



## *Les volcans des Îles Canaries*



*Peinture de l'éruption de 1677 à La Palma (Archives Nationales d'Espagne)*

L'Association Volcanologique Européenne  
7, rue de la Guadeloupe, 75018 - Paris, France  
Publication thématique de L'Association Volcanologique Européenne  
N° ISSN 0982 – 9601 Dépôt légal octobre 2003

### Mémoires déjà publiés :

- n° 1 : *Les volcans, le climat et la Révolution française*, par Roland Rabartin et Philippe Rocher.
- n° 2 : *Les volcans actifs de Turquie, guide géologique et itinéraires d'excursions*, par Jean Féraud.
- n° 3 : *Volcans et poésie*, collectif.

### Avant-propos

L'essentiel des données présentées dans ce mémoire est le fruit de travaux de recherche menés conjointement depuis 1996 par le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif-sur-Yvette (CEA-CNRS), la Station Volcanologique des Canaries (CSIC La Laguna, Tenerife), l'Université des Sciences de la Mer à Las Palmas (Gran Canaria), l'Université de Barcelone, l'Université de Bordeaux 1 et le laboratoire EPOC (UMR 5805 CNRS), l'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne et le Laboratoire de Géographie Physique (URA 8591 CNRS). Les résultats ont régulièrement été publiés dans des revues scientifiques spécialisées. Ma thèse de doctorat, consacrée aux rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques des Iles Canaries (2002), s'inscrivait dans ces programmes de recherche.

Mon inscription en thèse, à l'automne 1999, coïncide avec mon adhésion à L.A.V.E. Très vite, les rédacteurs de la revue *LAVE* me donnèrent ma chance, à travers un premier article sur « L'évolution volcanique de Tenerife » (septembre 2000, n° 86). Suivra un an plus tard un second article sur « Les risques volcaniques aux Canaries » (septembre 2001, n° 92). La revue avait auparavant publié deux articles sur les Canaries : « Découverte de l'archipel des Canaries », par notre regretté Théo Trouwborst (n° 43), et « Le rôle majeur du Teide dans l'histoire de la volcanologie », par Jean Féraud (n° 68). La bourse *LAVE* a également financé ma dernière mission de terrain à Tenerife (juin 2003), dans le cadre d'un projet en cours sur le risque volcanique à Tenerife. Ce 4<sup>e</sup> mémoire thématique de *L.A.V.E.* se présente donc comme la suite logique de ces pérégrinations volcanologiques aux Iles Canaries.

**Raphaël Paris**, enseignant-chercheur temporaire à l'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne et au Laboratoire de Géographie Physique, URA 8591 CNRS Meudon.

*avec la collaboration de :*

**Juan Carlos Carracedo**, directeur de la Station Volcanologique des Canaries, Conseil Supérieur de la Recherche Scientifique, La Laguna, Tenerife.

**Francisco José Pérez-Torrado**, enseignant-chercheur à l'Université de Las Palmas, département des Sciences de la Mer, Gran Canaria.

**Hervé Guillou**, directeur de recherche au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS Gif-sur-Yvette.

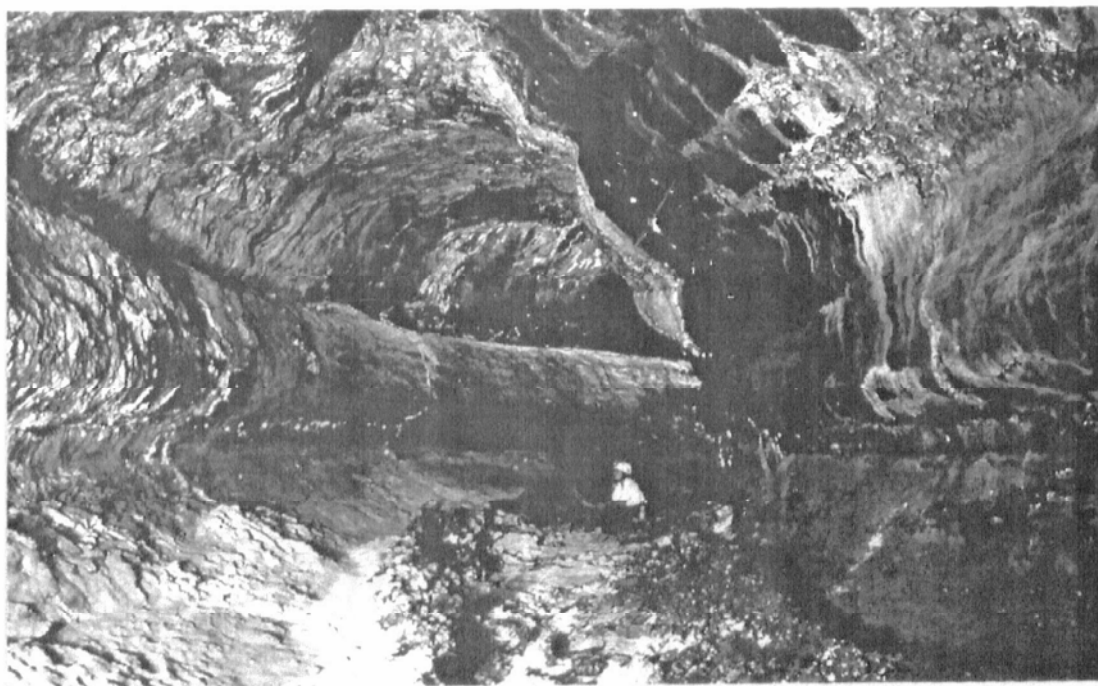
*Les auteurs souhaitent dédicacer ce mémoire à Marie, Eric et Marylin, ainsi qu'à Danielle et Sylvain*

Revue de L'Association Volcanologique Européenne - ( ISSN 0982 – 9601 ) 7, rue de la Guadeloupe – 75018 Paris – France. Mail : <a href="mailto:lave@club-internet.fr">lave@club-internet.fr</a> URL : <a href="http://www.multimania.com/lave">http://www.multimania.com/lave</a> Tél. : 01 42 05 72 57 Télécopie : 01 42 05 30 80 Info-L.A.V.E. : 05 55 00 19 25	
Directeur de publication :	C. Grandpey
Rédacteur en chef :	D. Decobecq
Rédacteur en chef adjoint :	A. Catté
Secrétaire de rédaction :	C. Coudray
Numéro : 6,5 €. Adhésion et abonnement à la revue : 35 € ; étudiant ou chômeur : 25 €. Adhésion à L.A.V.E. : 10 €. Abonnement hors adhésion : 38 €	
Imprimerie : OTRAD Reprographie – 51 Av. du Général Michel Bizot – 75012 Paris	

## Sommaire

<b>Introduction : un peu de géographie</b>	4
<b>1. Le volcanisme des Iles Canaries : un point chaud dans l'Atlantique</b>	6
Quelques rappels sur la notion de point chaud	
La structure profonde des Iles Canaries : voyage au centre de la Terre	
<b>2. Les principales phases de construction des Iles Canaries</b>	9
L'évolution spatio-temporelle du volcanisme des Iles Canaries	
Les îles de point chaud : une comparaison avec le modèle des Iles Hawaiï	
<b>3. Les caractéristiques du volcanisme canarien</b>	12
Les Canaries, une encyclopédie des formes et des dynamismes volcaniques	
<b>4. Pétrologie : types de laves et minéraux</b>	13
Des basaltes aux trachytes, une petite synthèse sur les types de laves	
Les roches et les minéraux à ne pas manquer	
<b>5. Glissements massifs et tsunamis</b>	14
Les glissements gigantesques et chroniques des îles océaniques	
Les dépôts d'un tsunami géant sur la côte ouest de Gran Canaria	
<b>6. Le volcanisme historique</b>	18
Un tableau des éruptions historiques connues et des photos d'archives	
Zoom sur le XVIII <sup>e</sup> siècle : les Iles Canaries sous le « feu » des volcans	
<b>7. Les risques volcaniques aux Canaries</b>	24
Identification des risques et techniques de surveillance	
Un cas spécial : Tenerife	
<b>8. Les sites volcaniques et les randonnées incontournables</b>	28
D'El Hierro à Lanzarote, fiches-randos des sites volcaniques à ne pas manquer	
<b>Conclusion</b>	34
<b>Bibliographie : articles, livres, cartes et sites internet pour en savoir plus</b>	34

Photo 1 –  
Le tunnel de  
La Corona (S.  
Socorro).



## Un peu de géographie

L'archipel des Canaries (Espagne) est situé au large du Sahara Occidental (Maroc), entre 27° et 29° de latitude Nord et entre 13° et 18° de longitude Ouest. Les îles orientales, Fuerteventura et Lanzarote, ne sont qu'à une centaine de kilomètres des côtes africaines et du cap Juby (Sahara Occidental). Les îles les plus à l'ouest, La Palma et El Hierro, en sont éloignées de 450 km et reposent sur le plancher océanique par 4 000 m de fond. Les sept îles représentent en fait un volume total de 124 600 km<sup>3</sup> accumulé par 20 millions d'années de volcanisme. Au centre de l'archipel, Tenerife culmine à 3 718 m au stratovolcan du Pico del Teide, soit une hauteur totale de 7 200 m depuis l'isobathe 3 500 m. C'est une des plus grandes constructions volcaniques terrestres, avec les volcans boucliers d'Hawaï et de la Réunion. Les paysages canariens sont donc fortement marqués par le volcanisme, avec cependant des différences notables liées à l'âge des îles, à leur relief et au climat.

Les formes de construction volcanique récentes sont très présentes sur les îles occidentales et Tenerife, mais aussi sur Lanzarote : cônes de scories de tous types, souvent alignés, entourés de champs de laves progressivement colonisés par les lichens, les euphorbes, les genévriers et les pins. La recolonisation des cônes par la végétation est plus rapide que celle des coulées. Les paysages des anciens massifs volcaniques expriment l'exploitation des structures volcaniques par l'érosion. Le relief est marqué par de grandes vallées encaissées, profondes de plusieurs centaines de mètres (les fameux *barrancos*). Elles sont très développées au nord de La Palma, à La Gomera, Tenerife et Gran Canaria. Certaines aboutissent en amont à de larges amphithéâtres d'érosion. Le littoral présente des falaises parmi les plus hautes du monde (presque 1 000 m de hauteur à l'ouest de Gran Canaria). Les inversions de relief sont fréquentes à plusieurs échelles : mesas, planèzes, necks et dykes déchaussés. Les paysages des îles orientales sont très différents des îles occidentales car marqués par la sécheresse et le vent. Les grands volcans boucliers érodés de Fuerteventura et Lanzarote présentent un paysage de crêtes, croupes et collines culminant entre 400 et 800 m. Le sol est parsemé de blocs et d'encroûtements, et le couvert végétal y est extrêmement réduit.

Outre l'histoire volcanique, le climat est aussi un facteur de diversité. Aux Canaries, il est de type subtempéré à subtropical océanique. Les contrées sahariennes situées à la même latitude subissent un climat tropical chaud et sec (aride à hyperaride). La douceur et la diversité du climat des Canaries résultent de la rencontre entre les remontées d'eau froide profonde au niveau de la marge continentale africaine et les vents dominants, les alizés du nord-est. Ces vents chargés en humidité océanique viennent s'accumuler contre les reliefs montagneux des façades nord des îles. Voilà pourquoi le climat est au contraire plus sec sur les façades sud (les nuages restant souvent bloqués au nord, d'où la mer de nuages persistante en été) et sur les zones de faible relief laissant filer vers le sud-ouest les nuages charriés par les alizés. Sur Fuerteventura et Lanzarote les précipitations oscillent entre 100 et 250 mm par an. Tenerife est l'île des records de contrastes climatiques entre sa façade nord et sa façade sud, et aussi en fonction de l'altitude. Les zones les plus sèches reçoivent 100 mm (pointe sud de Tenerife) et les plus humides 1 000 mm (fonds de vallées de la façade nord et massif de l'Anaga). Les écarts de température sont tout aussi saisissants puisque, dans la même journée, on peut goûter aux 40 °C des plages de sable noir et aux -15 °C de la glace du Teide.

Le climat des Canaries est en tout cas très apprécié par les 10 millions de touristes qui visitent l'archipel chaque année... quoique visiter soit un bien grand mot. L'attrait de la mer et du soleil l'emporte souvent sur la curiosité culturelle et les nombreuses possibilités de randonnées qu'offrent les paysages canariens. Cette concentration du tourisme sur le littoral épargne les reliefs volcaniques centraux. 42 % de la surface des îles est protégée en Parcs Ruraux ou Parcs Nationaux, parmi lesquels se distinguent les forêts primitives (*lauristíva*) de Los Silos (La Palma), de l'Anaga (Tenerife) et de Garajonay (La Gomera), ainsi que les « monuments naturels » de la Caldera de Las Cañadas et du Teide (Tenerife), de la Caldera de Taburiente (nord de La Palma) et de Timanfaya (Lanzarote).

Vous l'avez compris, les passionnés de volcans que vous êtes sont comblés aux Canaries. Et puis, pour les gourmands, il y a aussi des bananes à perte de vue, du vin de palme, le *mojo verde* pour accompagner vos poissons grillés et le *mojo picante* pour les viandes, des fromages fermes et racés dégustés avec du pain à l'anis, le vin rouge corsé d'El Hierro et le fameux Malvoisie de Lanzarote, qui pousse au cœur des lapilli de l'éruption de 1730-36.



	Principale ville	Population	Superficie	Hauteur	Volume émergé	Volume total
El Hierro	Valverde	7 500 hab.	277 km <sup>2</sup>	1 500 m	140 km <sup>3</sup>	5 500 km <sup>3</sup>
La Palma	Santa Cruz	80 000 hab.	728 km <sup>2</sup>	2 426 m	600 km <sup>3</sup>	6 500 km <sup>3</sup>
La Gomera	San Sebastian	16 000 hab.	378 km <sup>2</sup>	1 487 m	500 km <sup>3</sup>	11 000 km <sup>3</sup>
Tenerife	Santa Cruz	690 000 hab.	2 055 km <sup>2</sup>	3 718 m	2 000 km <sup>3</sup>	23 600 km <sup>3</sup>
Gran Canaria	Las Palmas	630 000 hab.	1 532 km <sup>2</sup>	1 949 m	1 000 km <sup>3</sup>	23 800 km <sup>3</sup>
Fuerteventura	Puerto de Rosario	18 000 hab.	1 731 km <sup>2</sup>	807 m	400 km <sup>3</sup>	30 600 km <sup>3</sup>
Lanzarote	Arrecife	55 000 hab.	785 km <sup>2</sup>	671 m	300 km <sup>3</sup>	23 600 km <sup>3</sup>

Tableau 1 – Quelques caractéristiques des Iles Canaries.

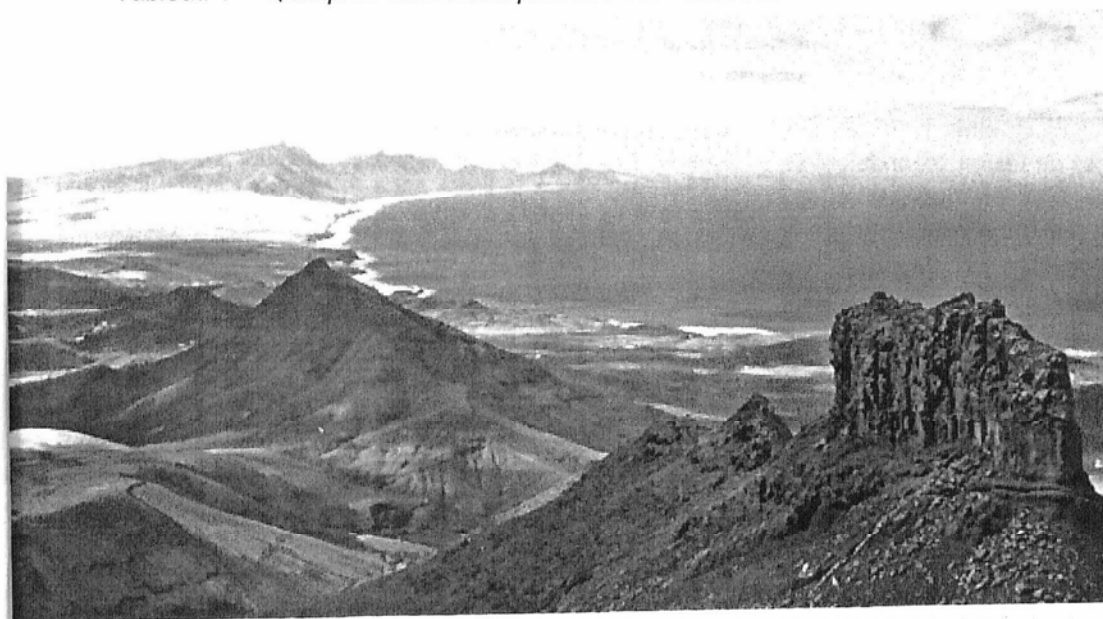
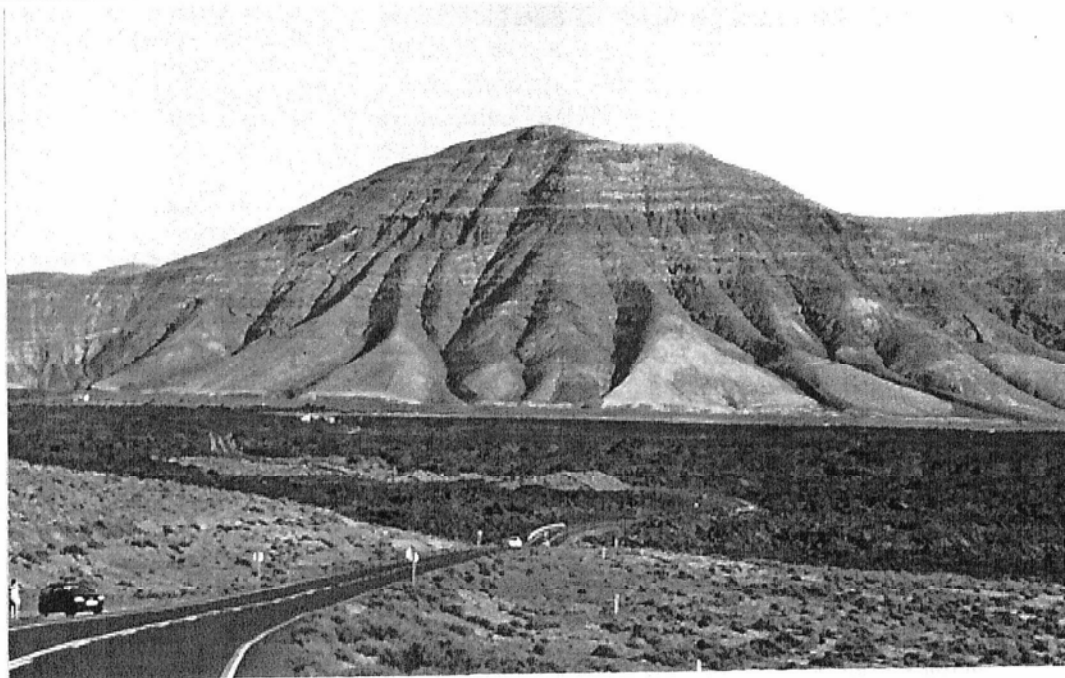


Photo 2 – Fuerteventura : ce relief de volcan bouclier érodé est séparé de la péninsule de Jandia (autre volcan bouclier, dans le lointain) par un isthme dunaire pliocène (photo : Raphaël Paris, novembre 2000).

Photo 3 – Lanzarote : une des coulées de la longue éruption de 1730-36, avec en arrière-plan les reliefs résiduels du volcan bouclier miocène d'Ajaches (photo : Raphaël Paris, février 2001).



## 1. Le volcanisme des Iles Canaries : un point chaud dans l'Atlantique

La répartition des flux de chaleur sous les Iles Canaries (Canas *et al.*, 1995) met en évidence une vaste zone de haute inélasticité sous La Palma et El Hierro, signalant la position actuelle du point chaud. En effet, les flux de chaleur se propagent vers la surface et rendent la lithosphère traversée moins élastique. Les caractéristiques géochimiques des laves impliquent aussi l'existence d'un point chaud (Neumann *et al.*, 1991 ; Hoernle & Schmincke, 1994). La puissance du panache, son ampleur, sa structure et sa composition sont encore peu connues.

Curieusement les manifestations historiques du volcanisme sont dispersées : La Palma à l'ouest, Tenerife au centre et Lanzarote à l'est. La principale zone d'impact du point chaud se situe sous les îles occidentales. Mais des zones de fusion secondaires se produisent également vers l'est où une partie des remontées mantelliques est lentement emportée par la plaque africaine, dont la vitesse de migration est inférieure à 2 cm/an. Lanzarote passe pour une des îles les plus actives, du fait de ses deux éruptions historiques (1730-36 et 1824) et de sa sécheresse. Ainsi, les sombres coulées serpentant entre d'innombrables cônes sont remarquablement bien conservées. Mais Lanzarote n'a finalement connu que ces deux éruptions depuis celle du Volcan de la Corona (25 000 ans), tandis que La Palma en a subi des dizaines dans le même laps de temps.

Des études sismiques menées au large du Maroc (Holik *et al.*, 1991) ont permis de détecter des roches magmatiques enfouies dans les sédiments de la marge continentale africaine et de suivre le parcours de la plaque sur le point chaud des Canaries entre 60 et 30 Ma\*. Durant cette période, l'activité du panache mantellique ne produit que quelques volcans sous-marins alignés au nord de Lanzarote (Conception Bank). Le ralentissement du déplacement de la plaque africaine depuis 30 Ma permet au point chaud de mieux s'exprimer et coïncide avec le volcanisme des Iles Canaries et des Iles du Cap-Vert, autre point chaud atlantique moins étudié. Malgré la lenteur de déplacement de la plaque africaine, les Iles Canaries présentent une progression relative du volcanisme d'est en ouest et une évolution générale des paysages volcaniques, comme les archipels du Pacifique.

\* millions d'années.

### Quelques rappels sur la notion de point chaud

Un point chaud naît à la base de la lithosphère de la présence inhabituelle de matériel venu du manteau, profond et chaud. Une telle anomalie thermique est générée par l'ascension vers la surface de remontées mantelliques sous la forme d'un panache, leur densité étant inférieure à celle des terrains traversés. Le diamètre du panache s'élargit jusqu'à atteindre 100 voire 150 km de diamètre à la base de la lithosphère où le taux de fusion partielle peut atteindre 30 %, ce qui produit alors en surface un fort débit de laves de nature tholéïtique (Hawaï, Réunion, Kerguelen). Les manifestations de surface d'un point chaud sont surtout volcaniques, mais aussi topographiques et bathymétriques (bombement).

La structure et l'origine des panaches mantelliques sont encore peu connues. De vastes zones « chaudes » plus ou moins mobiles et dont la forme fluctue au gré des courants animant le manteau sont désormais préférées à l'image traditionnelle d'une colonne continue. Si certains petits panaches semblent prendre leur source vers 700 km, limite entre l'asthénosphère et le manteau inférieur, il n'est plus exclu que l'origine des panaches majeurs se situe vers 2 900 km, soit à la limite entre le manteau inférieur et le noyau. Le rôle et l'origine des points chauds dans le fonctionnement du globe terrestre sont liés à la notion d'étages de courants de convection au sein du manteau. La nature des laves de l'Archéen (komatiites du Précambrien) suggère même que de puissants points chauds primitifs pourraient avoir été le premier mode d'évacuation de la chaleur interne du globe.

Les points chauds du rift est-africain et de la dorsale médio-atlantique auraient eu un rôle dans l'ouverture primitive du rift. La poussée mécanique et l'anomalie thermique du panache provoquent dans un premier temps un bombement puis une déchirure et un volcanisme effusif, extrêmement productif, aboutissant à la formation de vastes plateaux océaniques (plateau des Kerguelen) et continentaux (trapps du Deccan en Inde, du Paraná au Brésil, plateau des Afars) couvrant des surfaces de plusieurs centaines de milliers de km<sup>2</sup>.

Les alignements de monts sous-marins et d'îles volcaniques de l'océan Pacifique (Polynésie, Hawaï) et de l'océan Indien (Réunion-Maldives) sont les témoins les plus nets et les plus volumineux du parcours des plaques lithosphériques sur des panaches mantelliques. Depuis les fonds océaniques, ces reliefs sous-marins et insulaires sont de véritables chaînes de montagnes dont la partie active culmine à plusieurs kilomètres de haut. Les alignements insulaires de la Société et d'Hawaï sont en général pris comme exemples car les âges croissants des îles concordent avec la migration de la plaque Pacifique vers le nord-ouest à raison de 11 cm/an. C'est un terrain idéal pour étudier l'évolution d'une île océanique et ce n'est donc pas un hasard si les précurseurs du modèle d'évolution des îles océaniques sont Charles Darwin et William Morris Davis, respectivement fondateurs de la théorie de l'évolution et du concept de cycles d'érosion.

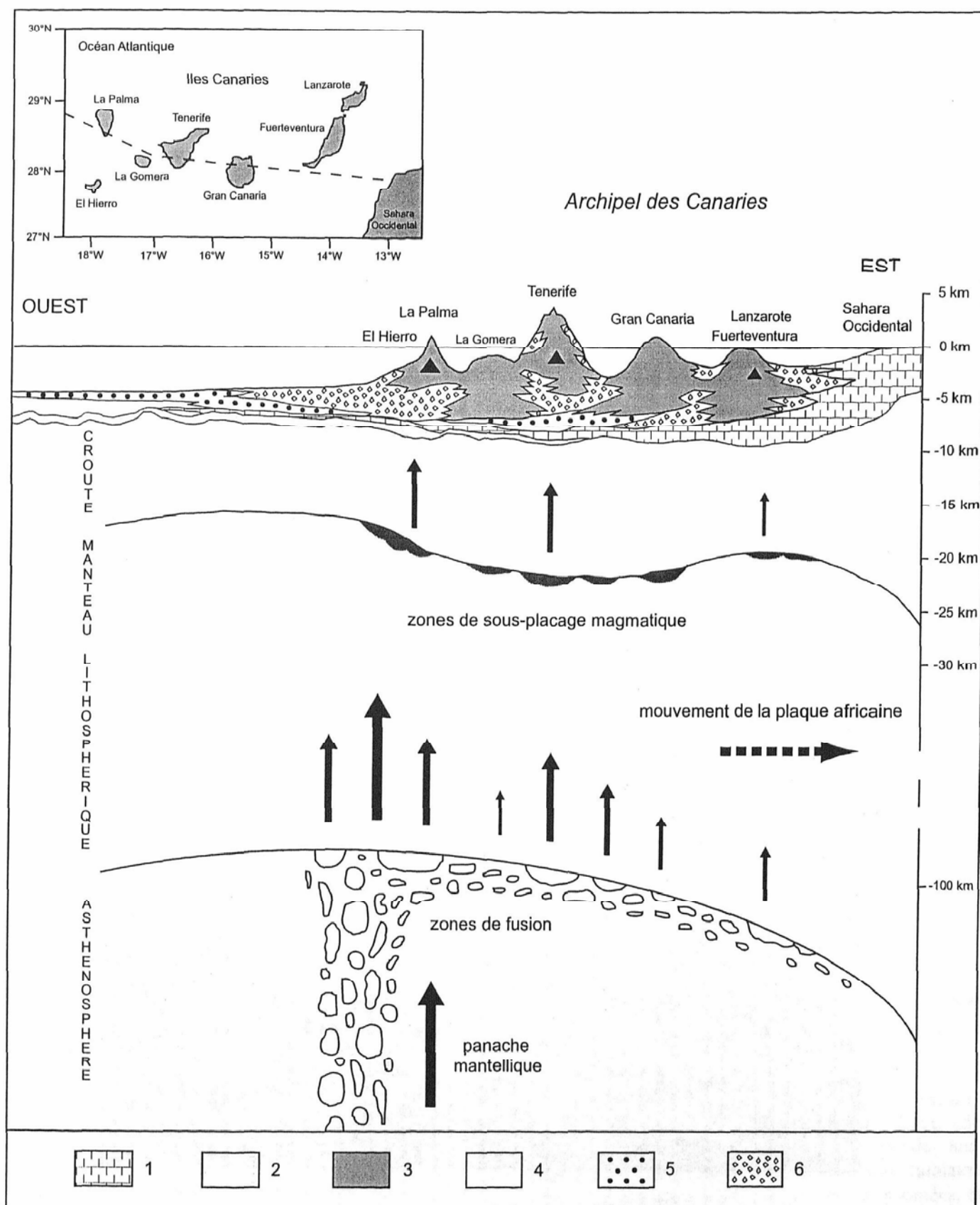
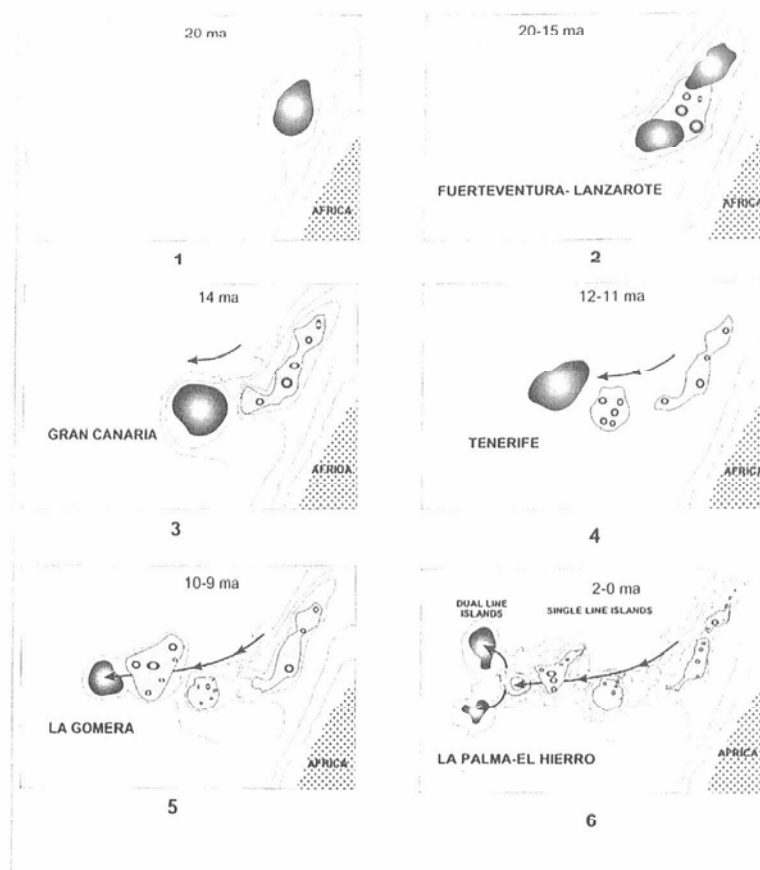
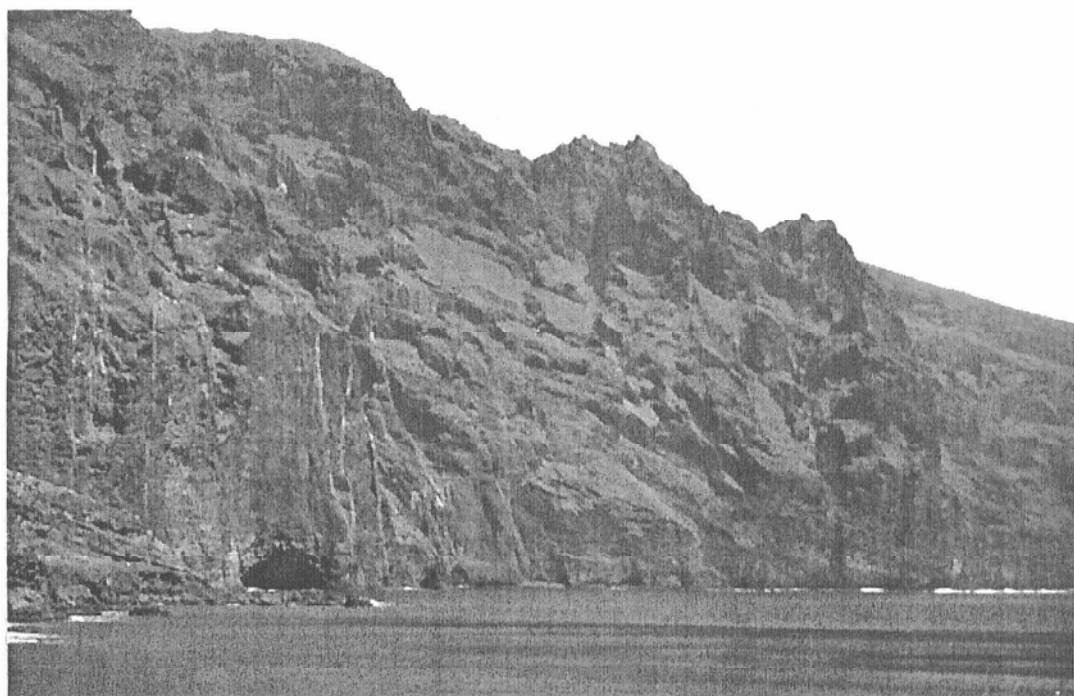


Figure 1 - Structure profonde du point chaud des Iles Canaries. 1 : sédiments de marge continentale (épaisseur 2-3 km) ; 2 : sédiments pélagiques ; 3 : matériaux volcaniques éruptifs et intrusifs ; 4 : dépôts turbiditiques (faciès distal) ; 5 : dépôts turbiditiques (faciès proximal) ; 6 : dépôts d'avalanches de débris massives. Les triangles noirs signalent le volcanisme historique de La Palma, El Hierro, Tenerife et Lanzarote. Source : Raphaël Paris, 2002.



**Figure 2 – Evolution de l'archipel des Canaries et émerrences successives des îles.**

Source : Juan Carlos Carracedo et Robert I. Tilling (2003).



**Photo 4 – Les falaises de Los Gigantes (côte sud du Teno, Tenerife) : coulées, dykes, sills, scories... un livre ouvert sur le passé d'un volcan bouclier vieux de 6 Ma (photo : Raphaël Paris, avril 1999).**

## 2. Les principales phases de construction des Iles Canaries

Près de 500 datations radiométriques sur des laves des Iles Canaries ont été réalisées et publiées, selon des méthodologies différentes les unes des autres. La plupart des âges retenus ici proviennent de la méthode de datation isotopique potassium-argon (K-Ar) appliquée et développée au CEA de Gif-sur-Yvette par Hervé Guillou et ses collaborateurs. Corrélées aux études du paléomagnétisme, ces datations permettent de reconstituer les principales phases de construction d'un massif volcanique.

Les phases de construction sous-marine ne sont pas datées mais leurs produits soulevés (pillow-lavas, hyaloclastites, sédiments marins, dykes) affleurent au fond de la Caldera de Taburiente (La Palma), au nord-ouest de La Gomera et sur toute la côte ouest de Fuerteventura.

Suivant la logique du point chaud, les îles orientales, Fuerteventura et Lanzarote, sont les plus anciennes (> 15 Ma). Gran Canaria, Tenerife et La Gomera émergent respectivement vers 14,5 Ma, 11,9 Ma et 9,4 Ma. Les deux îles occidentales, La Palma (1,7 Ma) et El Hierro (1,1 Ma) sont les îles les plus récentes. Elles connaissent des phases volcaniques par alternance, selon un modèle de ligne double (Carracedo *et al.*, 1998). En effet, la surcharge imposée sur la croûte par Tenerife et La Gomera disperse les remontées mantelliques d'une part vers le nord-ouest (La Palma) et d'autre part vers le sud-est (El Hierro). L'archipel du Cap-Vert se construirait suivant le même principe.

Chaque île connaît plusieurs phases de construction volcanique, se succédant suivant une séquence caractéristique des archipels de point chaud :

- Le stade initial (1) concerne les premières éruptions volcaniques sous-marines.
- Le stade de volcan bouclier actif (2), principal stade de construction volcanique, est lui-même divisé en trois étapes : le stade sous-marin diffère du stade initial par une augmentation du débit des éruptions ; le stade d'émersion ; le stade émergé, avec la formation récurrente de calderas et les premières déstabilisations des flancs.
- Le stade final du volcan bouclier (3) est caractérisé par un ralentissement de la fréquence et du débit des éruptions, le déplacement de la plaque éloignant l'île de la source magmatique mantellique. Les laves sont plus différenciées et le volcanisme est plus explosif.
- Le stade de cessation du volcanisme (4), avec éventuellement l'apparition d'un récif frangeant (si les

conditions bioclimatiques sont favorables à la reproduction du corail).

- Le stade de régénérescence ponctuelle (5) de l'activité volcanique voit apparaître de petits appareils volcaniques périphériques, surimposés sur le volcan bouclier érodé.
- Le stade d'atoll (6) est défini par la submersion totale des reliefs volcaniques par subsidence.
- Le stade sous-marin inactif (7) voit disparaître les récifs coralliens sous les effets de la subsidence, plus rapide que la vitesse de croissance des coraux.

Le stade de cessation du volcanisme a parfois été qualifié, à tort, de "stade d'érosion". Les processus d'érosion sont présents tout au long de l'évolution d'une île océanique. Les rythmes d'érosion sont même stimulés par l'accumulation rapide de matériaux volcaniques. C'est pourquoi les grands barrancos se forment juste après les principales phases volcaniques.

Cette séquence d'évolution se réalise à des rythmes différents selon la vitesse de migration de la plaque sur le point chaud (cf. tableau comparatif Canaries/Hawaï). La Palma et El Hierro sont au stade de volcan bouclier actif, et La Gomera au stade de cessation du volcanisme (pas de volcanisme quaternaire). Toutes les autres îles sont au stade de régénérescence du volcanisme, de plus en plus ponctuel avec le temps. Tenerife pose encore problème car elle est constituée de trois volcans boucliers juxtaposés : un volcan central (Las Cañadas), le Teno à l'ouest et l'Anaga au nord-est. Ce dernier est totalement indépendant des deux précédents et formait une île à part il y a quelques centaines de milliers d'années. Personne n'est en mesure de dire actuellement combien de temps se poursuivra encore le volcanisme des îles les plus anciennes (Fuerteventura et Lanzarote). Qui l'emportera de l'océan ou du volcanisme ?

Le volcanisme d'une île océanique n'est donc pas continu et se réalise à plusieurs échelles de temps. Les grandes phases de construction volcanique s'inscrivent dans l'échelle des temps géologiques (plusieurs millions d'années). Elles sont faites de centaines d'éruptions dont les produits s'accumulent pour former des volcans boucliers et des stratovolcans, et sont entrecoupées par de longues périodes de cessation du volcanisme. L'échelle des temps historiques enregistre la chronologie des éruptions, de leur durée (de quelques jours à plusieurs années) et de leur récurrence. Enfin, l'échelle de la mémoire humaine retient les dernières éruptions, vécues ou racontées, et envisage les risques volcaniques au quotidien.



**(1) STADE DE CONSTRUCTION SOUS-MARINE DU BOUCLIER**

**durée : 0,5-3 Ma**

**durée : 0,2-0,3 Ma**

cônes volcaniques isolés avec rift-zones naissantes

rythmes de construction < 3 m/ka ?

rythmes de construction : 3-8 m/ka (Loihi)

déstabilisations probables mais non avérées

déstabilisations des flancs et pit-craters

**(2) STADE DE CONSTRUCTION SUBAERIENNE DU BOUCLIER**

**0,5-2 Ma**

**0,5-1 Ma**

volcan bouclier hétérogène (hawaïen / strombolien)

volcan bouclier fissural avec rift-zones

avec rift-zones plus ou moins bien définies

et petites calderas sommitales

rythmes de construction < 5 m/ka (2,5 km<sup>3</sup>/ka)

rythmes de construction 3-11 m/ka (Kilauea)

glissements sectoriels (40-100 km<sup>3</sup>)

mouvements de terrain massifs (> 100 km<sup>3</sup>),

remplissage volcanique des cicatrices

mais pas toujours instantanés

*érosion rapide de la cicatrice et formation d'amphithéâtres (Taburiente, Haleakala)*

*érosion puissante mais annihilée par les fréquents renouvellements de surface*

stabilité ou légère subsidence

subsidence mécanique : 2-4 m/ka

**(3) STADE FINAL DE CONSTRUCTION DU BOUCLIER**

**2-5 Ma**

**0,2-0,9 Ma**

phases de différenciation (dômes, stratovolcans)

phases de légère différenciation (dômes)

*réseau radial de grands barrancos, avec écoulements intra-vallées*

vitesse d'incision : 0,2-0,9 m/ka

vitesse d'incision > 1 m/ka

**(4) STADE DE CESSATION DU VOLCANISME**

**3-5 Ma**

**0,6-1 Ma**

*relief de planèzes après inversion de relief*

*évolution amont des barrancos en vallées-amphithéâtres*

ralentissement des rythmes d'érosion

réécifs coralliens frangeants

vitesse d'incision < 0,3 m/ka

subsidence mécanique : 1,5-2 m/ka

légère subsidence mécanique

puis soulèvement (compensation)

**(5) STADE DE REGENERESCENCE VOLCANIQUE**

**> 3 Ma**

**0-150 ka**

*petits édifices volcaniques dispersés (cônes stromboliens, phréatomagmatiques)*

quelques paroxysmes effusifs (Lanzarote)

réécifs coralliens frangeants

grands stratovolcans aux dynamismes variés

(calderas, ignimbrites, avalanches, coulées)

rythmes de construction < 1 m/ka (0,5 km<sup>3</sup>/ka)

rythmes de construction très faibles

accélération des rythmes d'érosion

continuité des rythmes d'érosion

vitesse d'incision 0,2-0,8 m/ka

stabilité ou soulèvement

stabilité

**(6) STADE DE SUBMERSION**

pas de subsidence thermique

relief volcanique résiduel

réécifs-barrières puis atolls

subsidence thermique

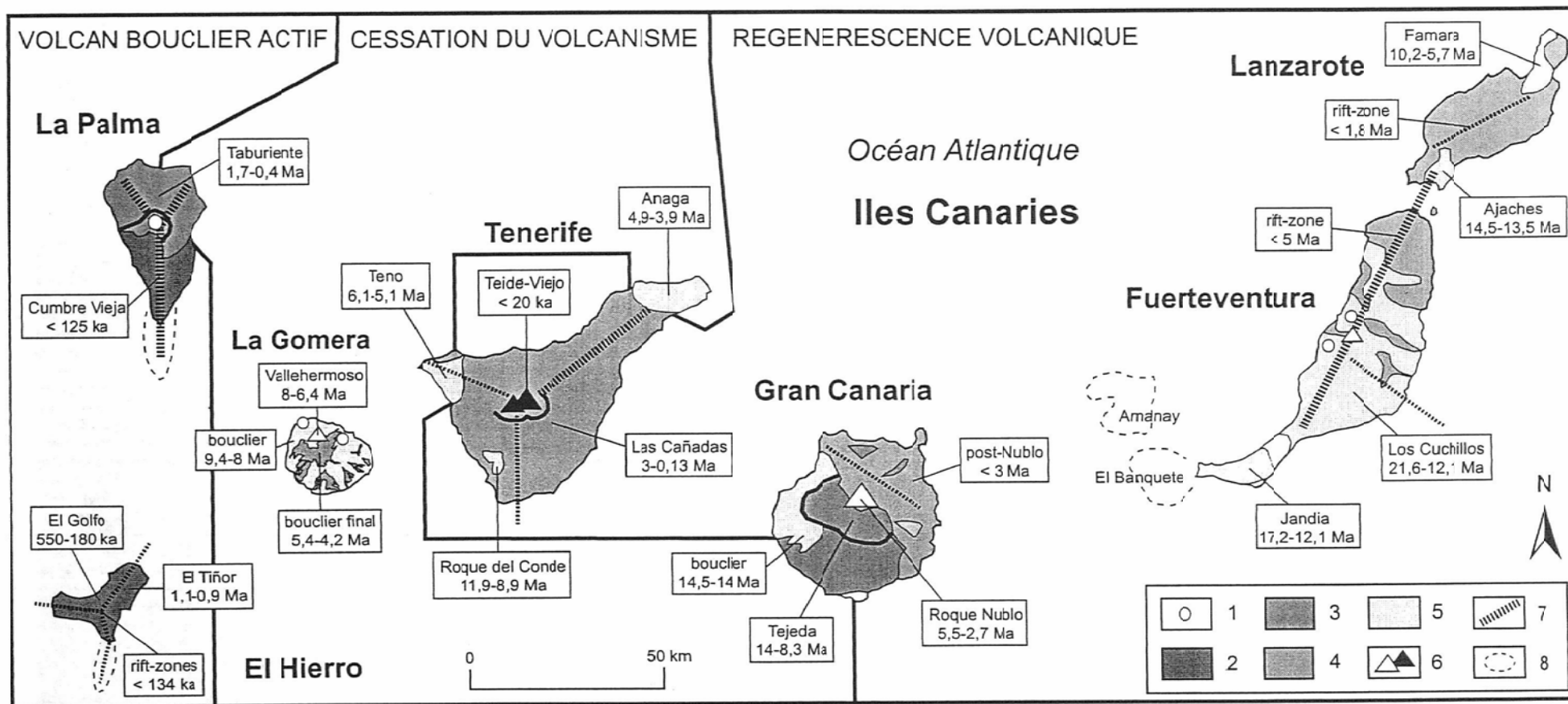


Figure 3 - L'évolution spatio-temporelle du volcanisme des Iles Canaries. 1 : résidus du stade de volcan bouclier sous-marin ; 2 : stade de volcan bouclier actif ; 3 : stade final du volcan bouclier ; 4 : stade de cessation du volcanisme ; 5 : stade de régénérescence volcanique ; 6 : stratovolcans actifs (en noir) ou érodés (en blanc) ; 7 : rift-zones volcaniques et leurs prolongations sous-marines ; 8 : principaux édifices volcaniques sous-marins. Encadrés : principaux massifs volcaniques, avec en dessous leur principale phase de construction (Ma : millions d'années / ka : milliers d'années). Conception et réalisation : Raphaël Paris, 2003.

### 3. Les caractéristiques du volcanisme canarien

Les reliefs volcaniques des Îles Canaries et leurs produits (coulées et projections) traduisent une grande variété des dynamismes éruptifs. Les volcans boucliers à la silhouette massive constituent l'ossature des îles. Les falaises ciselées de dykes et les parois abruptes des barrancos sont autant de coupes géologiques nous révélant leur structure et, ainsi, leur passé. Par ailleurs, l'extrême rareté de l'eau sous forme d'écoulements de surface a obligé la construction de nombreux puits et galeries d'adduction d'eau souterraine. Leur exploration est un véritable voyage dans les formations profondes et dans le lointain passé de ces îles volcaniques.

Des discordances majeures séparent les principales phases volcaniques (plusieurs dizaines, voire centaines de milliers d'années). Ces discontinuités sont notamment décelables par l'interruption des dykes, la fossilisation de formes d'érosion (paléobarrancos) et la présence de paléosols rougeâtres. Les séquences de fines coulées pahoehoe basaltiques représentent des phases effusives très productives et se situent plutôt dans la partie inférieure des coupes. Ces dynamismes éruptifs dits « hawaïens » sont concentrés le long de rift-zones (axes le long desquels s'alignent les fissures et les centres éruptifs). Des coulées plus épaisses (> 5 m) sont souvent en discordance sur les précédentes, témoignant de phases magmatiques finales plus différenciées (coulées de trachytes ou phonolites plus visqueuses et plus lentes, provenant parfois de dômes). Les couches pyroclastiques intercalées entre les coulées de lave attirent l'œil de l'observateur par leurs teintes rougeâtres, jaunâtres, voire blanchâtres pour les projections phréatomagmatiques.

Aux Canaries, la proportion de projections par rapport aux coulées est supérieure à celle des volcans boucliers des Îles Hawaï ou des Galapagos, mais est comparable à celle des Îles du Cap-Vert et de Madère. Ces projections émanent de phases stromboliennes et phréatomagmatiques. La production volcanique n'est pas concentrée au centre de l'édifice et semble même très dispersée au cours de certaines périodes. C'est là une caractéristique fondamentale des volcans boucliers des Canaries, mais aussi de Madère et du Cap-Vert, que leur polygénisme temporel et spatial.

La concentration du volcanisme le long de rift-zones est une constante dans la construction des volcans boucliers terrestres. Tenerife et El Hierro sont des exemples de triple rift-zone, dont les trois branches sont séparées par des angles de 120°. Elles ne fonctionnent jamais toutes les trois ensemble ; une branche étant systématiquement moins productive à une période donnée. Avec le temps, le volcanisme se décentralise de l'axe de la rift-zone, encombré de dykes, pour migrer vers les flancs et le littoral. Ceci se réalise sur plusieurs centaines de milliers d'années.

Outre les volcans boucliers et les petits édifices isolés, de grands stratovolcans ponctuent l'histoire des Îles Canaries. Les deux stratovolcans juxtaposés au centre de la caldera de Las Cañadas à Tenerife, le Pico del Teide et le Pico Viejo, en sont l'illustration actuelle. Des volcans comparables mais aujourd'hui démantelés étaient encore actifs sur La Gomera il y a environ 7 Ma (stratovolcan de Vallehermoso, cf. Paris, 2002) et sur Gran Canaria il y a environ 3 Ma (stratovolcan Roque Nublo, cf. Pérez Torrado *et al.*, 1995). Les dynamismes éruptifs des stratovolcans sont extrêmement variés (panaches de cendres, écoulements pyroclastiques, ouverture de fissures avec émission de coulées etc.), tantôt centrés sur les principaux cratères, tantôt délocalisés sur les flancs ou sur des dômes périphériques.

Parmi les édifices volcaniques périphériques ou adventifs, signalons quelques maars, dont les flancs peu végétalisés permettent d'admirer une gamme variée de formes et de dépôts phréatomagmatiques (cf. paragraphe 6).

Les Canaries sont en fait l'endroit idéal pour apprendre à lire et reconnaître les formes et les produits du volcanisme, de part la diversité et la clarté de leurs paysages volcaniques.

#### 4. Pétrologie : types de laves et minéraux

La diversité des édifices volcaniques et des dynamismes éruptifs traduit une diversité dans la nature des laves. Les basaltes alcalins sont la catégorie la plus représentée sur les volcans boucliers (type OIB : *Oceanic Island Basalts*), avec quelques variétés de trachybasaltes, de basanites et de basaltes à tendance tholéïtique (Gran Canaria, Lanzarote). Il n'est pas rare de trouver des basaltes de type picrites (laves très riches en minéraux ferro-magnésiens et surtout en olivine) et ankaramite (laves présentant une grande densité de phénocristaux d'olivine et de pyroxène).

A la fin des principales phases volcaniques, les laves sont plus différenciées, car proportionnellement enrichies en alcalins et en silice. Ces laves plus visqueuses, allant des phonolites aux trachytes, occasionnent des dynamismes plus explosifs. Les laves les plus acides des Canaries sont les ignimbrites rhyolitiques de la vaste Caldera de Tejeda, au centre de Gran Canaria (Schmincke, 1967).

*Photo 5 – Les barrancos du sud de Gran Canaria : ignimbrites trachytiques et phonolitiques de la Caldera de Tejeda, en discordance sur les basaltes alcalins de fond de vallée (photo : Raphaël Paris, avril 1999).*



Les passionnés de pétrologie ne manqueront pas les phonolites à obsidienne de la Caldera de Las Cañadas (Tenerife), à la fois sous la forme de coulées et d'ignimbrites, les basaltes à nodules de péridotite de Lanzarote, les pillow-lavas du fond de la Caldera de Taburiente (La Palma) et du nord-est de Gran Canaria (Tamaraceite, Las Palmas), les basaltes à haüynes du volcan de Arucas (Gran Canaria), les basaltes à plagioclases en pahoehoe du Pico Viejo (Tenerife) et les nombreuses variétés d'ignimbrites fiammées du sud de Gran Canaria (Barrancos de Mogan et Fataga).

Les roches plutoniques de Fuerteventura (gabbros et syénites du massif de Betancuria et Vega Rio de Palmas) sont également très intéressantes car elles sont issues du refroidissement multiphasé de chambres magmatiques sous la forme de complexes annulaires (comme en Corse, en Ecosse à Skye et Mull, ou dans le Hoggar en Algérie).

Enfin, signalons quelques sites de roches sédimentaires dignes d'intérêts : les beach-rocks de la côte ouest de La Palma et de la côte sud de Tenerife, les dunes quaternaires fossiles de Gran Canaria (sable noir, près de Tenoya, nord-est) et de Fuerteventura (sable blanc. Ajui, côte ouest), et les sédiments sous-marins intercalés entre les dykes de la côte ouest de Fuerteventura (au nord de Ajui, plus difficiles à trouver !).

## 5. Glissements massifs et tsunamis

L'exploration des fonds marins autour des Iles Canaries a révélé de nouveaux volcans, isolés ou prolongeant les rift-zones des volcans boucliers. Mais les données géophysiques (sismique réflexion, échosondes, sonars) ont aussi montré l'existence de vastes dépôts détritiques sous-marins issus de déstabilisations massives affectant toutes les îles (Carracedo, 1994 ; Masson *et al.*, 2002). Ces dépôts se mettent en place sous la forme d'avalanches de débris massives, initiées par de grands glissements sectoriels. L'accélération gravitaire et les forces de friction au sein de la masse de matériaux emportés expliquent la puissance et la grande mobilité des avalanches de débris. Les frictions internes des avalanches de débris sous-marines sont cependant réduites par la saturation en eau.



Photo 6 – La dépression côtière d'El Golfo (El Hierro) est la cicatrice d'un premier glissement massif survenu il y a environ 134 000 ans, puis d'un second il y a 15 000 ans (photo : Raphaël Paris, juillet 2001).

Plus de la moitié du volume total des Iles Hawaï consiste en matériaux redistribués sur les bases sous-marines des îles par des glissements sectoriels et des effondrements de grande ampleur. Aux Canaries, ils représentent un volume total de 7000 à 7500 km<sup>3</sup>, réparti sur plus de 40 000 km<sup>2</sup>. Les déstabilisations les plus massives impliquent plusieurs dizaines de km<sup>3</sup> et leur épaisseur cumulée atteint 700 m au nord de Tenerife. Les dépôts les plus volumineux sont situés à l'ouest de Fuerteventura, au nord de Tenerife (700 km<sup>3</sup>) et à l'ouest de La Palma (750 km<sup>3</sup>). Les glissements sectoriels les plus massifs se produisent sur les flancs des rift-zones volcaniques en cours de construction (paragraphe 3).

Les cicatrices de ces glissements sectoriels sont des dépressions côtières aux contours rectilignes et à fond relativement plat, tapissées de coulées et de cônes

volcaniques ultérieurs. Elles sont densément peuplées et exploitées par une agriculture intensive (dépressions de La Orotava et Guïmar à Tenerife). Leurs dimensions avoisinent les 10 km, avec un rapport longueur/largeur peu supérieur à 1. La dépression d'El Golfo, cicatrice de l'avant dernier glissement en date (< 134 000 ans), a une forme de croissant ouvert de 180° sur la mer. Le glissement le plus récent serait celui d'Icod de Los Vinos, au nord de Tenerife. Son âge est cependant contesté. Aucun glissement sectoriel comparable à ceux évoqués dans ce chapitre n'a jamais été observé *de visu* sur les flancs des îles océaniques. Cela explique sans doute les interrogations que suscitent encore ces événements destructeurs. Des cicatrices d'anciens glissements, entièrement masquées par le volcanisme ultérieur, ont été identifiées au sein des formations volcaniques de La Palma, La Gomera, Tenerife (Teno, Las Cañadas)

et El Hierro. Ces exemples soulèvent le problème des relations de cause à effet entre les déstabilisations massives et la reprise de l'activité volcanique.

Sur le long terme, les glissements massifs participent à une redistribution des volumes créés par le volcanisme, vers les fonds sous-marins. Leur récurrence participe à une relaxation par à-coups des contraintes d'ascension magmatique et d'accumulation de produits volcaniques. Ils traduisent des ruptures dans la stabilité de l'édifice volcanique en cours de construction. Leur caractère instantané ne doit pas faire oublier qu'ils s'inscrivent dans un processus de rééquilibrage entre les rythmes de construction et de destruction, dès les premières phases d'évolution de l'île. La destruction des nouveaux reliefs volcaniques, sans cesse contrecarrée par un volcanisme productif, s'exprime alors sous une forme instantanée et massive.



### ***L'origine de la Caldera de Taburiente à La Palma : un glissement sectoriel massif***

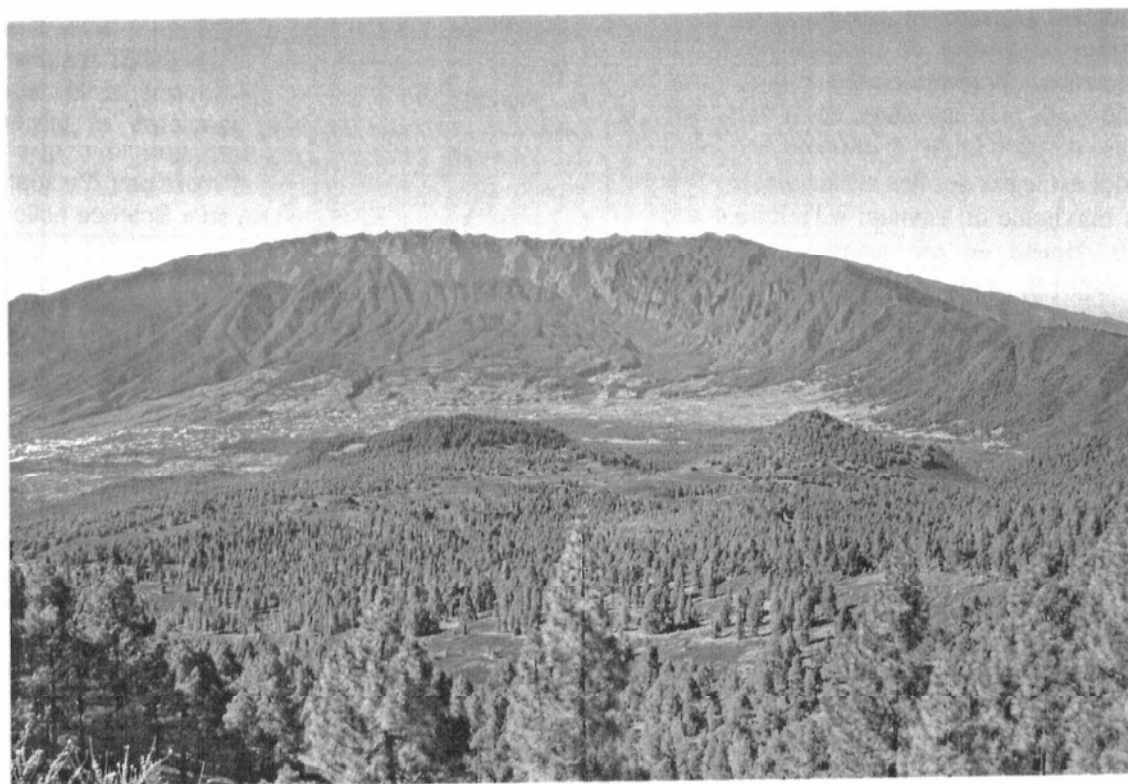
Le relief du volcan bouclier de Taburiente, au nord de La Palma, est marqué en son centre par la fameuse Caldera de Taburiente, impressionnante dépression en forme de chaudron, de 1500 à 2000 m de profondeur et d'un diamètre d'environ 6 km. Le fond de la caldera est extrêmement disséqué et cerné de parois abruptes culminant fréquemment à plus de 2 000 m. Il est occupé par le seul réseau hydrographique à écoulement permanent de l'archipel. Le Barranco de las Angustias, exutoire unique de ce réseau, forme une profonde échancrure entre les parois ouest et sud-ouest de la caldera.

Le glissement sectoriel le plus connu des Iles Canaries est sans doute celui qui a initié la formation de la Caldera de Taburiente à La Palma, il y a 560 000 ans. Plus de 50 km<sup>3</sup> de matériaux volcaniques furent alors brusquement précipités sur les flancs immergés du sud-ouest de l'île. L'avalanche de débris atteignit une profondeur de 4 000 m, soit 6 500 m de dénivelé. Certains blocs conservés dans les dépôts sous-marins sont larges de plusieurs kilomètres. Le volcanisme reprit presque instantanément au sein de la cicatrice du glissement, repoussant ainsi l'érosion des faces d'arrachement du glissement vers l'amont (Paris & Carracedo, 2001). C'est ce processus d'érosion régressive qui a donné naissance à la Caldera de Taburiente, qui n'est donc pas du tout une caldera *stricto sensu*.

Dès le XIX<sup>e</sup> siècle, Léopold Von Buch (1825) développa à La Palma sa théorie des « cratères de soulèvement », formés à la suite de l'effondrement brusque de la zone sommitale bombée d'un volcan. Les profonds barrancos disposés radialement autour de la Caldera de Taburiente étaient à ses yeux des fissures de dilatation, ouvertes au cours du soulèvement de l'île. La forme circulaire et les parois verticales de la caldera étaient pour Von Buch des critères typiques des « cratères de soulèvement ». Visitant quelques années plus tard les Iles Canaries, Charles Lyell (1855) considéra la Caldera de Taburiente comme une « caldera d'érosion », faisant toutefois intervenir dans sa formation des phases d'effondrements secondaires. L'explication actuelle quant à l'origine de la caldera réconcilie finalement Von Buch et Lyell.

La Caldera de Taburiente est également connue des scientifiques pour les formations volcaniques sous-marines qui y affleurent. Les pillow-lavas et brèches pliocènes ont été soulevés jusqu'à 1 500 m par plus de 2 millions d'années d'ascension magmatique !

*Photo 7 – La Caldera de Taburiente (La Palma), depuis la cumbre Vieja avec au premier plan le Pico Bejenado (photo : Arlette Lorenzi).*



Les glissements massifs affectant les îles océaniques produisent des tsunamis géants\* dont les vagues peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Ainsi, le record de hauteur de vague enregistré à Hawaï pour un tsunami provoqué par un séisme est de 17 m (1946). Les tsunamis initiés par des phénomènes volcaniques représentent 5 % des tsunamis répertoriés, dont 25 % sont dus à des coulées pyroclastiques ou à des *blast* (ex. Krakatau 1883, St Helens 1980), 20 % à des séismes, 20 % à des éruptions sous-marines (ex. Kick'em Jenny aux Caraïbes), 15 % à des glissements massifs (ex. Unzen 1782, Augustine 1883, Paluweh Island 1928), 10 % à des effondrements de calderas (ex. Santorin 36 00 BP), 5 % à des lahars et 5 % à des explosions phréatomagmatiques. Ces tsunamis sont à l'origine de 25 % des victimes du volcanisme depuis 250 ans (90 tsunamis répertoriés, cf. Begët, 2000). Seules les coulées pyroclastiques, les *blast*, les glissements massifs et les effondrements centraux (calderas) sont à même de provoquer des tsunamis dont la hauteur de vague dépasse 5 m.

En effet, lors de tels événements, le transfert d'énergie est extrêmement rapide et génère une vague d'impulsion très puissante. Les tsunamis engendrés par des glissements sont moins dispersés que ceux occasionnés par des tremblements de terre. Mais leur impact est ainsi plus localisé. La hauteur des vagues dépend essentiellement du volume et de l'accélération des matériaux emportés. L'arrivée brutale des matériaux glissant provoque dans un premier temps un enfoncement local de la surface de l'eau, à la manière d'un sucre tombant dans une tasse de café. En réaction à cet enfoncement se produit ensuite un soulèvement qui se propage en périphérie, initiant alors un tsunami. La vitesse de propagation de la vague est directement proportionnelle à la hauteur d'eau : 10 à 100 km/h près des côtes et en eaux peu profondes, plus de 800 km/h à travers les eaux profondes (ce qui est le cas des îles océaniques).

L'extension maximale du tsunami à l'intérieur des terres (*run-up*) dépend de son énergie potentielle (hauteur des vagues), mais aussi de son énergie cinétique (vitesse) et de la morphologie côtière. Ainsi, le *run-up* est d'autant plus supérieur à la hauteur des vagues que le tsunami est rapide et canalisé (estuaires, rias, débouchés de vallées). L'impact du tsunami s'exprime à la fois par une érosion puissante des côtes rocheuses et un remaniement intense des côtes à sédiments (plages, cordons de galets, dunes, deltas alluviaux), aboutissant ainsi à la formation d'un dépôt de tsunami.

\* train de vagues de très forte énergie provoquant une inondation d'eau de mer à l'intérieur des terres.

### Les dépôts d'un tsunami géant sur la côte ouest de Gran Canaria

Sur la côte ouest de Gran Canaria, des conglomérats marins ont récemment (Pérez Torrado *et al.*, 2002 ; Paris, 2002) été interprétés comme les dépôts d'un tsunami géant ayant frappé la côte ouest de Gran Canaria il y a environ 800 000 ans. Ces dépôts affleurent en position de placage sur les flancs du Barranco d'Agaete. Les affleurements (près de 10) sont situés à des altitudes comprises entre 45 et 90 m. D'une épaisseur comprise entre 1 et 5 m, les dépôts sont constitués de fossiles (rhodolites, coquilles) et de clastes volcaniques, répartis en deux unités. L'unité inférieure représente l'arrivée de la première et plus puissante vague, tandis que l'unité supérieure représente le retrait de la première vague, perturbé par les vagues suivantes. Le contact avec le substratum présente des figures d'érosion.

Dans le contexte des îles Canaries, la source la plus probable est le glissement sectoriel de Guïmar, sur les flancs est de l'île voisine de Tenerife. L'âge du glissement est d'environ 800 000 ans (Ancochea *et al.*, 1990) et son volume est estimé à 30 km<sup>3</sup> (Paris, 2002). Parmi les grands glissements évoqués précédemment (au moins 10 depuis 2 Ma aux Canaries), il s'agit du seul qui soit directement orienté vers une autre île. En grande partie pour cette raison, les dépôts de tsunami de Gran Canaria sont les seuls de l'archipel. Le contexte topographique de débouché de vallée a favorisé la pénétration des vagues de tsunami dans les terres jusqu'à 100 m d'altitude.

L'apparition d'un réseau de fissures suite à l'éruption de 1949 à La Palma et certains scientifiques peu scrupuleux ont alimenté l'hypothèse d'un glissement catastrophique des flancs ouest de La Palma et d'un tsunami pouvant ravager la côte est des Etats-Unis. Mais des mesures extrêmement précises (Moss *et al.*, 1999) montrent que les fissures apparues en 1949 ne sont plus actives. D'autre part, les modèles simulant le glissement et le tsunami engendré se sont révélés obsolètes et largement tournés vers l'exagération. Bien que le risque zéro n'existe pas, cette catastrophe n'est pas d'actualité et doit pour l'instant figurer au rayon « Science fiction ».

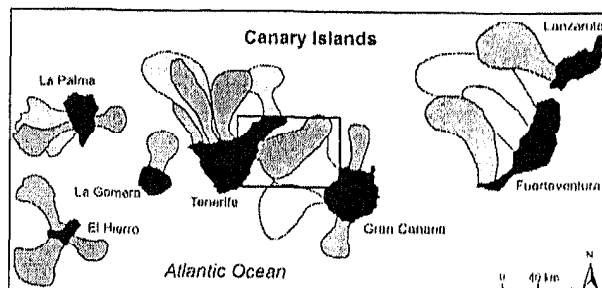


Figure 4 – Carte des dépôts détritiques sous-marins issus de glissements massifs aux îles Canaries. Zone encadrée : le glissement de Guïmar (Tenerife), dont témoignent des dépôts de tsunami sur la côte ouest de Gran Canaria (cf. encadré page 16).

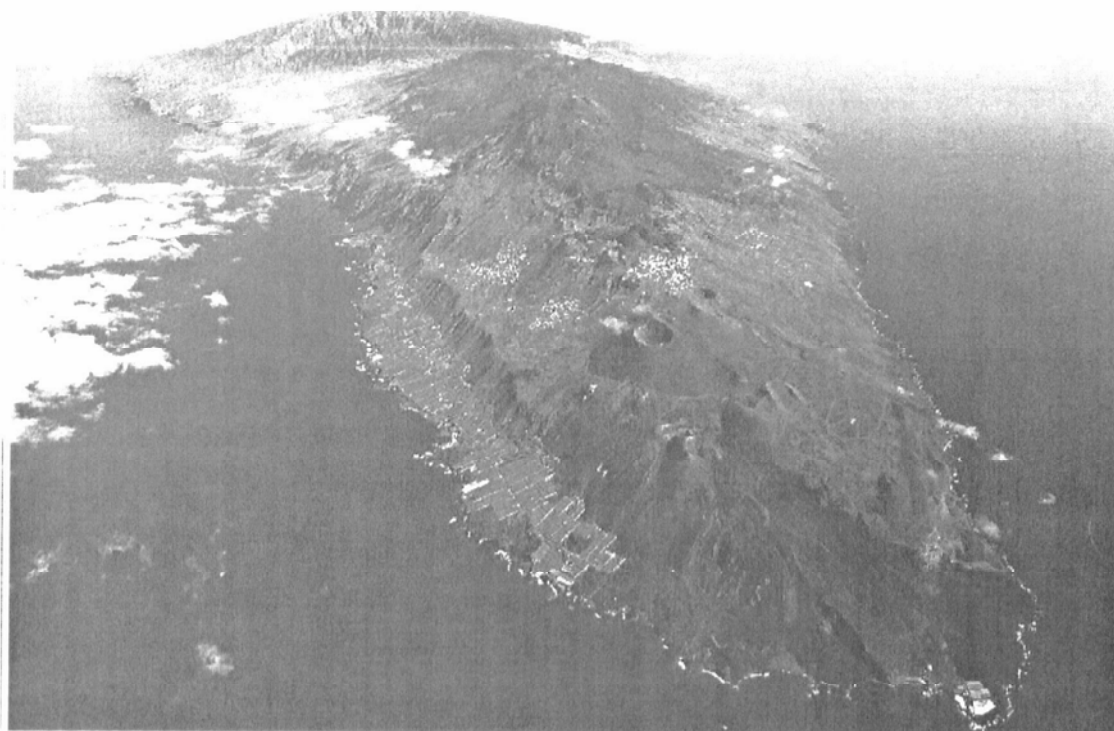


Photo 8 – La Palma, vue d'avion. Au premier plan : la Cumbre Vieja, rift-zone volcanique du sud de La Palma, où 50 % des éruptions historiques se sont produites. Les coulées les plus sombres sont celles du Teneguia (1971, dernière éruption dans l'archipel). Au fond : le volcan bouclier du nord de La Palma, éventré par la Caldera de Taburiente (photo : Sergio Socorro).

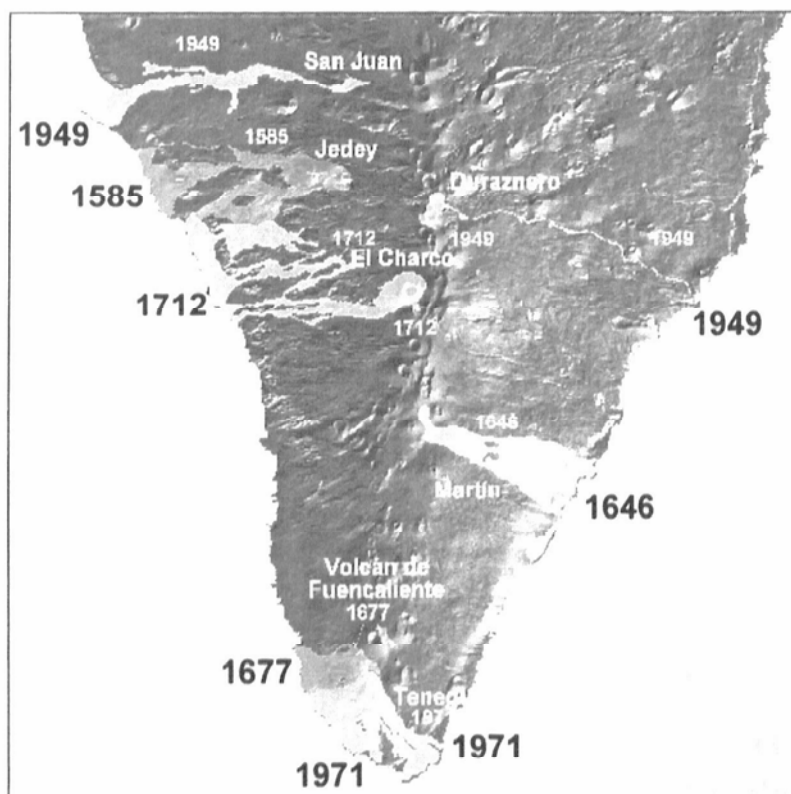


Figure 5 – Carte en relief ombré de la Cumbre Vieja (La Palma), avec les coulées historiques.

Année	Eruption	Ile	Durée	Surface
1971	Teneguia	La Palma	25 jours	3,1 km <sup>2</sup>
1949	Duraznero - Hoyo Negro	La Palma	38 jours	4,8 km <sup>2</sup>
1909	Chinyero	Tenerife	10 jours	2,8 km <sup>2</sup>
1824	Tao - Nuevo del Fuego - Tinguaton	Lanzarote	77 jours	5,0 km <sup>2</sup>
1798	Chahorra (Las Narices del Teide)	Tenerife	92 jours	4,9 km <sup>2</sup>
1730-36	Timanfaya	Lanzarote	6 ans	200 km <sup>2</sup>
1712	El Charco	La Palma	56 jours	10,2 km <sup>2</sup>
1706	Garachico		9 jours	10,9 km <sup>2</sup>
1704-1705	Siete Fuentes - Fasnía - Arafo	Tenerife	26 jours	5,6 km <sup>2</sup>
1677	Fuencaliente (San Antonio)	La Palma	65 jours	4,5 km <sup>2</sup>
1646	Martin	La Palma	78 jours	7,0 km <sup>2</sup>
1585	Jedey	La Palma	84 jours	3,7 km <sup>2</sup>

Tableau 3 : Eruptions historiques connues aux Iles Canaries (XVI<sup>e</sup> - XX<sup>e</sup> siècles).  
Sources : J.C. Carracedo, R. Paris, C. Romero Ruiz, M.C. Solana, A. Hernandez-Pacheco.

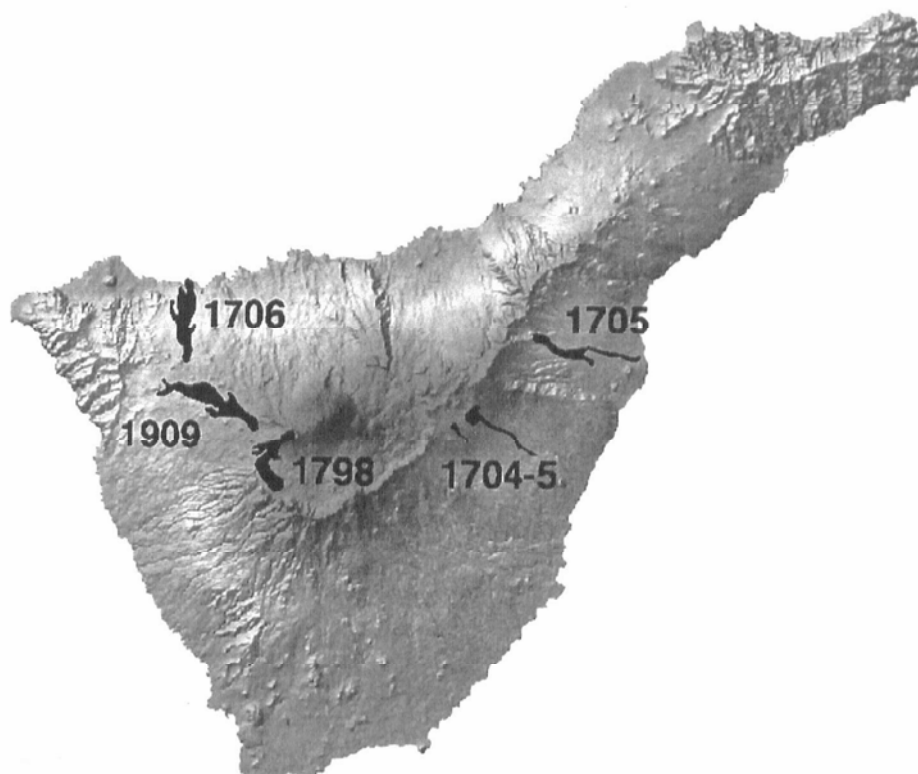


Figure 6 – Carte en relief ombré de Tenerife, avec les coulées historiques.

### **Des indigènes Guanches surpris par une éruption à La Palma au IX<sup>e</sup> siècle**

La nécropole de la Cucaracha est un site archéologique majeur aux Canaries, avec des fragments de céramiques, une industrie lithique et des ossements humains. Si certains ossements montrent des traces de crémation cérémonielle, d'autres sont englobés dans des scories. Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des scories montrent qu'elles sont issues du cône phréatomagmatique de la Montaña Góteras (Rodríguez Ruiz *et al.*, 2003). Leur température avoisinait les 950 °C. Les os pris dans ces scories ont été datés à  $1\,090 \pm 50$  ans BP (IX<sup>e</sup> siècle apr. J.-C.). Les indigènes Guanches ont été surpris par une violente explosion phréatomagmatique, avec émission de déferlantes pyroclastiques, suivie d'une activité strombolienne soutenue qui a enfoui les corps sous plusieurs mètres de scories.

## **6. Le volcanisme historique**

Avant leur conquête (ou plutôt invasion) par les Espagnols au XV<sup>e</sup> siècle, les Iles Canaries étaient peuplées par des tribus aux pratiques culturelles diverses (momification, pétroglyphes, poterie, céréaliculture, habitat et greniers troglodytiques) et aux origines incertaines (probablement berbères). Ces indigènes sont connus sous le nom de « Guanches », bien que ce terme ne désigne au départ que les tribus de Tenerife. Ils furent progressivement exterminés par les guerres et les maladies importées d'Europe. Notre connaissance du volcanisme historique des Iles Canaries se limite donc aux cinq derniers siècles. La découverte de restes archéologiques à La Palma et Gran Canaria dans des couches de téphras préhistoriques (cf. encadré) prouve que les Guanches cohabitaient de temps à autres avec des « montagnes colériques ». Les témoignages préhispaniques sont cependant incertains et confus (légendes, gravures). Des dizaines d'éruptions se sont produites au cours de l'Holocène (derniers 10 000 ans) sur la partie sud de La Palma (rift-zone de la Cumbre Vieja), qui est la zone la plus active du point de vue volcanique. Au contraire, l'absence d'éruptions à El Hierro durant les 5 derniers siècles est paradoxale étant donné la jeunesse de l'île (1,1 Ma). Mais plus de 500 cônes sont visibles en surface et 300 autres seraient masqués sous les coulées. Depuis au moins 7 000 ans, l'essentiel de la production magmatique du point chaud se concentre au sud de La Palma, selon le modèle de ligne double (paragraphe 2).

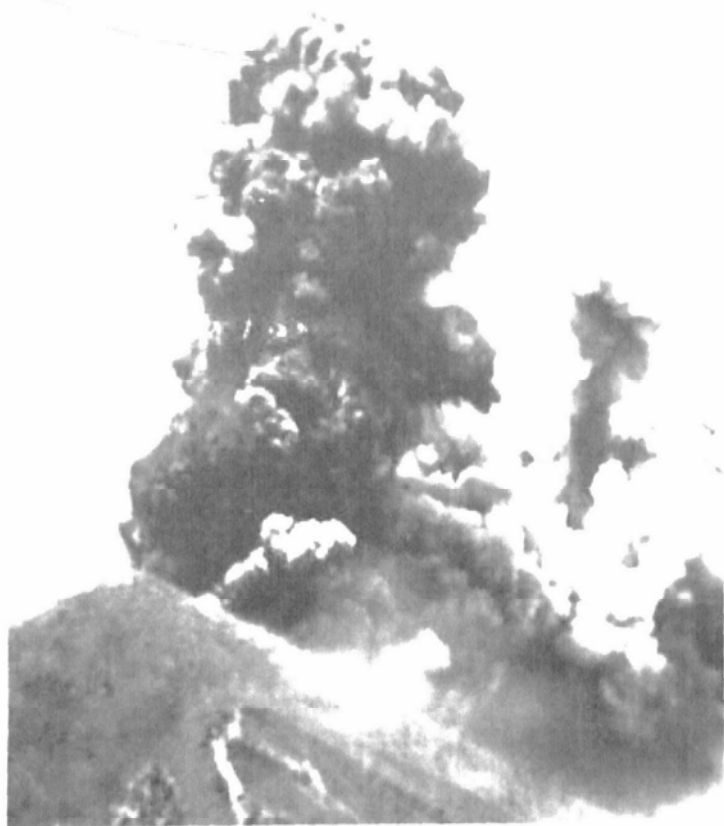
Depuis le XV<sup>e</sup> siècle, les Iles Canaries ont connu treize éruptions, dont six sur la Cumbre Vieja de La Palma (1585, 1646, 1677, 1712, 1949, 1971), trois sur la rift-zone ouest de Tenerife (1706, 1798, 1909), deux sur la rift-zone nord-est de Tenerife (1704-1705) et deux à Lanzarote (1730-36, 1824). L'éruption relatée par Christophe Colomb en 1492 n'est qu'une légende, probablement un feu de forêt. La durée de ces éruptions varie entre 9 et 92 jours (soit une moyenne de 50 jours), si l'on exclut l'éruption de 1730-36 à Lanzarote, qui dura exceptionnellement 6 ans (cf. encadré). La surface moyenne recouverte par une éruption est de 5,2 km<sup>2</sup>. La durée, les volumes émis et donc l'amplitude globale des éruptions historiques sont relativement faibles, comparés à Hawaï ou la Réunion. Les dynamismes éruptifs sont essentiellement stromboliens (cônes de téphras), systématiquement accompagnés par l'émission de coulées et concentrés le long de fissures éruptives (fontaines de lave). Du point de vue morphologique, les centres éruptifs se présentent comme des alignements de cônes monogénétiques. Pour des raisons topographiques évidentes, les coulées qui s'en échappent se dirigent toujours vers la mer, souvent canalisées par de petites vallées. Les laves historiques sont de nature alcaline (basaltes alcalins, basanites, trachybasaltes et téphrites), peu visqueuses et donc peu explosives.

Toutes les éruptions historiques furent précédées de petits séismes précurseurs, quelques heures, quelques jours, et exceptionnellement plus d'un an avant l'éruption (1730-36). Ces tremblements de terre ont infligé quelques dégradations aux bâtiments (1585, 1705, 1712, 1949). À l'exception de l'éruption de 1730-36, les dégâts causés par les éruptions historiques furent limités : cultures et maisons détruites, disparition d'une source à La Palma en 1677, bétail asphyxié en 1646 à La Palma, destruction de la ville et du port de Garachico en 1706 à Tenerife (cf. encadré), aucune victime humaine directe. Certaines manifestations volcaniques auraient cependant pu se révéler plus dangereuses dans des zones densément peuplées. Ainsi l'éruption de 1585 à La Palma (Jedey) s'est achevée par la mise en place d'un dôme de lave visqueuse (phonolite) émettant des nuées ardentes. L'arrivée en mer d'un front de lave et la construction d'un delta de laves sont accompagnées d'explosions phréatiques. De violentes explosions phréatomagmatiques ont été observées sur les volcans Jedey en 1585 et Hoyo Negro en 1949 (La Palma). Ces explosions étaient dues aux interactions entre les nappes phréatiques et le magma profitant d'anciennes fissures. Les éruptions de 1585 à La Palma et de 1730-36 à Lanzarote occasionnèrent également des émissions de gaz toxiques.





*Photo 9 – Fissure éruptive du Duraznero (La Palma, 1949), ornée d'anciens dépôts de fumerolles (photo : Raphaël Paris, août 1999).*



*Photo 10 – Eruption phréatomagmatique avec déferlantes basales dans le cratère du Duraznero, en 1949 à La Palma. La hauteur du panache de cendres et de blocs atteint environ 200 m (photo : Bonelli Rubio).*



*Photo 11 – Eruption fissurale de Hoyo del Blanco, en 1949 à La Palma. Un panache de gaz s'échappe de la fissure. La coulée encaissée dans le chenal est large d'environ 5 m (photo : A. Benítez).*



Photo 12 - Début de l'éruption du Teneguia (La Palma), octobre 1971 (photo : A. Díaz Rodríguez).

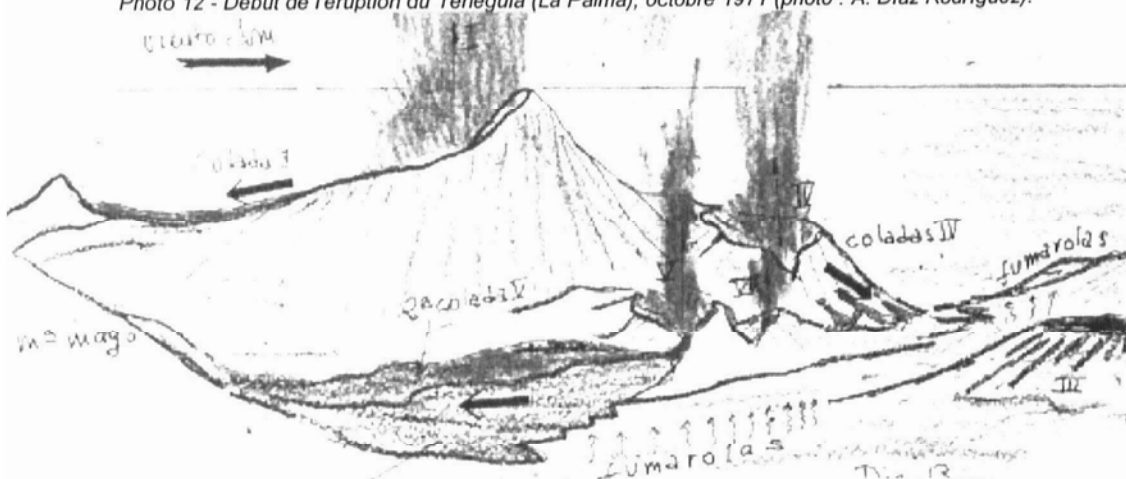


Photo 13 - Croquis de terrain de Juan Carlos Carracedo au Teneguia, le 13 novembre 1971.



Photo- 14 Double activité strombolienne au Teneguia, en novembre 1971 (photo : J.C. Carracedo).



Photo 15- Le volcan Teneguia en 2002, vu d'avion (photo : J.C. Carracedo)

## Zoom sur le XVIII<sup>e</sup> siècle : les Iles Canaries sous le « feu » des volcans

Près de la moitié des éruptions historiques répertoriées aux Canaries ont eu lieu au cours du XVIII<sup>e</sup> siècle ! L'éruption marquante du XVIII<sup>e</sup> siècle est sans aucun doute celle qui a frappé Lanzarote entre 1730 et 1736. C'est pourquoi nous lui consacrons un paragraphe à part (cf. encadré). Mais revenons d'abord sur les autres éruptions du XVIII<sup>e</sup> siècle, peu abordées dans la littérature.

La première de la série débute à Tenerife le 31 décembre 1704 dans une zone inhabitée, près du rebord est de la Caldera de Las Cañadas (Siete Fuentes). Les habitants de La Orotava et de Guïmar, alarmés par des séismes dès le 24 décembre et notamment le 28 décembre, organisent de nombreuses prières et processions religieuses. Il faut dire qu'aucune éruption précédente n'est alors connue à Tenerife. Les colères de La Palma au XVII<sup>e</sup> siècle (1646, 1677) sont bien loin des préoccupations du moment. Du 5 au 25 janvier, l'activité volcanique migre de quelques centaines de mètres vers le nord-est (Fasnia). Alors que les Canariens croient l'éruption terminée, une cavité instable et nauséabonde s'ouvre le 30 janvier à 1 500 m d'altitude, au cœur de la pinède dominant les vignes et les villages de Guïmar et Arafo. Le magma sort de terre le 2 février, jour de la Nuestra Señora de Candelaria, sainte la plus vénérée de l'île. Les processions sont bien peu efficaces face aux deux modestes coulées qui s'enfoncent dans les cultures sur 5 et 8 km de long. Même le temple dédié à la Candelaria est détruit. Sur le plan volcanologique, l'éruption de 1704-1705 est intéressante car les trois points de sorties, soit une trentaine de cônes, sont relativement éloignés. Mais ils sont alignés le long d'une fissure orientée SO-NE, parallèle à l'axe de la rift-zone nord-est de Tenerife. L'activité volcanique a migré en 26 jours de 10 km, du sud-ouest vers le nord-est (Romero *et al.*, 1986).

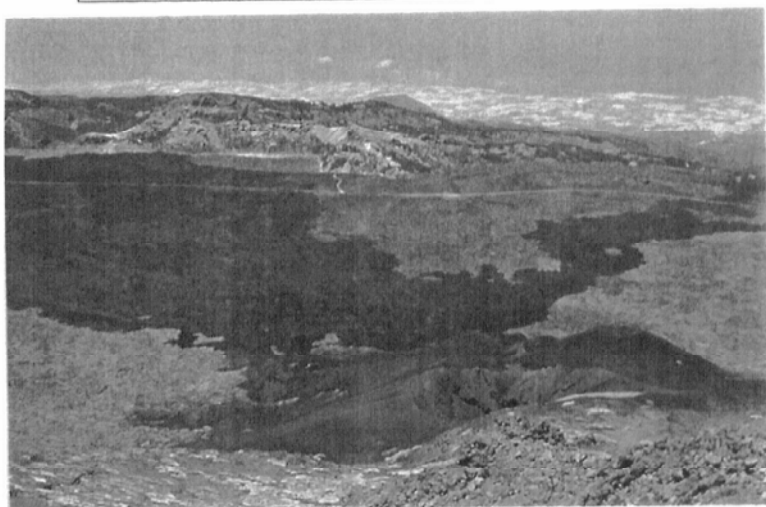


Photo 15 - Les coulées des « Narices del Teide » (1798), vues depuis le Pico Viejo (photo : Raphaël Paris).

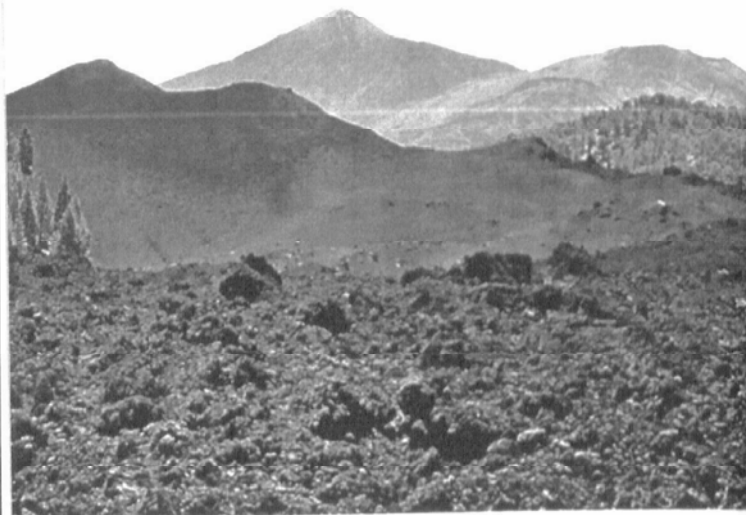


Photo 16 - Coulée et cône du Chyniero (1909), avec le Pico Viejo (à droite) et le Teide (à gauche) en arrière-plan (photo : Raphaël Paris, juin 2003).

Dès l'année suivante, une nouvelle fissure longue de 850 m s'ouvre dans la nuit du 5 mai à 1 300 m d'altitude, à l'ouest du Teide. Des lambeaux de lave sont projetés à 1 500 m de haut (Solana & Aparicio, 1999). En quinze heures, les premières coulées ont gagné l'océan à raison de 0,13 m/s, après avoir rasé le village d'El Tanque. Huit jours plus tard, des coulées plus puissantes recouvrent le village de San Juan del Reparo et détruisent le plus important port de l'île à l'époque, Garachico (13 mai 1706). Même si les villages de San Juan et El Tanque, et la ville de Garachico sont très vite reconstruits, les dommages causés au port sont irréversibles (l'abri naturel est envahi par les coulées). Garachico ne retrouvera jamais sa richesse d'avant l'éruption de 1706, qui profite au port de Santa Cruz, actuelle capitale de la province de Tenerife.

Du 9 octobre au 3 décembre 1712, La Palma est à son tour le théâtre d'une éruption sur les flancs ouest de la Cumbre Vieja (Volcán del Charco). Les coulées proviennent d'une longue fissure orientée NO-SE. Elles couvriront au total une surface de 10,2 km<sup>2</sup> dans des zones très faiblement habitées.

Ironie du sort, c'est encore à Tenerife que s'achève un XVIII<sup>e</sup> siècle très volcanique aux Canaries. Le 9 juin 1798, une fissure s'ouvre sur les flancs sud-ouest du Pico Viejo, dans la partie ouest de la Caldera de Las Cañadas. Les coulées chaotiques couvrent 5 km<sup>2</sup> de terrain désertique. Cette éruption, connue sous le nom de Narices del Teide (les « narines » du Teide), est immortalisée par des esquisses d'époque pour le moins exagérées. Du fait du climat de steppe d'altitude qui règne dans la caldera, les coulées de 1798 semblent dater de quelques années et présentent de magnifiques formes de détail (chenaux et effets de berges, résurgences de tunnels, pahoehoe, croûtes de refroidissement, etc.).

## Timanfaya (1730-1736) : une marée de lave inonde Lanzarote

L'éruption de Timanfaya (1730-36) tient une place à part dans les annales de la volcanologie. Le volume de lave produit en 6 ans (3-5 km<sup>3</sup>) place cette éruption en seconde position dans l'histoire des éruptions fissurales. Seul le Laki (1783) en Islande devance Timanfaya. Lanzarote n'a connu que deux éruptions historiques (1730-36 et 1824) et aucune éruption préhistorique. L'éruption de 1730-36 diffère des autres éruptions historiques canariennes de part sa durée exceptionnelle (2 056 jours, du 1<sup>er</sup> septembre 1730 au 16 avril 1736), sa surface totale (215 km<sup>2</sup>), son évolution spatiale déconcertante (des dizaines de cônes répartis le long d'une fissure O-E de 14 km), son volume considérable de lave (3-5 km<sup>3</sup>) et son évolution magmatique originale (Carracedo & Rodríguez Badiola, 1991 ; Carracedo *et al.*, 1992).

Les premières laves émises (Caldera de Los Cuervos, septembre 1730) sont très fluides car extrêmement sous-saturées en silice (méla-néphénilites). Lors des phases suivantes, les laves sont des basanites et des basaltes alcalins, souvent très riches en nodules de péridotite (Pico Partido, 1730-1731). Les basaltes à olivine, plus visqueux, apparaissent en mars 1731 (Montañas del Señalo) et évoluent de temps à autres en tholéïtes à olivine (Calderas Quemadas, 1731-1732), de plus en plus évoluées avec le temps (coulées volumineuses des Montañas del Fuego, 1732).

Le curé du village de Yaiza ayant arrêté son journal de l'éruption en décembre 1731, les informations sont très limitées pour la période 1732-1736. L'activité est plus réduite que pendant la période précédente.

Les deux dernières bouches actives (Caldera de las Nueces et Montaña Colorada) sont peu productives et, contrairement aux phases précédentes, leurs coulées n'atteignent pas la mer. Les laves émises sont d'abord des basaltes alcalins, évoluant rapidement vers les tholéïtes à olivine les plus différenciées de l'éruption. Ces dernières laves sont particulièrement riches en inclusions péridotitiques au niveau de la Montaña Colorada.

L'évolution magmatique originale de l'éruption de Timanfaya confirme l'existence d'un manteau supérieur très hétérogène sous Lanzarote, à la charnière entre le continent africain à l'est et la lithosphère océanique à l'ouest.

Le bilan des dégâts engendrés par l'éruption est impressionnant : un quart des terres cultivées de l'île sont enfouies sous les coulées, 26 villages et 400 fermes ont été engloutis, une partie du bétail a été anéantie par les gaz toxiques, des milliers de poissons ont été tués par les gaz dissous et les explosions phréatiques. Plusieurs centaines d'habitants ont émigré vers Gran Canaria. Mais aucune victime humaine n'est à déplorer. L'éruption de Timanfaya a même eu des effets bénéfiques puisque la population de l'île a doublé quelques années après l'éruption. Les terres situées autour de la zone recouverte de coulées ont été rendues plus fertiles par les retombées de cendres. Les cultures sur *picón* (lapilli) se sont développées, notamment les célèbres vignes de Malvoisie. Les grandes étendues de lapilli ont en effet des propriétés hygroscopiques intéressantes, du fait de leur capacité à absorber et condenser l'humidité atmosphérique. Enfin, Lanzarote a connu au XX<sup>e</sup> siècle un essor touristique auquel le formidable paysage volcanique et la création du Parc National de Timanfaya ne sont pas étrangers.

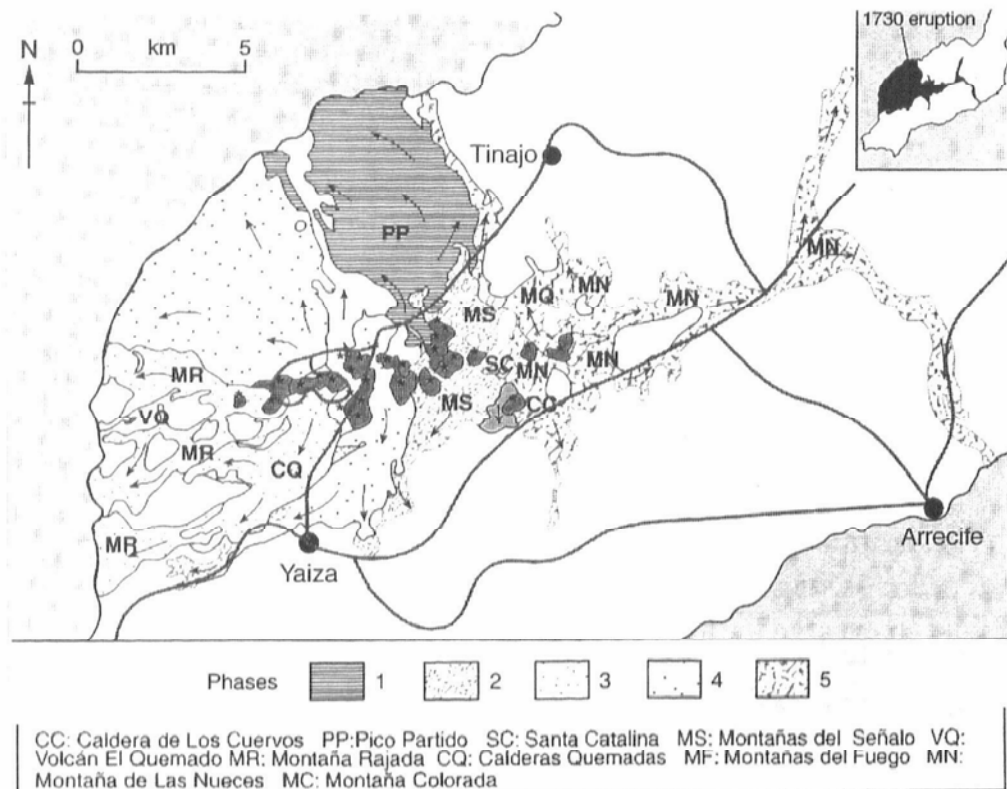


Figure 8 – L'éruption de 1730-36 à Lanzarote : phases et centres éruptifs (Carracedo & Badiola, 1992).



## 7. Les risques volcaniques aux Canaries

Dans la lutte pour prévoir, réduire et gérer les risques volcaniques, la première étape consiste à identifier les risques, notamment en tirant les leçons du passé. Ainsi, la connaissance des dernières éruptions (paragraphe précédent) doit être couplée à une cartographie et une chronologie très précises du volcanisme récent (Holocène, voire Quaternaire). Si l'on se fie aux éruptions historiques, les risques envisageables en cas de nouvelle éruption aux Canaries sont les suivants :

- Séismes précurseurs dans les semaines ou les jours précédant l'éruption.
- Destruction de terres cultivées, zones habitées, infrastructures routières et économiques (ports, usines, réseau énergétique et d'adduction d'eau potable) par les coulées de lave.
- Boules d'accrétion de plusieurs mètres de large se détachant du front d'une coulée de lave (exemples : coulées visqueuses du Pico del Teide et du Pico Viejo).
- Projections pyroclastiques entraînant des dégâts variés suivant leur taille (des cendres aux bombes plurimétriques) et suivant la direction du vent.
- Explosions phréatiques et effondrements de delta de laves, lorsque celle-ci gagne l'océan.
- Risques d'asphyxie, de contamination des nappes phréatiques, de dégradation de la végétation et de corrosion des infrastructures métalliques par les gaz volcaniques, suivant leur toxicité, leur densité, la topographie et le vent (le plus dangereux étant le dioxyde de carbone).

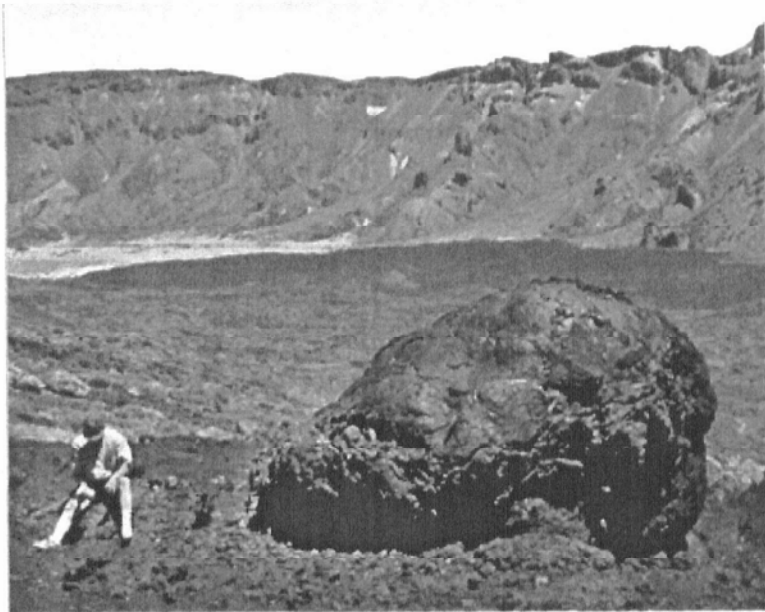


Photo 17 – Boule d'accrétion en marge de la coulée de 1798 à Tenerife : un risque volcanique méconnu. On distingue au fond le rebord de la Caldera de Las Cañadas (photo : Raphaël Paris, juin 2003).

- Près des coulées, explosions violentes et imprévisibles du mélange volatil formé par les gaz organiques de la végétation et l'oxygène de l'air.
- Si l'on remonte au-delà de la période historique, les risques liés au volcanisme explosif de stratovolcans et à l'instabilité gravitaire sont à prendre en compte. Leurs conséquences sont dévastatrices mais leur récurrence est très faible. En voici un petit éventail :
  - Eruptions de dômes de lave : coulées pyroclastiques (nuées ardentes) et écroulements de dômes (récurrence : 1 000-2 000 ans). Les exemples de dômes sont nombreux à La Palma (Cumbre Vieja) et surtout à La Gomera.
  - Eruptions pliniennes de stratovolcans (panaches de cendres avec déferlantes pyroclastiques). Les dépôts de telles éruptions, comparables à celles des grands stratovolcans des zones de subduction, ont été identifiés sur le rebord de la Caldera de Las Cañadas à Tenerife. Le vieux stratovolcan de Las Cañadas s'est construit entre 3 et 0,13 Ma (Ancochea *et al.*, 1990).
  - Effondrements centraux et formation de calderas, accompagnés d'émissions de nappes d'ignimbrites. Ces événements paroxysmiques ont fort heureusement une récurrence extrêmement faible aux Canaries. Le seul exemple reconnu est celui de la Caldera de Tejeda à Gran Canaria, à laquelle sont associées les épaisses couches d'ignimbrites du centre et du sud de l'île (14-9 Ma).
  - Eruptions phréatomagmatiques. Les maars et dépôts de « surges » phréatomagmatiques sont courants aux Canaries : maar de Santa Cruz à La Palma, maar de la Caldera del Rey et cône phréatomagmatique de Montaña Pelada au sud de Tenerife, cône phréatomagmatique d'El Golfo et Caldera Blanca à Lanzarote, etc. Le maar le plus célèbre et le plus récent (2 000 ans) des Canaries est sans aucun doute la Caldera de Bandama, au nord-est de Gran Canaria. Malgré l'absence d'éruptions historiques, le risque volcanique n'est pas exclu sur Gran Canaria puisque les populations pré-hispaniques (*les Guanches*) ont subi plusieurs éruptions il y a environ 2 000 ans. Si une éruption comparable à celle de Bandama venait à se reproduire, c'est plusieurs centaines de milliers d'habitants qui seraient menacés (cf. travaux de Alex Hansen, université de Las Palmas).
  - Glissements massifs et tsunamis associés (paragraphe 5), dont la récurrence est comprise entre 100 000 ans et 1 million d'années. Seules sont concernées les îles en pleine phase de construction volcanique (à l'échelle des temps géologique), c'est-à-dire La Palma et El Hierro. A Tenerife, le massif du Teide est en voie de stabilisation.



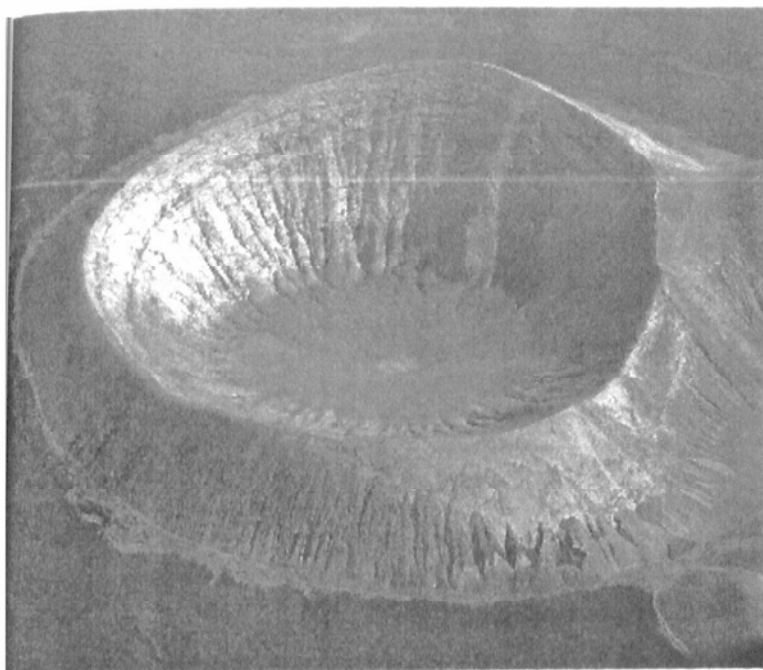


Photo 18 – Le maar pléistocène de la Caldera Blanca à Lanzarote (photo : J.C. Carracedo).

Le second volet dans l'étude des risques volcaniques est celui de la surveillance des zones actives ou potentiellement actives. Un réseau sismique téléométrique est implanté aux Canaries depuis 1990. Les îles les plus équipées sont Tenerife et La Palma. Le centre de réception et d'analyse des données est situé à La Laguna (Tenerife, Station Volcanologique des Canaries). L'Institut Géographique National d'Espagne entretient également un second réseau sismique.

Entre 1997 et 1999, plus de 70 stations d'analyse géochimique du dégazage diffus ont été installées à Tenerife, El Hierro, La Palma et Gran Canaria (Galindo *et al.*, 2001). Le dégazage diffus provient de la dépressurisation du magma présent dans les chambres magmatiques superficielles, en dehors des phases d'activité. Les gaz remontent par les fractures et leurs émanations sont analysables au niveau des fumerolles, dans le sol (entre 40 et 80 cm de profondeur) et dans les galeries d'adduction d'eau (jusqu'à 800 m de profondeur). Les seules fumerolles actives aux Canaries sont situées autour et dans le cratère du Teide. La quantité de CO<sub>2</sub> émise par ces fumerolles est passée de 380 tonnes/jour en 1998 à 628 t/j en 1999 (Castro *et al.*, 2001). Cette augmentation n'est pourtant pas significative, étant donné le manque de recul sur ces données statistiques. Le dégazage diffus du Teide demeure largement inférieur à celui de l'Etna par exemple, estimé par Allard *et al.* (1991) à plus de 30 000 t/jour. Des flux de radon véhiculés par des gaz volcaniques ont été mis en évidence dans les galeries d'adduction d'eau de Tenerife (Steinitz *et al.*, 2003). La cartographie de ces flux en 3D est un outil précieux pour détecter d'éventuelles remontées magmatiques.

Que ce soit à Tenerife, La Palma ou El Hierro, la répartition du dégazage diffus en CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> et H<sub>2</sub> au niveau du sol est sous contrôle volcano-structural (Hernández *et al.*, 2000). Les plus fortes teneurs sont enregistrées le long des principaux axes éruptifs (rift-zones) et autour du Teide. Dans la Caldera de Las Cañadas, les plus fortes concentrations en CO<sub>2</sub> (12 gm<sup>-2d-1</sup>) et H<sub>2</sub> (4 ppmV) sont enregistrées près du rebord sud (Galindo *et al.*, 2001). Elles sont associées à un système de fractures, de dômes et de dykes parcourant une ancienne zone d'altération hydrothermale intense (*Los Azulejos*).

Deux anomalies dans les variations du flux de CO<sub>2</sub>, dix fois supérieures à la moyenne d'El Hierro, ont été enregistrées à Tenerife et El Hierro en 1998. Ces anomalies ont été nettement corrélées à deux séismes de magnitude 3,5 (22 mars 1998) et 3,8 (7 juillet 1998), liés à une activité volcanique sous-marine entre El Hierro et Tenerife. Les données sismiques pour Tenerife confirment ces deux événements, ainsi que l'existence d'une sismicité locale sous le Teide et la bordure orientale de la Caldera de Las Cañadas. Aucun « tremor » volcanique n'a jusqu'à présent été détecté avec certitude (Almendros *et al.*, 2000).

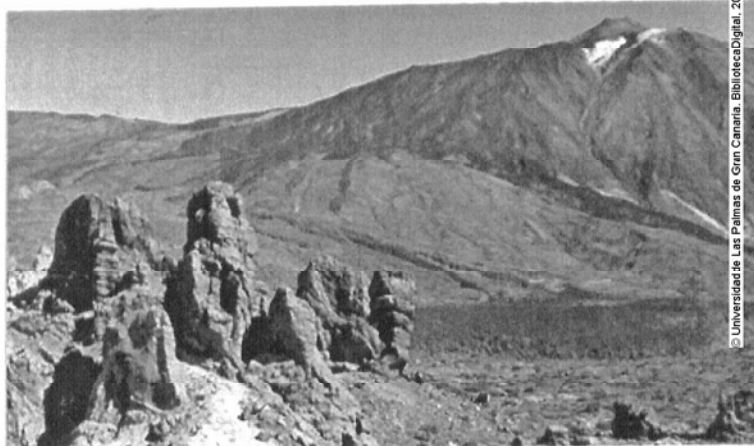


Photo 19 – Les Roques de Garcia, résidus du volcan de Las Cañadas, et le Teide (photo : Raphaël Paris).

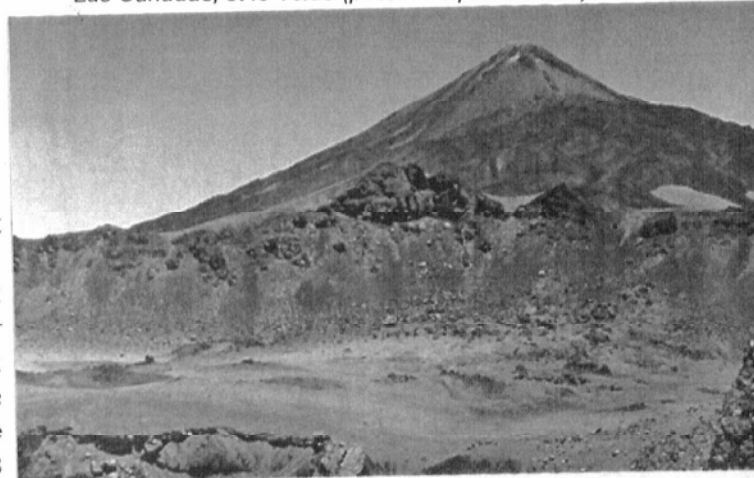


Photo 20 – Le cône sommital du Teide, depuis le cratère du Pico Viejo (photo : Raphaël Paris, juin 2003).

### Un cas spécial : Tenerife

Nos travaux récents sur l'évolution des îles de point chaud ont montré que la partie centrale de Tenerife a connu sa principale phase de construction entre 11,9 et 8,9 Ma. Le volcanisme ultérieur (< 3 Ma), c'est-à-dire les volcans de Las Cañadas, du Teide, du Pico Viejo et le volcanisme récent des rift-zones, fait partie du stade de régénérescence volcanique. Les massifs du Teno, et surtout de l'Anaga, seraient des édifices indépendants. Selon le modèle d'évolution des îles de point chaud, le volcan bouclier central de Tenerife est donc rendu en fin d'évolution et ses rythmes de construction sont décroissants. Les éruptions historiques de Tenerife ne sont pas pour autant des anomalies car, à l'échelle des temps géologiques, ces éruptions sont mineures et finalement peu productives. Mais c'est justement cette confrontation d'échelles de temps et cette apparente contradiction qui rendent nécessaire une étude détaillée des risques volcaniques sur une île aussi densément peuplée que Tenerife. C'est notre défi pour les mois et les années à venir.

Notre étude a débuté par une campagne de datations (carbone 14) et de cartographie très précise (1/5000<sup>e</sup>) du volcanisme récent (< 20 000 ans) du Teide, du Pico Viejo et de la rift-zone ouest. Cette étude est pluridisciplinaire (volcanologie, pétrologie, géochimie, géomorphologie). Elle s'appuie sur un S.I.G. (Système d'Information Géographique) permettant de coupler les données récoltées avec le contexte économique et social (densité de population, infrastructures routières et énergétiques, occupation du sol, galeries d'adduction d'eau).

Le Teide n'a apparemment connu qu'une seule phase éruptive depuis 20 000 ans. C'était au cours du Moyen Age, vers l'an 760 apr. J.-C. Les coulées de cette dernière éruption sont des phonolites noires et massives dévalant les flancs pentus du Teide tel du caramel mou. En fait, le Teide est un volcan en phase d'extinction et de stabilisation. Depuis 20 000 ans, le volcanisme a migré vers des centres périphériques adossés au Teide (stratovolcan Pico Viejo, dômes de Montaña Rajada et Montaña Blanca) et au niveau de la rift-zone ouest (volcanisme fissural de Montaña Reventada, des Montañas de Chío).

La seconde étape de ce projet consistera à établir une zonation des risques volcaniques, selon leur nature, leur amplitude et leur récurrence, et aussi selon les dégâts potentiels. Nous envisageons également une modélisation par informatique du parcours des coulées et des plans d'évacuation. Les zones menacées sont peuplées et ont un rôle non négligeable dans l'économie de l'île, notamment le long de la côte nord (de Garachico à Puerto de la Cruz) et en direction du sud-est (Guía de Isora, Los Gigantes). Le rebord de la Caldera de Las Cañadas fait office de rempart aux coulées et protège ainsi le sud de l'île.

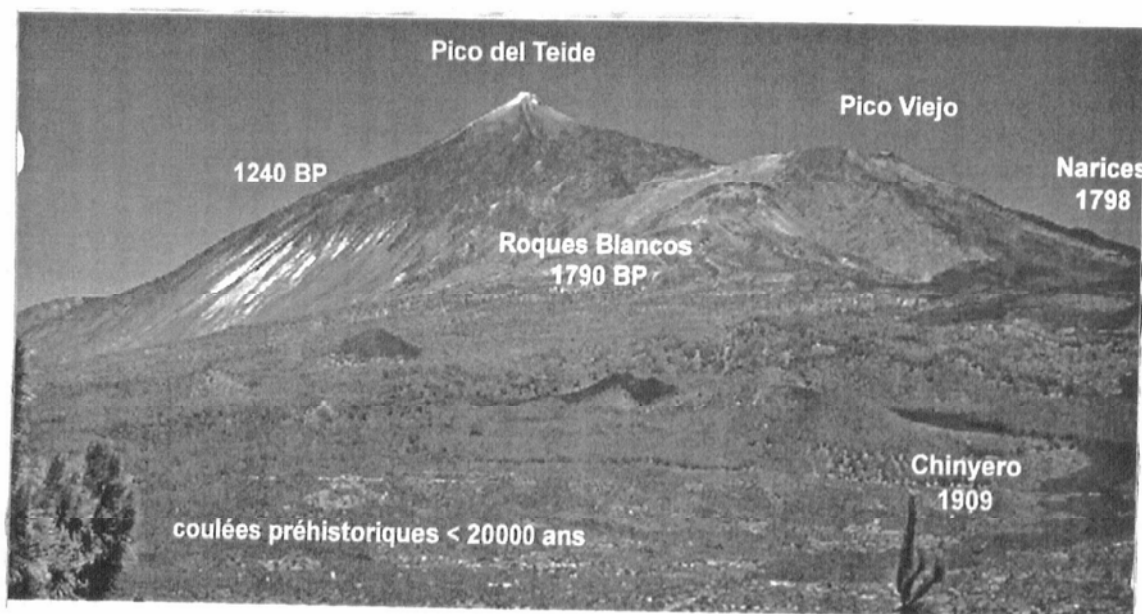


Photo 21 – Les stratovolcans Pico del Teide et Pico Viejo, avec sur leurs flancs ouest les cônes et coulées de la rift-zone volcanique ouest de Tenerife. BP : before present (photo : J.C. Carracedo).

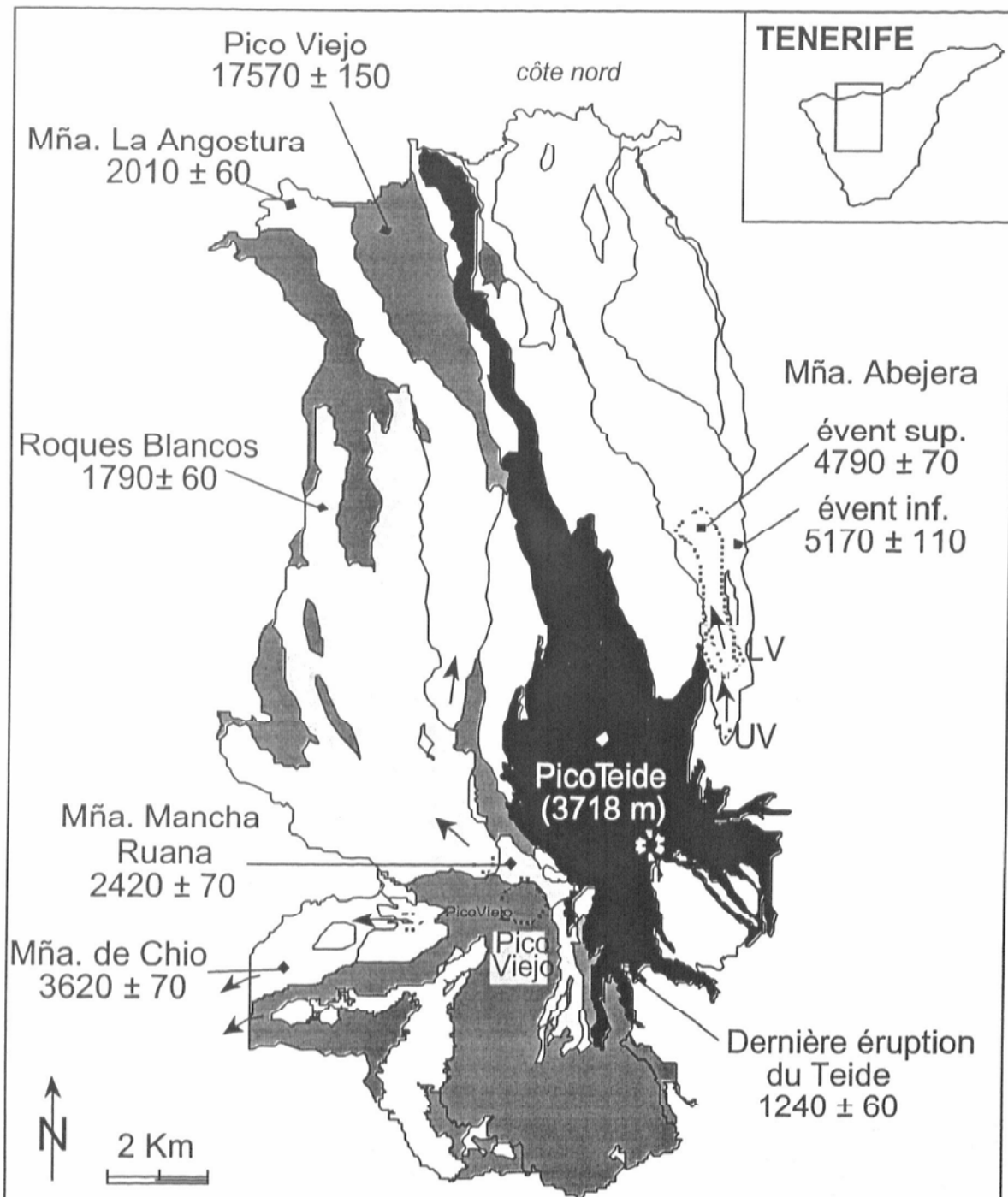


Figure 9 - Carte des coulées récentes (< 20000 ans) du centre de Tenerife. Les chiffres indiquent les résultats des datations (carbone 14) en nombre années. La dernière éruption du Teide date donc d'environ de l'an 760 ap. JC. Les analyses ont été menées au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS Gif-sur-Yvette, par M. Pateme et J.C. Carracedo (2002-2003).

## 8. Les sites volcaniques et les randonnées incontournables

### Les champs de lave d'El Hierro

Accès : routes au départ de Valverde.

Intérêt : champs de laves cordées (pahoehoe) d'âge Holocène à Préhistorique, petits tunnels de lave, hornitos, possibilité de plonger au débouché des tunnels de lave (clubs de plongée sur place).

Itinéraires : routes et pistes des secteurs de La Restinga, Tacorón (sud) et La Orchilla (ouest).

### La dépression côtière d'El Golfo - El Hierro

Accès : plusieurs routes en très bon état.

Intérêt : la dépression d'El Golfo est la cicatrice d'un glissement massif ayant emporté 40 km<sup>3</sup> de matériaux volcaniques sous la mer, il y a environ 134 000 ans. Des coulées et des cônes plus récents fossilisent la surface de glissement. C'est aujourd'hui le poumon économique de l'île.

Panoramas : vues splendides depuis les miradors de la Peña, Izique et Jinama à l'est, depuis le Malpaso (sommet de l'île accessible par piste carrossable) et le mirador del Sabinar (ouest).

Itinéraire 1 : descente magnifique depuis le mirador de Jinama vers le village de La Frontera. Durée : 2h30 aller / 3 heures retour. Distance : 4,4 km. Dénivelé : + 950 m.

Itinéraire 2 : sentier du sanctuaire de la Vierge des Rois (ouest) au village de La Sabinosa. Moins touristique mais tout aussi magnifique que le précédent. Durée : 2h30 aller / 3h30 retour. Distance : 4,4 km. Dénivelé : +200 m du sanctuaire à la crête (Las Casillas), puis - 600 m jusqu'à Sabinosa.

### La Caldera de Taburiente - La Palma

Accès : depuis Santa Cruz, prendre la route de l'ouest, vers Los Llanos de Aridane et El Paso.

Intérêt : la Caldera de Taburiente a été depuis le XIX<sup>e</sup> siècle le théâtre de débats scientifiques sur les grandes dépressions affectant les reliefs volcaniques. La formation de la caldera est initiée il y a 560 000 ans par un grand glissement, dont la surface évolue ensuite par érosion régressive (cf. encadré paragraphe 5). Le volcan de Bejenado est ultérieur au glissement et au reste du massif (550 000-498 000 BP).

Panoramas : accessibles par la route, depuis le point

culminant de l'île, le Roque de los Muchachos (2 426 m), sur le rebord nord de la caldera, depuis le Pico de la Nieve (rebord est) et depuis le col de la Cumbrecita (rebord sud).

Itinéraire 1 : Pico de la Nieve – Roque de los Muchachos. Sentier panoramique des crêtes de la caldera. À éviter en cas d'intempéries. Durée : 4-5 heures Distance : 10,5 km. Dénivelé : ± 400 m.

Itinéraire 2 : Roque de los Muchachos – mirador del Time. Sentier superbe le long du rebord ouest de la caldera. Durée : 5-6 h. Distance : 9 km. Dénivelé : 1 250 m.

Itinéraire 3 : ascension du Pico Bejenado (volcan formant le rebord sud) depuis la Pista Valencia (près de la Cumbrecita). Le sentier croise des tunnels de lave, des pahoehoe et des restes archéologiques. Incendies de forêt fréquents. Durée : 2h30 aller / 2 h retour. Distance : 5,8 km. Dénivelé : +700 m.

Itinéraire 4 : le fond de la caldera est accessible par un sentier en boucle, qui part du Barranco de las Angustias et passe par la zone de camping autorisé, au centre de la caldera (demander l'autorisation au préalable à l'Office du Parc, El Paso). À éviter absolument en période de pluies. Durée : 30 min de piste en 4x4 pour aller à Los Brecitos (1 081 m), puis 2 h pour rejoindre l'aire de camping (dénivelé : -200 m), et 3-4 h pour revenir à Las Angustias (dénivelé de -600 m). Autres sentiers balisés depuis le centre de la caldera vers les cascades d'Hoyo Verde (2h30) et le Barranco de las Almarillas (15 minutes depuis Dos Aguas).

Remarque : la descente dans la caldera depuis le col de la Cumbrecita est déconseillée car très dangereuse (chutes mortelles récurrentes, du fait de la dégradation du sentier).

### La Cumbre Vieja - La Palma

Accès : une route fait le tour complet du massif.

Intérêt : c'est la zone la plus active des Canaries (50 % des éruptions historiques), un musée volcanologique à l'air libre !

Itinéraire 1 : le tour du massif par la route croise toutes les coulées historiques. Ne manquez pas les volcans San Antonio (1677) et Teneguia (1971) à la pointe sud de l'île, et la nécropole Guanche de la Cucaracha à l'est (près du village d'El Calvario).

Itinéraire 2 : le sentier des crêtes. Départ depuis El Pilar au nord de la Cumbre. Le sentier évolue entre les innombrables édifices volcaniques des crêtes, avec du nord au sud Hoyo Negro et Duraznero (1949), El Charco (1712) et Martín (1646). Le parcours s'achève à Fuencaliente. Durée : 6-8 h de sentier facile entre 1450 et 1950 m, sans ombre.



## Dômes, dykes et orgues à La Gomera

Accès : les principales curiosités volcaniques de La Gomera sont visibles depuis la route, sauf pour les orgues monumentaux du nord-ouest (excursions en bateau depuis Valle Gran Rey).

Intérêt : grande variété de dômes volcaniques (cumulo-dômes, crypto-dômes, dômes-coulées), dykes (*taparuchas*) en forme de murs, dégagés sur plusieurs mètres de haut et plusieurs dizaines de mètres de long, grandes vallées encaissées (*barrancos*) et falaises magnifiques.

Itinéraire : un tour de l'île par la route. Depuis San Sebastian, prendre la route vers Hermigua (brèches volcaniques et gabbros), puis Agulo (coulées basaltiques massives), Vallehermoso (reliefs résiduels d'un stratovolcan érodé jusqu'aux racines), Arure (panorama à couper le souffle sur la côte ouest) et Valle Gran Rey (barranco, falaises, excursions vers la Punta de los Organos). Retourner à Arure et prendre la petite route vers Las Hayas, El Cercado et Chipude (dôme-coulée de la Fortaleza). Ensuite, direction le sud via les dômes et coulées massives du Roque Imada, d'Alajeró et de Targa (panorama). Depuis Playa Santiago, prendre la route vers San Sebastian et tourner à gauche pour découvrir le grand barranco de Benchijigua (intrusion annulaire trachytique au fond du barranco). Avant de retourner sur San Sebastian, faites un crochet final vers le mirador de Los Roques (trois énormes dômes en pains de sucre et panoramas vers le sud-ouest et l'est).

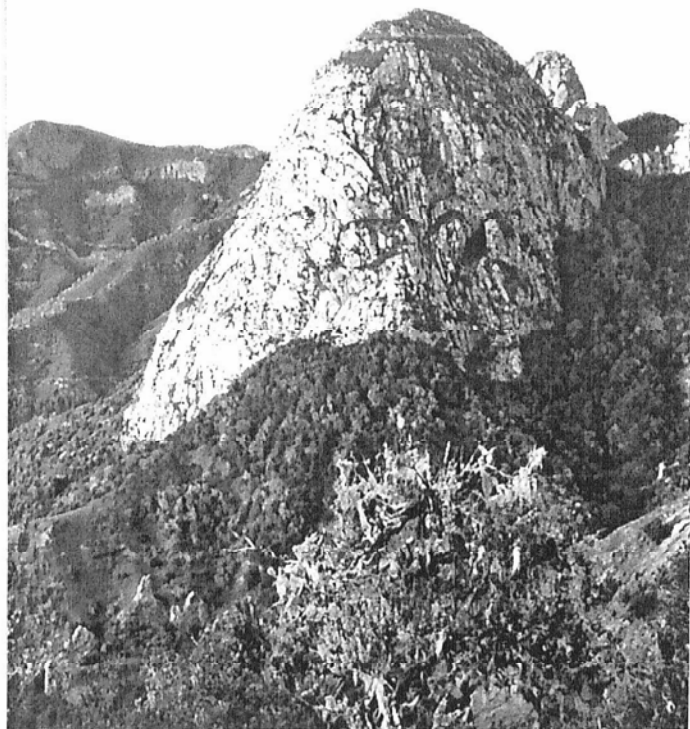


Photo 22 – Le Roque Ojila, dôme massif au centre de La Gomera, est un neck car il a été déchaussé de son encaissant par érosion. Des dykes également dégagés apparaissent dans la forêt en bas à gauche (photo : Raphaël Paris, août 2001).

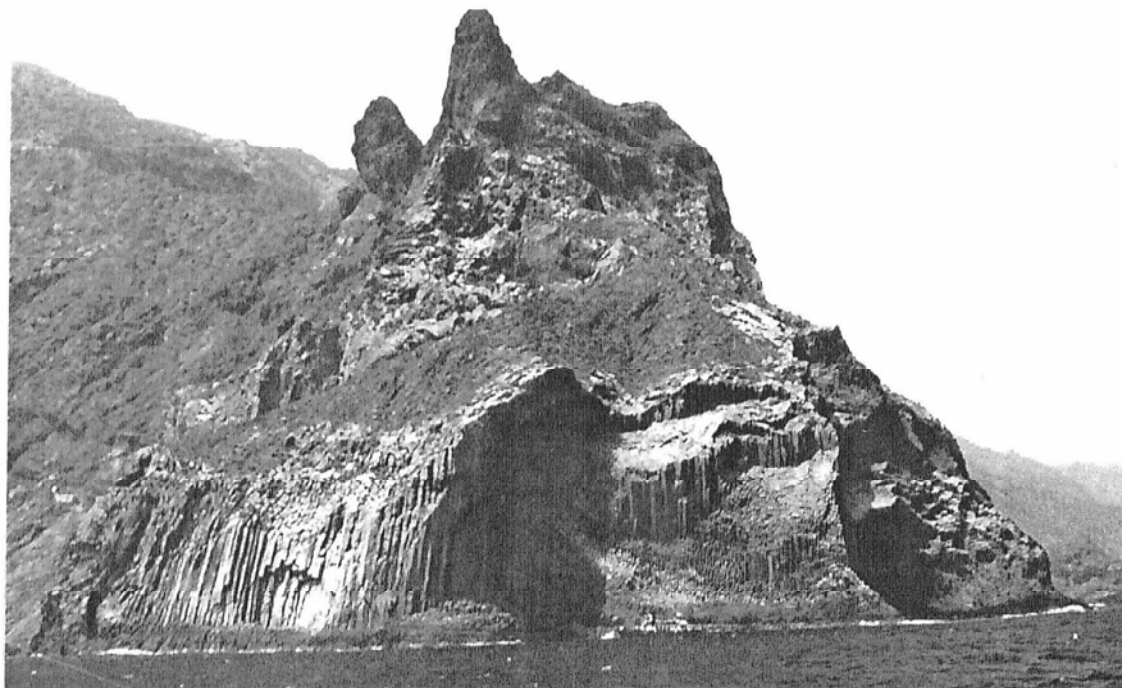


Photo 23 – La Punta de Los Organos (côte nord-ouest de La Gomera) n'est accessible qu'en bateau, depuis Valle Gran Rey. C'est un large dôme phonolitique érodé, présentant dans sa partie inférieure des orgues très réguliers (photo : Raphaël Paris, août 2001).

## Le Barranco de Masca -Tenerife

Accès : au cœur du massif du Teno, Masca est indiqué depuis Santiago del Teide. Pour descendre dans le barranco, suivre le chemin principal vers la partie basse du village. Un panneau rose signale le départ du sentier.

Intérêt : le Barranco de Masca est une gorge étroite et profonde qui vous entraînera au cœur d'un volcan bouclier (dykes, sills, cumulats de chambres magmatiques) : un voyage au centre du volcan ! A l'arrivée, plage de galets encadrée par les vertigineuses falaises de Los Gigantes. Possibilité de baignade par mer calme.

Itinéraire : pas le choix, il faut suivre le fond de la gorge, balisé par des cairns, jusqu'à la mer. Soyez vigilant, prenez des repères. Retour possible par bateau vers Los Gigantes lorsque la mer est calme. S'adresser à l'équipage. Durée : 2h15 aller / 2h45 retour. Dénivelé : 600 m.

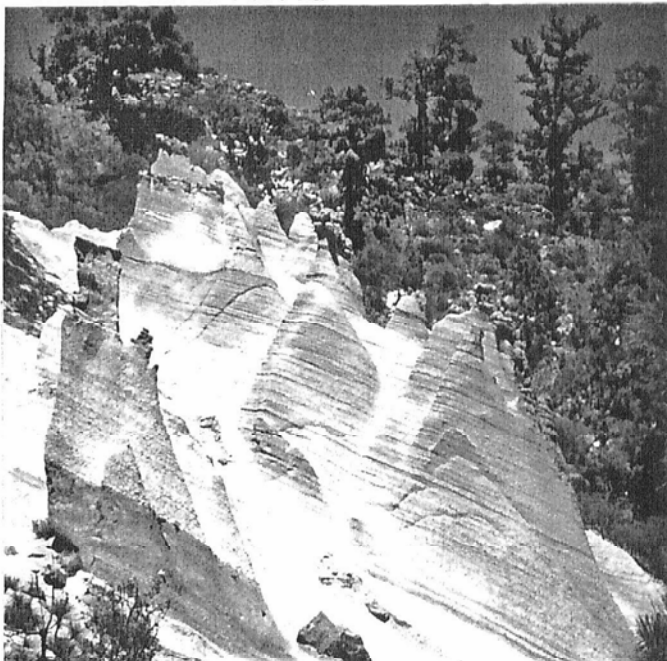


Photo 24 – Les cheminées de fées du Paisaje Lunar, taillées dans des lapilli phréatomagmatiques blancs (photo : Raphaël Paris, août 1999).

## Le Paisaje Lunar -Tenerife

Accès : sur la route de Vilaflor vers le Parc du Teide, prendre à droite la piste « Lomo Blanco », puis 5 km plus loin « Barranco del Rio ». Après 6,5 km de piste carrossable, le départ du sentier est indiqué par un panneau en bois.

Intérêt : paysage enchanteur de cheminées de fées taillées dans des lapilli volcaniques blancs.

Itinéraire : chemin facile et bien balisé. De petits sentiers parcourent le site sous tous les angles. Durée : 2 h aller/retour. Dénivelé d'à peine 300 m.

## Les volcans de la rift-zone ouest - Tenerife

Accès : nombreuses possibilités de balades depuis la route Guía de Isora – Parc du Teide, ou depuis la route San José de los Llanos – La Montañeta.

Intérêt : coulées de lave historiques et préhistoriques, tunnels de lave, cônes et fissures éruptives émergeant de la pinède.

Itinéraire 1 : sur la route Guía-Teide, prendre la piste Chinyero, dans un grand virage à 180°. Accès au volcan de Chinyero (1909, dernière éruption de Tenerife) par la piste à gauche, plutôt à pied.

Itinéraire 2 : depuis la même route, laisser votre véhicule au km 7-8 pour suivre la piste de Montaña Samara, en direction du Volcan de la Botija et de la Montaña Reventada (fissure éruptive préhistorique). Sur les flancs ouest du Pico Viejo, l'énorme coulée trachytique des Roques Blancos (200 apr. J.-C.). Durée : environ 2h30 aller/retour.

Itinéraire 3 : les coulées et le célèbre volcan de Garachico (1706) sont accessibles par la piste « Arenas Negras », depuis l'Ermita de la Montañeta. Compter 1h30 pour faire le tour du volcan.

## Les volcans de la rift-zone nord-est - Tenerife

Accès : la route de la « Dorsale Esperanza », entre le Parc du Teide et La Laguna est superbe, offrant de nombreux panoramas et départs de sentiers.

Intérêt : panoramas sur le Teide et les cicatrices de glissements massifs de La Orotava et Güimar, téphras multicolores, volcans historiques.

Itinéraire 1 : entre le Parc National du Teide et l'Observatoire Astronomique, prendre une piste vers le sud pour accéder aux cônes volcaniques noirs de Fasnía (1705) et Siete Fuentes (1704).

Itinéraire 2 : le volcan de Arafo (1705) ou Montaña de las Arenas est accessible par le sentier de pèlerinage « Camino a Candelaria » (départ près du mirador de Pedro Gíl, sur la route de la Esperanza). Durée : 3 h aller/retour. Dénivelé : 500 m.

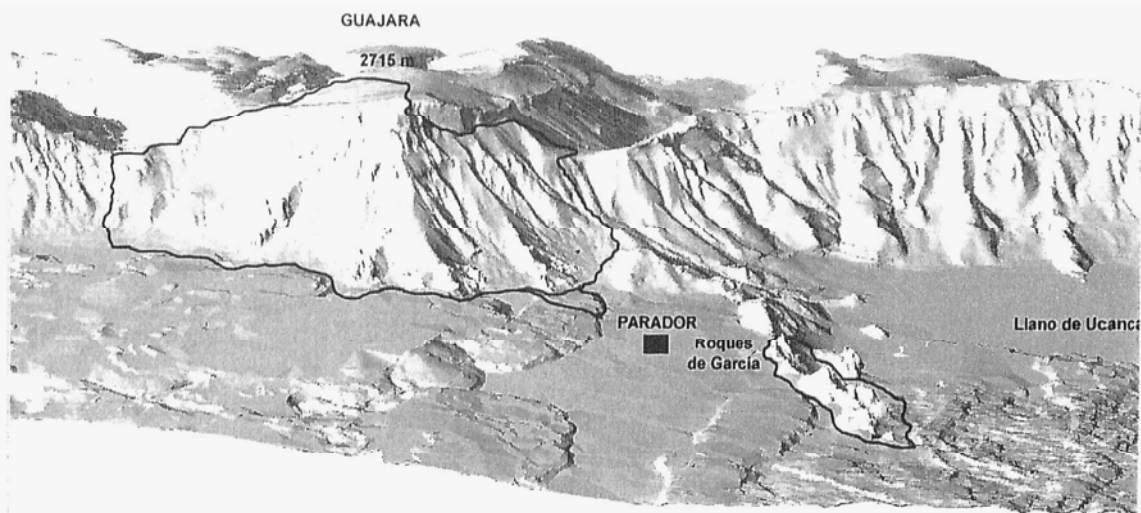
## La Caldera de Las Cañadas -Tenerife

Accès : quatre possibilités par la route, depuis Guía de Isora à l'ouest, Vilaflor au sud, Puerto de la Cruz au nord et La Esperanza à l'est.

Intérêt : grande caldera désertique parsemée de coulées et de ponces, avec au centre les volcans Pico del Teide (3 718 m) et Pico Viejo (3 134 m), et les dômes de Montaña Blanca et Montaña Rajada. Le paysage le plus grandiose des Canaries.

Itinéraire 1 : le tour des Roques de García, depuis le parking du même nom. Un sentier facile pour





les restes du vieux stratovolcan de Las Cañadas (dykes, dômes, brèches et tufs d'environ 2 Ma) et les coulées pahoehoe du Pico Viejo (< 20 000 ans), très riches en plagioclases. Durée : 2 h. Dénivelé : 150 m.

Itinéraire 2 : l'ascension de Montaña Guajara (2 715 m) offre un panorama incomparable sur le Teide et la caldera. Départ depuis le parking des Piedras Almarillas (route longeant le Parador). Suivez les cairns dans les éboulis pour accéder au col du Degollada de Ucanca (face ouest de Guajara), puis longez les épaisses ignimbrites fiammées de la face nord. La descente s'effectue de l'autre côté, par l'est via le Degollada de Guajara, puis par la piste du fond de la caldera. Durée : 4h30 à 5 h. Dénivelé : 600 m.

### Le Pico Viejo et le Pico del Teide (Tenerife)

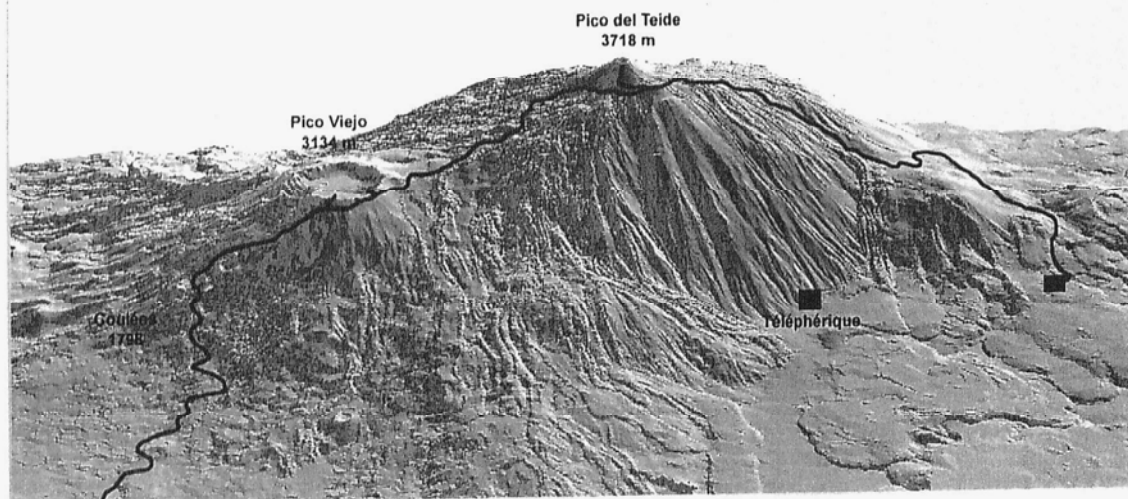
Accès : outre le téléphérique, on peut gravir le Teide à pied. Après le téléphérique, poursuivre vers El Portillo. Départ et parking depuis le croisement avec la piste du Teide (km 40).

Intérêt : le Teide (3 718 m) est la plus haute montagne... d'Espagne. Fumerolles de soufre et

pénitents de glace au sommet (en hiver). Panorama de 360° sur Tenerife et les îles voisines. La descente par le Pico Viejo est un must pour les sportifs et passionnés de volcanisme.

Itinéraire 1 : suivre la piste jusqu'aux Huevos del Teide (grosses boules d'accrétion issues des dernières coulées du Teide en 760 apr. J.-C.). On attaque alors la montée. Chemin très bien balisé. Possibilité de dormir au refuge Altavista (3 260 m, tél. 922239811). Sauf si vous grimpez à l'aube, l'accès au cône final est impossible sans la permission délivrée à Santa Cruz (5 rue Emilio Calzadilla, tél. 922694038, apporter une photocopie de pièce d'identité). Durée : 3h30 aller / 2h30 retour. Dénivelé : +1 400 m.

Itinéraire 2 : pour la descente par le Pico Viejo, prévoir un véhicule à l'arrivée. Randonnée très éprouvante. Ne pas partir après 11 h. Départ depuis le mirador du Pico Viejo (côté ouest). Suivre attentivement les cairns à travers les coulées à blocs pendant 1h45 (prudence, vous êtes loin de tout). Montée au rebord du cratère par les côtés est et sud, puis descente longeant les Narices del Teide (éruption fissurale de 1798). Après un long final sur piste, arrivée à la Boca de Tauce. Durée : 4h30. Dénivelé : - 1 500 m.



## La Caldera de Bandama - Gran Canaria

Accès : prendre une petite route depuis le village de La Atalaya (nord-est de l'île). La Caldera de Bandama est très bien fléchée.

Intérêt : c'est le plus spectaculaire et le plus récent maar des Iles Canaries (2 000 ans).

Itinéraire : un sentier descend dans le fond de la caldera, en passant par les dépôts d'explosions phréatomagmatiques. Les parois du maar sont constituées d'ignimbrites miocènes (Fataga). Poursuivre la route jusqu'au panorama du Pico de Bandama (cône strombolien de 3 500 ans, riche en olivines et enclaves mantelliques).

## La Caldera de Tejeda - Gran Canaria

Intérêt : grande caldera miocène érodée, fossilisée par les restes d'un stratovolcan, profonds barrancos et formations volcaniques très variées.

Principaux sites (se munir d'une bonne carte routière) :

(1) Panoramas d'ensemble depuis la Cruz de Tejeda,

Artenara et le Pico de las Nieves, (2) Reliefs résiduels du stratovolcan Roque Nublo entre Tejeda et Ayacata (Roque Bentaïga, Roque Nublo), (3) Mégablocs d'avalanches de débris (400 m de large) du volcan Roque Nublo autour de Soria, (4) Azulejos verdâtres (zone d'altération hydrothermale intense sur le pourtour sud de la caldera) entre Mogan et La Aldea, (5) Ignimbrites fiammées (formations extra-caldera) des barrancos de Mogan et Fataga, (6) Méga-falaise de la côte ouest, entre La Aldea et Agaete.

### Exemple de randonnée itinérante :

*Jour 1* : Ayacata – Roque Nublo soit 1,3 km en 45 min. Tour du Roque Nublo (5,2 km en 2 h). Roque Nublo – Llanos de la Pez soit 3 km en 1h30 (possibilité de camping sauvage autour de la zone récréative du Llanos de la Pez).

*Jour 2* : Llanos de la Pez – Cruz de Tejeda soit 5 km en 2h30, puis Cruz de Tejeda – Artenara soit 8,2 km en 3h30 (possibilité de camper dans la pinède après Moriscos ou avant Artenara).

*Jour 3* : Artenara – Los Berrazales (Barranco de Agaete) : 12,5 km en 5 h. Stop jusqu'à Agaete.



*Photo 25 – Les reliefs résiduels du stratovolcan Roque Nublo (Gran Canaria), qui était comparable au Teide, il y a environ 3 millions d'années. Au fond Tenerife et le Teide (Photo Raphaël Paris, mars 2001)*

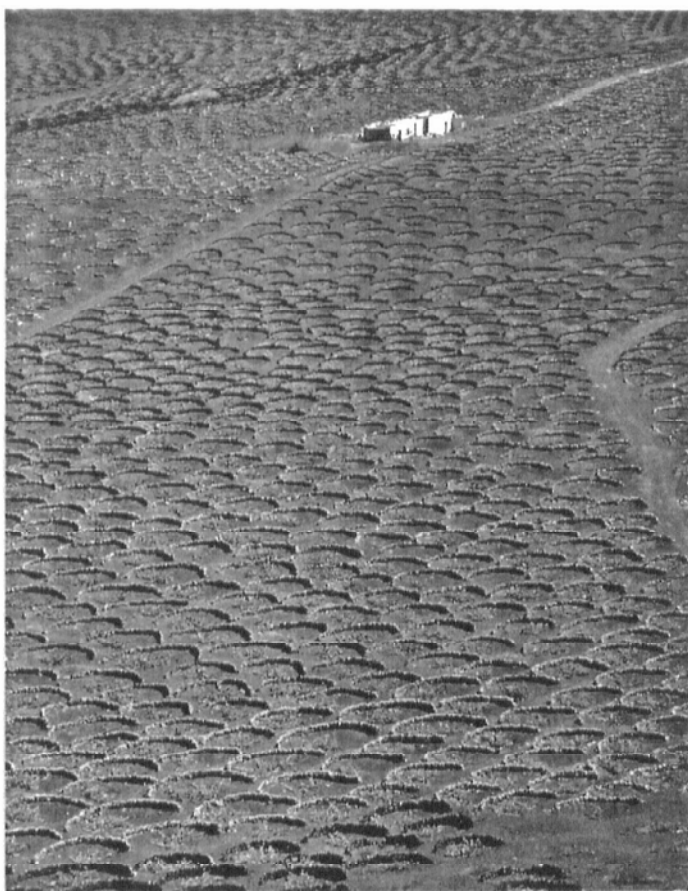
## Timanfaya : 1703-36 – Lanzarote

Intérêt : paysage volcanique lunaire fantastique, avec d'immenses champs de laves, de longs tunnels de lave et des cônes volcaniques très colorés.

Parc National : pour des raisons de conservation, les randonnées à l'intérieur du parc ne sont possibles qu'à dos de chameau ou avec un guide (tél. 928840839). Au départ du parking et du centre des visiteurs : les célèbres Montañas del Fuego, les Calderas Quemadas et Timanfaya (1730-36), le volcan del Nuevo Fuego (1824).

Itinéraire 1 : depuis la route du Parc (km 9), aller/retour de 2 h pour le Pico Partido (cônes adossés avec lacs de lave communicants).

Itinéraire 2 : depuis la route du Parc (km 8), longue randonnée d'une journée (7-8 h) entre les cônes et coulées de l'éruption de 1730-36, en passant par les Montañas del Señalo, la Caldera de Santa Catalina (1 h de plus pour en faire le tour) et les Montañas de los Rodeos (2h de plus). On débouche finalement sur la route entre Mancha Blanca et Vega de Tegoyo. De l'autre côté de la route, un sentier fait le tour de la Montaña Colorada (1 h).



Itinéraire 3 : depuis la route précédente, poursuivre au sud vers la Montaña Negra. Panorama sur tout le Parc National depuis le sommet (1h30 aller/retour). On peut aussi traverser la route pour faire le tour de la Caldera de los Cuervos en 1 h (premier volcan de l'éruption de 1730-36).

## El Golfo - Lanzarote

Intérêt : demi-cône phréatomagmatique, avec tufs palagonitiques, stratifications entrecroisées, bombes en choux-fleurs et inclusions d'olivine. Un petit lac d'eau salée, colonisé par des algues vertes, occupe le fond du maar.

Accès : en quittant le Parc National par le sud, bifurquer à Yaiza en direction de la côte ouest. Le site d'El Golfo est indiqué par des panneaux.

## Tunnel de lave de La Corona – Lanzarote

Intérêt : l'un des plus long tunnels de lave des Canaries (7,5 km explorés). Seule la partie terminale, aménagée, est ouverte au public. Un restaurant, une piscine et un auditorium ont été aménagés par César Manrique dans le tunnel, qui se prolonge à 1,6 km sous la mer. Sa formation date du dernier épisode glaciaire (environ 20 000 ans), avec un niveau marin à -80 m.

Accès : au nord de l'île, sur la route entre Arrieta et Orzola. Les deux sites touristiques (Cuevas Verdes et Jameos del Agua) sont payants.

## Le massif de Betancuria – Fuerteventura

Intérêt : massif constitué de roches magmatiques intrusives (trachytes, syénites, gabbros), disposées en complexes annulaires. Ce dispositif est typique des chambres magmatiques ayant connu des phases de subsidence « en chaudron » récurrentes. On en trouve également en Ecosse (Skye, Mull), en Corse (Porto), en Algérie (Hoggar) etc.

Itinéraire : une bonne route traverse le massif, entre Betancuria au nord et Pajara au sud. L'endroit le plus spectaculaire est situé entre Vega Rio de Palmas et le panorama des Piedras Almarillas (syénites et trachytes). Un sentier descend vers le barrage asséché et la magnifique gorge de l'Ermita de las Peñitas, sculptée dans les syénites.

*Photo 26 – Le Malvoisie de Lanzarote (J.C. Carracedo).*

## Conclusion

En prenant pour T0 l'émergence de Fuerteventura (environ 20 Ma), nous avons reporté l'évolution de l'archipel des Canaries sur 24 heures. Ainsi, le volcanisme de Tenerife se manifeste en surface vers 11h10 et El Hierro, la dernière-née, émerge à 22h45. Le tsunami produit par le glissement de Guimar (Tenerife) frappe la côte ouest de Gran Canaria à 23h13. Le dernier glissement connu, celui d'El Golfo (El Hierro), intervient vers 23h50, une minute après les débuts de l'édification des stratovolcans de Tenerife (Pico Viejo, Pico del Teide). La colonisation pré-hispanique (peuples Guanches) apparaît à 23h59'48". La conquête des îles par les Espagnols débute à 23h59'58"...

Si vous vous rendez un jour aux Canaries, vous ne pourrez être insensibles aux problèmes d'environnement, car le risque majeur dans ces îles n'est pas volcanique, mais démographique. La population des sept îles dépasse 1,5 million d'habitants et accueille plus de 10 millions de touristes par an. La population et les monocultures d'exportation (tomates, bananes) sont concentrées sur les franges littorales peu accidentées. L'abandon des terres agricoles organisées en terrasses pose des problèmes de ravinement et d'érosion des sols. Les épisodes pluvieux provoquent des inondations de plus en plus meurtrières, à cause du bétonnage et de l'occupation inconsidérée des lits asséchés des cours d'eau. La forte densité de population de Gran Canaria (> 450 hab/km<sup>2</sup>) explique la surexploitation de ses nappes phréatiques, au-delà du seuil de renouvellement. Tenerife risque de connaître les mêmes soucis d'ici quelques années. Fuerteventura et Lanzarote ont recours aux importations d'eau potable et aux usines de désalinisation de l'eau de mer (industrie coûteuse et polluante). Les campagnes de sensibilisation ne sont malheureusement pas tournées vers les touristes, grands consommateurs d'eau. Pensez-y ! Malgré une superficie protégée à 42 %, le patrimoine naturel de ces îles est menacé et les richesses naturelles sont insuffisantes pour subvenir aux besoins des 2 millions d'habitants. N'oublions pas qu'un milieu naturel, de surcroît fragile comme une île, n'est pas une "chose" que l'on abandonne après l'avoir utilisé au maximum.

*"La Terre ne nous appartient pas, ce sont nos enfants qui nous la prêtent" (proverbe Indien)*

## Bibliographie : pour en savoir plus

### *Guides géologiques et ouvrages grand public :*

- Carracedo J.C. & Rodríguez Badiola E., 1991, Lanzarote – La erupción volcánica de 1730. Cabildo Insular de Lanzarote, Las Palmas de Gran Canaria. 184 p + carte géologique.
- Carracedo J.C. & Day S., 2002, Classic geology in Europe. 4 : Canary Islands. Terra Publishing, Harpenden. 294 p.
- Carracedo J.C. & Tilling B., 2003, Geología y volcanología de las islas volcánicas oceánicas Canarias – Hawaii. Gobierno de Canarias, Santa Cruz de Tenerife. 73 p.
- Romero C., Quirantes F., Martínez de Pisón E., 1986, Guía física de España. 1 : Los volcanes. Alianza Editorial, Madrid. 256 p.

### *Cartes et topoguides*

Carte IGN Marco Polo Canaries 1/150000°

Cartes routières Michelin 1/150000° : 220 (Gran Canaria), 221 (Fuerteventura, Lanzarote) et 222 (Tenerife, La Gomera, El Hierro, La Palma).

Cartes Freytag & Berndt : La Palma 1/50000°, La Gomera 1/35000°, El Hierro 1/30000°, Tenerife 1/75000°, Gran Canaria 1/75000°, Fuerteventura 1/75000°, Lanzarote 1/50000°.

Cartes topographiques au 1/25000° de l'Institut Geográfico Nacional (IGN), en vente dans certaines librairies sur place ou directement à l'IGN de Santa Cruz (Avenida Francisco La Roche).

Cartes topographiques des Parcs Nationaux du Teide (1/30000°) et de Taburiente (1/25000°), en vente aux centres d'accueil des visiteurs.

Posters et cartes satellites (Landsat) en vente partout.

Guides de randonnée Rother, un guide par île, détaillant les plus belles randonnées, avec des cartes, des plans d'ensemble et des photographies couleur. Les seuls topoguides en français.

Fiches randos à Gran Canaria (Caminos Reales de Gran Canaria), éditées par le Cabildo Insular de Gran Canaria, en vente dans les librairies et grands magasins de Las Palmas.

## Les Canaries sur internet :

### Informations générales :

<http://dir.yahoo.com/Regional/Countries/Spain>

<http://www.ilescanaries.com>

<http://www.icanarias.com>

### Retrouvez les volcans des Iles Canaries :

<http://perso.wanadoo.fr/raphael.paris/>

<http://ipna.csic.es>

Infos et webcams de l'Institut d'Astrophysique des Canaries : <http://www.iac.es>

Le Teide depuis la webcam de La Orotava :

<http://www.canarias24.com/teidecam/>

## Articles et ouvrages scientifiques cités :

- Almendros J., Ibañez J.M., Alguacil G., Morales J., Del Pezzo E., La Rocca M., Ortiz R., Araña V., Blanco M.J., 2000, A double seismic antenna experiment at Teide volcano: existence of local seismicity and lack of evidences of volcanic tremor. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103 (1-4) pp. 439-462.
- Ancochea E., Fuster J.M., Ibarrola E., Cendrero A., Coello J., Hernan F., Cantagrel J.M., 1990, Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new Kr/Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44 pp. 231-249.
- Begét J.E., 2000, Volcanic tsunamis, from: Sigurdsson H., Houghton B., Mc Nutt S.R., Rymer H., Stix J., 2000, *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. pp. 1005-1013.
- Canas J.A., Pujades L.G., Blanco M.J., Soler V., Carracedo J.C., 1995, Coda-Q distribution in the Canary islands. *Tectonophysics* 246 p245-261.
- Carracedo J.C., 1994, The Canary islands: an example of structural control growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60 pp. 225-261.
- Carracedo J.C., Rodriguez-Badiola E., Soler V., 1992, The 1730-1736 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high magnitude basaltic fissure eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 53 pp. 239-250.
- Carracedo J.C., Day S., Guillou H., Rodriguez Badiola E., Canas J.A., Pérez Torrado F.J., 1998, Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine* 135 (5) pp. 591-604.
- Castro L., Salazar J.M.L., Pérez N.M., Hernández P.A., 2001, Continuous monitoring of soil CO<sub>2</sub> flux levels at the summit of Teide volcano, Tenerife, Canary Islands. *Assemblée générale IAVCEI 2001 Abstracts*.
- Galindo I., Castro L., Lima R.N., Mélian G., Redondo S., Salazar J.M.L., Pérez N.M., Hernandez P.A., 2001, Geochemical soil CO<sub>2</sub> flux monitoring network for volcanic surveillance in the Canary Islands, Spain. *IAVCEI General Assembly 2001 Abstracts*.
- Guillou H., Carracedo J.C., Day J.S., 1998, Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K/Ar technique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86 pp. 137-149.
- Hernández P.A., Pérez N.M., Salazar J.M.L., Sato M., Notsu K., Wakita H., 2000, Soil gas CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and H<sub>2</sub> distribution in and around Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103 (1-4) pp. 425-438.
- Hoernle K., Schmincke H.U., 1994, The role of partial melting in the 15 Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the Canary Hotspot. *Journal of Petrology* 34 (3) pp. 599-626.
- Holík J.S., Rabinowitz P.D., 1991, Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco. *Journal of Geophysical Research* 96 B7 pp. 12039-12067.
- Masson D.G., Watts A.B., Gee M.J.R., Urgeles R., Mitchell N.C., Le Bas T.P., Canals M., 2002, Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews* 57 pp. 1-35.
- Moss J.L., McGuire W.J., Page D., 1999, Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 pp. 251-265.
- Neumann E.R., 1991, Ultramafic and mafic xenoliths from Hierro, Canary Islands: evidence for melt infiltration in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106.
- Paris R., Carracedo J.C., 2001, Formation d'une caldera d'érosion et instabilité récurrente d'une île de point chaud: la Caldera de Taburiente, La Palma, Iles Canaries. *Géomorphologie* 2001 (2) pp. 93-106.
- Paris R., 2002, *Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud: l'exemple des Iles Canaries (Espagne)*. Thèse de Doctorat, Université Paris I Panthéon-Sorbonne, 376 p.
- Pérez Torrado F.J., Carracedo J.C., Mangas J., 1995, Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo cycle, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of the Geological Society*, London. 152 pp. 807-818.
- Pérez Torrado F.J., Paris R., Cabrera M.C., Carracedo J.C., Schneider J.L., Wassmer P., Guillou H., Gimeno D., 2002, Depositos de tsunami en el valle de Aguete, Gran Canaria (Islas Canarias). *Geogaceta* 32 (2002), pp. 75-78.
- Rodriguez Ruiz P., Badiola E.R., Carracedo J.C., Guillou H., Pais Pais F.J., Pérez Torrado F.J., 2003, Necrópolis de la Cucaracha: único enterramiento con restos humanos asociados a una erupción prehistórica de La Palma (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*.
- Schmincke H.U., 1967, Cone sheet swarms, resurgence of Tejeda Caldera and the Early Geologic History of Gran Canaria. *Bulletin of Volcanology* 31 pp. 153-162.
- Solana M.C. & Aparicio A., 1999, Reconstruction of the 1706 Montaña Negra eruption. Emergency procedures for Garachico and El Tanque, Tenerife, Canary Islands. From: Firth C.R., McGuire W.J., *Volcanoes in the Quaternary*. Geological Society, London, Special Publications 161 pp. 209-216.
- Steinitz G., Martín C., Gazit-Yaari N., Eff-Darwich A., de la Nuez J., Quesada M., Soler V., Ahijado A., Casillas R., Zimmer M., Erzinger J., Castro J., Coello J., Viñas R., Fernandez C., Camacho M., 2003, Radon as a proxy of subtle geodynamic activity in the volcanic context - Tenerife (Canary Islands). *Geophysical Research Abstracts*, vol. 5, 03852.





*Le cratère du Pico Viejo, île de Tenerife. Photo Dominique Decobecq*