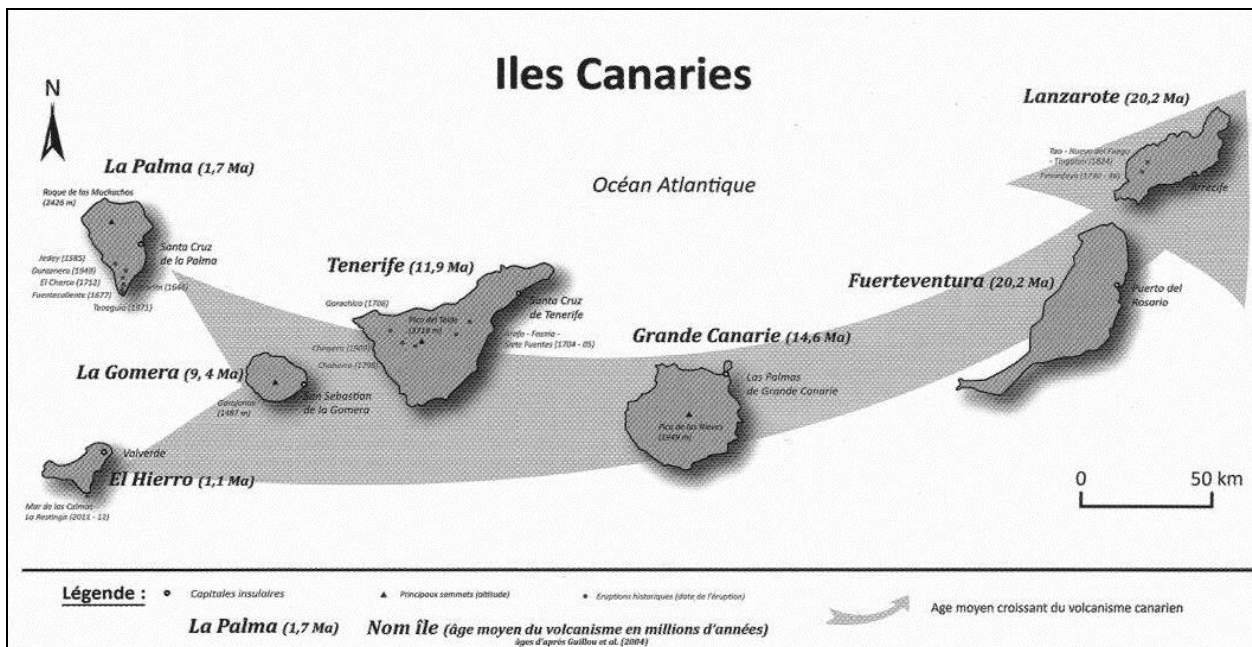


Figure 2.
Les principales îles de l'archipel des Canaries
(source : Fabrice Fillias in [1]).

Du fait du déplacement lent de la plaque africaine, les îles Canaries restent longtemps au-dessus du point chaud. De plus, la proximité du craton africain très froid engendre des courants de convection du magma et donc un volcanisme résiduel qui peut persister très longtemps sur chacune des îles : il y a eu des éruptions volcaniques de 1730 à 1736, à Lanzarote, dont l'âge moyen est de 20,2 Ma ; le plus jeune volcan de l'archipel, le Tenegia, s'est édifié en 1971 à la Palma (1,7 Ma) ; Tenerife (11,9 Ma) a connu d'importantes éruptions en 1492, 1705-1706, 1798 et 1909.

La croûte océanique où se trouvent les Canaries est proche du talus continental. Elle est plus ancienne, plus épaisse et plus rigide que celle qui se trouve sous

L'émergence des îles : le complexe basal

Les îles reposent sur une base imposante, le « complexe basal », dont le volume peut être dix fois supérieur à celui de la partie émergée.

C'est le cas de Tenerife autour de laquelle le plancher sous-marin est à 3 500 m de profondeur. Le complexe basal est composé de plusieurs types d'éléments :

- des sédiments recouvrant le plancher océanique ;
- des empilements de lave en coussins (pillow lavas) dans la zone profonde ;
- des matériaux fragmentés bréchiques, avec la présence de hyaloclastites quand la profondeur diminue, trahissant des phases éruptives hydromagmatiques ;

- des intrusions plutoniques ;
- des complexes filoniens (dykes).

Ce processus de construction est lent car il débute, par exemple pour Lanzarote et Fuerteventura, il y a environ 30 Ma. Ensuite, se produit l'émersion et une construction plus rapide de l'île que nous illustrons ci-dessous par le cas de l'île de Tenerife.

L'histoire géologique de l'île de Tenerife

Trois volcans boucliers se mettent en place au dessus du complexe basal. La phase de construction va durer près de 8 Ma avec une interruption du volcanisme de près de 3 Ma entre le premier et les deux suivants. Les datations suivantes ont été obtenues par méthodes radio-isotopiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et K/Ar :

- bouclier central-sud : 11,86 – 8,87 Ma BP ;
- bouclier nord-ouest (Teno) : 6,11 – 5,15 Ma BP ;
- bouclier nord-est (Anaga) : 4,89 – 3,95 Ma BP.

Le bouclier central-sud, le plus ancien, a été recouvert partiellement par des coulées des boucliers nord-ouest et nord-est, la continuité de l'île et sa forme triangulaire étant déjà existantes dès ce stade.

La carte géologique simplifiée suivante (figure 3) montre en mauve les affleurements des volcans boucliers. Dans le cas du bouclier central-sud, ceux-ci se limitent au Roque Del Conde. Par la suite, de 3,5 Ma BP à 200 ka BP environ, des stratovolcans gigantesques (Cañadas I, II et III) se construisent et s'effondrent au centre de l'île, sur 3 Ma environ, tandis que les boucliers s'érodent. Puis commence l'édification du stratovolcan moderne du Teide dans la caldera de Las Cañadas. En même temps que les stratovolcans se développent, trois rift-zones (baptisées localement « dorsales ») convergeant à 120° vers le centre de l'île.

Figure 3. La structure géologique simplifiée de l'île de Tenerife.
(Source : Ancochea 2002, cité dans [12]).

Les volcans-boucliers : l'exemple du massif du Teno

La structure du Teno se laisse observer grâce à une érosion importante en bordure de mer et lors de la descente du barranco de Masca (figure 4).



Figure 4. Le barranco de Masca entaille profondément le Teno avec, en amont, un amphithéâtre où se nichent des habitations.

Le Teno, côté mer

Côté mer, les falaises de « los Gigantes » sont une fenêtre ouverte sur la structure des flancs sud-ouest du massif. L'effondrement de pans entiers du Teno dans la mer laisse voir les différentes coulées. Leur pendage (figure 5) permet d'imaginer la forme originale du bouclier.

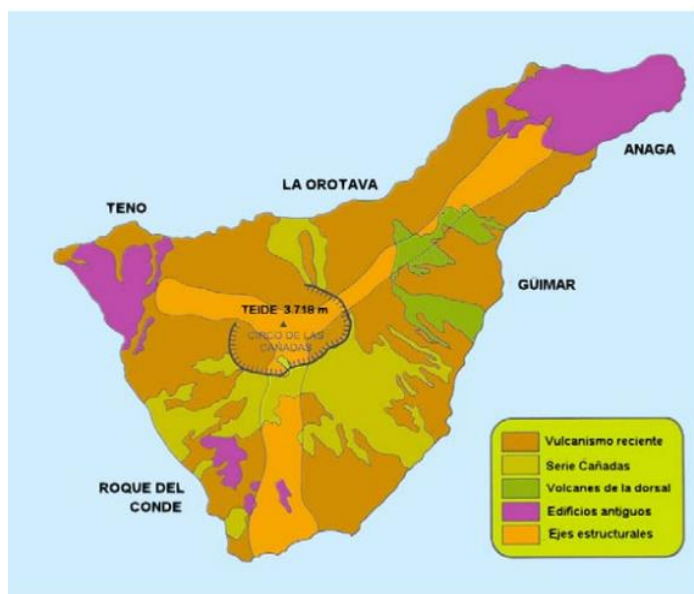


Figure 5. Les falaises de Los Gigantes : le pendage des coulées.

À la base, les coulées sont généralement sombres, fines et régulières. En remontant, on trouve des couches plus épaisses issues de magma plus différencié et parfois des couches de scories de couleur plus claire. Lorsque l'activité volcanique s'est arrêtée provisoirement, il s'est créé des paléolsols de couleur ocre entre les coulées (figure 6).

On peut observer de nombreux dykes déterminant des crêtes disséquées par l'érosion. En bordure du massif, plus près de Puerto de Santiago, on trouve des pillow lavas (figure 7).



Figure 6. Coulées, dykes et discordances dans les falaises.



Figure 7. Les pillow lavas, près de Puerto Santiago.

À la base, les coulées sont généralement sombres, fines et régulières. En remontant, on trouve des couches plus épaisses issues de magma plus différencié et parfois des couches de scories de couleur plus claire. Lorsque l'activité volcanique s'est arrêtée provisoirement, il s'est créé des paléolsols de couleur ocre entre les coulées.

La descente du barranco de Masca

Dans le Massif du Teno, l'érosion a creusé de grandes vallées encaissées, appelées « barrancos » (figure 8), dévoilant là-aussi la structure interne du volcan.

En descendant dans le barranco, on peut voir des zones d'effondrement qui ont été remplies par de nouvelles coulées de lave qui se retrouvent donc à l'horizontal.



Figure 8. Dans le barranco, des coulées inclinées mais d'autres horizontales ; on y observe des vacuoles importantes.

De nombreux phénomènes attirent nos regards sur le chemin, telles cette arche (figure 9) et la prismation des dykes.



Figure 9. Une arche.

Les stratovolcans et les « dorsales »

Sur le socle constitué par le vieux bouclier central, érodé après 2 Ma d'inactivité, se sont édifiés une succession de stratovolcans baptisés Las Cañadas qui ont atteint des hauteurs vraisemblablement comparables à celle du pico del Teide (plus de 3 700 m). Ces volcans aux flancs escarpés ont connu des phénomènes de déstabilisation et d'effondrement gravitaires. Les débris sont encore observables sur les fonds marins. On a distingué trois phases principales Caña-

das I, II et III qui se sont succédé entre 3,5 et 0,2 Ma BP.

Le Teide (3 718 m) puis, sur son flanc ouest, le Pico Viejo del Teide (3 150 m), se sont bâtis dans la caldeira formée par l'éboulement partiel de Las Cañadas.

Le développement de stratovolcans a été rendu possible par la persistance du volcanisme sur plusieurs millions d'années conduisant à une différenciation des magmas. Les Canaries présentent une série alcaline typique des îles océaniques intra-plaques, série comparable à celle des îles Hawaï. Nous pouvons l'observer dans la suite des éruptions du Teide et du Pico Viejo dans les paragraphes qui suivent.

La caldeira de Las Cañadas

Cette caldeira a des dimensions impressionnantes : son fond constitue un plateau de 20 km de long sur 17 km de large ; il est situé à une altitude de 2 000 m et entouré au sud par une falaise de 600 m de haut (figure 10), culminant à environ 2 700 m, à Los Altos de Guaraja.



Figure 10. La falaise de Las Cañadas vue du bord du cratère du Pico del Teide.

Dans le fond de la Caldeira subsistent des amas rocheux, les Roques de Garcia, visibles sur la figure 11 ci-dessous ; ce sont des restes d'un des stratovolcans Cañadas qui ont résisté aux effondrements et à l'érosion. On peut y admirer un très bel exemple de prismation, la « cathédrale ».

Le Teide

Les différentes éruptions du stratovolcan Teide ont pu être datées par prélèvement dans les tunnels techniques creusés pour la collecte d'eau : on a pu ainsi identifier à la base du stratovolcan les restes de las Canadas, puis une couche de débris, puis les coulées du Teide de 198 à 110 ka BP, d'abord essentiellement basaltiques puis plus différenciées (de type intermédiaire, puis phonolitiques). À la fin de cette période, s'est produite une éruption phréatomagmatique (Las Calvas del Teide). Enfin, en 1140, une éruption phonolitique de 660 millions de m³, les « Lavas Negras », riches en obsidienne, a recouvert les flancs du volcan et a coiffé le cratère précédemment existant (environ 3 500 m) d'un cône de 200 m de haut, le Pico del Teide (figure 12, page suivante).

A noter, autour du cratère, les fumerolles chargées de soufre, signe d'une activité persistante du Teide. L'aspect de ce cône, que nous avons gravi avec le groupe LAVE, a été modifié par une exploitation de ce soufre à des fins militaires.

Le Pico Viejo del Teide

Sur le flanc ouest du Teide, l'éruption initiale basaltique du Pico Viejo (figure 13) a eu lieu il y a environ 21 000 ans. Des coulées sont parties vers la mer, au

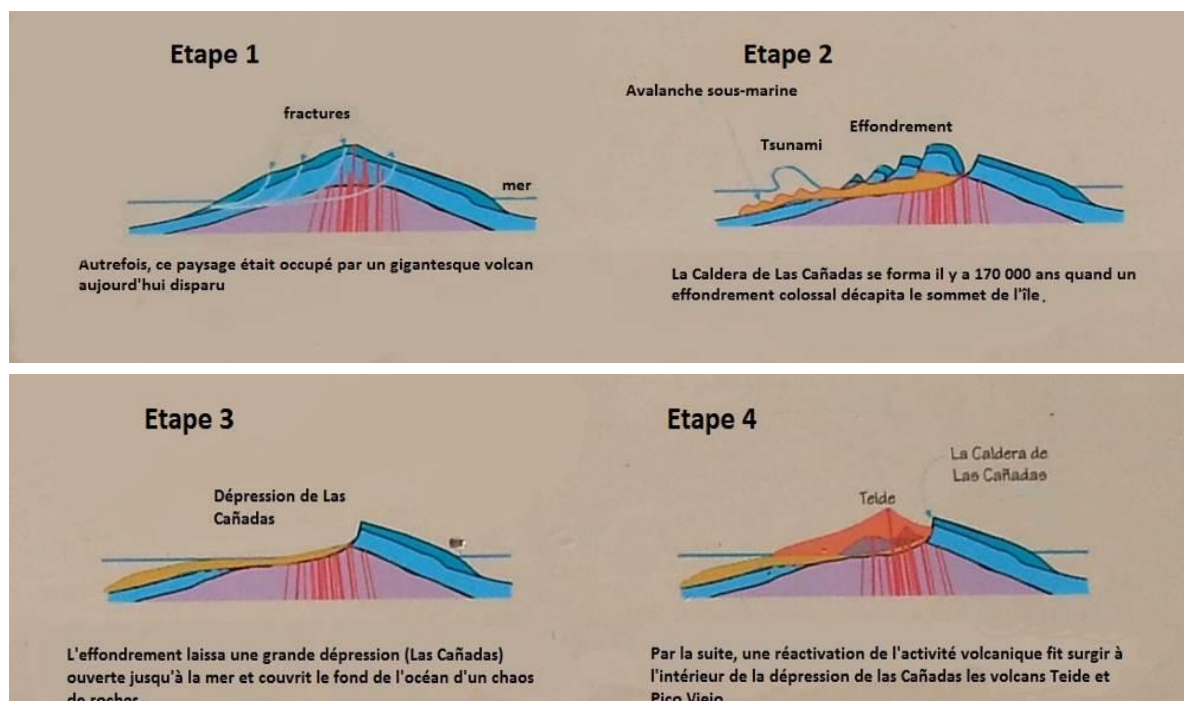


Figure 11.
Les quatre étapes de la formation de la caldeira de Las Cañadas et l'édification du Teide.
(Source : les panneaux du Parc du Teide, traduits par nos soins).

nord, du côté de Icod de Los Vinos, où se sont formés les tunnels de lave décrits dans le paragraphe consacré à la Cueva del Viento. De cette même époque datent aussi des coulées de téphri-phonolite. Des éruptions phonolitiques se sont produites il y a 17 000 ans. Enfin, on observe sur le fond et le bord du cratère du Pico Viejo (figure 13) de 800 mètres de diamètre, un manteau de brèches, reste de l'éruption explosive phréatomagmatique finale en 1798.



Figure 12. Le Pico del Teide.



Figure 13. Le cratère du Pico Viejo del Teide.

Enfin, on observe sur le fond et le bord du cratère du Pico Viejo (figure 13) de 800 mètres de diamètre, un manteau de brèches, reste de l'éruption explosive phréatomagmatique finale en 1798.

La formation des « dorsales »

Des rifts-zones se sont élevés le long de failles selon trois axes à 120° convergeant vers le centre de l'île. Ces rift-zones sont connues sous le nom local de

« dorsales ». Cette architecture s'explique de la manière suivante : sous la pression du magma, dans une zone de fragilité de la croûte, se produit une fracture.



Figure 14. Les stratovolcans de Tenerife, le Teide (3 718 m) à l'arrière-plan et le Pico Viejo del Teide (3 150 m), vus de la « dorsale » nord-ouest avec ses cônes stromboliens.

La configuration de fracture à trois branches à 120° correspond à l'effort minimum de pression qui provoque une fracture. Des centaines de dykes montent le long de ces fractures ; les cônes stromboliens correspondant à l'extrémité de ces dykes forment des crêtes parallèles aux failles.

Sur la dorsale nord-ouest (figure 14), nous nous sommes intéressés particulièrement :

- au Chinyero, dernière éruption observée sur Tenerife (1909) ;
- à la La Boca Cangrejo, l'éruption vue du large par Christophe Colomb, la nuit du 24 août 1492 qui, ayant déjà assisté à des phénomènes volcaniques en Italie, put rassurer ses marins.

La différenciation des magmas

Le développement de stratovolcans a été rendu possible par la persistance du volcanisme sur plusieurs millions d'années conduisant à une différenciation des magmas. Les Canaries présentent une série alcaline typique des îles océaniques intra-plaques, série comparable à celle des îles Hawaï. Nous avons pu l'observer dans le cas du Teide au paragraphe précédent.

La « Tarta », une preuve de la construction parallèle des rifts et des stratovolcans

Au moment où la route, qui suit la dorsale nord-est « Esperanza », amorce sa descente en direction de La Laguna et Santa-Cruz de Tenerife, apparaît une

extraordinaire superposition de coulées volcaniques connue localement sous le nom de la « Tarta » (figure 15).



Figure 15. La Tarta.

Les coulées blanches, de la ponce phonolitique, proviennent d'éruption de type plinien d'une des chambres magmatiques centrales de Las Cañadas. Les couches sombres sont des coulées de basalte émises par les cônes de type strombolien de la dorsale Nord-Est. Certaines, de couleur brune, dénotent des éruptions pauvres en gaz ; d'autres de couleur rougeâtre ont été oxydées par de l'eau souterraine au moment de leur formation.

La Cueva del Viento

Notre dernière visite est pour le tunnel de lave de la Cueva del Viento. Ce tunnel s'est formé lors du refroidissement des coulées « pahoehoe » (figure 16) du Pico Viejo, il y a 27 000 ans.



Figure 16. Coulées de lave pahoehoe.

Comme expliqué par les panneaux du Centre des visiteurs, la couche superficielle de la coulée s'est figée en formant un tube, tandis qu'à l'intérieur la lave continuait à couler vers la mer. Le phénomène s'étant produit à différents endroits de la coulée et pour différentes coulées successives, on a donc, dans la zone d'Icod de los Vinos, un ensemble de galeries souterraines, puits et gouffres qui constituent l'un des plus grands tunnels de lave du monde. Une vingtaine de kilomètres ont été explorés. Deux cent mètres sont ouverts au public pour une visite respectueuse de l'environnement. Ici, pas de lumières de couleur permanentes éclairant des curiosités mais, pour chacun, une lampe frontale qu'on éteint même quelques minutes pour savourer l'obscurité et une guide passionnée par son sujet pour expliquer des phénomènes scientifiques.

La lave a formé à l'intérieur des « banquettes latérales » et des terrasses (figure 17), témoins des niveaux successifs des coulées et des forces d'écoulement exercées dans les courbes. Le plafond porte parfois des petites excroissances pointues, vestiges de petites gouttelettes de magma refroidies et aussi des empreintes de laves cordées.

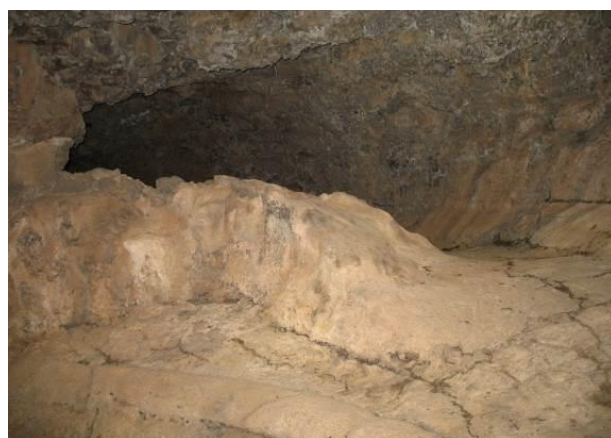


Figure 17. Banquettes et bifurcations dans le tunnel de lave.

C'est un site unique menacé par l'accroissement du tourisme, le risque d'une exploitation trop commerciale mais aussi par l'augmentation de l'urbanisation et la pollution qui l'accompagne.

Conclusion en forme de promesse de retour

Voilà notre courte visite terminée. Nous n'avons vu qu'une partie du volcanisme de Tenerife et il y a encore six autres îles principales aux Canaries à explorer, sans compter les îles secondaires, les îlots... et les îles encore à naître. Nous avons aimé chaque minute de notre visite réalisée avec l'association

LAVE. La préparation de notre exposé devant la Commission de volcanisme de la SAGA et du présent article nous a plongés dans une abondante documentation disponible en ligne comme le montre la bibliographie jointe. Celle-ci nous fournira une bonne base pour aller de nouveau arpenter les pentes des volcans canariens, appareil de photos, cartes géologiques et diagrammes TAS à la main.

Sources et bibliographie

Sauf précision contraire dans la légende, les photos de ce document ont été fournies par Françoise Larvor, Danielle Piaud et Hélène Quéré.

Les documents consultés : ces documents sont disponibles sur Internet à l'exception de la référence [1]

- [1] LAVE n° 163 (juillet 2013) – *Le volcanisme canarien* (Fabrice Fillias et Julio de Nuez Pestana) ; *La Cueva del Viento : un modèle d'écotourisme canarien* (France Gavarone et Daniel Saint-Pierre).
 [2] VII Congreso Geológico de España, Conferencia 1 : *Geología de las Islas Canarias*, Juan Carlos Carracedo, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (Website de la conferencia : <http://www.gi.ulpgc.es/geovol/>).
 [3] <http://es.wikipedia.org/wiki/Tenerife>
 [4] *Historia geológica de las Islas Canarias y su vulcanismo reciente* : exposé fait pour l'association LAVE par Julio de la Nuez Pestana, professeur de géologie à l'université de La Laguna.
 [5] *Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas (Canarias-Hawái)* – Juan Carlos Carracedo y Robert I. Tilling - Lección 2 El vulcanismo de las islas canarias, Juan Carlos Carracedo (2003).
 [6] *Geological and Geodynamic Context of the Teide Volcanic Complex* – Juan Carlos Carracedo and Francisco J. Perez-Torrado. Chapitre 2 publié sur le web <http://www.springer.com/978-3-642-25892-3> du livre « *Teide Volcano, Geology and Eruptions of a Highly Differentiated Oceanic Stratovolcano* », Carracedo Juan Carlos, Troll Valentin R. (Eds.), Series : Active Volcanoes of the World (2013) ISBN 978-3-642-25892-3.
 [7] *Los Volcanes del Parque Nacional del Teide. El Teide, Pico Viejo y las dorsales activas de Tenerife* (2006) – J. C. Carracedo et al., chapitres 3, 5 et 12.
 [8] *El volcan Teide* (2008) – J. C. Carracedo et al., chapitres 4 et 7.
 [9] *La erupción de Colón en Tenerife* – Geogaceta, nov. 2006 – J. C. Carracedo et al.
 [10] *Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud : l'exemple des îles Canaries (Espagne)* – R. Paris (2002). Thèse de doctorat.

- [11] <http://www.cuevadelviento.net> : toutes les informations pour visiter le tunnel de la Cueva del viento.
 [12] *Itinerarios didácticos por la isla de Tenerife*. GEOVOL, grupo de investigación "Geomorfología, Territorio y Paisaje en Regiones Volcánicas", Universidad de Castilla-La Mancha (UCLM), <http://www.uclm.es/profesorado/egcardenas/ITINERARIOS%20TENERIFE.pdf>

Fête de la Science 2014 à LAVE

« Indonésie : vivre à l'ombre des volcans »

Michel Gastou, membre de la Saga.

Franck Lavigne, professeur à l'université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, et directeur du laboratoire de Géographie Physique UMR 8591 de Meudon, organise, avec son laboratoire, deux journées consacrées à la découverte des volcans d'Indonésie, avec films et conférences, ouvertes à tous et gratuites. Cela se passera au campus CNRS de Meudon-Bellevue, les **13 et 14 octobre 2014**.

Bien sûr, tous les membres de la Saga intéressés sont cordialement invités à assister à ces séances.

Résumé

Les volcans sont au cœur de l'économie, de la société et de la culture indonésienne. Mais le volcan peut aussi être meurtrier, comme le rappelle de temps à autre une éruption aux conséquences catastrophiques. L'homme a donc appris à vivre avec les volcans, pour le meilleur et pour le pire. La manifestation de deux jours organisée par le CNRS, à Meudon, a pour but de présenter ces différentes facettes des volcans indonésiens, à travers des projections et conférences débats avec des scientifiques.

Au programme

Lundi 13 octobre 2014 :

- 9 h - 9 h 30 : accueil des participants.
- 9 h 30 - 11 h : conférence-débat : « **Les volcans d'Indonésie** » (F. Lavigne et D. Sri Hadmoko, maître de conférences, univ. Gadjah Mada, Yogyakarta).
- 11 h - 12 h 30 : projection du film : « **Le Volcan, les légendes et le sismographe** », de Benjamin De Coster. Débat avec le réalisateur.
- 14 h - 15 h 00 : projection du film : « **Pulang Pergi** », de Gabriel Haurillon (géographe et journaliste). Débat avec le réalisateur.
- 15 h - 15 h 15 : pause café.