



HAL
open science

Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud : l'exemple des Iles Canaries (Espagne)

Raphael Paris

► **To cite this version:**

Raphael Paris. Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud : l'exemple des Iles Canaries (Espagne). Sciences de l'Homme et Société. Université Panthéon-Sorbonne - Paris I, 2002. Français. NNT: . tel-00123713

HAL Id: tel-00123713

<https://theses.hal.science/tel-00123713>

Submitted on 10 Jan 2007

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

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

Université Paris 1 Panthéon - Sorbonne (France)
Université de Las Palmas (Iles Canaries, Espagne)
Laboratoire de Géographie Physique UMR 8591 CNRS Meudon

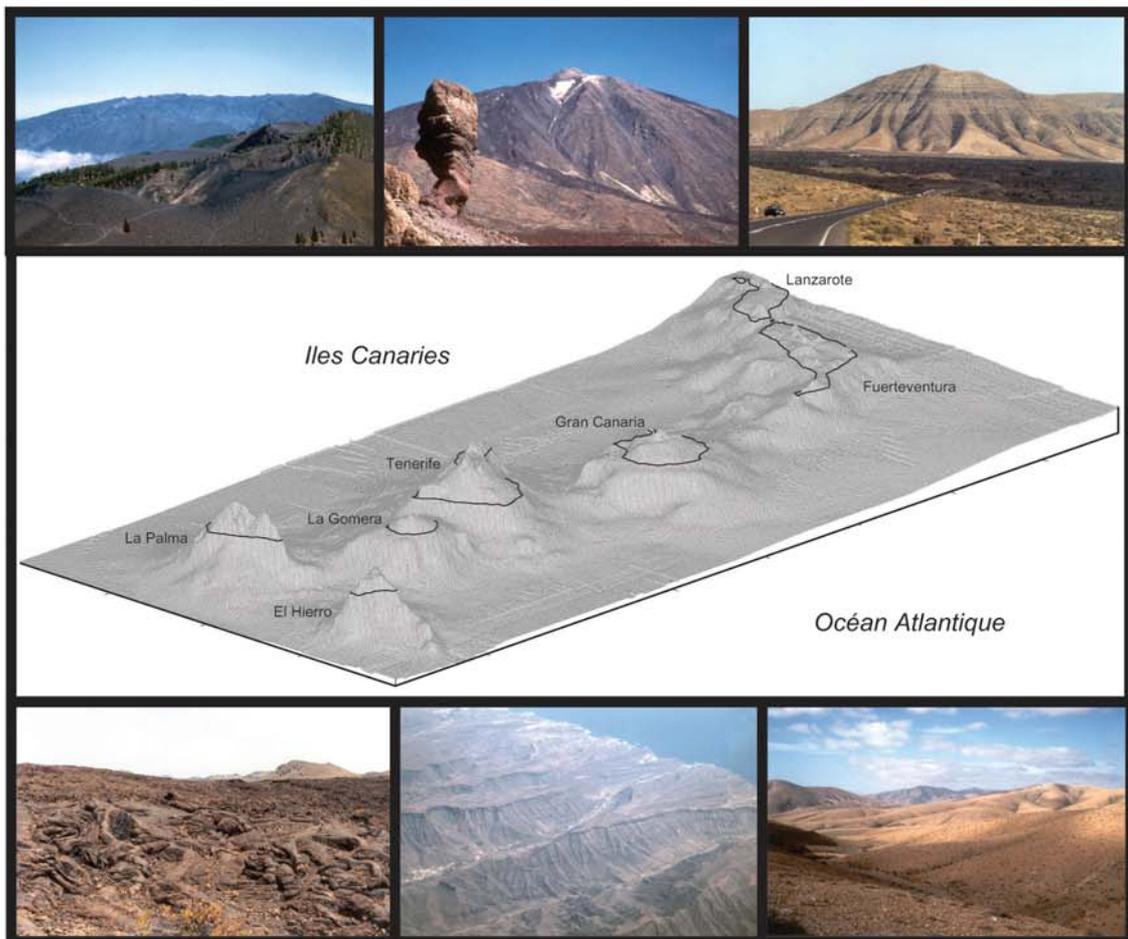
Thèse de doctorat nouveau régime

Discipline : Géographie - Géomorphologie

soutenue le 18 décembre 2002 par

Raphaël Paris

**Rythmes de construction et de destruction
des édifices volcaniques de point chaud :
l'exemple des Iles Canaries (Espagne)**



M. Charles Le Coeur, Professeur, Université Paris I Panthéon-Sorbonne. *Directeur de thèse.*
M. Francisco José Pérez Torrado, Profesor Titular, Universidad de Las Palmas. *Directeur de thèse.*

M. Dominique Sellier, Maître de Conférence, Université de Nantes.
M. Jean-Claude Thouret, Professeur, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. *Rapporteur.*
M. José Mangas Viñuela, Catedrático, Universidad de Las Palmas. *Rapporteur.*
M. Juan Carlos Carracedo, Director Estación Volcánologica de Canarias, CSIC, Tenerife.

**Université Paris 1 Panthéon – Sorbonne (France)
Université de Las Palmas (Iles Canaries, Espagne)
Laboratoire de Géographie Physique UMR 8591 CNRS Meudon**

Thèse de doctorat nouveau régime

Discipline : Géographie - Géomorphologie

soutenue le 18 décembre 2002 par

Raphaël Paris

**Rythmes de construction et de destruction
des édifices volcaniques de point chaud :
l'exemple des Iles Canaries (Espagne)**

Composition du jury

- M. **Charles Le Cœur**, Professeur, département de Géographie, Université de Paris 1 Panthéon - Sorbonne. *Directeur de thèse.*
- M. **Francisco José Pérez-Torrado**, Profesor Titular Geologia, Física-Geologia, Universidad de Las Palmas, Gran Canaria. *Directeur de thèse.*
- M. **Dominique Sellier**, Maître de Conférence, département de Géographie, Université de Nantes. *Président du jury.*
- M. **Jean-Claude Thouret**, Professeur, département de Géographie, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. *Rapporteur.*
- M. **José Mangas Viñuela**, Catedrático Cristalografía y Mineralogía, Física-Geologia, Universidad de Las Palmas, Gran Canaria. *Rapporteur.*
- M. **Juan Carlos Carracedo**, Director Estación Volcánologica de Canarias, CSIC La Laguna, Tenerife.

AVANT PROPOS

La réalisation d'une thèse ne s'inscrit pas dans une progression linéaire et constante. Si elle connaît des périodes productives, elle accuse aussi des périodes de doute, des obstacles. Elle est jalonnée de rencontres, d'étapes importantes. Nous en retiendrons trois.

Avril 1999, Tenerife, mission de terrain (DEA). Au détour du dernier virage, le Pico del Teide (3718 m) et le Pico Viejo (3134 m) se dressent devant moi, majestueux et insolents, au milieu d'une caldera désertique, comme deux gladiateurs dans l'arène, comme une incitation à la modestie. Coup de foudre.

Octobre 1999, Meudon, rattachement au Laboratoire de Géographie Physique (UMR 8591 CNRS). Mon directeur de thèse, Charles Le Cœur, accepte de poursuivre en thèse le travail débuté en DEA, malgré l'absence de bourse. C'est une preuve de confiance, non seulement providentielle, mais aussi très touchante. Comme le personnage. Mes frais de mission sont en grande partie couverts par le laboratoire.

Février 2000, rencontres avec Francisco José Pérez Torrado (Las Palmas, Gran Canaria) et Juan Carlos Carracedo (La Laguna, Tenerife). Pour ma troisième mission de terrain, Jean-Luc Schneider (Université de Lille, puis Bordeaux) me conseille fort judicieusement d'entrer en contact avec Francisco José Pérez Torrado, qui enseigne la géologie à l'Université de Las Palmas. La discussion débouche sur la mise en place d'une collaboration et d'une cotutelle. Une semaine plus tard, je rencontrais Juan Carlos Carracedo à Tenerife.

Ces deux rencontres ont été décisives, m'offrant un soutien logistique et financier pour les missions suivantes et occasionnant des discussions passionnantes sur le volcanisme et la géomorphologie des îles océaniques. Je tiens aussi à remercier Francisco José et Juan Carlos pour m'avoir intégré dans leurs programmes de recherche, sans dédain ni arrière-pensée. Un travail d'équipe productif, où la pluridisciplinarité se révèle sous son meilleur jour.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

1. DYNAMIQUE INTERNE ET RYTHMES DE CONSTRUCTION VOLCANIQUE

- 1.1. Les interactions entre le panache mantellique et la lithosphère
- 1.2. L'évolution volcanique et morphologique des îles de point chaud
- 1.3. Les phases et les rythmes de construction

2. LES DESTABILISATIONS INSTANTANÉES ET LEURS CONSÉQUENCES

- 2.1. Les conséquences directes des déstabilisations et les volumes impliqués
- 2.2. L'évolution morphologique et volcanique des cicatrices de déstabilisation
- 2.3. Les paramètres de l'instabilité des îles volcaniques de point chaud

3. LES RYTHMES DE DESTRUCTION SUR LE LONG TERME

- 3.1. Les rythmes d'érosion et l'évolution morphologique des barrancos
- 3.2. La dénudation des structures hypovolcaniques de Fuerteventura
- 3.3. Transferts sédimentaires et variations verticales du niveau de base

CONCLUSION

INTRODUCTION

La géomorphologie structurale a pris depuis quelques années une dimension dynamique. De nouveaux outils, tels que la modélisation numérique, les données géophysiques et géochimiques, la thermochronologie et les cosmonucléïdes, ont renouvelé ses méthodes et ses concepts. L'exploration des fonds sous-marins et des planètes telluriques a ouvert de nouveaux horizons et de nouvelles perspectives.

Notre travail s'inscrit dans ce renouveau de la géomorphologie structurale, en envisageant l'évolution spatio-temporelle d'un relief selon des rythmes. Nous avons choisi pour cadre structural les édifices volcaniques de point chaud et plus précisément les îles de point chaud, essentiellement pour deux raisons :

- Le déplacement d'une plaque lithosphérique sur un point chaud crée en surface une séquence de manifestations retraçant ce parcours : construction de reliefs volcaniques variés, bombements et rides étirées perturbant le réseau hydrographique. Les alignements d'îles volcaniques sont à ce titre les marqueurs les plus édifiants.
- Les paysages volcaniques sont riches en marqueurs chronologiques et morphologiques de la construction et de la destruction d'un relief.

L'échelle de temps de notre étude oscille entre quelques centaines de milliers d'années et une vingtaine de millions d'années. Le passage du moyen au long-terme exige une certaine prudence. Cette lecture des édifices volcaniques ne peut pas toujours prendre en compte les variations induites par les changements morphoclimatiques et les variations eustatiques, dont les effets sont partiellement gommés sur le long-terme. Sans pour autant faire l'impasse sur ces paramètres, nous démontrerons qu'à l'échelle de temps considérée, les rythmes de destruction des édifices volcaniques sont intimement dépendants des rythmes de construction volcanique.

La géomorphologie ne doit pas se limiter aux processus, aux mécanismes et aux vitesses d'érosion des reliefs. Elle est la seule et unique science qui offre la possibilité d'envisager les rapports entre la construction et la destruction des formes de relief.

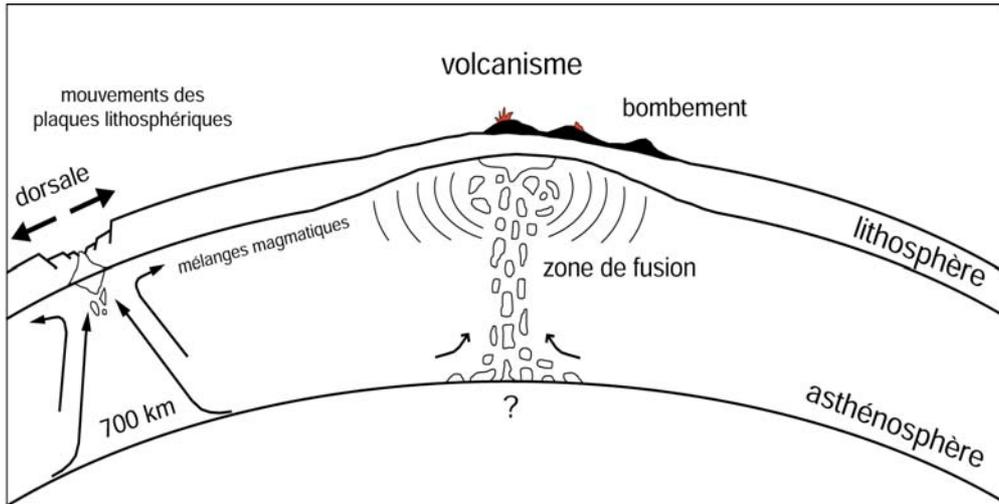


Fig. 1 – Croquis simplifié d'un panache mantellique. Des doutes subsistent quant à l'origine des remontées mantelliques, les interactions avec les mécanismes d'accrétion océanique et de subduction, et le rôle des points chauds dans la dynamique interne du globe terrestre.



Fig. 2 – Le volcan bouclier d'Olympus Mons (27 km de haut, 550 de diamètre), manifestation du volcanisme de point chaud sur Mars. L'absence de dérive crustale concentre la construction volcanique sur d'énormes volcans boucliers présentant des structures d'instabilité gravitaire (calderas centrales emboîtées, failles listriques périphériques). *Source : site internet de la NASA, mosaïque Viking.*

1. Les reliefs volcaniques de points chauds : des macroformes négligées

Le terme "point chaud" (*hotspot*) évoque d'une façon suggestive les zones où des panaches de remontées mantelliques chaudes et profondes (*mantle plumes*) créent une fusion partielle de la base de la lithosphère (Crough, 1976 ; Sleep, 1990 ; Loper, 1997 ; figure 1). Les manifestations de surface sont essentiellement volcaniques. Le rôle des points chauds dans le fonctionnement du globe terrestre suscite des questions fondamentales. Les réponses sont encore limitées. Dans le cadre de la tectonique des plaques, le volcanisme de point chaud est souvent confondu avec le volcanisme intraplaque. Mais l'existence d'un panache mantellique sous chaque province volcanique intraplaque n'est pas systématique. Certains points chauds sont situés à proximité des frontières entre plaques lithosphériques.

Les points chauds du rift Est-Africain et de la dorsale médio-Atlantique (Islande, Açores, Tristan da Cunha) posent la question du rôle des panaches mantelliques dans le processus de *rifting* actif. Leur volcanisme serait la conséquence de l'impact initial d'un panache mantellique puissant sous une lithosphère fragilisée et déchirée (Richards *et al.*, 1989). 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. L'accumulation rapide de matériaux volcaniques sur plus de 1000 m d'épaisseur construit de vastes plateaux océaniques (plateau des Kerguelen) et continentaux (trapps du Deccan en Inde, du Parana au Brésil, plateau des Afars). Ces plateaux volcaniques couvrent initialement des surfaces de plusieurs centaines de milliers de km².

Ils appartiennent donc à la catégorie des macroformes de relief (Peulvast & Vanney, 2001), au même titre que les grandes chaînes de montagnes.

Longtemps négligé car considéré comme une manifestation isolée, le volcanisme des points chauds est susceptible de créer des volumes de relief importants, essentiellement par construction volcanique (plateaux volcaniques, volcans boucliers), mais aussi par intumescence thermique (bombements). L'absence de dérive lithosphérique sur Mars permet à des panaches profonds et puissants d'édifier des volcans-boucliers de taille exceptionnelle (Olympus Mons : figure 2).

La mobilité des plaques lithosphériques terrestres égraine les manifestations d'un point chaud dans le temps et dans l'espace. Les alignements de monts sous-marins (*seamounts*) et d'îles volcaniques de l'Océan Pacifique (Polynésie, Hawaï) et de l'Océan Indien (La Réunion - Maldives) sont les témoins les plus représentatifs et les plus volumineux du parcours des plaques lithosphériques sur des panaches mantelliques. L'alignement Hawaï-Empereur représente un volume de plus d'un million de km³, réparti sur 7200 km de long en 107 édifices volcaniques. Sa construction s'étale sur au moins 75 Ma (Mc Dougall *et al.*, 1983). 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. Ils sont pourtant exclus de la notion d'orogénèse, traditionnellement réservée aux frontières de plaques convergentes (chaînes de collision, d'obduction, de subduction).

2. L'intérêt des alignements d'îles volcaniques nées d'un point chaud

L'énoncé de la théorie de la tectonique des plaques accorde d'emblée aux archipels de point chaud le rôle de marqueurs cinématiques du déplacement des plaques (Wilson, 1963 ; Mc Dougall, 1971). Les alignements insulaires de la Société (Polynésie Française) et d'Hawaï sont en général pris comme exemples car les âges croissants des îles concordent avec la migration de la plaque Pacifique à raison de 11 cm/an (Duncan & Mc Dougall 1976 ; Brousse & Léotot, 1988). La terminaison extrême de l'archipel des Îles Hawaï présente un alignement de chaînons sous-marins aux formes estompées (chaîne des Empereurs), progressivement avalés vers le NNW par la fosse de subduction des Aléoutiennes. La reconstitution détaillée du parcours de la plaque Pacifique sur le point chaud d'Hawaï, de Big Island (0,7 Ma) aux Empereurs (< 75 Ma), a permis d'identifier un changement majeur de direction dans la migration de la plaque à l'Eocène, il y a environ 42 Ma.

Ce n'est pas un hasard si les précurseurs du modèle d'évolution des îles océaniques sont C. Darwin (1842) et W.M. Davis (1928), respectivement fondateurs de la théorie de l'évolution et du concept de cycles d'érosion. Les alignements d'îles volcaniques nées d'un point chaud sont en effet un terrain idéal pour étudier l'évolution d'une île océanique, selon un modèle simple :

1. Construction d'un volcan sous-marin.
2. Emergence d'une île volcanique, début de la confrontation entre la construction volcanique et l'érosion des reliefs nouvellement créés.
3. Construction d'un volcan bouclier subaérien : le volcanisme impose le renouvellement régulier des surfaces.
4. En cas d'arrêt prolongé ou définitif du volcanisme, seule l'érosion façonne le relief. La reprise du volcanisme fossilise des formes d'érosion.
5. Submersion de l'île, avec éventuellement la formation provisoire d'un atoll, suivant la vitesse de submersion et le contexte climatique.

L'avantage des îles océaniques réside dans leur isolement des influences géodynamiques continentales, sources de complications pour les autres formes de relief liées aux points chauds. Mais les exemples de la Société et d'Hawaï sont finalement des exceptions faisant office de modèle. Les autres archipels de point chaud, que ce soit dans le Pacifique ou ailleurs, ne présentent pas une séquence d'évolution des îles aussi simple. Les exceptions sont nombreuses : atolls soulevés, submersions précoces, archipels dispersés, régénérescences volcaniques. Elles traduisent la complexité des interactions entre la dynamique lithosphérique et la dynamique mantellique et introduisent des particularités régionales (Epp, 1984) :

- la géométrie interne, les variations de débit magmatique, la durée de vie et la fixité des panaches mantelliques sont des paramètres encore peu connus ;
- la vitesse et le sens de déplacement des plaques lithosphériques ;
- le contexte tectonique régional (fracturation de la croûte océanique) ;
- la proximité des frontières de plaques et des marges continentales passives.

Tous ces paramètres perturbent la réalisation du modèle en influant directement sur la répartition spatio-temporelle et la nature du volcanisme, et indirectement sur l'évolution morphologique des îles en fonction de leur âge. Le modèle de construction et de destruction "classique" des Îles Hawaï et de la Société n'en devient que plus intéressant si on le confronte aux autres exemples. Quelles sont ses limites, ses variantes, ses rythmes ? **La construction et la destruction des îles volcaniques de point chaud sont en partie contemporaines et indissociables l'une de l'autre.** Leurs relations ne se limitent pas à une simple confrontation. Elles s'exercent à des vitesses variables dans le temps et dans l'espace, c'est-à-dire selon des rythmes.

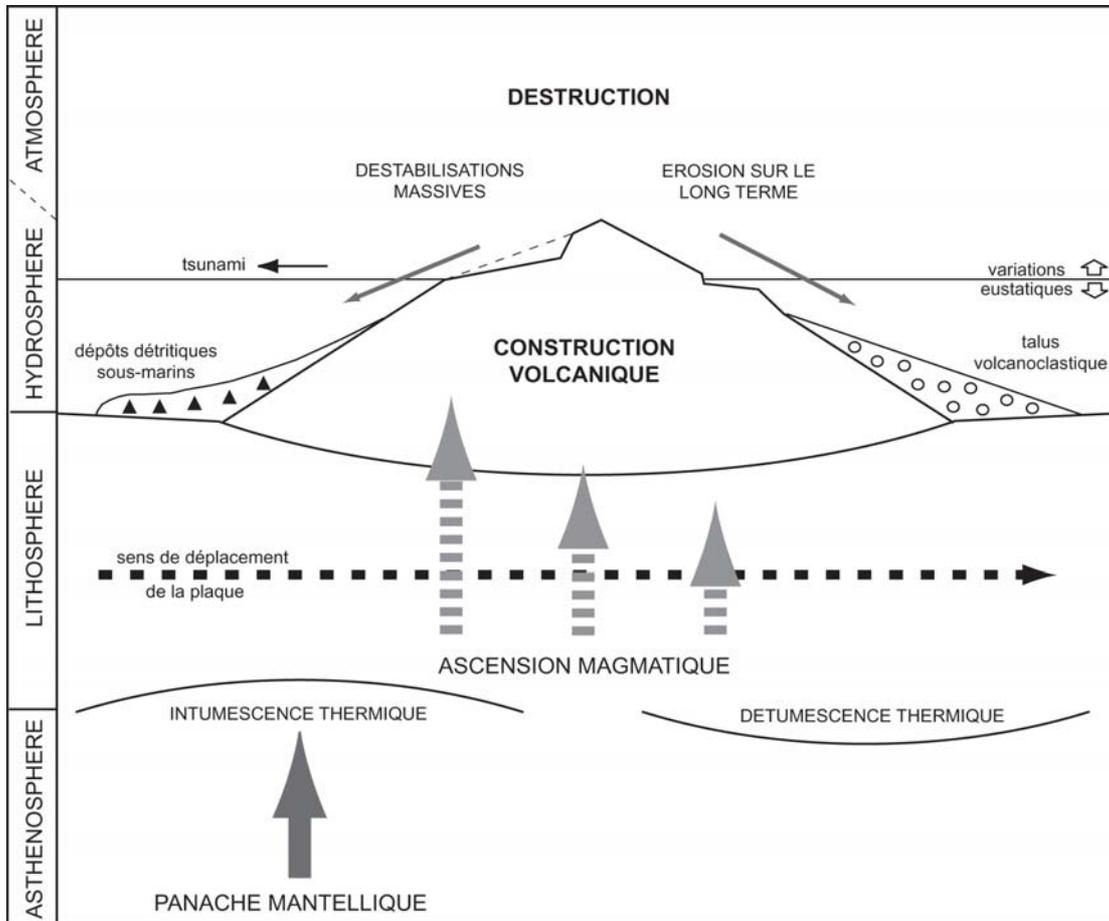


Fig. 3 - La dynamique d'une île volcanique de point chaud. La superposition et les interactions entre les dynamiques internes (asthénosphère, lithosphère) et les dynamiques externes (hydrosphère, atmosphère) sont les paramètres majeurs des rythmes de construction et de destruction de l'île.

3. « Ce mot rythme ne m'est pas clair. » (Paul Valéry, Cahiers)

Le mot "rythme" viendrait du grec *ruthmos* qui signifiait "manière particulière de fluer ", ou encore "arrangement caractéristique des parties dans un tout" (*Encyclopaedia Universalis*). L'usage contemporain du terme se rapporte plutôt à "tout phénomène, perçu ou agi, auquel on peut attribuer les qualités suivantes : structure, mouvement et périodicité". Il est employé en poésie, en musique, en danse, en biologie ou en astronomie, et en géomorphologie quand il s'agit de quantifier l'érosion d'un relief à partir de marqueurs directs (repères, surfaces de références datés) ou indirects (thermochronologie, radionucléides cosmogéniques). Les rythmes d'érosion décrivent, à la manière d'une symphonie musicale, les variations de vitesses d'érosion dans le temps et dans l'espace.

Comme le rappelle R.S. Pomel (1986), « *les régions volcaniques sont des zones privilégiées pour le géomorphologue : abondance des repères chronologiques absolus (datations radiométriques), fossilisation permanente, renouvellements des topographies et des matériaux, morphogenèse accélérée, sont autant de paramètres pour mener une étude quantitative et précise.*»

La construction et la destruction d'une île de point chaud répondent aux trois qualités d'un processus rythmé : structure, mouvement, périodicité. Leur déroulement traduit les interactions entre les trois "portées musicales" ou les trois "instruments" superposés (figure 3) : la dynamique mantellique, la dynamique lithosphérique (dynamiques internes) et la dynamique externe (hydrosphère, atmosphère). Pour étudier ces interactions sur le long-terme et leur influence sur les rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud, nous avons choisi les Iles Canaries.

4. Le choix des Iles Canaries pour l'application d'une méthodologie

L'archipel des Canaries (Espagne) est situé au large du Sahara Occidental (Maroc). Les îles orientales, Fuerteventura et Lanzarote, ne sont qu'à une centaine de kilomètres des côtes africaines et du Cap Juby. Les îles les plus à l'ouest, La Palma et El Hierro, en sont éloignées de 450 km (figure 4).

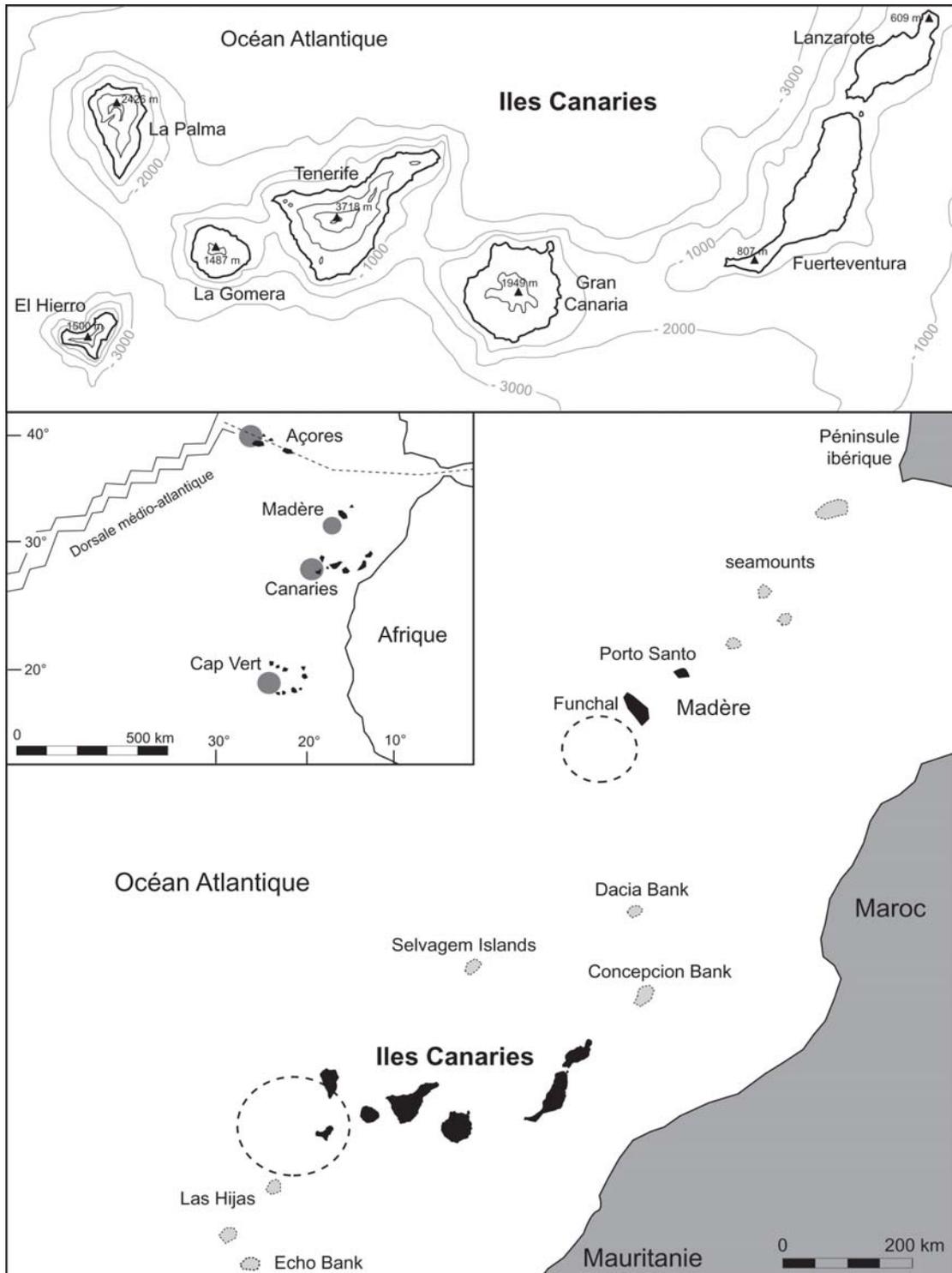


Fig. 4 - Cartes de localisation de l'archipel des Canaries. Les îles volcaniques sont en noir (Iles Canaries, Madère) et les principaux édifices volcaniques sous-marins en gris. Les cercles et les ronds signalent les points chauds.

La lenteur de déplacement de la plaque africaine depuis 30 Ma, un point chaud mal défini et la proximité d'une marge continentale passive créent aux Canaries un volcanisme prolongé, parmi les plus diversifié dans ses dynamismes. L'existence même du point chaud a longtemps été contestée. Mais l'évolution des paysages d'un bout à l'autre de l'alignement insulaire est caractéristique des archipels de point chaud. C'est un indice que le géographe ne saurait négliger (figure 5).

Nous nous contenterons pour l'instant de quelques traits généraux. D'est en ouest, le relief est de plus en plus découpé et la végétation plus présente. Sur Fuerteventura et Lanzarote, la faible envergure du relief laisse filer vers le sud-ouest les nuages charriés par les vents dominants, les alizés du nord-est. Les forêts primitives des versants nord des autres îles, plus arrosés, sont préservées en parcs naturels protégés (*laurisilva* de La Palma, Tenerife et La Gomera).

Le rapport H/S (hauteur / superficie) est globalement décroissant d'ouest en est. Au centre de l'archipel, Tenerife culmine à 3718 m au stratovolcan du Pico del Teide, soit une hauteur totale de 7200 m depuis l'isobathe 3500 m. C'est une des plus grandes constructions volcaniques terrestres. Les formes de construction volcanique récentes sont très présentes sur les îles occidentales, Tenerife, mais aussi sur Lanzarote. Les formes d'érosion les plus marquantes sont de grandes vallées encaissées, qualifiées de *barrancos*. Elles sont très développées au nord de La Palma, à La Gomera, Tenerife et Gran Canaria. Certaines aboutissent en amont à des amphithéâtres d'érosion.

Les calderas de La Palma (Caldera de Taburiente) et Tenerife (Caldera de las Cañadas) ont été depuis le XIX^e siècle le théâtre de débats scientifiques fondamentaux sur l'origine des grandes dépressions affectant les reliefs volcaniques. Les Iles Canaries étaient au XIX^e siècle une destination scientifique "à la mode".

	Superficie S (km ²)	Hauteur H (m)	Vol. émergé Ve (km ³)	Vol. total Vt (km ³)	% Ve/Vt	rapport H/S
El Hierro	277	1500	140	5500	2,5	5,4
La Palma	728	2426	600	6500	9,2	3,3
La Gomera	378	1487	500	11000	4,5	3,9
Tenerife	2055	3718	2000	23600	8,5	1,8
Gran Canaria	1532	1949	1000	23800	4,2	1,3
Fuerteventura	1731	807	400	30600	1,3	0,5
Lanzarote	785	671	300	23600	1,3	0,9

Tableau 1 – Caractéristiques générales des Iles Canaries.

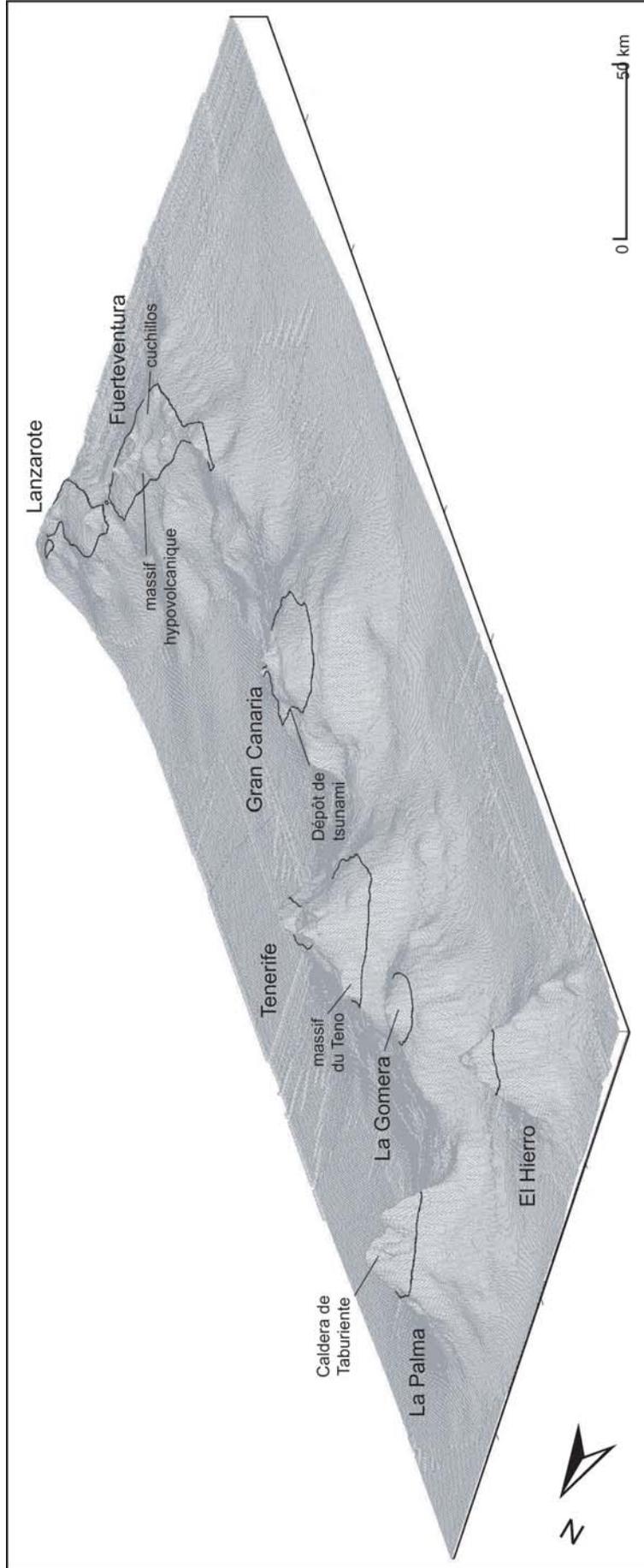


Fig. 5 - Modèle numérique de terrain des Iles Canaries et localisation des principaux sites étudiés. Sauf indication contraire, toutes les images en trois dimensions sont issues de modèles numériques de terrain que nous avons réalisés avec le logiciel Surfer 7.0 (Golden Software). Profondeur maximale du plancher océanique : 4000 m. Altitude maximale des Iles Canaries : 3718 m au Pico del Teide (Tenerife).

Les rapports H/S et V_e/V_t (volume émergé / volume total) sous-entendent une évolution complexe des rapports entre la construction et la destruction. Pour comprendre ce que cachent ces indices, nous prendrons en compte des paramètres quantifiables en terme de rythmes de construction et de destruction :

- rythmes d'accumulation de matériaux volcaniques en m/ka (par sections) ou en km^3/ka (par massif volcanique) ;
- volumes emportés instantanément par des déstabilisations massives (km^3) ;
- rythmes d'érosion des barrancos (vitesses d'incision linéaire en m/ka, vitesses de recul des versants en m/ka) ;
- rythmes de dénudation sur le long-terme (vitesses d'abaissement de surface en m/ka, destruction globale d'un édifice volcanique en km^3/Ma) ;
- rythmes de sédimentation depuis l'île vers les fonds sous-marins (m/ka).

L'estimation de ces paramètres nécessite des repères chronologiques, des marqueurs. C'est une des raisons pour lesquelles nous avons préféré les Iles Canaries aux autres possibilités (Cap Vert, Réunion, Comores, Açores, Kerguelen, Galapagos). Les avantages que présentent les Canaries sont à la fois scientifiques et pratiques.

Du point-de-vue pratique d'abord, les Iles Canaries sont très accessibles. Les capitales des deux provinces autonomes sont dotées d'universités et de laboratoires de recherches : Santa Cruz et La Laguna pour la province de Tenerife et des îles occidentales, Las Palmas pour la province de Gran Canaria et des îles orientales. Nous y avons trouvé des collaborateurs, une structure d'accueil, un soutien logistique et développé une cotutelle entre les universités de Paris 1 Panthéon - Sorbonne et Las Palmas. Nous avons ainsi été intégré dans des programmes de recherche espagnols et franco-espagnols.

Du point-de-vue scientifique, les Iles Canaries bénéficient d'une littérature très abondante, aussi bien en géologie qu'en géophysique. La cartographie est également très complète (cartes topographiques de l'IGN¹ au 1/25000^e, cartes géologiques de l'ITGE² au 1/25000^e, SIG au 1/5000^e). Plus de 450 datations radiométriques ont été publiées depuis les années 70. Même si toutes ne sont pas fiables, elles fournissent des repères chronologiques précieux. Les fonds sous-marins autour de La Palma, El Hierro, Tenerife et Gran Canaria sont parmi les plus étudiés au monde (forages DSDP et ODP³, sonars, sismique-réflexion). Le tout constitue une base de données d'une ampleur rarement atteinte pour un territoire de cette taille (7486 km^2 au total).

¹ Instituto Geográfico Nacional

² Instituto Tecnológico Geominero de España

³ *Deep Sea Drilling Program* et *Ocean Drilling Program*

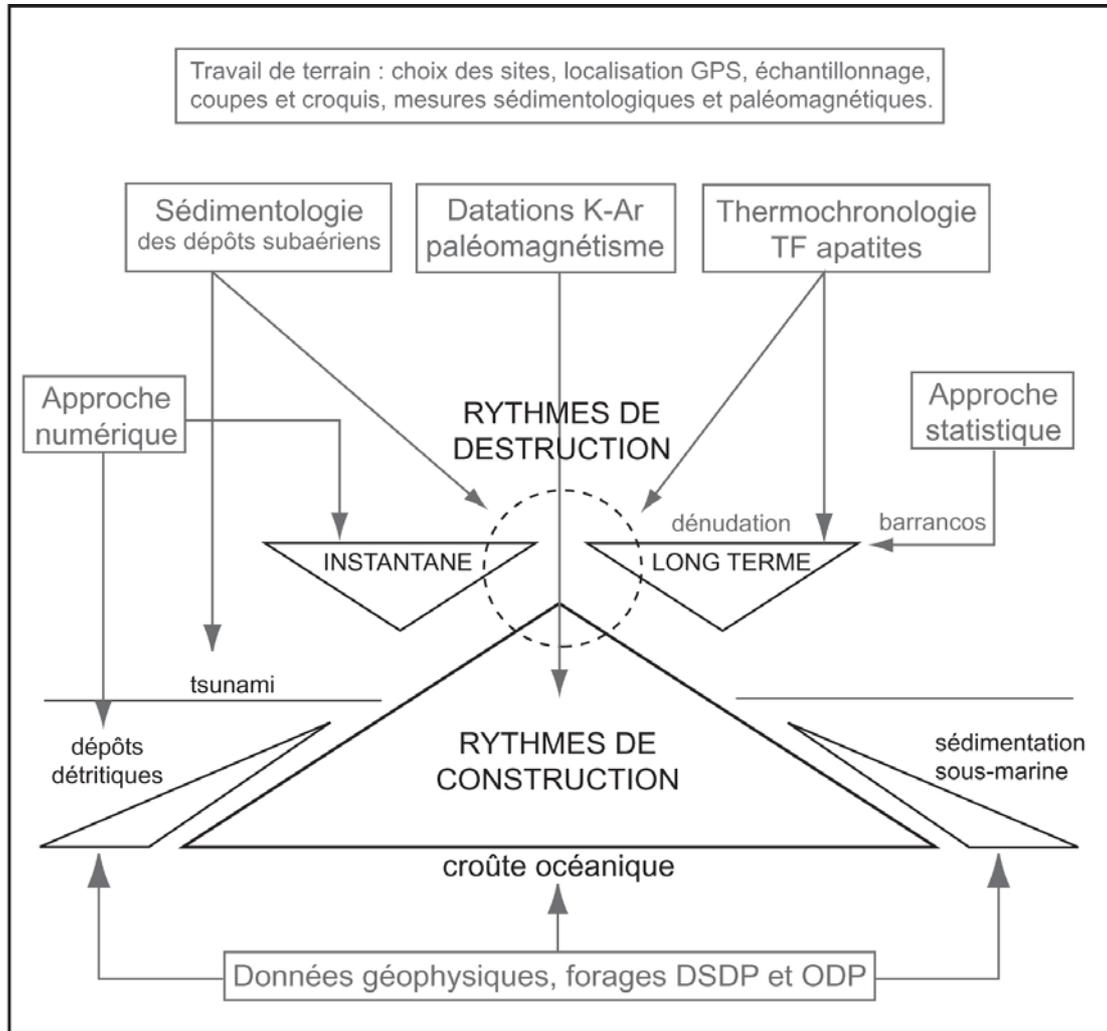


Fig. 6 - Méthodologie d'étude des rythmes de construction et de destruction des îles volcaniques de point chaud (TF : traces de fission).

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 moins coûteuse que la mise en place de méthodes géophysiques et représente 3000 km de coupes dans les formations profondes des sept îles.

Dans ce contexte favorable, nous avons appliqué aux Iles Canaries une méthodologie faisant appel à plusieurs outils (figure 6).

Notre travail "classique" de terrain (échantillonnage, croquis, relevés de coupes) a été complété par l'utilisation d'un GPS et d'un magnétomètre portable (*fluxgate*). Le GPS nous a permis de localiser précisément nos échantillons et ceux prélevés par les équipes précédentes (datations, données pétrographiques). Le couplage entre des datations radiométriques K-Ar et les mesures du paléomagnétisme assure un contrôle chronologique des phases majeures de construction volcanique. Nous avons appliqué cette méthode à La Gomera et Tenerife, en collaboration avec Juan Carlos Carracedo¹ et Hervé Guillou².

Pour aborder les rythmes d'érosion et l'évolution morphologique des barrancos, nous avons opté pour une approche statistique. Le terrain s'y prête parfaitement (cartes précises, nombreuses datations). Enfin, la thermochronologie par les traces de fission dans les apatites n'a jamais été utilisée auparavant pour reconstituer les rythmes de dénudation d'un volcan bouclier. Cette méthode retranscrit le parcours thermique d'un cristal d'apatite en taux de dénudation, moyennant la prise en compte d'un gradient géothermique et de corrections isostatiques. Avec l'aide de Yanni Gunnell³ et Andrew Carter⁴, nous avons tenté de l'appliquer aux structures hypovolcaniques du volcan bouclier central de Fuerteventura. Le démantèlement des zones sommitales a dégagé des complexes annulaires et des réseaux de roches intrusives contenant des apatites. Nous avons aussi mené des analyses pétrographiques complémentaires sur ces roches (lames minces, diffraction X).

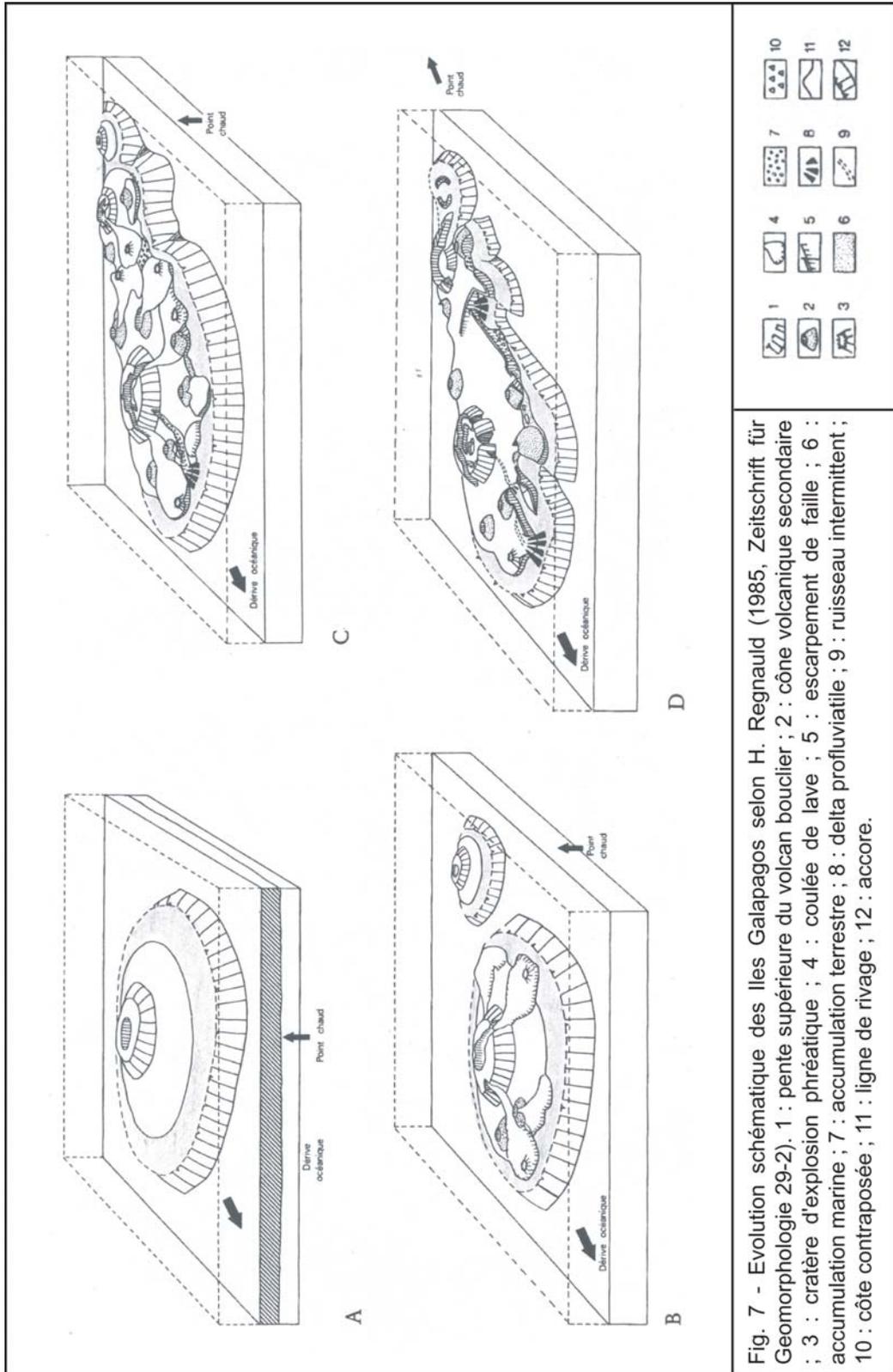
Pour calculer des volumes et agrémenter notre propos d'images en relief ombré ou en trois dimensions, nous avons construit des modèles numériques de terrain avec le logiciel Surfer 7.0 (Golden Software). Les fonds de cartes proviennent du SIG au 1/5000^e ou de cartes scannées (du 1/1000000^e au 1/25000^e selon l'échelle de précision requise). Les images en relief ombré ont été conçues avec Arcview GIS 3.1, toujours à partir du SIG au 1/5000^e. Certaines ont ensuite été apposées sur les modèles numériques de terrain, ce qui nécessite une recalibration délicate entre les deux documents.

¹ Estación Volcánologica de Canarias, CSIC La Laguna, Tenerife

² Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS Gif-sur-Yvette

³ Université Paris 7 Jussieu, Laboratoire de Géographie Physique URA 8591 CNRS Meudon

⁴ Research School of Geological Sciences, Birkbeck and University College, London



Nous n'avons évidemment pas pu étendre l'intégralité de cette méthodologie à tout l'archipel. Il a fallu prendre en compte les travaux antérieurs et choisir des sites de référence répartis sur cinq des sept îles, correspondant à des stades d'évolution.

- La **Caldera de Taburiente**, à **La Palma**, nous a révélé l'importance des grands glissements sectoriels, de plusieurs dizaines de km³, sur l'évolution volcanique et morphologique des îles, dès leurs premières phases de construction.
- L'île de **La Gomera** a été négligée par les travaux antérieurs. Elle est pourtant intéressante à plus d'un titre : grande cicatrice de glissement masquée par le remplissage volcanique, racines érodées d'un stratovolcan disparu, réseaux de grands barrancos radiaux avec vallées-amphithéâtres, inversions de relief. La Gomera est un laboratoire grandeur nature de la géomorphologie des reliefs volcaniques. Nous en avons fait un site primordial.
- Nous mentionnerons souvent les édifices anciens de **Tenerife**, et plus particulièrement le **Massif du Teno**, car ils présentent des analogies avec nos autres sites de référence et témoignent des premières phases d'évolution de l'île la plus complexe de l'archipel.
- Les **dépôts de tsunami** de la côte ouest de **Gran Canaria** (Agaete) sont les témoins uniques d'un tsunami provoqué par un glissement sectoriel des flancs est de Tenerife. Plus que leur étude sédimentologique détaillée, c'est leur existence même qui rentre dans le cadre de notre problématique.
- Le **massif hypovolcanique** et les **reliefs volcaniques** résiduels de **Fuerteventura** sont le résultat abouti du démantèlement des grandes structures d'un volcan bouclier. Les produits des phases de régénérescence volcanique sont des marqueurs partiels de la dénudation sur le long-terme.

5. Les travaux antérieurs

Les travaux de géomorphologie nous ont fourni des points de comparaison, établis dans des perspectives différentes. H. Regnauld (1985) a ainsi proposé un modèle d'évolution schématique des Îles Galapagos, tourné vers les formes volcaniques et littorales des premiers stades de construction (figure 7). C. Mohrange (1990) et W.R. Dickinson (1998) prennent en compte des critères géomorphologiques pour mettre en évidence des soulèvements liés à une réactivation volcanique des Îles Australes et Cook du Sud. Dans un contexte géodynamique particulier, J.M.M. Azevedo *et al.* (1999) se sont penchés sur les implications tectoniques et morphologiques des variations eustatiques et du volcanisme de Flores (Açores).

A.A. Ben Youssouf (1991) a rappelé à Mayotte l'importance de l'inversion de relief dans l'évolution morphogénique d'un grand volcan bouclier réduit à des lambeaux de planèzes. Près de 75 % de l'édifice primitif sont submergés dans des secteurs d'affaissement tectonique. Les travaux sur les îles Hawaï, Galapagos et La Réunion sont principalement concentrés sur le volcanisme actif. Seuls les vallées-amphithéâtres et les cirques de Maui (Hawaï) et du Massif du Piton des Neiges (La Réunion) ont intéressé les géomorphologues (Hinds, 1925 ; Cotton, 1952 ; Scott & Street, 1976 ; Kieffer, 1990 ; Karátson *et al.*, 1999).

Les géomorphologues français ont abordé les Iles Canaries sous l'angle des variations climatiques quaternaires et de leurs signatures morphogéniques (Rognon & Coudé-Gaussen, 1989 ; Meco *et al.*, 1997). Plus ambitieuse, la thèse de R.S. Pomel (1986) ne se limite pas au Quaternaire. Elle envisage à la fois les paramètres paléoclimatiques, eustatiques, volcaniques et tectoniques. Les analyses pédologiques sont particulièrement intéressantes. Cependant, les interprétations du terrain entrent parfois en contradiction avec les datations plus récentes.

La géomorphologie espagnole a longtemps été à l'"école française", avant de prendre récemment le virage de l'autonomie. Les problématiques actuelles des géomorphologues aux Canaries sont essentiellement tournées vers l'environnement, l'érosion des sols et la gestion des ressources en eau.

Nous avons surtout puisé dans les nombreux travaux des géologues et des géophysiciens, en distinguant quatre catégories : les travaux de reconstitution des phases de construction volcanique (datations à l'appui), les études pétrographiques et géochimiques, la reconnaissance des fonds sous-marins et enfin, quelques synthèses retraçant l'origine et la chronologie du volcanisme (Fuster, 1968 ; Anguita & Hernan, 1975 ; Araña & Ortiz, 1991 ; Schmincke, 1993 ; Carracedo *et al.*, 1998).

Notre démarche propose une approche nouvelle. Elle s'appuie sur les méthodes de la géomorphologie structurale, utilisant les macroformes et les mésoformes comme indicateurs de l'évolution à moyen et long-terme. L'objectif est d'appliquer et de développer une méthodologie des rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud, à travers l'exemple des Iles Canaries. Nous apporterons des réponses tout en posant des questions fondamentales.

Première partie :

DYNAMIQUE INTERNE ET RYTHMES DE CONSTRUCTION VOLCANIQUE

Dans les années 1970 et 1980, l'origine des Iles Canaries est très discutée. Les "pères fondateurs" de la tectonique des plaques sont plutôt en faveur d'un point chaud (Morgan, 1983 ; Vogt, 1981) mais s'interrogent encore sur la mobilité de la plaque africaine (Thiessen *et al.*, 1979). Les géologues spécialistes des Canaries estiment alors les preuves insuffisantes (Schmincke, 1973) voire incohérentes (Fuster, 1968). D'autres hypothèses sont invoquées qui rappellent les directions structurales régionales et leur incidence sur la morphologie des îles (Hernandez-Pacheco & Ibarrola, 1973 ; Arozena 1984). L'archipel est à plusieurs reprises considéré comme le prolongement océanique des déformations tectoniques alpines du Haut-Atlas, situé à moins de 300 km au nord-est de Lanzarote (Anguita & Hernan, 1975), voire comme un fragment continental hérité de la séparation entre l'Amérique du Nord et l'Afrique il y a 195 Ma (Dietz & Sproll, 1970). Plus réaliste, la théorie d'un point chaud sous la croûte océanique l'emporte finalement dans les années 1990 avec les progrès de la géophysique, de la tomographie, la réinterprétation des données géochimiques et la multiplication de datations radiométriques fiables.

Dans un premier temps, nous nous sommes interrogé sur les conséquences de la proximité de la marge continentale passive africaine et de la lenteur de déplacement de la plaque africaine. Malgré ces particularités, l'évolution des paysages d'ouest en est traduit la migration de la plaque sur un point chaud. Celle-ci est aussi enregistrée dans la relative progression du volcanisme d'est en ouest. Mais le volcanisme des Iles Canaries diffère du volcanisme hawaïen dans ses dynamismes et ses rythmes. A partir de nouvelles datations radiométriques K-Ar, couplées aux mesures du paléomagnétisme des laves, nous définirons les principales phases de construction volcanique, pour proposer ensuite des estimations de rythmes de construction.

1.1. Les interactions entre le panache mantellique et la lithosphère

1.1.1. Un point chaud à proximité d'une marge continentale

1.1.1.1. *Une hypothèse réfutée : l'influence de la ceinture orogénique alpine*

L'existence de xénolites métamorphiques dans des formations explosives de La Palma, Tenerife et Fuerteventura a été interprétée à tort comme une preuve de la nature continentale de la lithosphère sous les Canaries (Pelletier & Pomel, 1984). La présence de zoïzite, staurotide, corindon et andalousite pose effectivement problème, à moins qu'il ne s'agisse de fragments issus de sédiments marins métamorphisés et soulevés par ascension magmatique. Les formations les plus anciennes de Fuerteventura et La Gomera présentent effectivement des "fenêtres" de sédiments pélagiques jurassiques et crétacés, insérés entre les dykes et les produits volcaniques sous-marins oligocènes et miocènes. La présence de xénolites d'apatite et de zircon n'est en revanche pas surprenante car caractéristique des complexes hypovolcaniques (minéraux fréquents dans les syénites et syénites néphéliniques). Des travaux minéralogiques plus récents prouvent sans équivoque la nature océanique de la croûte lithosphérique sur laquelle reposent intégralement les Iles Canaries (Neumann, 1991 ; Neumann *et al.*, 1995).

F. Anguita et F. Hernan (1975) réfutent l'hypothèse du point chaud en partant du principe que les datations dont ils bénéficient à l'époque sont incompatibles avec la migration d'ouest en est de la plaque africaine sur un panache mantellique fixe. F. Anguita et F. Hernan mettent ensuite en évidence une progression spatio-temporelle d'est en ouest des hiatus dans l'activité volcanique de chaque île et soulignent l'apparente corrélation entre les pulsations orogéniques du Haut-Atlas et les phases majeures d'activité volcanique aux Canaries. Ils proposent alors un modèle de propagation de la faille sud-atlassique ENE-WSW vers la lithosphère océanique. Mais l'extension lithosphérique engendrée selon le modèle de F. Anguita et F. Hernan semble insuffisante pour produire un volume de construction volcanique tel que les Iles Canaries. D'après les études sismiques et magnétiques menées au large du Maroc (Dillon & Sougy, 1974), les structures du Haut-Atlas s'achèvent brutalement aux limites du domaine continental et il n'existe par ailleurs aucune évidence de leur

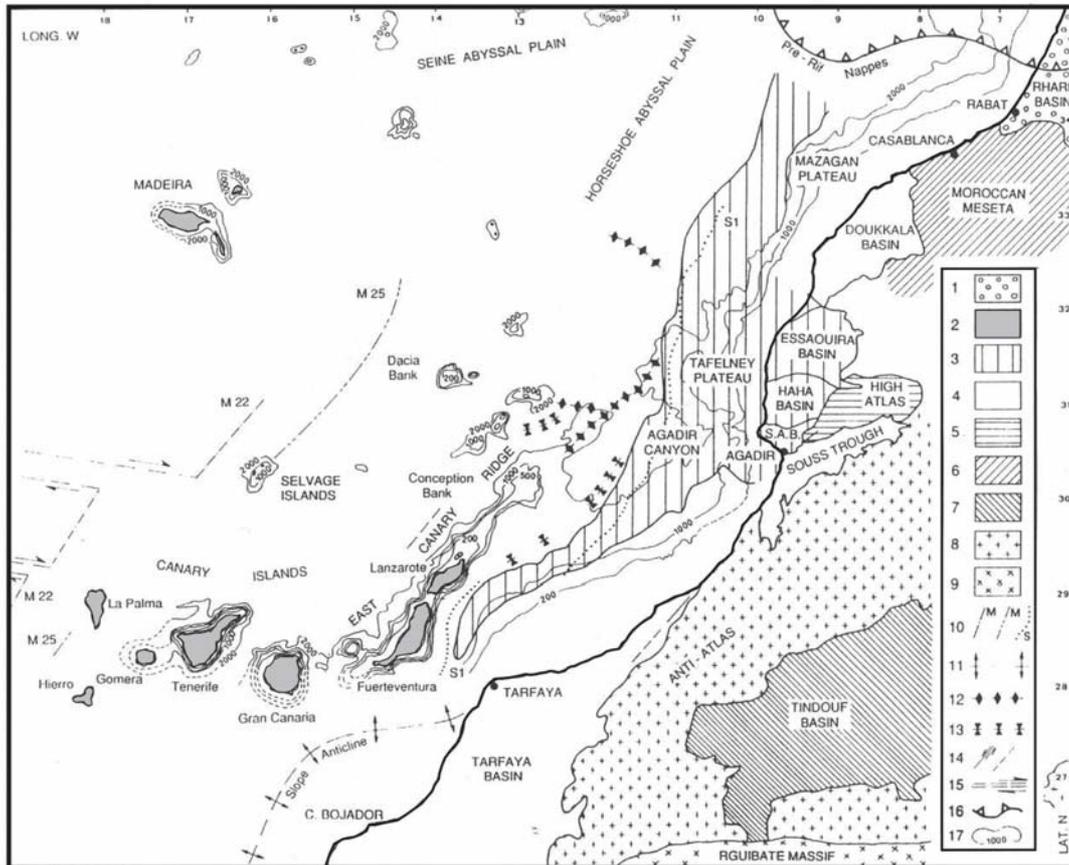


Fig. 1.1 - Carte géologique structurale de la marge continentale africaine du Maroc aux Iles Canaries (L.B. Marinoni et G. Pasquaré, 1994, *Tectonophysics* 239 p112). 1 : bassin néogène et quaternaire du Rharb ; 2 : îles volcaniques de point chaud (Tertiaire et Quaternaire) ; 3 : zone de diapirisme salin ; 4 : bassins mésozoïques et cénozoïques ; 5 : ceinture orogénique varisque et alpine (Haut-Atlas) ; 6 : plateforme de la Meseta Marocaine ; 7 : Bassin de Tindouf ; 8 : plateforme précambrienne et hercynienne plissée (Anti-Atlas) ; 9 : massif cristallin précambrien (Rguibate) ; 10 : anomalies magnétiques M, anomalie flexurale S ; 11 : flexure anticlinale ; 12 : antéclina ; 13 : syncline ; 14 : failles et failles supposées ; 15 : zones de fracturation ; 16 : front de chevauchement ; 17 : contours bathymétriques en mètres.

continuité sous-marine sous quelque forme que ce soit. La propagation de la faille sud-atlassique vers une lithosphère océanique vieille de plus de 150 Ma semble mécaniquement impossible (Carracedo *et al.*, 1998) et incompatible avec les datations radiométriques plus récentes. Fuerteventura est en effet plus ancienne que sa voisine septentrionale Lanzarote pourtant située en amont d'une hypothétique faille propagatrice venue du Haut-Atlas.

V. Araña et R. Ortiz proposent en 1991 un modèle alternatif où l'affrontement entre l'expansion de la croûte océanique et la tectonique atlassique engendre un raccourcissement lithosphérique d'environ 40 km, matérialisé par des failles inverses et transformantes dont le rejet atteint 5 km. Le volcanisme des Canaries résulterait selon Araña et Ortiz d'une fusion décompressive sublithosphérique sous chaque bloc soulevé. Les formations volcaniques sous-marines de La Palma, La Gomera et Fuerteventura attestent effectivement de soulèvements locaux, sans pour autant confirmer la coïncidence systématique de chaque île avec un bloc soulevé sur plusieurs dizaines de km.

Face à autant d'incohérences et d'interrogations, l'influence de la ceinture orogénique alpine est de plus en plus minimisée, tandis que les répercussions de la proximité d'une marge continentale passive sur la dynamique d'un point chaud proposent des pistes de recherche plus réalistes et plus prometteuses.

1.1.1.2. *Quelques rappels sur la géodynamique interne des points chauds*

Un point chaud naît de la présence inhabituelle de matériel mantellique profond et chaud à la base de la lithosphère (Crough, 1979 ; Sleep, 1990 ; Loper, 1997). 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. Mais la structure et l'origine des panaches mantelliques sont encore peu connues. L'image traditionnelle d'une colonne continue de remontées mantelliques est progressivement remise en cause par les données tomographiques profondes qui présentent plutôt de vastes zones « chaudes » plus ou moins mobiles et dont la forme fluctue au gré des courants animant le manteau (Zhao, 2001). Si certains petits panaches semblent prendre leur source vers 700 km, limite entre l'asthénosphère

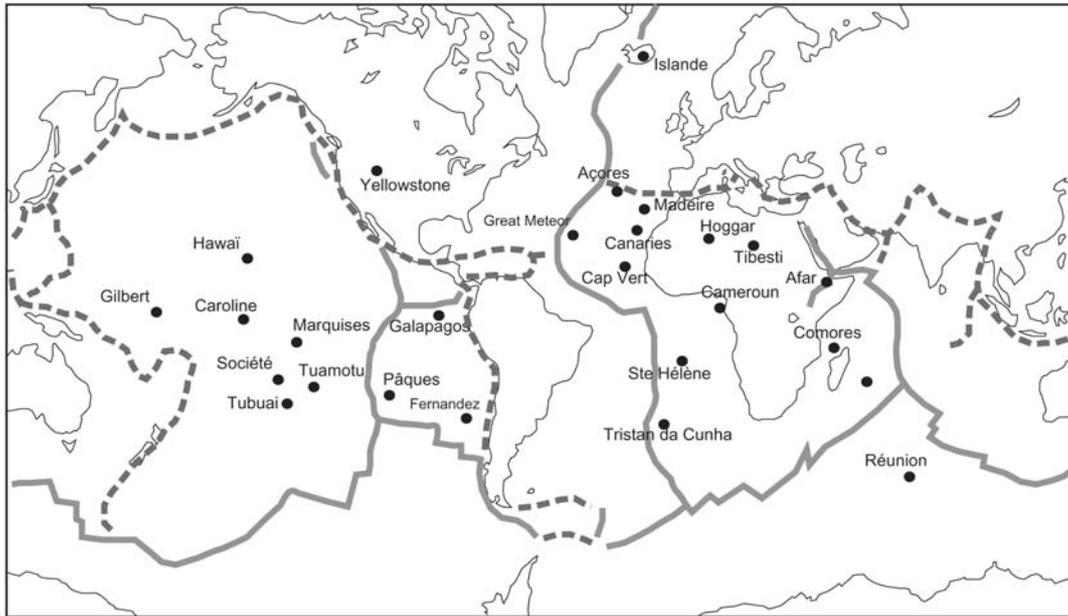


Fig. 1.2 - Carte des principaux points chauds répertoriés, se manifestant en surface par du volcanisme (ronds noirs). Les points chauds continentaux sont rares, à l'exception du continent Africain. Les frontières convergentes de plaques sont en lignes discontinues, les frontières divergentes en lignes continues.



Fig. 1.3 - Répartition des points chauds et fragilité de la lithosphère selon H.N. Pollack (1981, *Journal of Geophysical Research* 86 p965). Les indices de fragilité sont calculés à partir de l'épaisseur de la lithosphère et des vitesses de déplacement des plaques. Les indices les plus faibles correspondent aux zones vulnérables aux remontées mantelliques profondes. La corrélation n'est pas toujours vérifiée, notamment en Afrique.

et le manteau inférieur, il n'est plus exclu que l'origine des panaches majeurs se situe vers 2900 km, soit à la limite supérieure du noyau.

L'origine des points chauds ne sera pas plus précisée tant que la notion d'étages de courants de convection au sein du manteau occasionnera plus de théories que de certitudes. La théorie du double étage de convection met en scène un étage supérieur de courants de convection dans l'asthénosphère et un étage inférieur dans le manteau inférieur.

- Les différences de composition en éléments traces, gaz rares et les contrastes isotopiques observés entre les magmas de points chauds et de dorsales suggèrent que les résidus de panaches mantelliques, plaqués à la base de la lithosphère, nourrissent le magmatisme des dorsales océaniques, surtout dans le cas des dorsales rapides (Morgan & Morgan, 1999). Ces mélanges magmatiques situés entre 120 et 50 km de profondeur initient les courants supérieurs de convection.

- L'étude des isotopes radioactifs du volcanisme de point chaud traduit des mélanges entre les magmas alcalins issus du manteau inférieur et les magmas asthénosphériques appauvris en alcalins et éléments incompatibles, étayant ainsi l'hypothèse d'une origine plus profonde (Sleep, 1990). Les interactions physico-chimiques entre la base du manteau et le noyau solide, dont la rotation est plus rapide que celle du manteau, initieraient de vastes zones de fusion qui alimenteraient de puissants panaches à l'origine des courants de convection inférieurs.

La théorie d'un seul étage de convection fait apparaître les points chauds comme courants ascendants des cellules de convection et les zones de subduction comme courants descendants (Nicolas, 1990). Dans ce modèle, l'expansion océanique est contrôlée par de gigantesques courants de convection dont les dorsales ne sont plus qu'une manifestation superficielle. L'ignorance de la limite des 700 km est osée. La remontée continue de matériel mantellique sur 2900 km semble en effet irréalisable. Pourtant, entre 3750 et 2500 Ma, les orogènes saamiennes et ouzzaliennes (Archéen) présentaient des mécanismes d'accrétion verticale. La texture et la composition chimique des coulées de lave émises au cours de l'Archéen (komatiites) suggèrent une fusion partielle profonde, très évoluée (20 à 30 %), et une ascension magmatique très rapide provoquant une surchauffe du magma (Arndt & Nisbet, 1982). Ces points chauds primitifs furent-ils le premier mode d'évacuation de la chaleur interne du globe ?

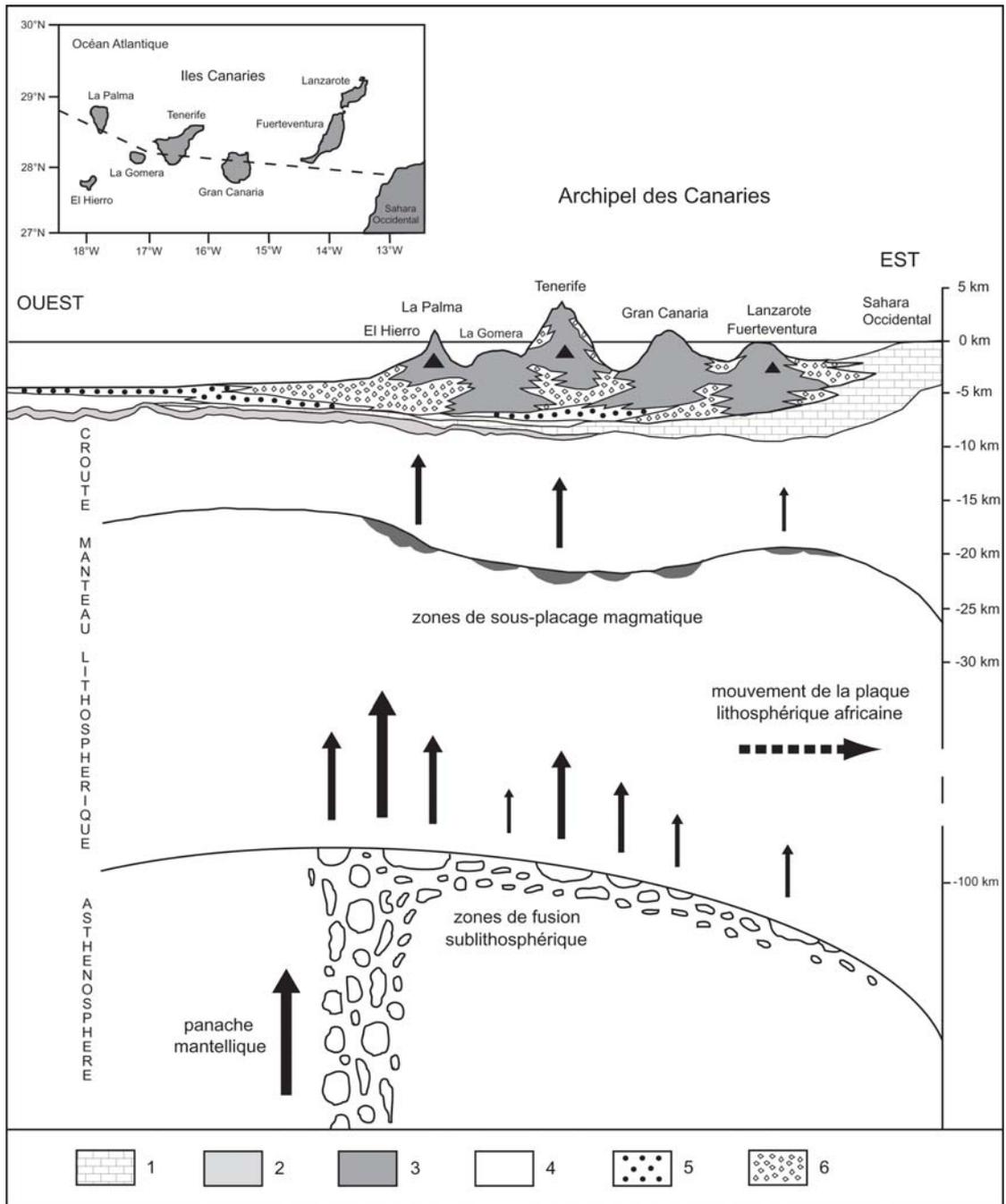


Fig.1.4 - Structure profonde du point chaud des Iles Canaries (partie supérieure inspiré de Urgeles et al., 1998, Marine Geology 146 p238). 1: sédiments de marge continentale (épaisseur 2-3 km) ; 2 : sédiments pélagiques ; 3 : matériaux volcaniques éruptifs et intrusifs ; 4 : dépôts turbiditiques distaux ; 5 : dépôts turbiditiques proximaux ; 6 : dépôts d'avalanches de débris massives. Les triangles noirs signalent le volcanisme historique de La Palma, El Hierro, Tenerife et Lanzarote.

1.1.1.3. *Les arguments en faveur d'un point chaud sous les Iles Canaries*

La chaleur d'un panache mantellique provoque une augmentation de la température locale qui, additionnée à la décompression adiabatique, produit une fusion partielle à la base de la lithosphère. 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 peut atteindre 30 %, ce qui produit alors en surface un fort débit de laves de nature tholéïtique (Hawaï, La Réunion, Gran Canaria). Les flux de chaleur émanant de la zone de fusion se propagent vers la surface et rendent la lithosphère traversée moins élastique. La cartographie des flux de chaleur sous les Iles Canaries (Canas *et al.*, 1995) met en évidence une vaste zone de haute inélasticité sous les îles occidentales (La Palma et El Hierro), signalant la position actuelle du point chaud. L'étude de la génèse des inclusions ultrabasiques des cônes volcaniques holocènes d'El Hierro (harzburgites, lherzolites, dunites : Neumann *et al.*, 1991) implique aussi l'existence d'une zone de fusion à la base de la lithosphère.

Les caractéristiques du panache (puissance, ampleur, structure, composition) sont encore peu connues. La dispersion spatiale des manifestations historiques du volcanisme (figure 1.4) résulte des interactions entre une lithosphère à déplacement lent (< 2 cm/an) et un panache composé de "gouttes" de matériel mantellique profond entraînant du matériel asthénosphérique. Selon K. Hoernle et H.U. Schmincke (1993), l'inclinaison du panache épouserait le sens de déplacement de la plaque africaine dès 150 km de profondeur. La principale zone d'impact entre la base de la lithosphère et les remontées mantelliennes se situe sous les îles occidentales. Mais des zones de fusion secondaires se produisent également vers l'Est où une partie des remontées est emportée et à son tour plaquée sous la lithosphère. Des effets de frottement entre le matériel mantellique s'écoulant vers l'Est et la base de la lithosphère rehausseraient l'érosion thermique. L'analyse géochimique des inclusions ultrabasiques récoltées dans les cônes de cendres holocènes de Lanzarote (Neumann *et al.*, 1995) révèle un fort gradient géothermique, relativement inattendu, impliquant un amincissement lithosphérique de 27 km. Cette particularité géodynamique occasionne des régénérescences ponctuelles de l'activité volcanique, comme en témoignent les éruptions pléistocènes et historiques (1730-36, 1824) de Lanzarote.

1.1.1.4. *L'absence de bombement topographique autour des Iles Canaries*

En compensation du changement de densité engendré par le changement de température à la base de la lithosphère (zone de fusion), il se produit généralement un soulèvement isostatique matérialisé en surface par une intumescence thermique en forme de bombement topographique (nommé "*swell*" en anglais). La formation de ce bombement dépend de facteurs thermiques et dynamiques.

L'ascension puissante de matériel asthénosphérique chaud et partiellement fondu forçant sa voie vers la surface est un mécanisme rapide capable d'amincir 100 km de lithosphère (on parle d'"érosion" thermodynamique) et de créer un soulèvement visible en surface au bout de 20 Ma (Vogt, 1981). H.N. Pollack (1981) considère l'épaisseur de la lithosphère et la vitesse de déplacement des plaques au-dessus de la zone de fusion du panache comme principaux paramètres facilitant la formation d'un bombement en surface ; celui-ci ayant d'autant plus de chances d'apparaître que la lithosphère est mince et dotée d'un déplacement limité (figure 1.3). Une telle relation est envisageable mais les exceptions sont nombreuses :

1) Il existe des évidences de bombements affectant des zones où la lithosphère continentale est très épaisse. Les modèles d'érosion, d'activité volcanique, sédimentaire et les systèmes de drainage enregistrés en Amérique du Nord entre 160 et 100 Ma semblent compatibles avec la migration d'un bombement topographique qui se poursuit dans l'Océan Atlantique par un alignement de volcans sous-marins (Great Meteor Seamount : Crough, 1981 ; Morgan, 1983). Le volcanisme ponctuel des massifs du Hoggar, du Tibesti et de l'Air se manifeste sur des zones de bombement de plusieurs centaines de kilomètres de diamètre affectant une lithosphère certes quasi-stationnaire depuis 30 Ma, mais épaisse de plus de 150 km (Thiessen *et al.*, 1979).

2) Les données bathymétriques autour des îles Hawaï, situées à l'aplomb d'un puissant panache mantellique, montrent clairement un bombement culminant à 1,5 km de haut sur un rayon d'environ 800 km. La situation actuelle du point chaud de la Société (Polynésie Française), au sud-est de Tahiti, est également soulignée par un bombement de 150 km de diamètre et 400-500 m de hauteur maximale. Or ces deux archipels sont construits sur une plaque à déplacement rapide (plaque Pacifique).

3) Le ralentissement du déplacement de la plaque africaine depuis 30 Ma coïncide avec une recrudescence de l'activité volcanique et l'émergence des îles Canaries (Fuerteventura, cf. Ancochea *et al.*, 1996) et des îles du Cap Vert (Maio : Mitchell *et al.*, 1993). Les îles du Cap Vert reposent pour leur part sur un dôme de 500 km de diamètre dominant de 500 à 1000 m les plaines abyssales environnantes (Courtney & White, 1986). En revanche, aucun bombement n'est décelable sur les données bathymétriques autour des Iles Canaries.

Cette apparente absence de bombement constitue pour P.E. Filmer et M.K. McNutt (1988) un argument contre l'existence d'un point chaud sous les Iles Canaries. Dix ans plus tard, J.P. Canales et J.J. Danobeita (1998) détectent une anomalie résiduelle gravimétrique profonde qu'ils interprètent comme le résultat d'un bombement subcrustal d'une élévation maximale de 500 m.

L'épaisseur des sédiments sous-marins tertiaires au niveau de la marge continentale africaine (environ 2,5 km) et l'accumulation de matériaux volcaniques éruptifs ou détritiques entraînent une subsidence mécanique venant contrarier le bombement thermique (figure 1.4). L'épaisseur des sédiments du Crétacé Supérieur atteint 600 m à l'Est de Fuerteventura, qui fait office de piège sédimentaire (Flament-Lieffrig, 1979). Décrite par A.B. Watts (1994), la vaste flexure de 4 km de profondeur affectant l'épaisseur élastique de la lithosphère (28 à 36 km) apparaît comme la conséquence directe de cette subsidence. Les résultats des campagnes géophysiques de 1965, 1966 et 1968 (Bosshard et McFarlane, 1970) montraient déjà un approfondissement de la discontinuité de Mohorovicic sous l'archipel, accentué sous Tenerife et Gran Canaria où la surcharge est la plus imposante (profondeur du Moho : 18 à 26 km). A l'ouest d'El Hierro, le Moho est détecté à environ 12 km, soit un approfondissement d'au moins 6 km.

Le bilan de ces premiers paragraphes est largement en faveur de l'hypothèse du point chaud à l'origine du volcanisme des Canaries. Abordons maintenant les interactions entre ce point chaud et la plaque lithosphérique Africaine. Nous verrons que malgré la lenteur de déplacement de cette plaque, les Iles Canaries présentent une progression relative du volcanisme d'est en ouest.

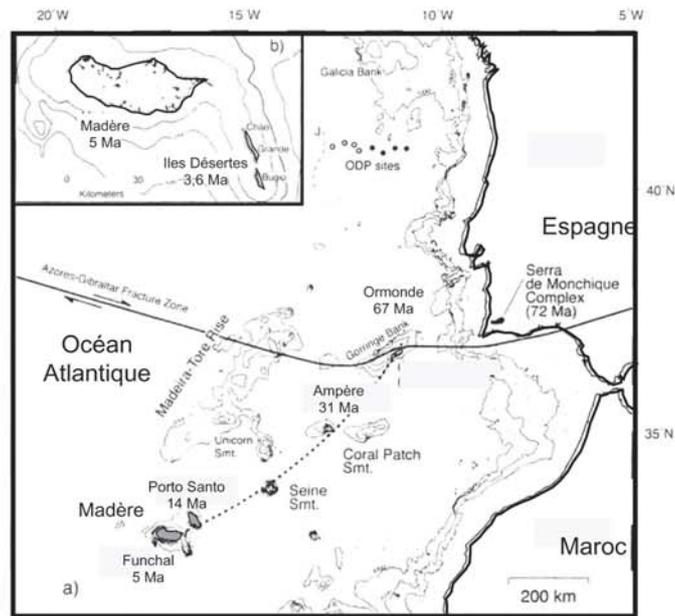


Fig. 1.5 - Carte bathymétrique de l'archipel de Madère (Geldmacher & Hoernle, 2000, Earth and Planetary Science Letters 183 p74). La compensation isostatique de la subsidence de Funchal et Porto Santo est visible au nord de ces îles (reliefs du Madeira-Tore Rise), mais est limitée au sud par la marge continentale Africaine .

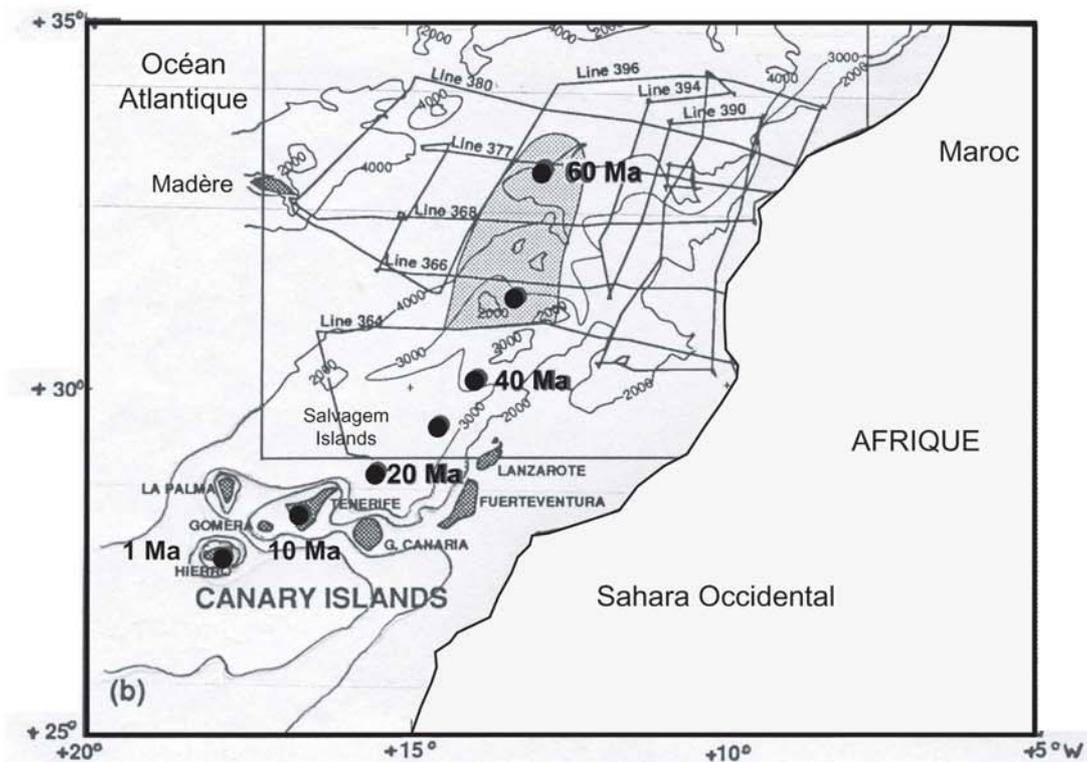


Fig. 1.6 - Reconstitution du parcours de la plaque africaine sur le point chaud des Iles Canaries depuis 60 Ma (Holik et al., 1991, Journal of Geophysical Research 96 B7).

1.1.2. L'âge du volcanisme des Iles Canaries et la mobilité de la plaque Africaine

1.1.2.2. *Méthodologie de datation des îles Canaries*

Des études sismiques menées au large du Maroc (figure 1.6 : Holik *et al.*, 1991) ont permis de détecter des zones de sous-placage magmatique intercalées avec les sédiments de la marge continentale et de retracer le parcours de la plaque africaine sur le point chaud des Canaries entre 60 et 30 Ma. Le bombement thermique lié à l'activité du point chaud crée une discordance au sein des couches de sédiments pélagiques du Crétacé (Flament-Lieffrig, 1979). 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 mouvement de la plaque africaine depuis 30 Ma (O'Connor *et al.*, 1999) permet au panache de mieux s'exprimer, ce qui se traduit par la construction de l'archipel des Canaries.

Bien que près de 500 datations radiométriques aient été réalisées et publiées, les âges les plus anciens proposés pour chacune des Iles Canaries proviennent d'auteurs et de méthodologies différents. En partenariat avec Hervé Guillou, nous avons appliqué à La Gomera et Tenerife la même méthode qu'utilisée auparavant à La Palma et El Hierro, à savoir la méthode Potassium-Argon proposée par G.B. Dalrymple et M.A. Lanphere (1969) puis C. Cassagnol *et al.* (1978), et développée notamment aux Canaries par Hervé Guillou (Guillou *et al.*, 1996 ; Guillou *et al.*, 1998 ; Guillou *et al.*, 2001).

La méthode de datation K-Ar repose sur la désintégration complexe du potassium ^{40}K en calcium ^{40}Ca et en argon ^{40}Ar radiogénique depuis $t=0$ moment de la solidification de la lave, en tenant compte des abondances isotopiques du potassium et de l'argon dans l'atmosphère et des constantes de désintégration du potassium. La période de décroissance du potassium est de 1,25.103 Ma. Les hypothèses de départ sont les suivantes :

- L'abondance isotopique du potassium est constante dans le système roche.
- La totalité de l'argon de la roche est d'origine soit atmosphérique, soit radiogénique (désintégration du potassium). Les teneurs en ^{40}Ar héritées (phases de cristallisation précoces) ou ^{40}Ar non-atmosphérique en excès (incorporations par des fluides) sont considérées comme nulles. Il faut donc exclure les échantillons voisins d'intrusions ultérieures pouvant introduire des apports en argon véhiculé par des fluides.

- La durée de formation de la roche (refroidissement rapide de la lave) est négligeable par rapport à son âge.

Il est préférable de choisir des échantillons très peu altérés, plutôt dans des coulées de lave saines et peu épaisses (< 5 m). Après broyage et tamisage, la fraction 0,125-0,25 mm est rincée et lavée à chaud (60°C) dans un bain d'acide acétique sous ultrasons (durée 40-45 min.) pour éliminer toute matière organique. Les phénocristaux et/ou xénocristaux sont ensuite séparés de la mésostase par tris magnétiques et densitométriques. Les analyses suivantes (dosage du potassium, mesure des teneurs en argon et composition isotopique) sont effectuées uniquement sur la mésostase car il s'agit de la phase s'étant solidifiée lors de la mise en place de la coulée.

Les matériaux volcaniques issus des phases d'émersion des îles sont principalement des projections phréatomagmatiques et sont systématiquement trop altérés pour envisager une datation. L'échantillonnage consiste donc à trouver les premières coulées de laves subaériennes datables, la plupart du temps de nature basaltique. Les âges disponibles (tableau 1.1) présentent une séquence d'ouest en est, des îles les plus récentes aux îles les plus anciennes, sauf pour l'alignement oriental Fuerteventura – Lanzarote.

	Localisation	Age K-Ar	Auteurs
El Hierro	Barranco del Tiñor	1,12 ± 0,02 Ma	Guillou <i>et al.</i> , 1996
La Palma	Galeria Cuevitas	1,72 ± 0,022 Ma	Guillou <i>et al.</i> , 2001
La Gomera	Tunnel de la Cumbre	9,43 ± 0,13 Ma	
Tenerife	Barranco del Infierno	11,86 ± 0,17 Ma	
Gran Canaria	plusieurs échantillons	14,5 Ma	Bogaard <i>et al.</i> , 1988
Fuerteventura	Cuchillo Agudo	20,5 ± 0,83 Ma	Ancochea <i>et al.</i> , 1996
Lanzarote	Ajaches – Punta Papagayo	15,5 ± 0,3 Ma	Coello <i>et al.</i> , 1992

Tableau 1.1 - Ages K-Ar des premières coulées de lave subaériennes des îles Canaries.

1. **El Hierro** est la plus jeune des îles Canaries, avec cinq datations dépassant à peine 1 Ma pour la série El Tiñor (côte est de l'île) : 1,12 ± 0,02 Ma à la base de la série, 1,04 ± 0,01 Ma au sommet (Guillou *et al.*, 1996).

2. Les plus anciennes coulées datées à **La Palma** (séries Garafia) ont été échantillonnées dans les profondes galeries d'adduction d'eau du Nord de l'île. Une seule datation dépasse les 1,7 Ma ($1,72 \pm 0,022$ Ma, cf. Guillou *et al.*, 2001).

3. Les datations effectuées précédemment à **La Gomera** situaient les premières phases d'activité entre 15 et 10 Ma (Abdel-Monem *et al.*, 1971 ; Cantagrel *et al.*, 1984; Féraud *et al.*, 1985 ; Cubas *et al.*, 1994 ; ITGE, non publié). Appliquant la même méthode d'échantillonnage et de datation qu'à El Hierro et La Palma, nous avons obtenu trois datations supérieures à 9 Ma : $9,43 \pm 0,13$ Ma à l'entrée Est du tunnel de la Cumbre (route San Sebastian – Hermigua), $9,29 \pm 0,13$ Ma dans le fond du Barranco de Valle Gran Rey et $9,02 \pm 0,13$ Ma aux Casas de Juel (Massif de la Enchereda, secteur nord-est de l'île).

4. Une quarantaine de datations K-Ar (Abdel-Monem *et al.*, 1972 ; Féraud *et al.*, 1985 ; Ancochea *et al.*, 1992) ont été proposées pour les trois massifs anciens de **Tenerife** (Teno à l'ouest, Anaga à l'est et Roque del Conde au sud). Les méthodes employées, mélangeant dykes et coulées de lave, n'aboutissent pas à des âges concordants : un dyke daté à 11,5 Ma traverse des coulées de 6,5 à 8,5 Ma au Roque del Conde par exemple. D'après nos résultats, les reliefs résiduels du Roque del Conde seraient les restes des premières phases de construction de Tenerife, puisque trois échantillons ont donné des âges supérieurs à 10 Ma : $11,86 \pm 0,17$ Ma et $10,95 \pm 0,16$ Ma au fond du Barranco del Infierno (le premier échantillon étant logiquement plus ancien car inférieur dans la série) et $10,34 \pm 0,15$ Ma au pied du Roque del Conde.

5. Nous n'avons pas jugé nécessaire de proposer de nouvelles datations pour les premières séries volcaniques subaériennes de **Gran Canaria** car l'âge de 14,5 Ma a été vérifié à plusieurs reprises par des auteurs différents (Mc Dougall & Schmincke, 1976 ; Bogaard *et al.*, 1988).

6. A **Fuerteventura**, J. Coello *et al.* (1992) ont daté une coulée de la Montaña Gran Tarajal à $20,4 \pm 0,4$ Ma, à nouveau datée par E. Ancochea *et al.* (1996) à $20,93 \pm 0,74$ Ma. Ces derniers auteurs ont obtenu un seul âge supérieur à 21 Ma : $21,5 \pm 0,83$ Ma au pied du Cuchillo Agudo, entre Antigua et Tuineje.

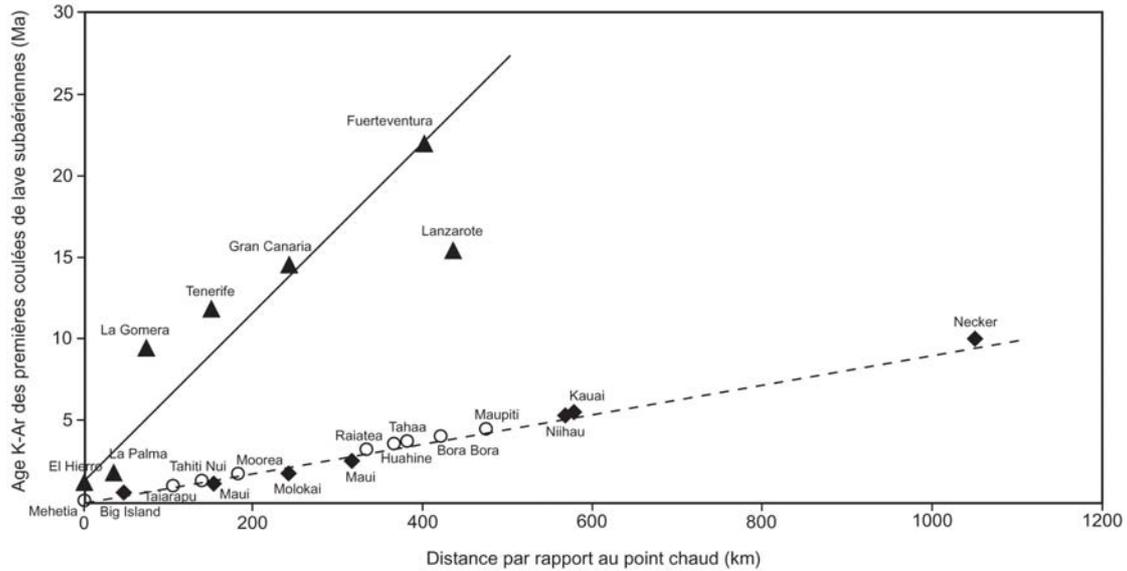


Fig. 1.7 - Ages K-Ar et distance par rapport au point chaud pour les îles Canaries, Hawaï et Société. Les figurés en triangle représentent les îles Canaries, les losanges les îles Hawaï et les cercles les îles de la Société. Les lignes droites symbolisent la vitesse de déplacement de la plaque africaine (1,9 cm/an) et de la plaque Pacifique (11 cm/an, en pointillé).

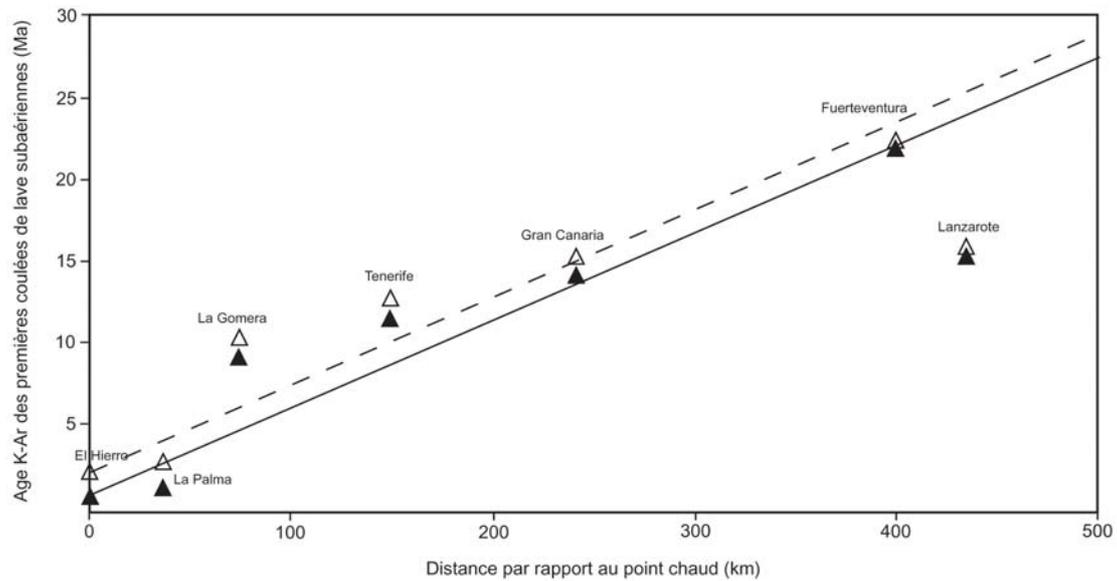


Fig. 1.8 - Ages K-Ar et distance par rapport au point chaud pour les îles Canaries. Les figurés en triangle plein représentent les îles Canaries et les triangles vides les îles Canaries avec correction de l'âge en fonction de la profondeur du plancher océanique. Les lignes droites symbolisent la vitesse de déplacement de la plaque africaine (1,9 cm/an).

7. Les seules datations disponibles pour **Lanzarote** (K-Ar, cf. Coello *et al.*, 1992) posent problème : $15,5 \pm 0,3$ Ma pour la partie sud de l'île (Ajaches) et $10,2 \pm 0,4$ Ma pour la partie nord (Famara). Ces âges sont confirmés par les données paléomagnétiques : 14,5 Ma pour Ajaches et 10,2 Ma pour Famara (Carracedo & Rodriguez Badiola, 1993).

Sur la figure 1.7, nous avons positionné ces âges en fonction de la distance de chaque île par rapport à la localisation actuelle du point chaud. Les lignes droites symbolisent la progression, à vitesse supposée constante, des plaques Africaine (1,9 cm/an) et Pacifique (11 cm/an). Dans le cas d'Hawaï et de la Société, ces âges viennent se placer sur la droite ou à proximité. Le déplacement de la plaque Pacifique étant cinq fois plus rapide que celui de la plaque Africaine, les îles de Kauai (5,6 Ma) et Big Island (0,7 Ma) sont déjà distantes de 580 km, contre seulement 401 km entre El Hierro (1,1 Ma) et Fuerteventura (20,6 Ma). La distance et la différence d'âge entre El Hierro et Fuerteventura s'accordent avec la vitesse de déplacement de la plaque africaine (400 km en 19,5 Ma = 2,05 cm/an). La relation est également vérifiée pour Gran Canaria (240 km en 13,4 Ma = 1,8 cm/an), ce qui n'est pas le cas des autres îles. La proximité de la marge continentale et la faible mobilité de la plaque Africaine introduisent en effet d'autres paramètres dans le modèle.

Situées à environ 100 km des côtes Africaines, Fuerteventura et Lanzarote reposent sur le talus continental, soit à une profondeur comprise entre 2000 et 2500 m, tandis que La Palma et El Hierro sont cernées de plaines abyssales par plus 4000 m de fond (figures 4, 5 et 1.4). L'approfondissement du plancher océanique retarde donc de plus en plus l'émersion des îles, d'est en ouest. Pour prendre en compte ce paramètre, nous avons corrigé les âges précédents (figure 1.7) en y additionnant l'indice P/z. P représente la profondeur du plancher océanique et z la vitesse de progression vers la surface, par construction volcanique du bouclier sous-marin, supposée identique pour chaque île ($z = \text{constante}$). En considérant une vitesse $z = 3$ km/Ma (vitesse moyenne estimée par Gillot *et al.*, 1992 ; Guillou *et al.*, 1996 ; Guillou *et al.*, 1997a), l'émersion de La Palma ou El Hierro aurait ainsi pris 0,5 Ma de plus que celle de Fuerteventura ou Lanzarote. Ces corrections n'atténuent finalement que très peu les écarts par rapport à la ligne des 1,9 cm/an (figure 1.8).

1.1.2.3. *L'influence de la fracturation préexistante de la croûte océanique*

L'influence de la fracturation de la croûte océanique sur la répartition du volcanisme des îles de point chaud a été démontrée aux Marquises (Le Dez, 1996), à Tristan da Cunha (Chevalier & Verwoerd, 1987) et aux Açores (Féraud *et al.*, 1980 ; Searle, 1980). La forme triangulaire du plateau sous-marin, la morphologie générale et les directions structurales de l'archipel des Açores traduisent les interactions entre l'activité du point chaud, l'ouverture de la dorsale médio-Atlantique et la frontière entre les plaques africaine et eurasiatique (Féraud *et al.*, 1980 ; Searle, 1980). La forme allongée des îles de Sao Jorge et Sao Miguel serait ainsi probablement due à la croissance d'édifices adjacents par dynamisme fissural en régime tectonique extensif (Mitchell, 1998).

Issue des premières phases d'ouverture de l'Océan Atlantique, la lithosphère océanique constituant le substratum des Iles Canaries est âgée de plus de 150 Ma. La fracturation de cette lithosphère représente un réseau de faiblesses d'autant plus exploitable par le point chaud que la lithosphère est peu mobile. L'orientation des axes fissuraux éruptifs, des réseaux de dykes et de failles enregistré aux Canaries l'influence de directions structurales majeures (Arozena, 1984) :

- Les directions structurales NNW-SSE à NE-SW (N05°, N20° et N45° étant les plus fréquentes), parallèles à l'axe de l'expansion océanique atlantique, sont présentes sur toutes les îles. L'orientation NNW-SSE est présente dans les massifs anciens de Tenerife (Teno et Anaga), tant au niveau des dykes que des failles (Marinoni & Gudmundsson, 2000). Cette orientation majeure n'imprime toutefois pas sa marque sur la forme de l'île, contrairement à Lanzarote et Fuerteventura, qui sont construites selon un axe N20°. Les deux îles ne sont séparées que par un détroit d'à peine 50m de profondeur et constituent un alignement de volcans boucliers juxtaposés. Les remontées magmatiques auraient initialement forcé leur passage à travers la fragile transition entre croûte continentale et croûte océanique (croûte intermédiaire fracturée). Ce contexte tectonique expliquerait la concentration spatiale du volcanisme des premières îles Canaries le long d'un axe N20°, le principal paramètre de répartition de l'activité volcanique étant la fracturation de la croûte, et non la migration de la plaque africaine sur le point chaud.

Au sein des matériaux sous-marins soulevés de Fuerteventura, les sédiments du Jurassique Supérieur / Crétacé Inférieur sont intensément remaniés par un réseau extrêmement dense (> 90%) de dykes d'alimentation des phases de construction sous-marine de l'île. L'orientation majeure est N20° (Marinoni & Pasquaré, 1994). Les directions secondaires sont rares. Le pendage des sédiments est proche de la verticale, la stratigraphie est souvent inversée et les couches sont affectées de plissements. Les relations entre le clivage et la stratification, et l'orientation des plis mineurs affectant les sédiments ont été interprétées par A.H. Robertson & J.C. Stillman (1979) comme le résultat d'un grand décrochement dextre, orienté nord-sud, se produisant il y a environ 50 Ma (Le Bas *et al.*, 1986).

- Les directions NW-SE (N120°, N135°) souligneraient l'influence de failles transformantes mal définies. La Palma, Tenerife et Gran Canaria sont alignées selon un axe orienté N120°. Sans doute ne s'agit-il que d'une coïncidence. Les formations sous-marines de La Gomera présentent localement des séries de dykes orientés N125°, inclinés vers le sud-ouest (Cendrero, 1971 ; ITGE, non publié). Mais la répartition spatiale du volcanisme selon une hypothétique faille majeure ne serait finalement sensible que sur Tenerife (axe reliant le centre de l'île au Massif du Teno ?).

- Les directions structurales ENE-WSW et E-W ont longtemps été qualifiées de directions "africaines", exprimant ainsi la propagation des structures atlantiques dans la lithosphère océanique et leur influence sur le volcanisme des Canaries (Hernandez-Pacheco & Ibarrola, 1973). Ces théories réfutées, la présence de ces orientations demeure incontournable sur les îles orientales (surtout Lanzarote : Marinoni & Pasquaré, 1994), mais également sur Tenerife (Massif de l'Anaga) et La Gomera. L'influence des directions ENE-WSW est évidente lors des phases de construction sous-marines de La Gomera : l'orientation N60-70° prédominante y est représentée par un réseau très dense de dykes d'épaisseur moyenne (40 cm à 1 m), la plupart du temps subverticaux, parfois légèrement inclinés vers le nord-ouest (Cendrero, 1971 ; ITGE, non publié). Mais l'alignement Tenerife-La Gomera-El Hierro selon une faille majeure N60-70° (Bosshard & Mc Farlane, 1970) demeure hypothétique, au même titre que l'alignement Gran Canaria-Tenerife-La Palma.

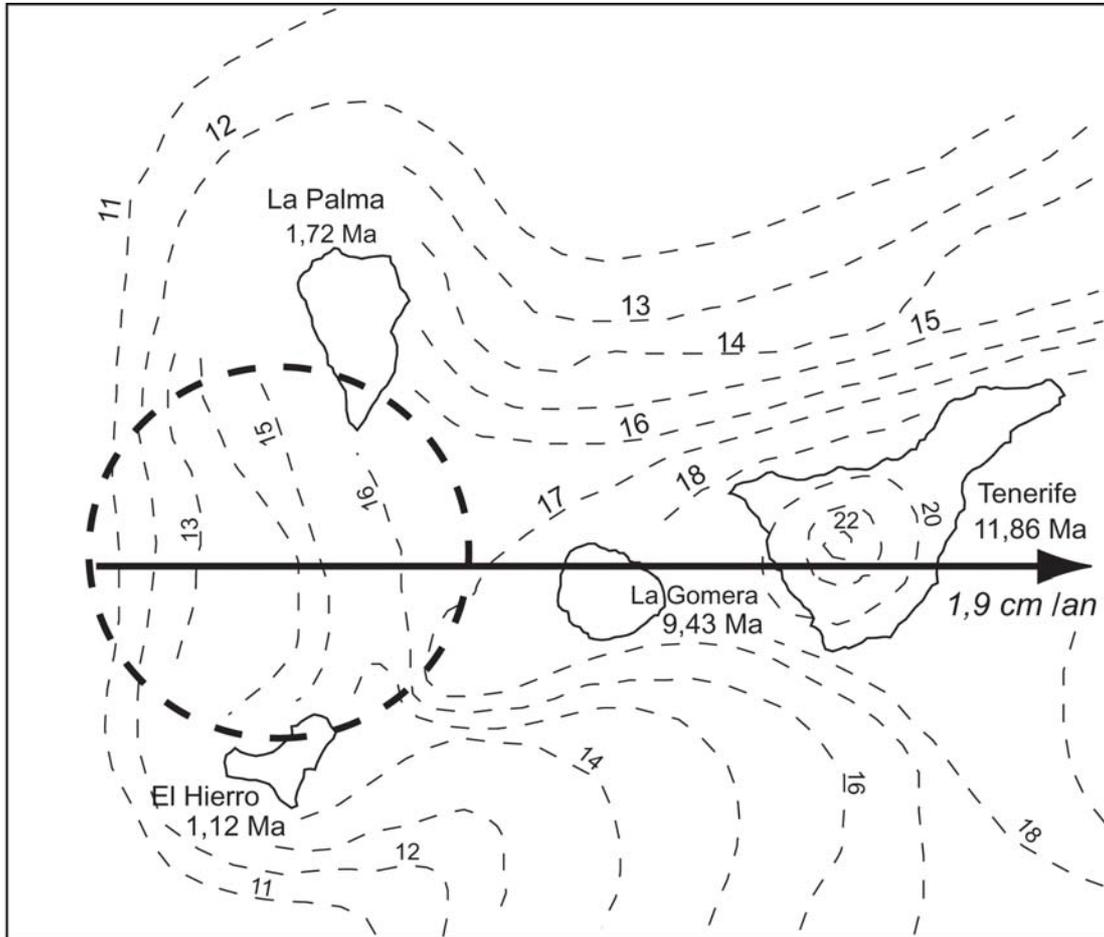


Fig. 1.9 - Dédoulement de l'alignement insulaire des Canaries en une ligne double La Palma - El Hierro : résultat des interactions entre l'affaissement flexural de la lithosphère sous Tenerife et La Gomera, le point chaud situé entre La Palma et El Hierro (cercle en tireté), et la faible mobilité de la plaque africaine (flèche). Les isocourbes représentent la profondeur du Moho en kilomètres, d'après les travaux de Bosshard & McFarlane (1970, *Journal of Geophysical Research* 75-26 p 4903).

1.1.2.4. *Le dédoublement des alignements insulaires en lignes doubles*

Au cours de la formation d'un alignement d'îles à l'aplomb d'un panache mantellique, chaque île se forme alors que les îles formées précédemment imposent une surcharge mécanique sur la lithosphère, matérialisée par un affaissement flexural. Les remontées mantelliques subissent les effets compressifs de telles subsidences. La répartition de l'activité volcanique dépend donc de la géométrie des contraintes exercées par chaque île (affaissements et soulèvements compensateurs), mais aussi de l'élasticité et de l'épaisseur de la lithosphère (Ten Brink, 1991 ; Vogt, 1974). Dans le cas des plaques à mobilité réduite, ces interactions se prolongent davantage dans le temps. Les remontées magmatiques tendent à migrer en périphérie de la zone subsidente, se dédoublant en une ligne double (*dual line*) parallèle à l'axe de migration de la plaque sur le point chaud (Hieronymus & Bercovici, 1999). Le volcanisme s'exprime alors en alternance de chaque côté de la ligne double. La subsidence imposée par Tenerife et La Gomera (Watts, 1994), accentuée par l'approfondissement du plancher océanique vers l'ouest, aurait ainsi retardé l'émersion de La Palma et El Hierro et divisé les remontées magmatiques en une ligne double (figure 1.9). L'écart important entre La Gomera (9,43 Ma) et La Palma – El Hierro (1,72 et 1,12 Ma) apparaît alors moins surprenant.

Les premières phases de construction subaériennes de La Palma sont le fruit d'un volcanisme quasiment continu entre 1,7 et 1,2 Ma (Guillou *et al.*, 2001). L'activité d'El Hierro n'est alors que sous-marine, certainement proche de la surface. Depuis l'émersion d'El Hierro, vers 1,1 Ma (Guillou *et al.*, 1996), les deux îles connaissent par alternance des phases de construction rapide, intercalées entre des phases de volcanisme plus dispersé dans le temps.

Pourquoi ce processus de dédoublement des remontées magmatiques n'intervient-il que pour la partie occidentale de l'archipel ? L'archipel du Cap Vert est composé d'une dizaine d'îles dont la disposition peu classique n'est pas sans rappeler le modèle des *dual-lines*. L'archipel comporte en effet deux branches distinctes : les îles orientales et méridionales sont alignées du nord-est au sud-ouest et les îles du nord-ouest forment une seconde branche. L'âge du volcanisme le long de chaque branche semble enregistrer la progression de la plaque Africaine sur un point chaud (Mitchell-Thomé, 1976). Mais les données concernant cet archipel sont trop

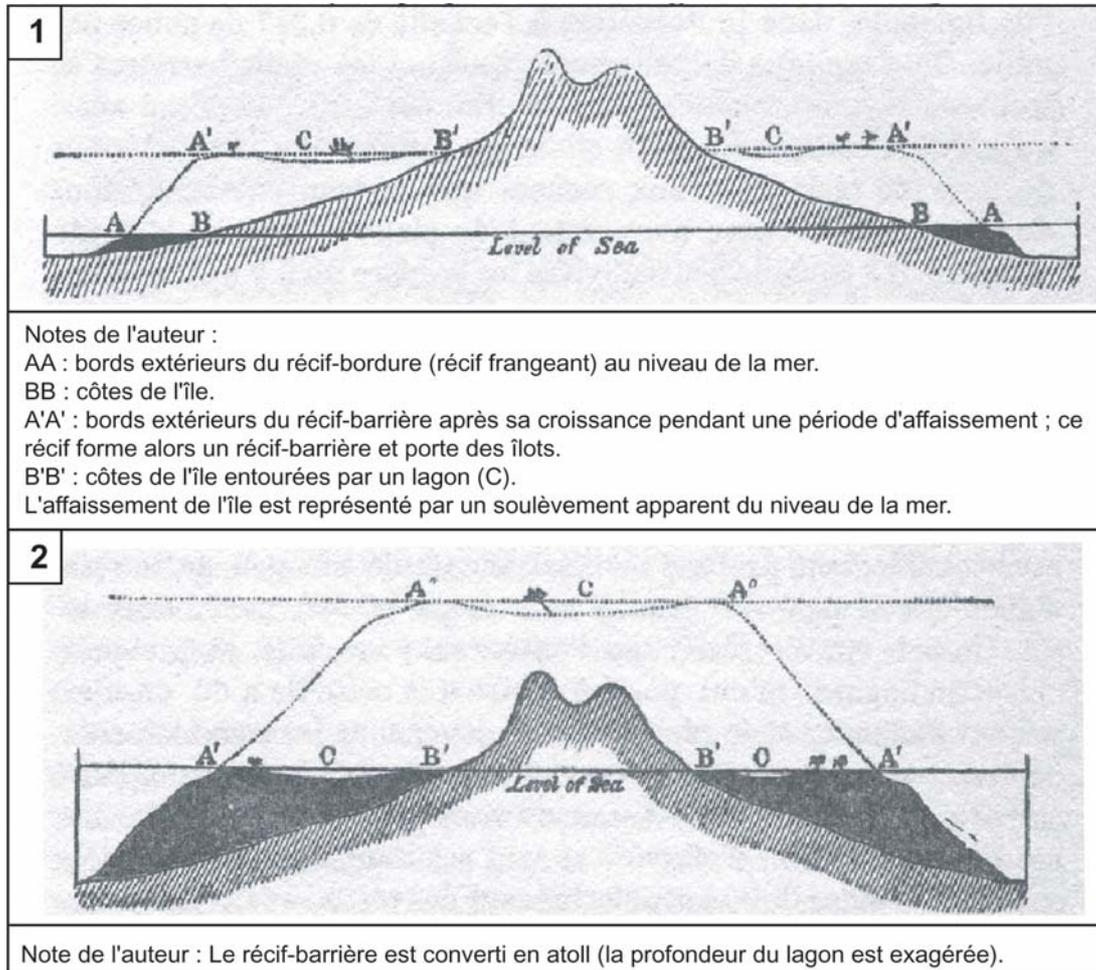


Fig. 1.10. - Théorie de la submersion d'une île volcanique et de la formation d'un atoll selon Charles Darwin (1842, *The structure and distribution of coral reefs*).

disparates pour y reconnaître une ligne double généralisée. Dans le cas des Canaries, la croissance sous-marine de Tenerife, antérieure à 12 Ma, est contemporaine de la formation subaérienne de Gran Canaria (< 14,5 Ma), sans pour autant aboutir à une ligne double. Les émergences de Tenerife puis La Gomera ont juste été retardées par la subsidence active de leurs voisines orientales, soit respectivement Gran Canaria et Tenerife (figures 1.7 et 1.9). L'établissement d'une ligne double n'est finalement pas systématique et semble obéir à des conditions particulières de mobilité, d'épaisseur et d'élasticité de la lithosphère ; conditions qui ne sont pas réunies à proximité immédiate de la marge continentale.

1.1.3. Les mécanismes et les marqueurs de la subsidence des îles de point chaud

1.1.3.1. *Mécanismes et estimations de la subsidence des Iles Hawaï*

Charles Darwin (1842) est considéré comme le fondateur précoce de la théorie de l'évolution des îles volcaniques en atolls (figure 1.10). A partir d'observations en Polynésie et dans l'Océan Indien, C. Darwin se pose la question suivante : "*Sur quoi les Polypes constructeurs de récifs, qui ne peuvent vivre à une grande profondeur, ont-ils basé leurs constructions massives ?*" Sa solution sera très discutée à l'époque car en grande partie intuitive: "*A mesure qu'une île s'affaisse, l'eau recouvre le sol, les montagnes isolées formant d'abord des îles isolées à l'intérieur d'un grand récif, puis enfin le point le plus élevé de l'île disparaît. Dès l'instant de cette disparition, nous avons un atoll parfait*". Les archipels que cite C. Darwin à titres d'exemples ne sont pas tous nés d'un point chaud et ne représentent que les derniers stades d'évolution des îles volcaniques.

Les mécanismes de subsidence des îles, pressentis par C. Darwin (1842) et W.M. Davies (1928), ont depuis été précisés, distinguant deux types de subsidence intervenant à des échelles et des rythmes différents :

- La subsidence thermique de la lithosphère progresse au fur et à mesure que l'île s'éloigne du point chaud, source de chaleur fixe. La trace topographique du bombement thermique à l'aplomb du panache se perd ainsi dans le sens de migration de la plaque. H.W. Menard (1983, 1986) a élaboré un modèle d'évolution de la

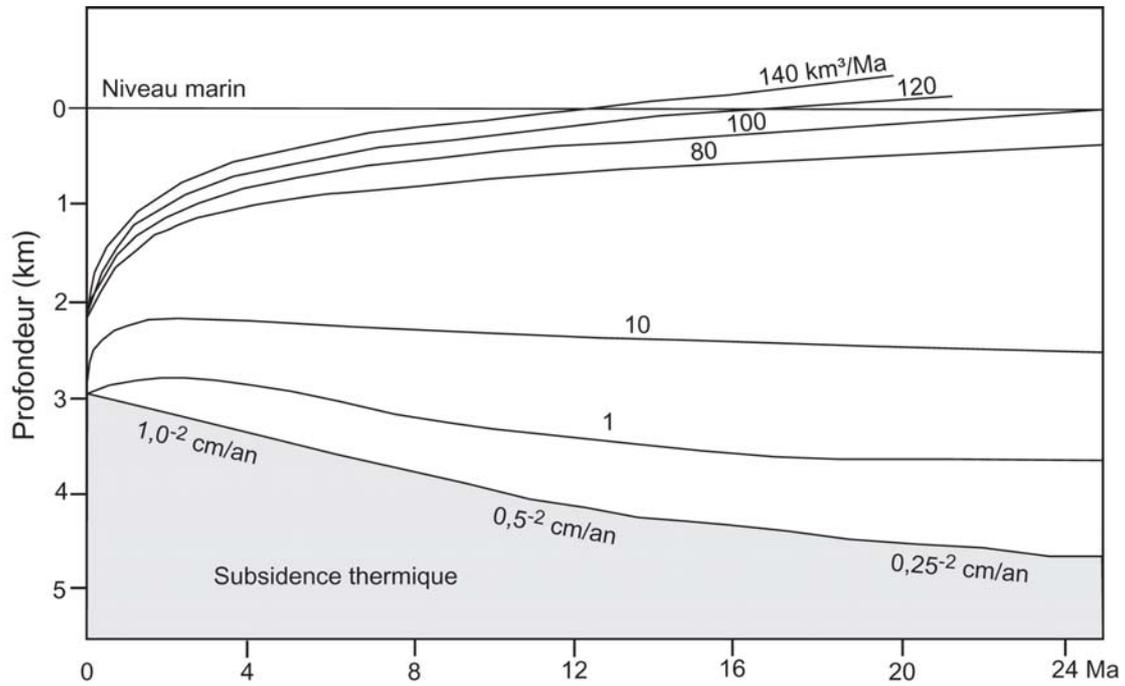


Fig. 1.11 - Le modèle de H.W. Menard (1986) : évolution de la hauteur des volcans-sous-marins en fonction du débit de la production volcanique et de la subsidence thermique de la lithosphère océanique s'éloignant du point chaud (zone de bombement thermique).

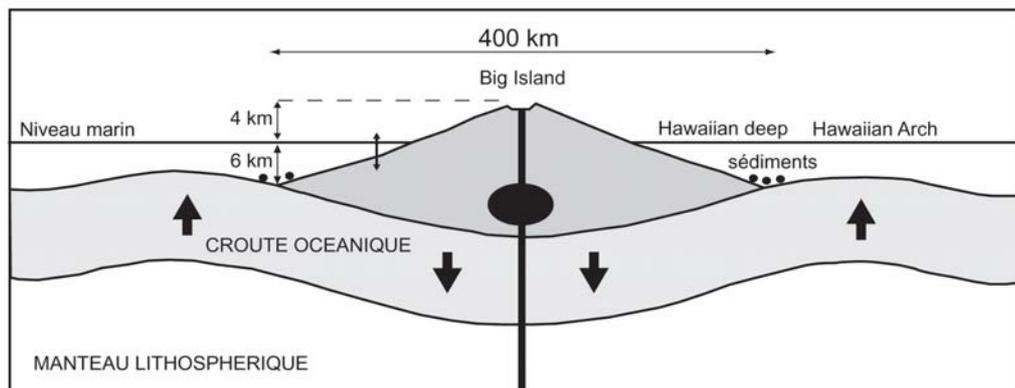


Fig. 1.12 - Subsidence mécanique de la croûte océanique sous un volcan bouclier de type Big Island (Hawaï) et compensation isostatique périphérique (soulèvement de la croûte formant l'Hawaïian Arch). Les sédiments s'accumulent à la charnière entre le bouclier et l'Hawaïian Arch, au niveau de l'Hawaïian Deep (profondeur 6 km).

hauteur des volcans-sous-marins en fonction du débit de la production volcanique et de la subsidence thermique de la lithosphère océanique (figure 1.11).

- La subsidence mécanique (figure 1.12) intervient dès lors que s'accumulent les matériaux volcaniques refroidis, créant une surcharge sur la lithosphère, dont l'épaisseur élastique est alors affectée d'un affaissement flexural (*Hawaiian Deep* : Fornari & Campbell, 1987), compensé en périphérie par des zones soulevées (*Hawaiian Arch*). L'essentiel de la subsidence mécanique est acquis dès les premières centaines de milliers d'années d'existence d'une île (Brousse & Léotot, 1988). Ces mouvements verticaux de la lithosphère s'inscrivent dans le contexte général de bombement lithosphérique thermique.

Le taux de subsidence des Iles Hawaï a été estimé à partir de différents marqueurs : marégraphes, canyons sous-marins, terrasses marines, deltas de lave et récifs coralliens submergés (Moore, 1971 ; Moore & Fornari, 1984 ; Campbell 1986). Les estimations oscillent selon les marqueurs :

- entre 2,4 et 4,1 mm/an (m/ka) pour Hawaï (Big Island), où la subsidence mécanique est à son paroxysme ;
- entre 1,7 et 1,9 mm/an pour Maui et Lanai, où la production volcanique décroissante et l'érosion atténuent la surcharge en matériaux volcaniques ;
- l'île d'Oahu est-elle en équilibre stable ;
- alors que Kauai, en cours de soulèvement, serait située sur la zone de compensation périphérique de la subsidence de Big Island et Maui.

Les effets de la subsidence thermique ne l'emportent que lorsque la plaque Pacifique emporte les îles en dehors de la zone de bombement, large de 800 km autour des Iles Hawaï. Seuls sont concernés les atolls au nord-ouest de Kauai (Necker, Gardner, Midway etc.) et les chaînes sous-marines des Empereurs. Qu'en est-il aux Canaries, dans un contexte géodynamique différent ?

1.1.3.2. Niveaux marins et subsidence aux Iles Canaries

A l'instar de l'absence de bombement thermique, les mécanismes de subsidence sont eux aussi perturbés par la présence de la marge continentale à deux niveaux :

- Absence de subsidence thermique de la lithosphère océanique, dont les effets devraient se faire sentir sur les îles orientales, situées à plus de 400 km du point chaud. Les bases sous-marines de Fuerteventura et Lanzarote reposent sur le talus continental, à la transition entre les lithosphères océanique et continentale.
- Les Salvagen Islands, îlots déserts situés à moins de 200 km au nord de Tenerife, ne devraient leur émergence qu'à un soulèvement isostatique affectant l'épaisseur élastique de la lithosphère en compensation de la subsidence mécanique imposée par les Iles Canaries, en particulier par Tenerife. Les reliefs sous-marins du Madeira–Tore Rise procèdent d'une compensation isostatique comparable, au nord-ouest de l'archipel de Madère (Funchal, Porto Santo). Aux Canaries comme à Madère, les effets d'une éventuelle compensation isostatique périphérique sont limités vers l'est par la marge continentale Africaine (figures 1.5 et 1.6).

Autre critère, l'abondance de niveaux marins sur les îles orientales, du Pliocène Inférieur au Pléistocène Supérieur, n'est pas en faveur d'une subsidence, qu'elle soit d'origine thermique ou mécanique. Les marqueurs d'anciens niveaux marins abondent en milieu volcanique insulaire : plateformes d'abrasion marine, terrasses marines, deltas de progradation volcanique avec pillow-lavas et hyaloclastites, cônes phréatomagmatiques littoraux, paléo-falaises. Tous ces marqueurs sont présents aux Canaries et se trouvent toujours à des altitudes inférieures à 120 m. De nombreux auteurs ont tenté de corréler ces niveaux marins aux phases de transgressions interglaciaires ou à des phases de soulèvement ultérieures (Lyell, 1855 ; Lietz & Schmincke, 1975 ; Meco & Stearns, 1981 ; Pomel, 1986 ; Meco *et al.*, 1997). Certains niveaux marins sont présents à la fois au nord-est de Gran Canaria, au sud et à l'ouest de Fuerteventura et au sud de Lanzarote (tableau 1.2).

	Altitude	Marqueurs	Age
<i>Pliocène Inférieur</i>			
Gran Canaria	70-120 m	conglomérat marin et sables	> 4,37 Ma
Fuerteventura	50-60 m	plateforme d'abrasion et sables	> 5 Ma
Lanzarote	55-60 m	plateforme d'abrasion et galets	> 6,7 Ma
<i>Pliocène Supérieur</i>			
Fuerteventura	10-20 m	terrasses marines	< 3 Ma
Lanzarote	10-20 m	terrasses marines	< 2,7 Ma
<i>Pléistocène Supérieur</i>			
Gran Canaria	12 m	terrasses marines	
Fuerteventura	3-5 m	terrasses marines	
Lanzarote	3-5 m	terrasses marines	

Tableau 1.2 - Corrélations entre les niveaux marins présents sur Gran Canaria, Fuerteventura et Lanzarote. Les âges sont donnés par des datations K-Ar de coulées situées sous (<) ou sur (>) les marqueurs de niveau marin. Les altitudes indiquées sont les altitudes maximales atteintes par les marqueurs en plusieurs endroits.

Les différences d'altitude dépendent du type de marqueur. Pour un même niveau marin, le décalage peut atteindre 10 m entre des calcarénites de plateforme d'abrasion et des sables de haut de plage. Ces différences d'altitude sont aussi le reflet d'une tectonique locale, liée aux régénérations ponctuelles de l'activité volcanique et à de petits réajustements isostatiques. Nous y reviendrons ultérieurement.

Les nombreux niveaux marins pléistocènes répertoriés sur les côtes de Tenerife indiquent que l'île n'est plus en phase de subsidence mécanique. Le sondage hydrogéologique effectué dans le Barranco de Valle Gran Rey n'a révélé aucun niveau marin (Pomel, 1986). Seules les larges embouchures de certains barrancos seraient propices à l'établissement et à la conservation de terrasses marines car de hautes falaises cernent la quasi totalité des côtes de l'île. D'après nos travaux de terrain, les seuls marqueurs de niveaux marins sont des cônes phréatomagmatiques littoraux intercalés dans les falaises à des altitudes toujours inférieures à 100 m. Mais ces marqueurs ne sont pas très fiables. Outre les variations eustatiques, l'île serait en situation de stabilité de son niveau de base depuis au moins 2 millions d'années.

En l'absence de bombement thermique et dans un contexte de ligne double active, les îles occidentales de La Palma et El Hierro devraient subir une subsidence mécanique rapide. Mais tous les marqueurs de niveaux marins observés, notamment à La Palma, sont en adéquation avec les variations eustatiques quaternaires : anneaux surtseyens, pillow-lavas, beach-rocks, deltas de progradation volcanique (Guillou *et al.*, 1998).

Les reliefs sous-marins de Concepcion Bank sont considérés comme les premières constructions volcaniques liées à l'activité du point chaud des Canaries (Hoernle *et al.*, 1991). Mais s'agit-il de reliefs restés sous-marins ou de résidus d'îles submergées ? Les marqueurs de niveaux marins ne montrant aucune forme de subsidence des îles les plus anciennes, l'érosion serait dans ce dernier cas seule responsable de la "submersion" progressive des îles. Le terme de submersion est plus approprié aux îles affectées par une subsidence thermique (atolls du Pacifique), paramètre omniprésent dans le modèle hawaïen et absent aux Canaries.

1.1.3.3. *Le soulèvement endogène des formations volcaniques sous-marines*

« Les îles de haute mer ont probablement été formées ainsi par le soulèvement d'une partie du sol sous-marin. » Strabon (Livre VI)

Dans un contexte océanique, la succession des phases de remontées magmatiques engendre le soulèvement mécanique de formations volcaniques (*pillow-lavas*, hyaloclastites, brèches) et sédimentaires (sédiments hémipélagiques) sous-marines qui affleurent à La Palma, La Gomera, Fuerteventura (Canaries), mais aussi à Maio (Cap Vert) et à Porto Santo (Madère). La mise à l'affleurement de ces formations nécessite l'érosion de centaines de mètres de matériaux volcaniques subaériens selon des conditions qui seront discutée tout au long de notre travail.

Les affleurements les plus significatifs se situent à Fuerteventura, où l'érosion généralisée des séries volcaniques subaériennes a ouvert une fenêtre de 300 km² dans les racines de l'île, et à La Palma, où leur altitude atteint 1600 m au pied des parois de la Caldera de Taburiente. A La Gomera, les affleurements de matériaux sous-marins se

limitent au secteur d'Arguamul, sur la côte nord-ouest de l'île.

Le terme de "complexe de base" a longtemps été utilisé pour désigner les formations sous-marines, mais aussi l'ensemble des intrusions magmatiques ultérieures, responsables du soulèvement (Staudigel *et al.*, 1986 ; Cendrero, 1971) : réseau de dykes et de sills dont l'épaisseur cumulée dépasse fréquemment 90 %, corps plutoniques basiques (gabbros, werhlites, pyroxénites, amphibolites). A Fuerteventura et La Gomera, certaines coupes présentent sept à huit générations de dykes. Les formations sous-marines sont intercalées entre ces formations intrusives ultérieures.

A Fuerteventura et à La Gomera, de fines couches de sédiments hémipélagiques issus de la marge continentale africaine sont remaniées et soulevées par l'activité volcanique sous-marine. La composition minéralogique de ces sédiments pélitiques (grains de quartz, feldspaths alcalins et muscovite en matrice argileuse) traduit à Fuerteventura leur origine continentale : érosion des roches cristallines précambriennes et des roches métamorphiques paléozoïques de l'Anti-Atlas. Les fossiles indiquent un âge Jurassique Supérieur - Crétacé Inférieur à Fuerteventura (Fuster, 1968b ; Robertson & Stillman, 1979) et Pliocène Supérieur à La Palma (Middlemost, 1972 ; Staudigel *et al.*, 1986), ce qui donne une estimation par défaut des débuts du volcanisme sous-marin de ces deux îles situées aux extrémités est et ouest de l'archipel. Il n'y a pas de fossiles à La Gomera. Les coulées sous-marines portées à l'affleurement sont toujours très altérées et se prêtent très mal aux datations radiométriques.

Etant donné l'âge Pliocène Inférieur des sédiments sous-marins remaniés et l'altitude de 1600 m atteinte par le "complexe de base" à La Palma, la vitesse de soulèvement est d'au moins 0,5 m/ka. Les marqueurs de niveaux marins n'enregistrent aucun soulèvement d'une telle importance depuis 923 ka (âge maximum des coulées en bord de mer, cf. Guillou *et al.*, 2001). L'apparente contradiction entre la stabilité de La Palma, selon les niveaux marins, et le soulèvement des formations sous-marines n'inspire que des hypothèses :

1. L'essentiel de ce soulèvement était acquis dès 0,9-1 Ma, soit une vitesse de soulèvement d'au moins 0,8 m/ka (Carracedo *et al.*, 1999a). Nous ne disposons malheureusement pas de marqueurs de niveaux marins de cette période à La Palma.

2. Le soulèvement n'est pas enregistré par les marqueurs de niveaux marins car coïncidant avec une période de remontée eustatique (Pléistocène Inférieur, *alias* Günz). Cette hypothèse est éliminée dans la mesure où le soulèvement atteint 1600 m.

3. Ce soulèvement est **endogène**, central et compensé en périphérie par l'accumulation de coulées de lave le long de rift-zones, ce qui sous-entend une répartition décentralisée du volcanisme. Le fragile équilibre du niveau de base de La Palma serait la conjonction de tous ces paramètres : soulèvement central, surcharge latérale, fonctionnement en ligne double avec El Hierro. Il est difficile de trancher entre la première et la troisième hypothèse.

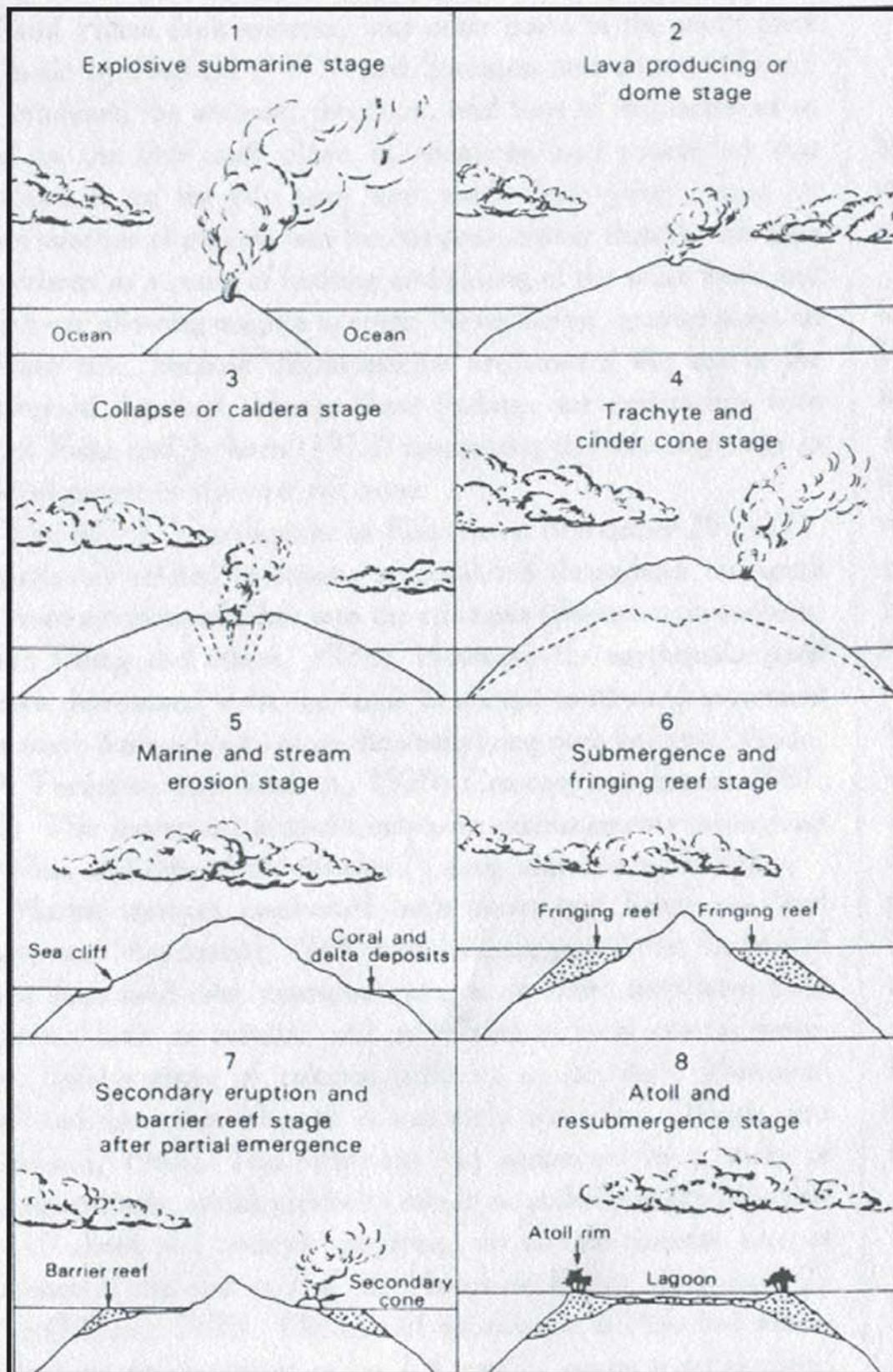


Fig. 1.13 - Séquence d'évolution des îles volcaniques du Pacifique, proposée par H.T. Stearns en 1946 (Geology of the Hawaiian Islands. Hawaii Division of Hydrography Bulletin 8).

1.2. L'évolution volcanique et morphologique des îles de point chaud

1.2.1. Le modèle classique d'évolution des îles Hawaï

1.2.1.1. *Le modèle de H.T. Stearns (1946)*

La première séquence complète d'évolution des alignements insulaires est proposée par H.T. Stearns en 1946 (figure 1.13). Prolongeant le modèle de C. Darwin par l'analyse des phases volcaniques, ce modèle basé sur l'archipel d'Hawaï restera une référence pendant près de quatre décennies. Il comprend huit stades d'évolution :

1. Le stade sous-marin explosif (*explosive submarine stage*) : H.T. Stearns évoque sous cette appellation les éruptions phéatomagmatiques typiques des phases d'émersion d'une île volcanique.
2. Le stade de volcan bouclier. Notez l'emploi du mot *dome*, le terme de bouclier n'étant pas encore utilisé à l'époque. La mention *lava-producing* souligne le caractère essentiellement effusif des dynamismes éruptifs.
3. Le stade d'effondrement central (*collapse or caldera stage*).
4. Le stade "trachytique avec cônes de cendres" traduit le caractère plus différencié des produits volcaniques émis lors d'éruptions stromboliennes.
5. Le stade d'"érosion marine et torrentielle", intervenant uniquement lorsque cesse l'activité volcanique, ce qui paraît un peu réducteur.
6. Le stade de submersion diffère uniquement du stade précédent par la formation d'un récif corallien frangeant.
7. Le stade de reprise mineure de l'activité volcanique, avec non plus un récif frangeant mais un récif-barrière, du fait de la subsidence et de l'érosion de l'île. Un lagon sépare l'île du récif-barrière.
8. Le stade d'atoll : submersion totale du noyau volcanique de l'île.

Ce modèle a connu de nombreux aménagements, notamment en ce qui concerne l'instabilité des volcans-boucliers océaniques dès leurs premières phases d'évolution. G.A. McDonald *et al.* (1983) précisent qu'il n'y a pas de stade "caldera", ni même de stade de remplissage de la caldera par de nouvelles coulées, mais que l'instabilité centrale des volcans-boucliers est chronique. Les plongées en submersibles ont entre temps fourni des informations sur les dynamismes éruptifs et la nature géochimique des produits volcaniques lors des stades de construction sous-marins.

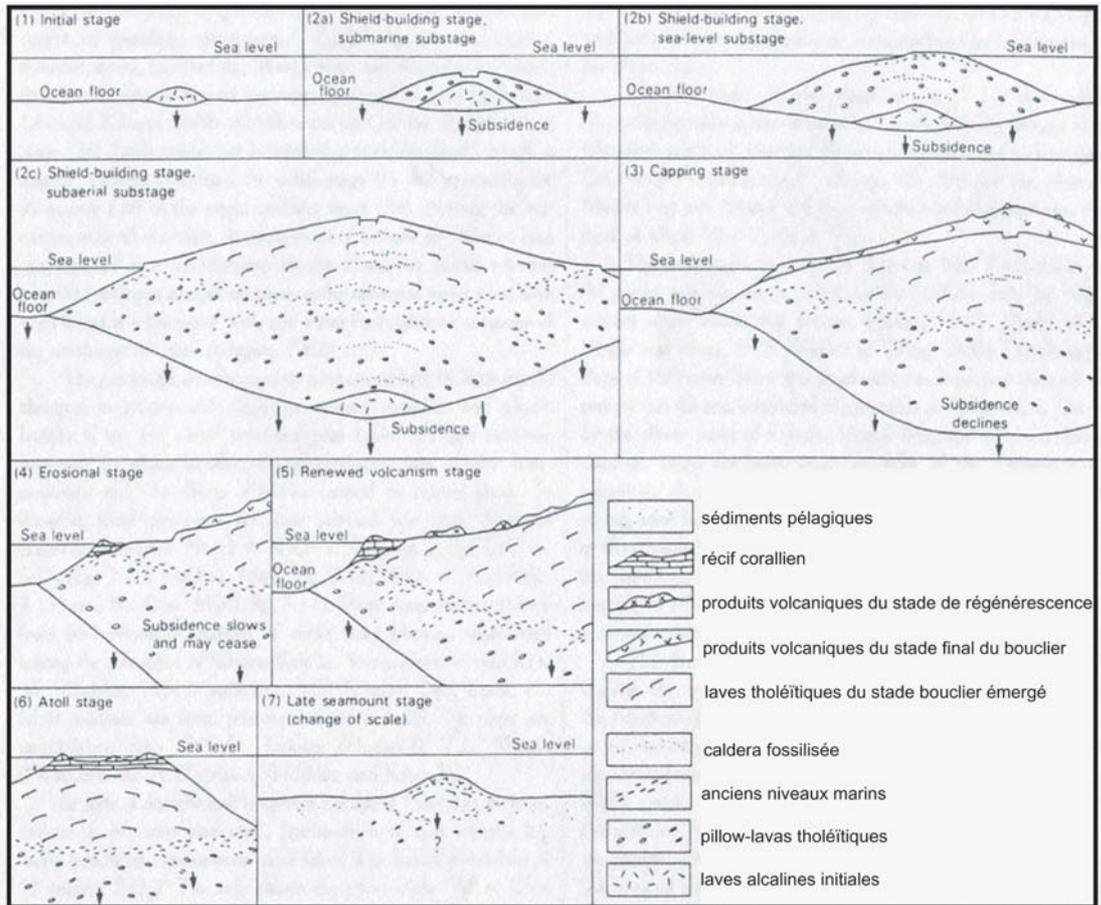


Fig. 1.14 - Modèle d'évolution des volcans Hawaïens, proposé par D.W. Peterson et R.B. Moore en 1987 (U.S. Geological Survey Professional Papers 1350 p169). NB : Les conduits d'alimentation et les chambres magmatiques superficiels ne sont pas figurés dans un souci de simplicité. La longueur des flèches indique l'importance de la subsidence crustale causée par la surcharge en matériaux volcaniques.

1.2.1.2. Une référence : le modèle de D.W. Peterson et R.B. Moore (1987)

Intégrant tous ces paramètres, la séquence proposée par D.W. Peterson et R.B. Moore (1987) est finalement la plus complète et fait office de référence. Divisé en sept stades, le modèle privilégie essentiellement des données volcano-structurales, pétrologiques et des datations radiométriques (figure 1.14) :

- I. Le stade initial (*initial stage*) est le fruit des premières éruptions volcaniques sous-marines. Les laves sont de nature alcaline. Ce stade durerait entre 100 et 250 ka selon les auteurs (Frey *et al.*, 1990 ; Guillou *et al.*, 1997a).
- II. Le stade bouclier actif (*shield-building stage*), principal stade de construction volcanique, est divisé en trois étapes :
 - a. le stade bouclier immergé diffère du stade initial par une augmentation du débit des éruptions, dont les laves sont tholéïtiques (volcan Loihi, culminant à -935 m de profondeur au sud de Big Island) ;
 - b. le stade d'émersion (*sea-level substage*, stade non représenté à Hawaï) ;
 - c. le stade bouclier émergé, avec déjà des structures d'effondrements centraux (partie sud de Big Island : volcanisme actif du Mauna Loa et du Kilauea).
- III. Le stade final d'activité du bouclier (*capping stage*) connaît un ralentissement de la fréquence et du débit des éruptions, le déplacement de la plaque éloignant l'île de la source magmatique mantellique. La partie nord de Big Island est à ce stade d'évolution (Mauna Kea, Hualalai), dont la durée est estimée entre 150 ka et 250 ka (Frey *et al.*, 1990 ; Guillou *et al.*, 1997a).
- IV. Le stade d'érosion se limite curieusement à l'apparition d'un récif frangeant.
- V. Le stade de régénérescence ponctuelle de l'activité volcanique voit apparaître de petits appareils volcaniques périphériques, comme le mentionnait H.T. Stearns (1946). Le meilleur exemple est la partie ouest de l'île de Maui (1,3 Ma).
- VI. Le stade d'atoll, au nord-ouest de l'archipel (figure 1.10) apparaît au bout de 10 Ma d'évolution (premier atoll de l'archipel : Necker, 10,2 Ma).
- VII. Le stade sous-marin inactif voit disparaître les récifs coralliens sous les effets de la subsidence, plus rapide que la vitesse de croissance des coraux à la latitude la plus septentrionale des Iles Hawaï (au delà de 30°N).

La construction du volcan bouclier Hawaïen, du stade 1 au stade 3, dure finalement entre 1 Ma (Moore & Clague, 1992) et 1,4 Ma (Guillou *et al.*, 1997a), dont 700 à 800 ka de construction subaérienne. Les phases de régénérescences (stade 5) sont négligeables en terme de volume produit par activité volcanique.

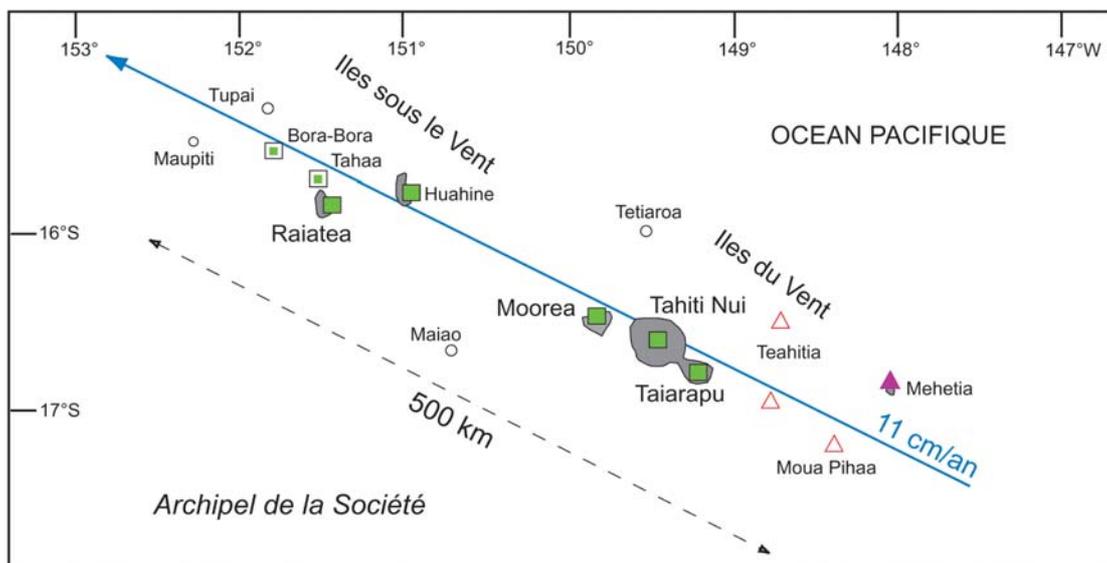
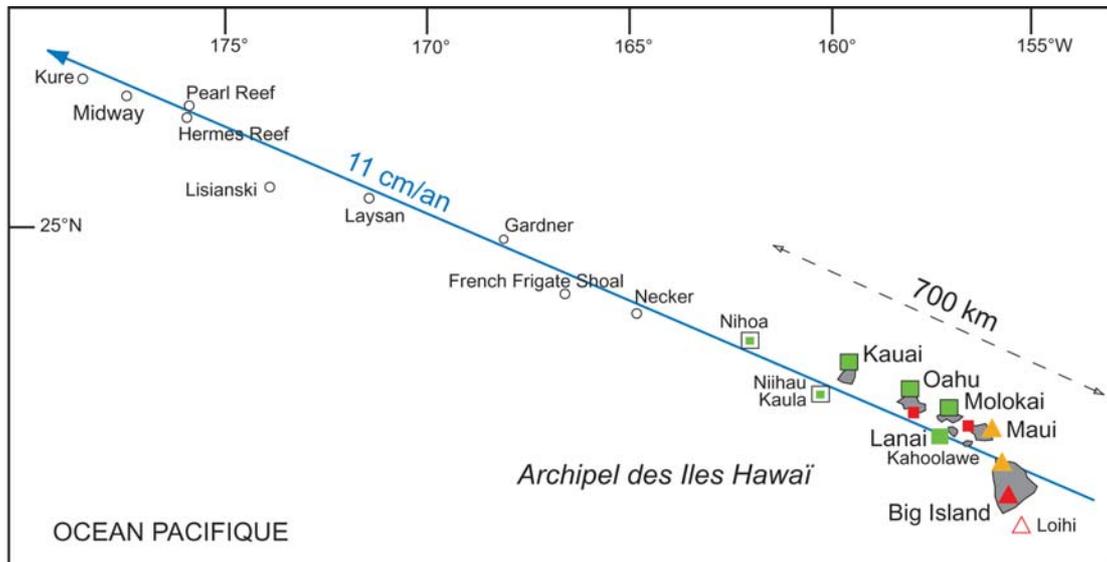


Fig. 1.15 - Séquences d'évolution des archipels de la Société et d'Hawaï. Les flèches bleues indiquent le sens de migration de la plaque Pacifique, à la vitesse de 11 cm/an. Les symboles font référence à la classification de D.W. Peterson et R.B. Moore (1987), complétée pour le stade 4.

2a : stade du bouclier actif immergé ; 2b : stade d'émersion ; 2c : stade du bouclier actif émergé ; 3 : stade final d'évolution du bouclier ; 4a : stade de cessation de l'activité sans récif corallien ; 4b : avec récif frangeant ; 4c : avec récif-barrière ; 5 : stade de régénérescence du volcanisme ; 6 : stade d'atoll.

Le modèle de D.W. Peterson et R.B. Moore (1987) s'applique en partie à d'autres archipels du Pacifique (figure 1.15). L'archipel de la Société présente sur une distance de plus de 500 km un modèle d'évolution morphologique comparable, des édifices en cours d'émersion au sud-est (Mehetia, Mouha Pihaa), aux volcans boucliers à récif frangeant (Tahiti, Moorea), à récif-barrière (Raiatea, Bora-Bora) puis aux atolls en voie de submersion vers le nord-ouest (Maupiti, Tupai). Les stades 3 (stade final d'activité du bouclier) et 5 (stade de régénérescence volcanique ponctuelle) ne sont toutefois pas présents en Polynésie Française. L'activité volcanique actuelle est circonscrite au domaine sous-marin, au sud-est de Tahiti et au sud-est des Australes (Binard *et al.*, 1991). Les îlots de Tetiaroa et Maiao, qui se trouvent à une distance beaucoup plus proche du point chaud que ne le laisseraient penser leurs stades d'évolution avancés, subissent les effets de la subsidence mécanique imposée par la surcharge pondérale des volcans-boucliers de Moorea et Tahiti (Tahiti Nui et Tairapu), alors que Makatea, atoll des Tuamotu soulevé à 113 m, est situé sur le bombement périphérique compensateur (Brousse & Léotot, 1988 ; Mohrange, 1990).

La principale critique aux deux séquences présentées est la mention de "stade d'érosion". Pourquoi ne pas qualifier ce stade, certes incontestable, par la simple cessation de l'activité volcanique ? L'érosion est un paramètre présent d'un bout à l'autre de la séquence d'évolution. Son rapport de force avec l'activité volcanique tourne à son avantage dès le stade 3 (activité finale du bouclier). Or les stades 3, 4 et 5 sont maladroitement appréhendés dans la littérature car les critères pétrologiques et volcano-structuraux traditionnellement privilégiés deviennent insuffisants. C'est pourquoi il faut réintroduire les critères géomorphologiques, qui furent au départ le principal moyen de différenciation des stades d'évolution. Conscients de ces lacunes, D.W. Peterson et R.B. Moore (1987) conviennent des nombreuses exceptions inhérentes à tout modèle : transitions progressives entre chaque stade, superpositions, lacunes et régénérescences d'un stade à l'autre.

Dans un contexte géodynamique de plaque à déplacement lent et de marge continentale proche, les exceptions au modèle Hawaïen s'expriment davantage. Il faut alors faire la part des choses entre l'application de ce modèle et l'expression des particularités géodynamiques régionales présentées précédemment.

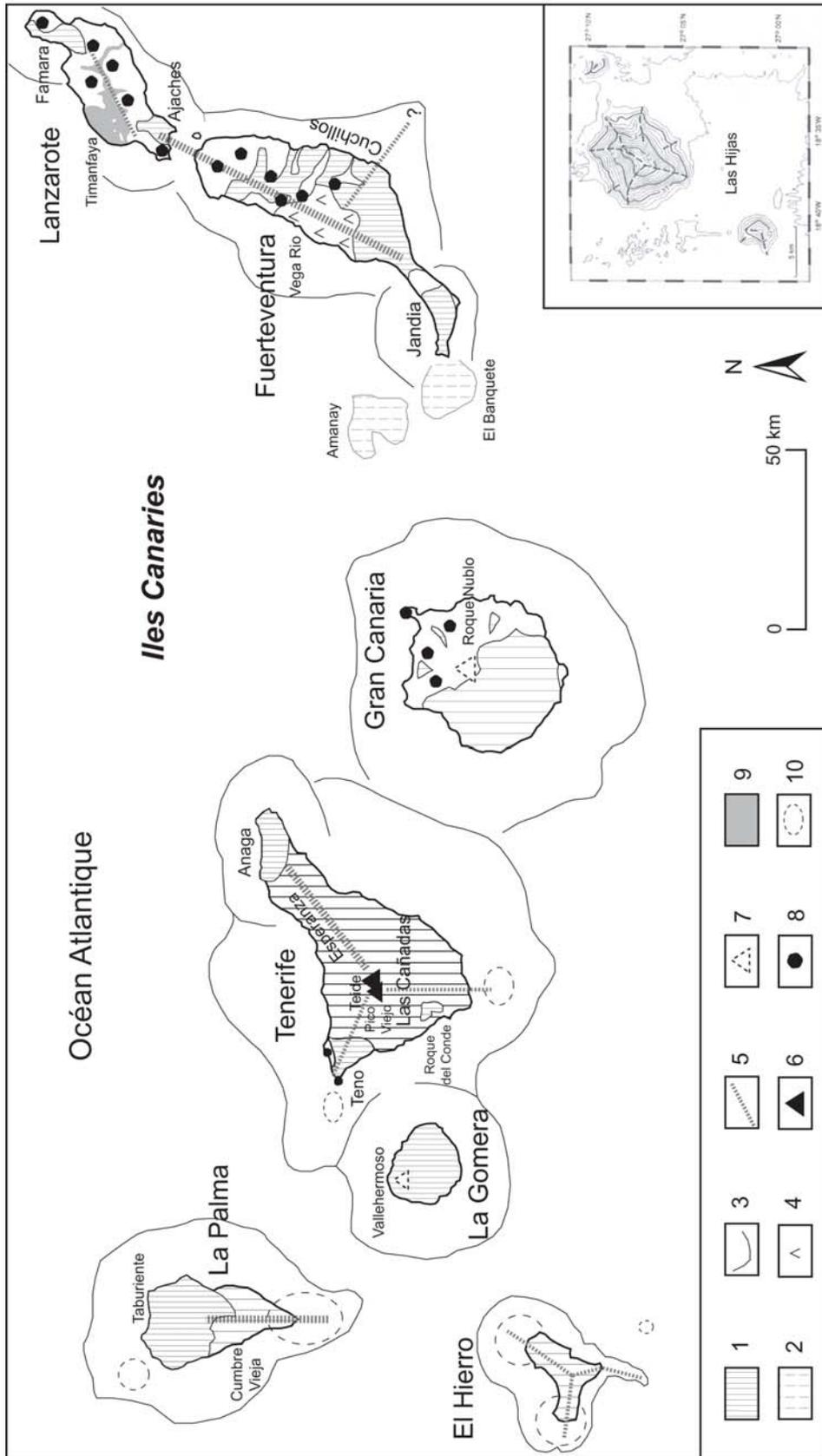


Fig. 1.16 - Les principales structures volcaniques des Iles Canaries. 1 : volcans boucliers (phases de construction subaérienne) ; 2 : volcans boucliers sous-marins ; 3 : bases sous-marines des volcans boucliers émergés ; 4 : complexe hypovolcanique ; 5 : rift-zones ; 6 : reliefs résiduels de stratovolcan ; 7 : reliefs résiduels de stratovolcan ; 8 : centres éruptifs secondaires (phases de régénérescence des îles orientales) ; 9 : champs de lave de l'éruption de 1730-36 à Lanzarote ; 10 : zones de concentration de cônes volcaniques sous-marins. Encadré : carte bathymétrique des volcans sous-marins Las Hijas (source Rihm et al., 1998, Terra Nova 10-3 p120).

1.2.2 L'évolution des paysages et reliefs volcaniques d'ouest en est aux Iles Canaries

Depuis les autres îles, Gran Canaria, La Gomera, El Hierro et la partie nord de La Palma présentent une silhouette massive, typique des volcans boucliers, avec des pentes moyennes comprises entre 6 et 12°. Leur profil en forme de dôme surbaissé sortant de l'océan cache une grande complexité structurale et un relief parfois très découpé. Les Iles Canaries étant au nombre de sept ne signifie en rien qu'il y a sept édifices volcaniques indépendants (figure 1.16). Chaque île est en fait composée d'un ou plusieurs volcans boucliers composites, juxtaposés et en partie superposés (Tenerife), et dont il ne subsiste parfois qu'une moitié (Anaga à Tenerife, Jandia à Fuerteventura et Famara à Lanzarote), ou quelques reliefs résiduels (Roque del Conde à Tenerife, Cuchillos de Fuerteventura, Ajaches à Lanzarote). Pour ces raisons, il est parfois préférable de parler de massifs volcaniques, dont la structure est effectivement volcanique, mais dont les formes de relief traduisent l'exploitation de cette ossature par l'érosion.

Les données bathymétriques révèlent d'autres édifices volcaniques et fournissent des indices supplémentaires car l'île représente finalement moins de 10 % du volume total depuis le plancher océanique. En regroupant des données bathymétriques, gravimétriques, sismiques et magnétiques, J.F. Lénat (2000) discerne à la Réunion au moins quatre volcans boucliers, et non deux comme la partie émergée le laisse supposer (Piton des Neiges, Piton de la Fournaise).

D'ouest en est, nous distinguerons plusieurs types de reliefs volcaniques et les paysages qui leur sont associés. Outre les paramètres climatiques comme l'opposition entre façades nord et façades sud, ou l'étagement avec l'altitude, l'évolution des paysages est contrôlée par le rapport de force entre la construction de reliefs volcaniques et leur destruction, progressive ou instantanée. Les principales formes de relief sont d'ouest en est : les "dorsales"¹ des îles occidentales, les "édifices anciens" et les stratovolcans des îles centrales, les reliefs résiduels et les formes de régénérescence volcanique des îles orientales.

¹ Ces termes font référence aux appellations locales.



Photo 1.1 - Le cône et les coulées de l'éruption du Teneguia en 1971, à la pointe sud de la Cumbre Vieja (rift-zone nord-sud de La Palma).



Photos 1.2 et 1.3 - Surfaces de coulées pahoehoe holocènes du sud d'El Hierro (près de Tacoron en haut, près de La Restinga en bas).

1.2.2.1. Les "dorsales" des îles occidentales : le volcanisme de rift-zone

Les paysages d'El Hierro, de la Cumbre Vieja (partie sud de La Palma) et de la Dorsale Esperanza (Tenerife) sont marqués par l'enchevêtrement de coulées et la superposition de cônes parsemés de cendres et scories volcaniques. La végétation (cactus, pins ou genévriers suivant l'altitude) est un marqueur d'ancienneté des formations volcaniques. La recolonisation des cônes est plus rapide que celle des coulées. Les sols sont peu évolués : lithosols sur les coulées, régosols sur les pyroclastites, éventuellement des sols bruns sous couvert forestier feuillu et des sols rouges sous les pinèdes. Huit des onzes éruptions répertoriées depuis la Conquête Espagnol des îles (XVe siècle) se sont produites sur la Cumbre Vieja (1585, 1646, 1677-78, 1712, 1949, 1971) et la Esperanza (1704-1705, 1705). L'absence d'éruptions à El Hierro durant les 500 dernières années occulte le fait que l'île est la plus jeune de l'archipel (1,1 Ma). Plus de 500 cônes sont visibles en surface et 300 autres seraient masqués par des produits volcaniques postérieurs.

Les appellations locales de "dorsale" ou "cumbre" font référence à la morphologie qui caractérise la Cumbre Vieja et la Dorsale Esperanza : grandes rides ou crêtes allongées sur plusieurs dizaines de kilomètres, flancs plus pentus que ceux des boucliers (en moyenne 15-20°), altitude avoisinant les 2000 m (1949 m pour la Cumbre Vieja, 2387 m pour la Esperanza). Ces reliefs le long desquels se concentrent les fissures et les centres éruptifs sont appelés *rift-zones*. Le terme, d'origine anglophone, est admis sous cette forme dans la littérature francophone. L'activité des volcans boucliers, aux Canaries comme à Hawaï, n'est en effet pas uniquement localisée au niveau des zones sommitales, mais également décentralisée le long d'axes privilégiés par l'ascension magmatique. La Cumbre Vieja et la Esperanza sont des *rift-zones* prolongeant respectivement le bouclier nord de La Palma (Taburiente) vers le sud et le bouclier central de Tenerife (Las Cañadas) vers le nord-est (figure 1.16). Les profondes galeries d'adduction d'eau creusées dans la Cumbre Vieja et la Esperanza représentent une extraordinaire occasion de pénétrer au coeur même de la rift-zone et d'étudier le réseau de fractures et de centaines de dykes quasiment parallèles les uns aux autres. La densité et le parallélisme des dykes augmentent avec la profondeur (Carracedo, 1994). Nombre d'entre eux n'ont engendré aucune éruption. Le forçage ascensionnel vertical et distensif du magma perd en puissance en se rapprochant de la

surface. Il s'adapte alors plus volontiers aux fractures préexistantes. Les effets en surface de la concentration de l'ascension magmatique le long de la rift-zone sont donc plus dispersés. La majorité des centres éruptifs et des dykes déchaussés sont toutefois grossièrement alignés dans l'axe de la rift-zone. Les coulées, de nature essentiellement basaltique, s'écoulent préférentiellement vers la mer, perpendiculairement à cet axe. A La Palma et El Hierro, les plus fortes teneurs de dégazage diffus en CO₂, CH₄ et H₂ au niveau du sol sont logiquement réparties le long des rift-zones (Galindo *et al.*, 2001).

D.J. Mc Farlane et W.I. Ridley (1968) furent les premiers à interpréter la distribution des anomalies de Bouguer à Tenerife comme le résultat de concentrations de dykes suivant trois branches distinctes, se rejoignant au centre de l'île et séparées par des angles de 120°. Cette distribution symétrique en trois rift-zones est le mode de fracturation le moins contraignant pour un corps magmatique progressant verticalement à travers la croûte (Carracedo, 1994). La rift-zone Esperanza, branche nord-est (N 55°), est la plus développée et semble évoluer indépendamment du bouclier central (Las Cañadas). Les deux autres branches ne forment pas de "*dorsale*" ou de "*cumbre*" mais se traduisent aussi par une forte densité de centres éruptifs en direction du sud (N 175°) et du nord-ouest (N 295°). Les éruptions de 1706 et 1909, la dernière à Tenerife, se sont produites au niveau de la rift-zone nord-ouest, qui présente un paysage extrêmement marqué par l'activité volcanique récente. Reliant le bouclier central aux massifs anciens du Teno, de l'Anaga et du Roque del Conde, les trois rift-zones de Tenerife sont les axes majeurs de sa construction et expliquent en grande partie la forme triangulaire de l'île.

Comme en témoigne sa forme particulière, El Hierro se construit selon le même modèle à trois branches (N 35°, N 155° et N 275°), mais sans bouclier central pour l'instant. Remarquez que certaines directions structurales, évoquées précédemment comme les témoins d'hypothétiques failles majeures (paragraphe 1.1.2.2.), coïncident en fait avec les orientations de ces rift-zones locales, dont l'existence est prouvée. L'expression du modèle théorique de rift-zone triple à 120° nécessite de surcroît une croûte peu fracturée avant l'arrivée du magma (Carracedo, 1994).

Si la construction volcanique est guidée par les rift-zones dès les premiers stades de construction, comment aboutit-on à la formation d'un volcan-bouclier tel qu'on le

conçoit de manière classique ? La forme arrondie et le relief de Gran Canaria et La Gomera ne suggèrent aucune rift-zone majeure. L'accumulation de dykes refroidis dans l'axe d'une rift-zone constitue progressivement un obstacle pour les intrusions ultérieures qui tendent à migrer en périphérie de l'axe. Les reliefs volcaniques de rift-zones voient ainsi leur géométrie se diversifier avec le temps. Les réseaux de dykes subparallèles, dégagés par érosion différentielle à La Gomera, sont les témoins d'anciennes rift-zones. Le pendage vers l'est des séries volcaniques miocènes de la côte ouest de Gran Canaria souligne le fait que la forme relativement simple de l'île cache une grande complexité volcano-structurale.

1.2.2.2. *Les reliefs volcaniques sous-marins autour des îles occidentales*

Les trois rift-zones d'El Hierro et les rift-zones nord-ouest et sud de Tenerife et la Cumbre Vieja se prolongent sur leurs flancs immergés par des reliefs sous-marins en rides massives, ponctuées de multiples petits cônes, appelés pinacles, leur donnant un aspect chaotique. Les flancs des parties plus anciennes sont dépourvus de pinacles et présentent une alternance de crêtes et ravins perpendiculaires à l'axe de la rift-zone. La hauteur de ces édifices volcaniques ne dépasse pas 300 m. Isolé à environ 40 km au sud-est d'El Hierro, le volcan sous-marin Henry atteint exceptionnellement 600 m de haut. La Cumbre Vieja et la rift-zone sud d'El Hierro se poursuivent respectivement sur 28 et 38 km jusqu'aux isobathes 3000 m et 3700 m (Urgeles *et al.*, 1999 ; Gee *et al.*, 2001).

Des investigations géophysiques ont récemment révélé l'existence de trois petits édifices volcaniques sous-marins, baptisés Las Hijas (Rihm *et al.*, 1998), alignés selon une direction NE-SW à environ 100 km au sud-ouest d'El Hierro. Basés à 3800 m de profondeur, Las Hijas ont des dimensions modestes (comprises entre 3 et 10 km). Le plus grand des trois édifices culmine à – 2200 m. Leur morphologie conique, avec des pentes atteignant les 20°, est typique des premières phases de construction d'un bouclier océanique (stades 1 et 2a de Peterson & Moore, 1987). Des rides topographiques estompées, orientées du centre vers la périphérie, rompent la monotonie des cônes, suggérant l'existence de *rift-zones* précoces (figure 1.16). La question posée par R. Rihm *et al.* (1998) demeure sans réponse : "*Las Hijas seamounts : the next Canary Islands ?*".



Photo 1.4 - Le volcan bouclier de Taburiente, avec sa caldera centrale ouverte vers le sud-ouest, vu depuis la Cumbre Vieja (cônes stromboliens au premier plan, La Palma).



Photo 1.5 - Les versants ouest du Massif de la Enchereda (La Gomera). Le ravinement exploite les matériaux volcaniques sous-marins soulevés, dominés par les séries volcaniques miocènes (< 9,43 Ma) du volcan bouclier.

1.2.2.3. Les édifices "anciens" : la cessation de l'activité volcanique

Contrairement à la Cumbre Vieja, la partie nord de La Palma est un volcan-bouclier (Taburiente) au relief très découpé. Les formations les plus anciennes de l'île affleurent au fond de profonds barrancos disposés de manière radiale autour d'une grande dépression centrale en forme de chaudron renversé, la Caldera de Taburiente. Le point culminant du massif, le Roque de los Muchachos (2426 m), est situé sur le rebord de la caldera, profonde de 1700 m en son centre. Le massif est cerné de toutes parts par d'imposantes falaises, dont la hauteur atteint 300 m au nord de l'île. La densité et la nature du couvert végétal varient suivant l'exposition aux vents dominants et l'altitude. La pinède est bien développée sur l'ensemble du massif, entre 1000 et 2000 m d'altitude, et à l'intérieur de la caldera. Plus humide, la partie nord-est est par endroits couvertes d'une forêt de lauriers, bruyères et fougères arborescentes (écosystèmes *laurisylva* et *fayal-brezal*). Les formes de construction volcanique les mieux préservées sont vaguement regroupées entre 0 et 1000 m d'altitude, autour de Puntallana (est), Barlovento (nord-est), Garafia (nord-ouest) et Puntagorda (ouest). Il s'agirait selon J.C. Carracedo (pers. com.) des manifestations dispersées de rift-zones primitives.

Les paysages des édifices "anciens" de La Gomera et Tenerife sont en partie similaires, notamment du point-de-vue de la végétation et du découpage du relief en barrancos de plusieurs centaines de mètres de profondeur et en falaises de plusieurs centaines de mètres de hauteur. La dénomination édifice "ancien", certes subjective, persiste dans la littérature sous sa forme hispanophone (*macizos antiguos*) et anglophone (*old series* ou *old shield*). Le qualificatif "ancien" souligne la rareté des formes volcanique récentes. Les formes de relief expriment davantage l'exploitation des structures du volcan bouclier par l'érosion. Les parties amont des barrancos évoluent en amphithéâtres d'érosion évasés, larges de plusieurs centaines de mètres. Les exemples les plus édifiants sont dans le Teno (Tenerife) et à La Gomera. Les inversions de relief sont fréquentes: mesas¹, planèzes. L'érosion a également dégagé les structures hypovolcaniques intrusives (dykes, sills, necks) qui se trouvent souvent déchaussées de leur encaissant et en position dominante dans le paysage. Les dykes en

¹ Le terme est d'origine Espagnole, voire Canarienne, tout comme *caldera* et *barranco*.



Photo 1.6 - Dyke déchaussé (taparucha en langage Gomero) du Barranco de La Laja, à l'est de La Gomera. Les palmiers donnent l'échelle.



Photo 1.7 - Les falaises de Los Gigantes (ouest de Tenerife) sont une "fenêtre ouverte" sur la structure volcanique des flancs sud du Massif du Teno. Les nombreux dykes déterminent des crêtes disséquées. Le pendage des coulées est vers le sud-ouest.

forme de murs, dégagés sur plusieurs mètres de haut et plusieurs dizaines de mètres de long, sont appelés *taparuchas* à La Gomera. Les necks et dômes en forme de pain de sucre sont en position culminante dans le massif de l'Anaga et à La Gomera. Ces formes d'érosion ne sont pas aussi courantes et développées dans le massif de Taburiente où la cessation de l'activité volcanique semble plus récente qu'à La Gomera et Tenerife (pour ce qui est des massifs anciens, et non du bouclier central bien sûr).

Les falaises et parois abruptes des barrancos sont autant de coupes transversales et longitudinales nous révélant la structure des volcans boucliers canariens. L'aspect le plus frappant dans le dispositif est le quadrillage géométrique formé par l'intersection entre les empilements horizontaux de coulées de lave et les réseaux quasi-verticaux de dykes. De petites discordances témoignent de périodes de ralentissement ou de cessation locale de l'activité volcanique. Les discordances majeures séparent les phases principales de construction volcanique. Ces discontinuités sont notamment décelables par l'interruption des dykes, la fossilisation de formes d'incision (paléo-barrancos) et la présence de paléosols. Les séquences de fines coulées pahoehoe basaltiques représentent des phases effusives et productives et se situent plutôt dans la partie inférieure des coupes. Les coulées les plus épaisses (> 5 m) sont souvent en discordance sur les précédentes, témoignant de phases magmatiques finales plus différenciées (coulées de trachytes plus visqueuses et plus lentes). Les couches pyroclastiques intercalées entre les coulées de lave attirent l'oeil de l'observateur par leurs teintes rougeâtres, jaunâtres, voire blanchâtres pour les projections phréatomagmatiques. La proportion de pyroclastites est supérieure aux volcans boucliers des Iles Hawaï ou des Galapagos, mais est comparable aux Iles du Cap Vert et de Madère. Ces projections émanent des nombreux cônes stromboliens et d'appareils phréatomagmatiques eux-aussi intercalés entre les niveaux de coulées.

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.

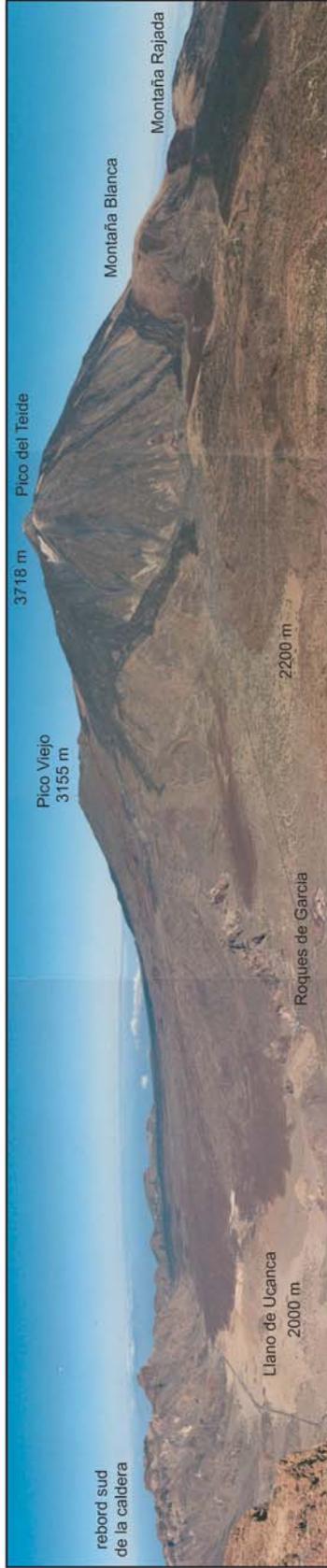


Photo 1.8 - Vue panoramique sur la Caldera de Las Cañadas à Tenerife, prise depuis Montaña Guajara (2715 m, point culminant du rebord de la caldera). On reconnaît au fond les deux stratovolcans juxtaposés (Pico del Teide, Pico Viejo) et les dômes de Montaña Blanca et Montaña Rajada. Les Roques de Garcia sont des reliefs résiduels du volcan de Las Cañadas.

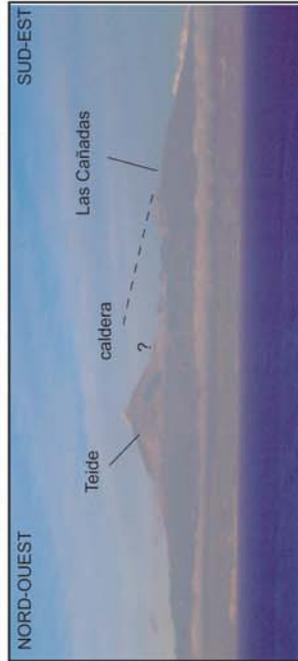


Photo 1.9 - Tenerife, vue de profil depuis le bateau pour La Gomera. Notez la rupture de pente entre les flancs sud du volcan de las Cañadas et le stratovolcan Pico del Teide. Les rebords de la caldera attestent de phases de destruction rapides du volcan de Las Cañadas.



Photo 1.10 - Dykes déchaussés au pied des parois sud de la Caldera de Las Cañadas. Ils témoignent du recul du rebord de la caldera par érosion. Les parois sont donc héritées des parois initiales d'une caldera centrale ou des faces d'arrachement d'un glissement sectoriel.

1.2.2.4. *Les stratovolcans de point chaud : une "exception Atlantique"?*

Tenerife a une superficie cinq fois plus petite que Big Island (2055 km²). Mais ses deux stratovolcans centraux, le Pico del Teide et le Pico Viejo, atteignent 3718 m et 3155 m. Les deux édifices sont juxtaposés, le Teide s'appuyant sur les flancs est du Pico Viejo, et reposent sur le plancher de la Caldera de Las Cañadas (altitude 2000-2200 m), au croisement des trois rift-zones de Tenerife. Le Teide a en fait une hauteur inférieure à 2000 m, avec des pentes supérieures à 30°. Nous reviendrons sur l'origine très discutée de la caldera, large de 17 km et ouverte vers le nord. Le fond de la dépression est recouvert par les coulées des deux stratovolcans, de couleur et de nature très variées (basaltes du Pico Viejo, trachytes et phonolites du Teide) et saupoudré de ponces phonolitiques claires projetées par les dômes de Montaña Blanca et Montaña Rajada (flancs est du Teide). Une steppe d'altitude très clairsemée se développe sur ces projections et dans les étendues planes endoréïques appelées *llanos*. Nous avons également observé des sols soulevés en superficie par le gel (*pipekrakes*) et des sols polygonaux en hiver.

La formation de stratovolcans, avec des dômes et des cônes adventifs sur leurs flancs, sous-entend des dynamismes éruptifs plus explosifs, l'existence de chambres magmatiques superficielles et l'occurrence de phases de différenciation magmatique, essentiellement par cristallisation fractionnée. Le rebord de la caldera présente une stratigraphie des stades d'évolution du volcan de Las Cañadas (Fuster, 1968d; Ancochea *et al.*, 1999) : coulées de laves basaltiques à trachytiques, puis coulées trachyphonolitiques, tufs et ignimbrites phonolitiques à obsidiennes. L'ensemble de ces produits éruptifs est pénétré d'un réseau de dykes à distribution radiale dans un premier temps, puis concentrique dans un second temps (*cone-sheet*). Ces caractéristiques sont classiques pour un stratovolcan, mais peu communes pour un volcan bouclier. Le Pico Viejo et le Teide ont sûrement été précédés d'un stratovolcan plus large, ultime évolution du volcan de Las Cañadas, en partie détruit lors de la formation de la caldera.

Les vestiges d'autres stratovolcans ont été identifiés au centre de Gran Canaria (formations Roque Nublo : Pérez Torrado *et al.*, 1995) et, d'après nos travaux de terrain, au nord-ouest de La Gomera (Vallehermoso). Les critères d'identification sont autant l'abondance de dépôts d'écoulements pyroclastiques (nuées de dômes,



Photo 1.11 - Le cratère du Pico Viejo, depuis le sommet du Pico del Teide (Tenerife). Le replat au sud du cratère correspond à un niveau d'ancien lac de lave. Les silhouettes de La Gomera et d'El Hierro se dessinent à l'arrière-plan.

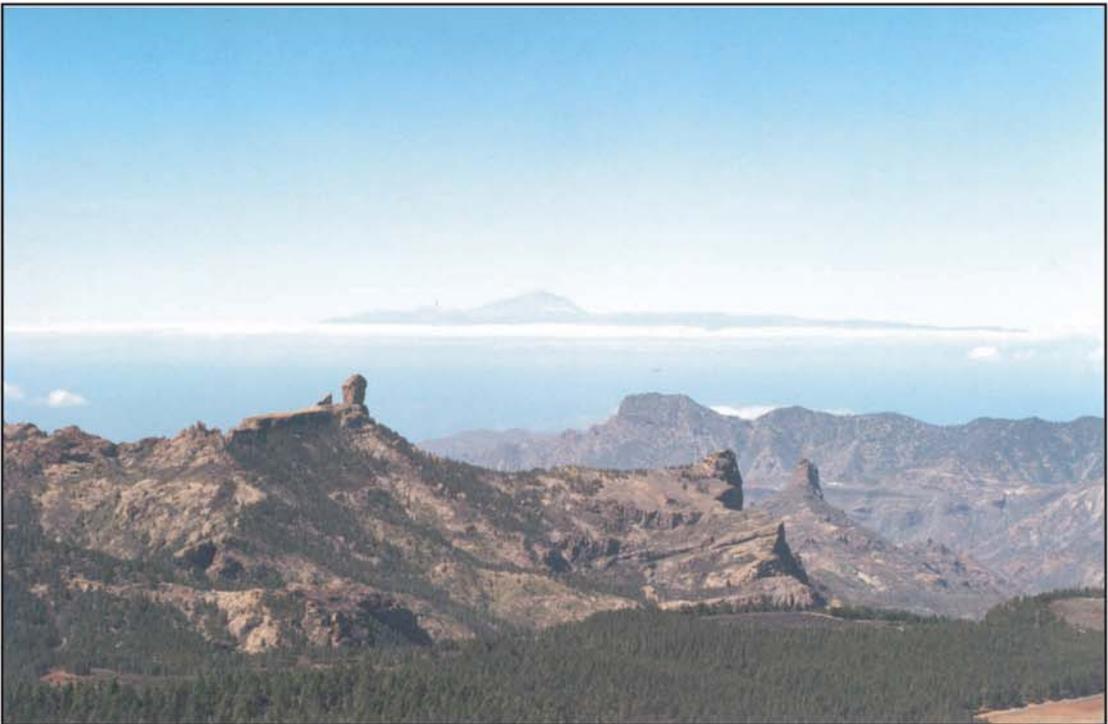


Photo 1.12 - Les reliefs résiduels du stratovolcan Roque Nublo, au coeur de la Caldera de Tejeda (Gran Canaria). Cet édifice était comparable aux stratovolcans de Tenerife, qui apparait en arrière-plan, avant sa destruction par des avalanches de débris répétées.

déferlantes, ignimbrites) que la nature différenciée des produits éruptifs (trachytes, phonolites) et la structure des réseaux de dykes. Les directions d'écoulement des formations Roque Nublo et la distribution radiale des dykes ont permis de reconstituer la géométrie initiale d'un édifice complexe de 2500 m (Pérez Torrado *et al.*, 1995), dominant les racines de la Caldera de Tejeda, formée au cours des phases d'effondrements centraux du bouclier primitif de Gran Canaria (Schmincke, 1967).

Affleurant au fond de la vallée-amphithéâtre de Vallehermoso et autour de Las Rosas, l'énigmatique "complexe trachy-phonolitique" de T. Bravo (1964) représente aussi les racines d'un stratovolcan. Ces formations sont essentiellement constituées de matériaux intrusifs (dômes phonolitiques, dykes trachytiques, intrusions syénitiques) pénétrant des coulées massives, des brèches et des tufs. Les coulées sont plus fréquentes et plus massives en périphérie du complexe (Las Rosas). Certaines pourraient en fait être des ignimbrites extrêmement soudées. Mais tous ces matériaux sont très altérés et fracturés, ce qui rend leur lecture difficile. Les dykes se répartissent selon deux réseaux radiaux et un complexe de cone-sheets largement démantelés (Rodriguez, 1988 ; Hernán *et al.*, 2000 ; Huertas *et al.*, 2000).

Pico del Teide, Pico Viejo, Las Cañadas (dernier stade), Roque Nublo, Vallehermoso : cinq stratovolcans ponctuent l'histoire géologique des Iles Canaries (figure 1.16). Le Teide et le Pico Viejo sont potentiellement actifs.

La dernière éruption du Pico Viejo, en 1798, a vu s'ouvrir une large fissure sur les flancs sud du volcan. En 92 jours, les coulées basaltiques ont recouvert 4700 m² d'anciennes coulées du fond de la caldera. Seuls signes d'activité actuelle, les fumerolles situées autour et dans le cratère du Teide résultent du dégazage diffus du magma des chambres superficielles. La quantité de CO₂ émis par ces fumerolles est faible, comprise entre 350 et 650 tonnes par jour (Galindo *et al.*, 2001).

Les dernières éruptions des îles volcaniques de l'Océan Atlantique sont souvent issues de stratovolcans : le Queen Mary's Peak à Tristan da Cunha en 1961, le Pico en 1963 (Açores), le Fogo en 1995, au coeur d'une grande caldera ouverte vers l'est (Cap Vert), Terceira en 1997 (Açores). Les trois stratovolcans actifs de Sao Miguel (Sete Cidades, Agua de Pau, Furnas) s'inscrivent dans un dispositif de calderas emboîtées, dont les phases de subsidence produisent des éruptions phréatomagmatiques avec émissions d'ignimbrites (Guest *et al.*, 1999). Aucune structure volcanique évoquant un stratovolcan n'a jusque-là été mentionnée à Hawaï. Les stratovolcans de point chaud océanique sont-ils une "exception Atlantique"?



Photo 1.13 - Relief de "cuchillo" au sud de La Oliva (nord de Fuerteventura). La discordance sépare les séries volcaniques inférieures du volcan bouclier, des séries supérieures en inversion de relief. Le ravinement n'affecte que les séries inférieures plus altérées.



Photo 1.14 - Montagne sacrée des populations pré-hispaniques (les Guanches), l'intrusion trachytique massive de Tindaya est dégagée de son encaissant, que l'on aperçoit à l'arrière-plan sous la forme de "cuchillos"(nord de Fuerteventura).

1.2.2.5. *Les reliefs volcaniques résiduels*

Les îles orientales de Fuerteventura et Lanzarote sont constituées d'au moins quatre volcans boucliers : Famara et Ajaches, respectivement au nord et au sud de Lanzarote, le grand bouclier central de Fuerteventura, et Jandia, péninsule rattachée au sud-ouest de l'île par un isthme de dunes pléistocènes (Rognon & Coudé-Gaussen, 1987 ; Meco *et al.*, 1997). Jandia semble indépendant de la partie principale de Fuerteventura, au même titre que l'Anaga pour Tenerife. Ces édifices sont réduits à de lourdes crêtes constituées de coulées de lave à faible pendage, nommées localement "*cuchillos*". Les *cuchillos* du bouclier central de Fuerteventura¹ sont séparés les uns des autres par de larges vallées en "U" dessinant un réseau radial démantelé, cernant sur 180° un massif de matériaux volcaniques sous-marins et hypovolcaniques situé à l'ouest de l'île. La structure des édifices de Jandia et Famara est mieux conservée, même s'il n'en subsiste qu'une moitié, l'autre ayant disparu sous la mer. La destruction des interfluves n'est pas aussi aboutie que leurs voisins Los Cuchillos et Ajaches. Cette différence morphologique traduit une différence d'âge que vérifieront les datations radiométriques.

Il y a aussi une différence de taille notable entre Los Cuchillos, dont les résidus s'étalent sur 55 km de long du nord au sud, et les autres édifices, dont les dimensions n'excèdent pas 25 km. E. Ancochea *et al.* (1996) estiment la hauteur initiale des volcans boucliers de Lanzarote entre 1100 et 1400 m, celle de Jandia entre 1600 et 2100 m et celle de Los Cuchillos entre 2600 de 3000 m. Les reliefs résiduels actuels ne dépassent pas 700 m d'altitude, sauf à Jandia (807 m). La partie ouest de Fuerteventura est dominée par un massif constitué de matériaux hypovolcaniques culminant à 724 m, cerné de matériaux volcaniques sous-marins sur 300 km². Le relief de crêtes, collines et croupes massives qui se développe dans ces formations est unique dans l'archipel. Les points culminants du massif sont des intrusions de trachytes et des petits complexes annulaires de gabbros et syénites, autour desquels converge le réseau de *cuchillos*. Le dispositif suggère un volcan bouclier dont ne subsiste que la moitié orientale, représentée par quelques résidus des flancs (les *cuchillos*), et les racines hypovolcaniques dénudées (réseaux de dykes, intrusions tardives, chambres magmatiques).

¹ Nous appellerons d'ailleurs cet ancien volcan bouclier "Los Cuchillos".



Photo 1.15 - Relief de collines et croupes développé dans les matériaux hypovolcaniques de Fuerteventura, au sud de Pajara (matériaux volcaniques sous-marins soulevés, intrusions). Les versants ravinés sont partiellement recouverts d'encroûtements calcaires quaternaires.



Photo 1.16 - Montaña Cinta, relief résiduel du volcan bouclier d'Ajaches (sud de Lanzarote), avec à ses pieds une coulée des phases de régénérescence (éruption de 1730-36).

L'alignement de Fuerteventura et Lanzarote sur une longue rift-zone, orientée NNE-SSW, semble, au contraire des îles occidentales, exploiter une zone de fragilité à la transition entre lithosphère océanique et lithosphère continentale (Stillman, 1987). Cependant, dans la partie sud-est de Fuerteventura, l'orientation majeure des dykes est NW-SE, et non plus NNE-SSW. La prolongation en pointe des structures volcaniques au sud-est de Fuerteventura est sensible jusqu'à l'isobathe 1000 m (figures 1 et 1.16). Cette rift-zone secondaire est reliée à la rift-zone principale au niveau du complexe hypovolcanique. Cette orientation pourrait représenter une tentative de rift-zone triple à 120°, dont la branche SSW bifurquerait vers le volcan bouclier de Jandia.

Les paysages des îles orientales sont très différents des îles occidentales car marqués par la sécheresse et le vent. Les nuages que charrient les alizés effleurent les sommets de Fuerteventura et Lanzarote sans y déverser leur humidité. Les reliefs les mieux exposés reçoivent 250 mm de précipitations par an, les zones les plus sèches à peine 100 mm. Les dunes littorales du nord-est de Fuerteventura envahissent l'intérieur des terres en un véritable petit désert (*El Jable*¹). Le couvert végétal est extrêmement réduit si l'on exclut les rares zones aménagées. Les versants et les sommets des moindres reliefs sont parsemés de blocs et recouverts d'encroûtements calcaires plus ou moins démantelés. Les contrastes climatiques d'ouest en est, à l'échelle de l'archipel, ne sont pas uniquement le fruit de la proximité du Sahara. Le relief joue un rôle primordial en ce sens qu'il capte ou non l'humidité véhiculée par les alizés venus du nord. L'évolution du relief d'ouest en est influe donc sur l'évolution des paysages. Nous développerons davantage ce principe dans notre troisième partie.

L'aspect actuel des îles orientales ne doit cependant pas masquer les nombreuses similitudes que présentent leurs structures volcaniques avec les édifices "anciens" et les édifices plus récents des autres îles : construction de volcans boucliers avec rift-zones, nombreuses discontinuités, phases stromboliennes et phréatomagmatiques fréquentes, manifestations d'une différenciation magmatique sous la forme de coulées et d'intrusions trachytiques, phonolitiques. Les syénites du complexe hypovolcanique de Fuerteventura proviennent de la cristallisation d'un magma différencié de type phonolitique, pénétrant des réservoirs magmatiques refroidis en gabbros.

¹ Le sable...

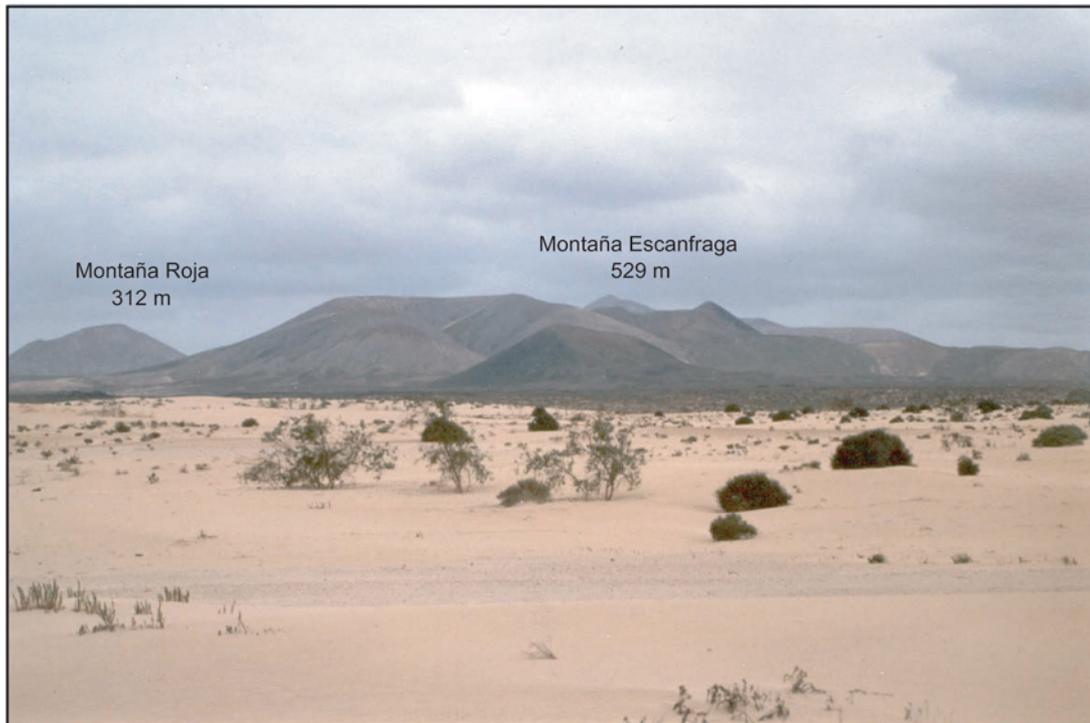


Photo 1.17 - Le désert côtier d'El Jable (nord-est de Fuerteventura), avec en arrière-plan les grands cônes des phases de régénérescence volcanique du Pléistocène Inférieur.



Photo 1.18 - Alignement de cônes stromboliens du nord de Fuerteventura : Montaña Bayuyo, Las Calderas et Montaña Colorada.

1.2.3.6. *Les formes de régénérescence volcanique des îles orientales*

De multiples formes volcaniques secondaires ponctuent les paysages canariens et ne semblent pas toujours associées aux structures principales : ce sont des cônes et anneaux phréatomagmatiques, des cônes stromboliens et leurs coulées. Ces édifices, qualifiés par la toponymie locale de *Montañas*, sont particulièrement fréquents sur les îles orientales (Gran Canaria, Fuerteventura, Lanzarote), où ils témoignent de phases de régénérescence de l'activité volcanique (*rejuvenated stage*) après une érosion plus ou moins poussée des structures du bouclier. Dans les autres îles, seul le Teno (Tenerife) présente un volcanisme récent cohabitant avec le vieux bouclier. Les falaises délimitant le massif du Teno ont en effet été fossilisées au nord (Buenavista del Norte) et à l'ouest (Punta de Teno) par un volcanisme littoral pléistocène, situé dans l'axe de la rift-zone nord-ouest de Tenerife (figure 2.35).

Les zones basses des reliefs peu vigoureux de Fuerteventura sont envahies au centre et au nord de l'île par de petits cônes et des coulées peu étendues. Seul Jandia en est dépourvu (figure 1.16). Ces constructions volcaniques postérieures aux volcans boucliers se reconnaissent dans le paysage à leurs formes souples, moins déchiquetées que les vestiges des boucliers. Les cônes d'émission atteignent localement des altitudes de 500 m de haut (Montaña de Escanfraga), parfois supérieures aux *cuchillos*. Les mieux conservés et sans doute les plus récents sont au nord de l'île : le cône égéulé du Volcan de la Arena, les trois cônes alignés de Montaña Colorada, Las Calderas et Montaña Bayuyo, et l'île de Lobos (un cône principal entouré de cratères d'explosions phréatiques). Les formes volcaniques issues des phases de régénérescence ne donnent lieu qu'à des reliefs de faible volume. Les reprises de l'activité volcanique ne sont que ponctuelles, sporadiques et très étalées dans le temps. Certains centres éruptifs ont déjà intégralement disparu du paysage (coulées basaltiques de Los Molinos, côte ouest), tandis que les plus récents sont peu ravinés et ont conservé un cratère bien dessiné d'où s'échappent des coulées colonisées par les lichens.

Lanzarote illustre parfaitement cette persistance de l'activité volcanique. Les 4/5e de la surface de l'île sont recouverts par les produits des phases de reprise ponctuelle d'activité, dont les centres d'émission sont parmi les principales hauteurs de l'île (Montaña Corona, Montaña Blanca). Près de 200 km² sur les 785 que compte

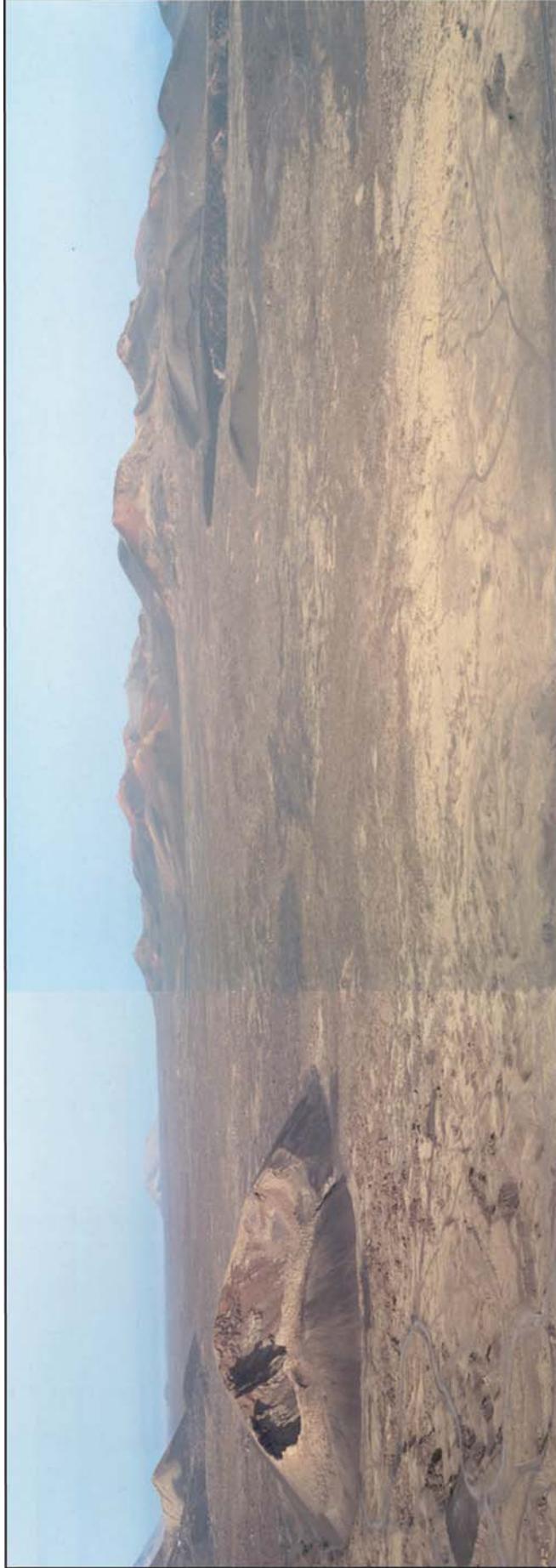


Photo 1.19 - Panorama des coulées et cônes de l'éruption de 1730-36 à Lanzarote depuis la Montaña Negra. A gauche : La Caldera de los Cuervos, premier édifice né en 1730. Au fond à droite : l'alignement de cônes de Timanfaya (1730-32 : Montañas del Fuego, Pico Partido).

Lanzarote, sont enfouis sous les coulées de l'éruption de 1730-36 (Timanfaya). Cette évènement tient une place à part dans le volcanisme historique des Canaries, en raison de sa durée (2056 jours), de sa superficie (200 km²), du volume émis (3-5 km³) et de son évolution magmatique, des mélanéphélinites aux tholéïtes à olivine (Carracedo *et al.*, 1992). Ce gradient inverse de différenciation serait dû à l'ouverture progressive d'une large fissure, le long de laquelle les magmas étaient de moins en moins différenciés. Dans l'histoire des éruptions fissurales, seul le Laki (Islande, 1783) devance Timanfaya en termes de volume émis.

Sur Gran Canaria, l'activité volcanique postérieure au stratovolcan Roque Nublo est limitée au nord-est de l'île à quelques édifices dispersés voyant alterner des phases effusives (Berrazales), stromboliennes (Montañon Negro) et phréatomagmatiques (Caldera de Bandama). La partie sud-ouest de l'île est totalement exempte de volcanisme depuis les dernières émissions du stratovolcan Roque Nublo, dont les reliefs résiduels forment les sommets de l'île (> 1900 m). Le paysage s'y apparente d'ailleurs davantage aux massifs anciens de Tenerife et le réseau radial de barrancos creusés dans le bouclier n'a pas encore réduit celui-ci à l'état de *cuchillos*. Gran Canaria apparaît alors comme une transition entre les "massifs anciens" de La Gomera, Tenerife et les reliefs résiduels de Fuerteventura et Lanzarote.

Ainsi, le modèle de panache mantellique en gouttes proposé par K. Hoernle & H.U. Schmincke (1993) se vérifie en surface par les phases de reprise d'activité sur les îles orientales, certes sporadiques, mais engendrant parfois des volumes non négligeables et imprimant incontestablement leur marque au paysage de ces îles.

Les îles du Pacifique connaissent aussi des phases de régénéscences. Dans l'archipel des Australes par exemple, les produits volcaniques du "*rejuvenated stage*" culminent à plus de 300 m, tandis que les basaltes alcalins du "*shield stage*" sont en grande partie érodés et ennoyés sous les zones marécageuses et les sables coralliens (Dickinson, 1998). Cependant, les faibles volumes de relief impliqués, à Hawaï comme en Polynésie, suggèrent des phases volcaniques très brèves et peu productives, en rapport avec un éloignement rapide de la plaque par rapport à la source mantellique principale, c'est-à-dire le point chaud (figure 1.15).

Les régénéscences et superpositions d'un stade à un autre, admises par les auteurs à Hawaï, sont amplifiées aux Canaries du fait de la lenteur de déplacement de la plaque sur le point chaud.

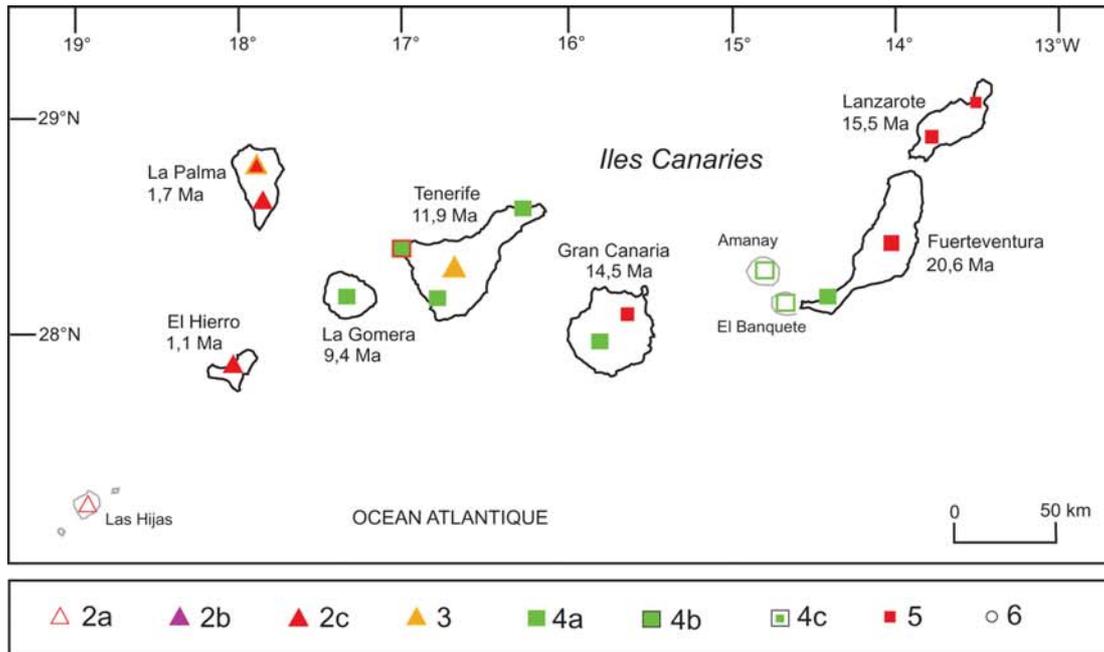


Fig. 1.17 - Application du modèle de D.W. Peterson et R.B. Moore (1987) aux Iles Canaries. 2a : stade du bouclier actif immergé ; 2b : stade d'émersion ; 2c : stade du bouclier actif émergé ; 3 : stade de stratovolcan actif ; 4a : stade de cessation de l'activité sans récif corallien ; 4b : avec récif frangeant ; 4c : avec récif-barrière ; 5 : stade de régénérescence de l'activité volcanique ; 6 : stade d'atoll. NB : Les stades 2b, 4b, 4c et 6 ne sont pas représentés aux Canaries. L'exemple de Tenerife remet en cause la succession des stades 3 à 5.



Photo 1.20 - Pillow-lavas soulevés à 550 m d'altitude et traversés de dykes, dans un barranco de la Caldera de Taburiente (La Palma).

1.2.3. Une tentative d'application du modèle Hawaïen aux Canaries

- Les édifices volcaniques sous-marins de Las Hijas représenteraient les stades de croissance sous-marine (stade 1 et 2a de la classification de D.W. Peterson & R.B. Moore, 1987). Mais les données sont insuffisantes pour confirmer leur réelle appartenance à l'archipel des Canaries. Les complexes volcaniques sous-marins soulevés de La Palma, La Gomera et Fuerteventura sont finalement les meilleurs témoins des phases de construction sous-marine.

- Le stade d'émersion (stade 2b) est éphémère et donc statistiquement le plus rare qu'il soit donné d'observer. Il est présent sous une forme très évoluée à la Société (Mehetia, transition entre les stades 2b et 2c), mais ni à Hawaï, ni aux Canaries.

- Les stratovolcans des Canaries apparaissent comme le résultat d'une évolution finale des volcans-boucliers (stade 3), mais leur existence n'est pas systématique.

- Le stade de cessation de l'activité volcanique (stade 4) regroupe ce que nous appelons subjectivement les "massifs anciens". La succession de stades 2c à 4 sera remise en cause à la lumière des travaux auxquels nous avons participé sur Tenerife.

- Les reliefs résiduels de Fuerteventura et Lanzarote représentent la suite du stade 4, auquel se superposent les éléments des phases de régénérescence (stade 5).

- Les variantes 4b, 4c et le stade 6 ne sont pas représentés aux Canaries. L'absence de récif frangeant (4b), de récif barrière (4c) et d'atoll (6) est due à l'absence de subsidence thermique et à l'impossibilité pour les récifs coralliens de se former. Les remontées d'eaux froides profondes au niveau du talus continental sont entraînées vers l'ouest par les alizés, vents dominants qui aux Canaries amorcent leur virage du nord-nord-est vers l'ouest. La température de l'eau (17-23°C) n'est donc pas assez chaude pour permettre la formation et la croissance des coraux.

Les travaux de T. Funck (1995) sur les fonds sous-marins au nord de Gran Canaria ont permis la découverte de deux volcans boucliers sous-marins entre Fuerteventura et Gran Canaria, nommés Amanay et El Banquete (figure 1.16). Peu connus car très peu étudiés, ils ont des dimensions comparables aux bases sous-marines du bouclier de Jandia. El Banquete présente à seulement 100 m de profondeur un sommet plat typique des guyots (Hess, 1946). La partie émergée de l'édifice a-t-elle été intégralement détruite ?

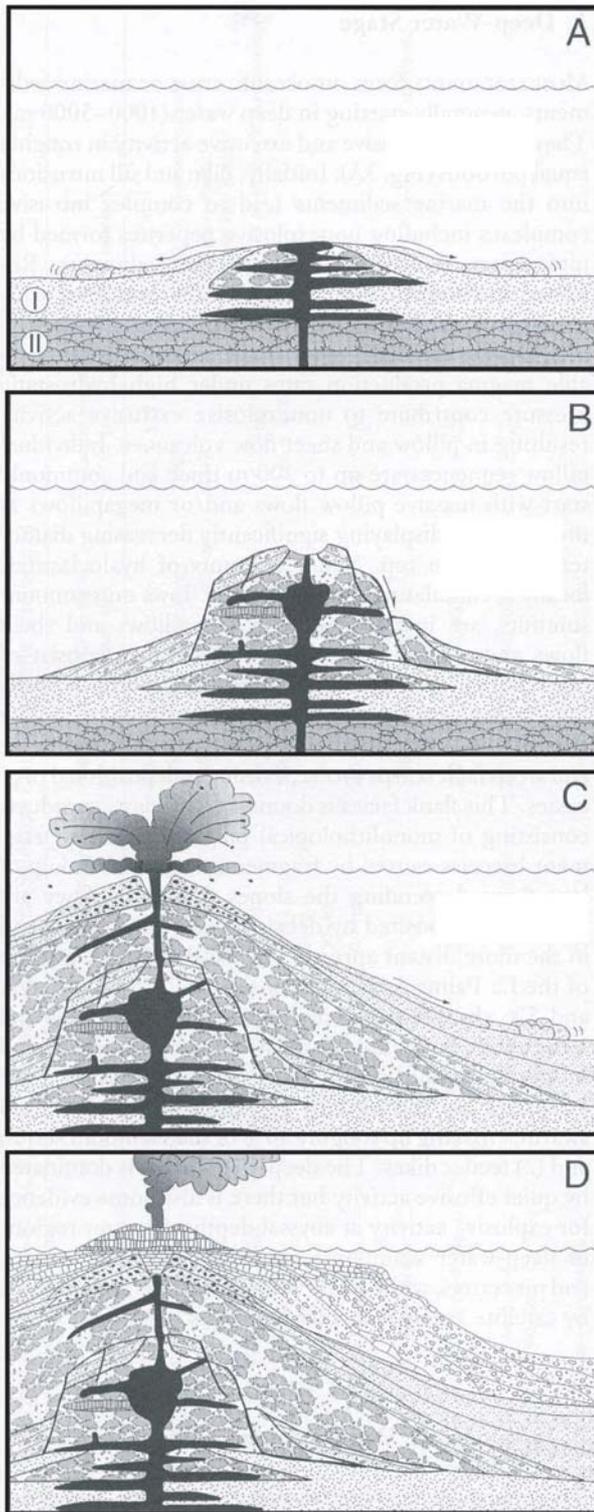


Fig. 1.18 - Stades de construction d'un volcan bouclier sous-marin, d'après H. Staudigel et H.U. Schmincke (1984, *Journal of Geophysical Research* 89 B13 p11195-11215). I : sédiments océaniques ; II : croûte océanique.

A : Stade initial (1) de D.W. Peterson et R.B. Moore (1987) : premières intrusions magmatiques, principalement sous la forme de sills, éventuelles mares de lave au sommet et remaniement sédimentaire.

B : Stade de croissance sous-marine du bouclier (2a) : croissance par activité intrusive et éruptive, formation d'un cratère sommital, apparition de failles listriques et premiers effondrements gravitaires des flancs. Les émissions sous-marines initiales sont légèrement différenciées du fait des difficultés qu'éprouve le magma à se frayer un chemin à travers la croûte océanique.

C : Stade d'émersion (2b) : Activité surtseyenne au sein d'un cône phréatomagmatique, coulées de débris générées par l'instabilité des flancs du cône ou par les écroulements de panaches volcanoclastiques (Schneider, 2000).

D : Stade d'émersion (2b suite) : Isolement des centres éruptifs par rapport à la mer et agrandissement de la surface de l'île par construction de deltas de lave. L'activité est surtout effusive, parfois phréatique (hyaloclastites à la base des coulées).

1.3. Les phases et les rythmes de construction

Les stades d'évolution évoqués précédemment mettent en relation des paysages et des formes de relief avec des phases de construction volcanique. L'évolution morphologique exprime une évolution des rythmes de construction que nous allons reconstituer et, dans la mesure du possible, quantifier.

1.3.1. Les phases de construction sous-marine

1.3.1.1. *Les produits et les dynamismes éruptifs sous-marins*

Les complexes de matériaux sous-marins observés témoignent des phases de construction sous-marine des îles (figure 1.18). Les formations éruptives s'y présentent sous la forme de laves en coussins (*pillow-lavas*) ou en pavés, de brèches basaltiques à trachytiques (Staudigel & Schmincke, 1984). On distingue deux types de brèches : les brèches hydroclastiques (formées de fragments de *pillow-lavas* et de verre volcanique brisés au contact de l'eau) et les brèches autoclasiques (fragmentation suite aux frictions au sein d'une coulée visqueuse). Les dynamismes éruptifs et la morphologie des coulées sont contrôlés par les réactions physico-chimiques entre l'eau et la lave, et par la forte pression (hydrostatique) limitant l'expansion des gaz dissous. Celle-ci favorise la formation de mares de lave séjournant sous une croûte de lave refroidie (lorsque le débit est régulier et modéré, cf. Clague *et al.*, 2000). Les produits éruptifs sont donc peu vésiculés et les mécanismes essentiellement effusifs. Des phases plus explosives ne sont cependant pas à exclure. Leur nature dépend de la profondeur, de la température du magma et de l'expansion des interactions entre le magma et l'eau. Sous l'effet de la pression hydrostatique, l'écroulement des panaches de matériel volcanoclastique se traduit par des coulées de débris saturées en eau (Schneider, 2000). Du fait de la différence de densité entre la lave et les sédiments océaniques gorgés d'eau, les toutes premières émissions se produisent certainement sous une couche de sédiments d'épaisseur variable, produisant des brèches hydroclastiques (Staudigel & Schmincke, 1984).

Les matériaux volcaniques et sédimentaires sous-marins, déformés au cours de phases volcano-tectoniques sont affectés d'un métamorphisme hydrothermal (faciès de schistes verts à zéolite, épidote et albite). A travers les différents faciès de

matériaux et le gradient métamorphique, H. Staudigel et H.U. Schmincke (1984) reconnaissent à La Palma la progression du volcanisme du plancher océanique à la surface. La pression hydrostatique diminuant, les dynamismes éruptifs sont plus fréquents et produisent des dépôts volcanoclastiques qui, saturés en eau, contribuent à l'instabilité de l'édifice.

1.3.1.2. *L'émergence d'une île : une transition fondamentale*

L'émergence d'un relief volcanique marque un changement fondamental dans les rapports entre dynamique interne et dynamique externe et occasionne parfois une rupture dans les rythmes de construction.

A l'approche de la surface, les dynamismes éruptifs évoluent, l'activité devient plus explosive, produisant des tufs et des brèches hydromagmatiques à majorité de fragments lithiques, intercalés avec des niveaux de hyaloclastites. L'émergence de l'île est retardée par l'action érosive des vagues sur les dépôts pyroclastiques aisément mobilisables et requiert une production volcanique suffisante pour que sa croissance soit plus rapide que l'érosion marine. Lorsque les centres éruptifs sont isolés de l'eau, protégés par un anneau ou un cône de tufs, l'activité phréatomagmatique s'estompe et les éruptions produisent des coulées de lave plus résistantes, protégeant des vagues les dépôts pyroclastiques qu'elles fossilisent. L'île s'agrandit par progradation de deltas de lave sur la mer (figure 1.18). A Fuerteventura et La Gomera, le contact entre les matériaux sous-marins et subaériens est concordant lorsque les produits éruptifs sont des coulées et il est discordant lorsque les coulées subaériennes reposent sur des brèches phréatomagmatiques (Fuster, 1968a). La transition entre le volcanisme sous-marin et le volcanisme subaérien de La Palma est marquée par une surface de discordance érosive.

Robertson et C.J. Stillman (1979) ont identifié à Fuerteventura des sédiments bioclastiques et volcanoclastiques terrigènes intercalés entre des séries volcaniques sous-marines et littorales. Les fossiles sont d'âge Oligocène Supérieur / Miocène Inférieur, ce qui est compatible avec les datations effectuées par J. Coello *et al.* (1992) et E. Ancochea *et al.* (1996). L'étude des foraminifères benthiques indique une faible profondeur d'eau. Ces dépôts sont alors contemporains de l'émergence de Fuerteventura et enregistrent les premiers effets de l'érosion subaérienne. L'évolution de l'île entre alors dans une nouvelle ère.

1.3.2. La détermination des phases de construction subaériennes

1.3.2.1. *La méthode : le couplage datations K-Ar / paléomagnétisme rémanent*

Pour dater les principales phases de construction subaériennes, nous avons procédé à un couplage systématique entre les datations K-Ar et la mesure du paléomagnétisme rémanent, en travaillant surtout par sections transversales. Cette méthodologie a déjà fait ses preuves à El Hierro (Guillou *et al.*, 1996), La Palma (Guillou *et al.*, 2001) et Gran Canaria (Pérez Torrado *et al.*, 1995). Les laves enregistrent en effet l'aimantation qui régnait avant leur refroidissement, dès lors que leur température passe en dessous du Point de Curie (environ 600°C pour les laves). L'étude du paléomagnétisme rémanent met en évidence des variations du sens et de l'intensité du champ magnétique terrestre. L'origine des inversions magnétiques est discutée : causes internes (rotation du noyau métallique et interactions avec le manteau) ou causes externes (dynamique de la magnétosphère). Une chronologie des inversions et des périodes de polarité normale, de polarité inverse et des périodes d'oscillations a été étalonnée au fur-et-à-mesure des publications scientifiques. Le paléomagnétisme rémanent est mesuré *in situ* au moyen d'un magnétomètre portable puis vérifié en laboratoire.

Nous avons ainsi effectué plus d'une centaine de mesures dans les édifices "anciens" de Tenerife et à La Gomera, dont 82 vérifiées en laboratoire¹ et 44 couplées à une datation K-Ar². Les deux méthodes sont complémentaires dans la mesure où les datations K-Ar sont comparées avec la série étalonnée des inversions du champ magnétique terrestre. Nous avons dressé des sections transversales d'échantillonnage, recalées les unes aux autres grâce à un travail de cartographie des principales séries volcaniques. Le résultat final revêt ici une part d'extrapolation, basée sur les observations de terrain. Nous avons systématiquement recherché les discordances et les inversions magnétiques, encadrées de coulées datables, selon les critères expliqués précédemment (paragraphe 1.1.2.1).

¹ Estación Volcánologica de Canarias, CSIC La Laguna, Tenerife

² Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS Gif-sur-Yvette

Sample	M.P.	K* (wt.%)	Weight molten (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-12} moles/g)	Age (± 2)Ma	Age mean value
<i>Roque del Conde</i>							
CI TF-35		0.932 ± 0.009	0.96856	57.257	14.240	8.79 ± 0.18	
CI TF-35	-		0.95603	37.707	14.516	8.96 ± 0.18	8.87 ± 0.13
CI TF-36		2.361 ± 0.024	1.02179	63.542	39.154	9.54 ± 0.19	
CI TF-36	+		0.95757	58.249	38.777	9.45 ± 0.19	9.49 ± 0.13
CI TF-37		2.477 ± 0.025	0.97032	87.099	42.741	9.92 ± 0.20	
CI TF-37	+		1.01597	79.546	42.415	9.85 ± 0.20	9.89 ± 0.14
CI TF-38		2.163 ± 0.021	1.14517	52.952	36.273	9.64 ± 0.20	
CI TF-38	+		1.00240	56.472	36.189	9.62 ± 0.19	9.63 ± 0.14
CI TF-01		1.268 ± 0.013	0.99765	49.641	21.723	9.85 ± 0.20	
CI TF-01	+		1.12893	44.653	21.377	9.70 ± 0.19	9.77 ± 0.14
CI TF-31		2.003 ± 0.020	1.12354	72.965	34.490	10.02 ± 0.20	
CI TF-31	+		0.99781	60.955	34.470	9.96 ± 0.20	9.99 ± 0.014
CI TF-02		1.313 ± 0.013	1.28417	74.927	23.754	10.41 ± 0.21	
CI TF-02	+		1.03139	55.741	23.464	10.28 ± 0.21	10.34 ± 0.15
CI TF-33		0.864 ± 0.009	1.09347	41.406	16.518	10.99 ± 0.22	
CI TF-33	-		1.11667	45.634	16.370	10.89 ± 0.22	10.94 ± 0.16
CI TF-32		1.878 ± 0.019	1.12866	71.403	38.872	11.85 ± 0.24	
CI TF-32	+		1.03529	51.421	38.765	11.86 ± 0.24	11.86 ± 0.17
<i>Anaga</i>							
CI TF-10		0.736 ± 0.007	1.12240	13.919	5.044	3.95 ± 0.08	
CI TF-10	-		0.96945	23.766	5.053	3.95 ± 0.08	3.95 ± 0.06
CI TF-11		0.638 ± 0.006	0.51104	10.531	4.364	3.94 ± 0.09	
CI TF-11	-		0.54285	23.634	4.378	3.95 ± 0.08	3.95 ± 0.06
CI TF-41		2.297	1.00414	42.900	15.923	3.94 ± 0.08	
CI TF-41	+		0.95752	36.636	16.418	4.07 ± 0.08	4.01 ± 0.06
CI TF-42		0.602	0.98238	17.814	4.187	4.03 ± 0.09	
CI TF-42	+		1.32826	16.439	4.152	4.06 ± 0.09	4.04 ± 0.06
CI TF-43		0.563	1.11346	29.373	4.172	4.27 ± 0.09	
CI TF-43	+		1.48072	28.676	4.042	4.14 ± 0.09	4.20 ± 0.06
CI TF-09		0.869 ± 0.008	0.62932	12.959	6.639	4.43 ± 0.09	
CI TF-09	+		0.76494	14.726	6.526	4.36 ± 0.09	4.39 ± 0.06
CI TF-08		0.798 ± 0.008	1.13660	17.765	6.741	4.86 ± 0.10	
CI TF-08	+		1.14018	42.876	6.812	4.92 ± 0.10	4.89 ± 0.07

Sample	M.P.	K* (wt.%)	Weight molten (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-12} moles/g)	Age ($\pm 2\sigma$)Ma	Age mean value
<i>Teno</i>							
CI TF-04		0.959 ± 0.010	1.10515	24.640	8.457	5.08 ± 0.10	
CI TF-04	+		1.01730	21.960	8.693	5.22 ± 0.11	5.15 ± 0.07
CI TF-03		0.854 ± 0.009	1.13732	28.271	7.874	5.31 ± 0.11	
CI TF-03	+		1.01832	22.523	7.694	5.19 ± 0.11	5.25 ± 0.08
CI TF-39		0.980 ± 0.010	1.14647	39.520	9.570	5.62 ± 0.11	
CI TF-39	-		0.97953	30.418	9.266	5.44 ± 0.11	5.53 ± 0.08
CI TF-40		0.894 ± 0.009	1.24379	31.217	8.956	6.07 ± 0.12	
CI TF-40	-		0.97640	36.208	9.094	6.16 ± 0.12	6.11 ± 0.09
CI TF-05		0.983 ± 0.010	1.19545	38.203	10.172	5.96 ± 0.12	
CI TF-05	-		0.95016	42.070	10.285	6.02 ± 0.12	5.99 ± 0.09
<i>Las Cañadas</i>							
CI TF-34		2.661 ± 0.027	1.08368	27.002	10.101	2.19 ± 0.04	
CI TF-34	-		0.97076	25.516	10.090	2.19 ± 0.04	2.19 ± 0.03

Tableau 1.3 – Ages K-Ar obtenus pour les édifices anciens de Tenerife (H. Guillou, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS Gif-sur-Yvette).

1.3.2.2. L'exemple de Tenerife

Tenerife présente la plus grande variété de paysages et de reliefs volcaniques. C'est un terrain complexe mais idéal pour déterminer les phases de construction d'un volcan bouclier, du volcanisme effusif des rift-zones au volcanisme contrasté des stratovolcans.

Comme Lanzarote et Fuerteventura, les îles de Tenerife et La Gomera constituent un alignement de volcans boucliers apparemment indépendants, superposés dès leurs phases de construction sous-marines (figures 1.16 et 1.19). Tenerife est constituée d'au moins deux boucliers : l'Anaga au nord-est et Las Cañadas au centre. Les reliefs résiduels du Roque del Conde apparaissent comme les reliques d'un premier bouclier central, l'ancêtre de Las Cañadas. Les relations entre le Massif du Teno et le bouclier central de Tenerife sont ambiguës. Le Teno est plutôt considéré

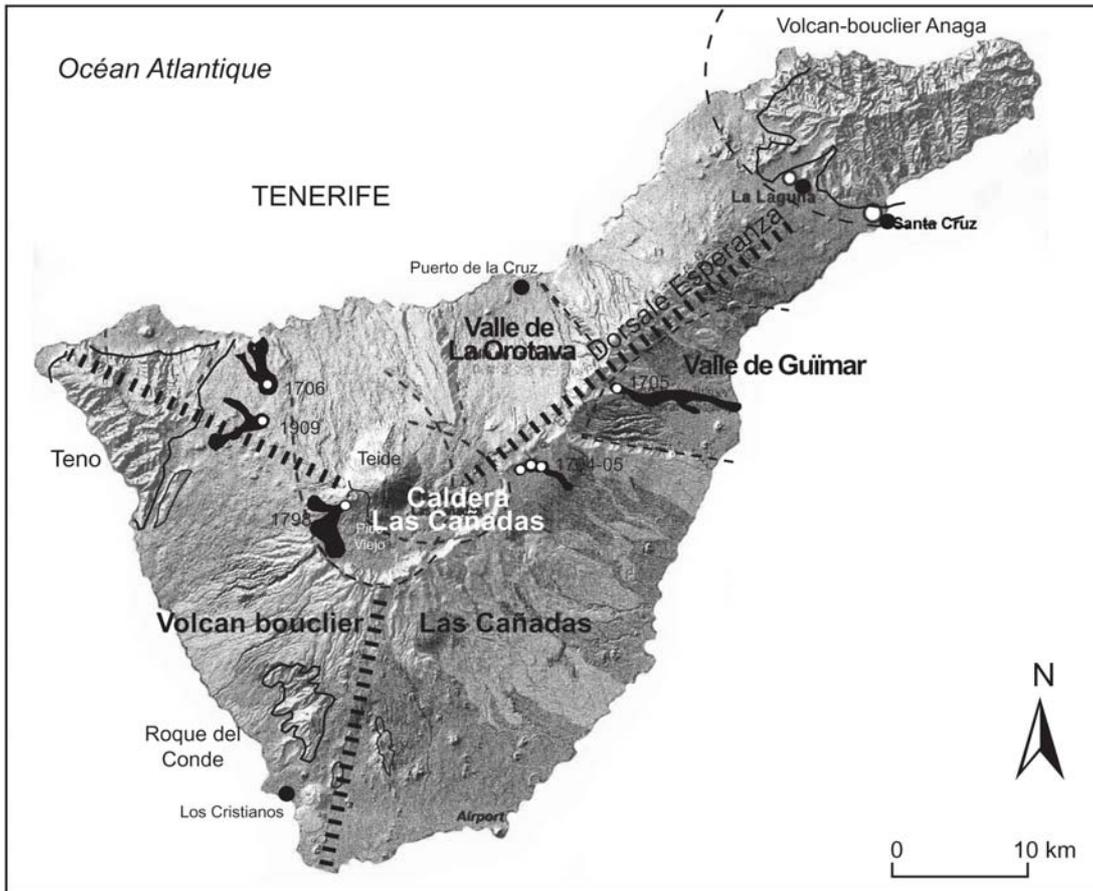


Fig. 1.19 - Les principales structures volcaniques de Tenerife, avec relief ombré en arrière-plan. Sont mentionnées les limites des trois édifices "anciens" (Teno, Roque del Conde, Anaga), les trois rift-zones du volcan bouclier central (Las Cañadas), les limites de la Caldera de Las Cañadas et les coulées historiques.

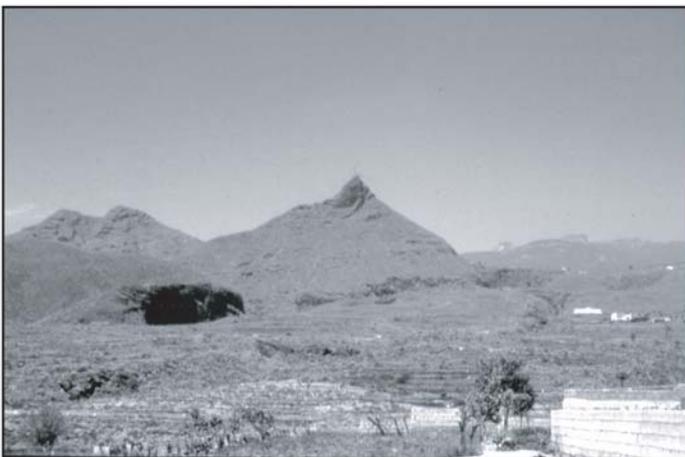


Photo 1.21 - Le Roque Imoque (1112 m), relief résiduel du volcan bouclier primitif de Tenerife (Roque del Conde), dominant les flancs sud du volcan de Las Cañadas. Au fond : le rebord

comme un troisième volcan bouclier indépendant, au même titre que l'Anaga (Fuster, 1968d, Ancochea *et al.*, 1990). Les données bathymétriques montrent que les bases du Teno se rattachent sans rupture au reste de l'île, ce qui n'est pas le cas de l'Anaga (figure 1.16). Le massif de l'Anaga n'est que la moitié méridionale d'un volcan bouclier polygénique de près de 25 km de diamètre, dont les bases sous-marines reposent à 3000 m de profondeur. Par contre, le massif du Teno pourrait bien n'être qu'un héritage des premières phases de construction de la branche nord-ouest du système en triple rift-zone, dont l'existence a été prouvée par J.C. Carracedo (1994). L'orientation NW-SE est d'ailleurs majoritaire au niveau des dykes du Teno (observations en surface et dans les galeries : Carracedo, *pers. com.*).

Les datations K-Ar remettent en cause la notion d'édifices "anciens" appliquée à Tenerife (tableau 1.3). Les formations volcaniques du Roque del Conde ont donné des âges compris entre $11,86 \pm 0,17$ Ma (Barranco del Infierno) et $8,77 \pm 0,13$ Ma (sommet du Roque del Conde), ce qui en fait de loin l'édifice le plus ancien de l'île. Les âges obtenus pour le Teno et l'Anaga dépassent à peine 6 Ma ($6,11 \pm 0,08$ Ma à Bolicos, Teno Est) et 5 Ma ($4,89 \pm 0,07$ Ma près de Chamorga, Anaga Est). La construction du bouclier central de Las Cañadas débute selon E. Ancochea *et al.* (1990, 1999) vers 3,5 Ma et se poursuit encore par des éruptions historiques (1704-1705, 1706, 1798, 1909). Les phases de construction de ces grands volcans ne se superposent pratiquement pas. On peut même dire qu'elles se succèdent dans le temps, avec une interruption du volcanisme entre 8,7 et 6 Ma :

1. Roque del Conde : 11,86 – 8,77 Ma.
2. Teno : 6,11 – 5,15 Ma.
3. Anaga : 4,89 – 3,95 Ma.
4. Las Cañadas : < 3,8 Ma.

Comment expliquer la migration du volcanisme d'un noyau central (Roque del Conde) vers le nord-ouest (Teno) et le nord-est (Anaga), puis son retour au centre de l'île (Las Cañadas) ? L'instauration de la rift-zone triple (Carracedo, 1994) suit logiquement une progression du volcanisme du centre vers la périphérie, par l'intermédiaire des trois branches. La subsidence mécanique du premier bouclier central aurait pu agir en ce sens, en repoussant les ascensions magmatiques en

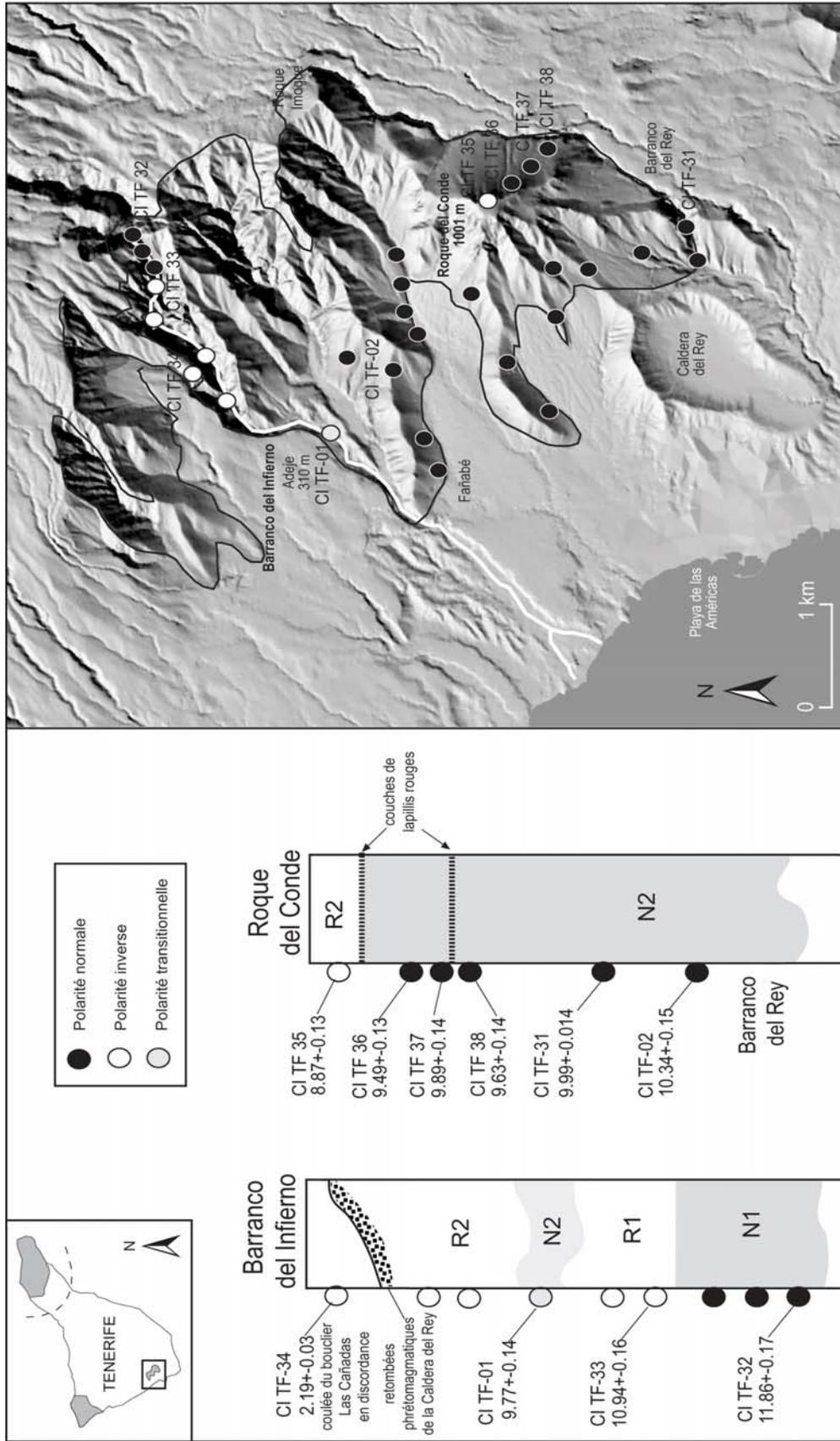


Fig. 1.20 - Datations K-Ar et mesures du paléomagnétisme rémanent du Massif du Roque del Conde. Les deux sections transversales présentées mettent en évidence quatre magnétozones : deux périodes de polarité normale (N1 et N2) et deux périodes de polarité inverse (R1 et R2). L'échantillon CI TF-34, daté à 2,19 Ma, appartient aux séries Las Cañadas, placées en nette discordance sur les reliefs résiduels du volcan bouclier de Roque del Conde (entourés en noir).

périphérie. L'Anaga est indépendant du bouclier central de Tenerife du point-de-vue structural et morphologique, mais pas forcément du point-de-vue magmatique. Pour le Teno comme pour l'Anaga, la durée du volcanisme est d'environ 1 Ma. Les mesures du paléomagnétisme rémanent ont permis d'identifier deux périodes, ou magnétozones, pour chaque massif :

- une première période à polarités inverses pour le Teno (Teno Inférieur), puis une seconde période à polarités normales (Teno Supérieur). Les deux périodes correspondent aux deux phases de construction du Teno, dont les formations sont séparées par une discordance inclinée vers le nord, visible à Masca et Los Carrizales.
- une longue période à polarités normales pour l'Anaga (4,89 – 4,01 Ma), suivie d'une courte période à polarités inverses (autour de 3,95 Ma).

Sur l'échelle paléomagnétique terrestre, ces âges correspondent au Gilbert, période de polarité inverse comprise entre 5,9 et 3,6 Ma. Les polarités normales enregistrées dans les deux massifs témoignent des courtes périodes normales au cours du Gilbert (Thvera, Sidufjall, Nunivak et Cochiti), dont la durée n'excède pas 200 à 300 ka. Comme le montrait la structure interne de ces massifs, visible dans les barrancos les plus profonds et le long des falaises, le volcanisme n'est donc pas continu pendant 1 Ma, mais concentré en phases de construction rapide : deux phases pour le Teno, trois phases pour l'Anaga.

Nos analyses montrent que les deux séquences complètes effectuées sur les flancs du Roque del Conde et dans le Barranco del Infierno aboutissent aux mêmes conclusions (figure 1.20). La durée du volcanisme, environ 3 Ma, semble exagérée car nos données paléomagnétiques montrent seulement quatre périodes (deux périodes normales, deux périodes inverses). Sur l'échelle paléomagnétique terrestre, près de dix périodes sont comptabilisées entre 11,9 et 8,8 Ma. Pourtant, nos datations K-Ar sont relativement fiables car la stratigraphie est respectée et les deux séquences corrélables. Seule solution à nos yeux : la faible fréquence des éruptions pourrait passer sous silence d'autres périodes paléomagnétiques. Les premières phases de construction de Tenerife, représentées par les séries Roque del Conde, auraient donc connu des rythmes d'accumulation modestes.

La même méthode appliquée à La Gomera confirme cette tendance.

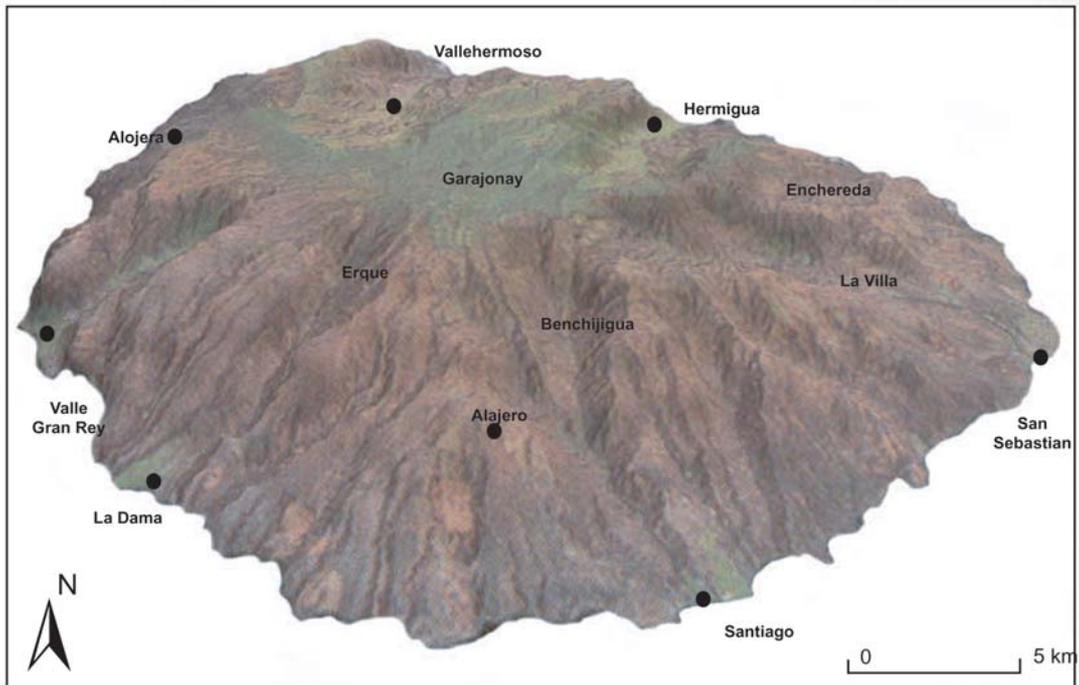


Fig. 1.21 - Modèle numérique de terrain de La Gomera, avec image Landsat recalibrée. Les principaux points d'intérêts que nous aborderons tout au long de ce travail apparaissent sur ce montage : le contraste climatique et morphologique nord-sud, les grands barrancos, dont certains en forme de vallées-amphithéâtres (Benchijigua, Erque, Vallehermoso, Hermigua, La Villa) et le Parc National de la Laurisilva de Garajonay

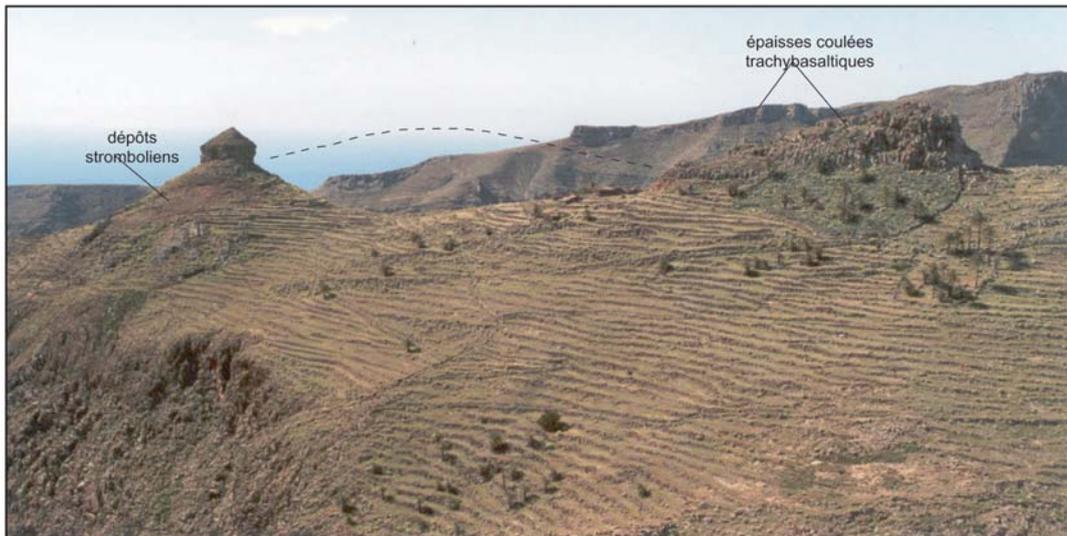


Photo 1.22 - Crête d'El Cabrito, entre les barrancos de Juan de Vera et La Guancha (sud de La Gomera).

1.3.2.3. *L'exemple de La Gomera*

Les travaux antérieurs sur La Gomera ont complété le travail initial de T. Bravo (1964) : pétrologie des matériaux sous-marins soulevés (Cendrero, 1971), étude des intrusions et nombreux dômes dégagés par l'érosion différentielle (Cubas, 1978), datations K-Ar (Abdel-Monem *et al.*, 1971a ; Féraud, 1981 ; Cantagrel *et al.*, 1984 ; Cubas *et al.*, 1994), étude du complexe trachy-phonolitique de Vallehermoso (Rodriguez, 1988). La notice de la carte géologique n'a pas encore été publiée (ITGE). La simplicité de la forme et de la structure générales de l'île vont de pair et font de l'île un terrain d'étude idéal pour la méthodologie adoptée (figure 1.21).

Les premières phases de construction de l'île montrent une évolution d'un volcanisme sous-marin (Hermigua, Vallehermoso, Arguamul), dont les produits sont soulevés, puis littoral (Hermigua), à un volcanisme fissural subaérien, dont l'activité est concentrée le long de rift-zones radiales. Le réseau de dykes subparallèles du Barranco de la Villa, orientés WNW-ESE, est le témoin de la rift-zone orientale du bouclier. La stratigraphie des premières séries de La Gomera est proche de celles de Tenerife (Teno Inférieur, Barranco del Infierno), d'El Hierro (séries El Tiñor), de La Palma (séries Garafia) et de Fuerteventura (Los Cuchillos) :

I. Coulées pahoehoe ou aa peu épaisses, riches en zéolites et en phénocristaux, avec niveaux stromboliens et phréatomagmatiques intercalés. Les basaltes à phénocristaux de plagioclases et les ankaramites, présentant une grande densité de phénocristaux d'olivines et de pyroxènes, sont typiques de cette première phase. Le pendage des coulées est assez prononcé pour un volcanisme de bouclier (10-12°). Les intrusions en sills peu épais (< 5 m) sont fréquentes.

II. L'amincissement des coulées (< 2 m), l'adoucissement de leur pendage (< 10°) et la moindre fréquence des niveaux pyroclastiques caractérisent la phase de maturité. Les laves sont souvent aphyriques, le magma basaltique séjournant peu de temps dans les chambres intermédiaires, et les dynamismes éruptifs sont très effusifs. Les coulées, de type *pahoehoe*, ne sont séparées les unes des autres que par des brèches basales de progression. Le réseau de dykes associé à cette phase est très dense et radial (rift-zones).

III. Les phases tardives sont moins effusives, plus localisées et souvent placées en discordance sur les phases précédentes. Les dynamismes éruptifs se rapprochent du type strombolien, centrés sur de grands cônes avec cratère central, et les coulées de laves sont épaisses (> 5 m), prismées et riches en xénolithes. Certaines laves issues de dômes sont légèrement différenciées (trachybasaltes, trachytes).

Sample	M.P.	K* (wt.%)	Weight molten (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-11} moles/g)	Age ($\pm 2\sigma$) Ma	Age mean value
<i>Séries inférieures</i>							
GOM-01		1.003 \pm 0.010	0.95988	45.729	1.652	9.47 \pm 0.19	
GOM-01	+		1.01183	49.697	1.634	9.38 \pm 0.19	9.43 \pm 0.13
GOM-06		1.235 \pm 0.012	0.98977	40.724	1.980	9.22 \pm 0.19	
GOM-06	+		1.01831	47.099	2.009	9.35 \pm 0.19	9.29 \pm 0.13
GOM-17		0.797 \pm 0.008	0.82411	31.944	1.264	9.12 \pm 0.18	
GOM-17	+		1.24896	44.422	1.270	9.17 \pm 0.18	9.15 \pm 0.13
GOM-02		1.080 \pm 0.011	1.01772	47.616	1.663	8.86 \pm 0.18	
GOM-02	+		0.99648	32.664	1.726	9.19 \pm 0.19	9.02 \pm 0.13
GOM-19		1.851 \pm 0.019	1.09147	49.640	2.808	8.73 \pm 0.18	
GOM-19	+		1.00680	49.887	2.834	8.81 \pm 0.18	8.77 \pm 0.13
GOM-14	-	1.702 \pm 0.017	1.27362	41.944	2.566	8.67 \pm 0.13	(07/10/02)
GOM-12		1.378 \pm 0.014	0.95211	50.643	1.938	8.09 \pm 0.16	
GOM-12	-		0.48363	46.932	1.913	7.99 \pm 0.16	8.04 \pm 0.11
GOM-20		1.146 \pm 0.011	1.04488	39.708	1.453	7.30 \pm 0.15	
GOM-20	-		0.95513	30.711	1.477	7.42 \pm 0.15	7.36 \pm 0.11
<i>Séries périphériques</i>							
GOM-15		0.921 \pm 0.009	0.99150	33.145	1.058	6.61 \pm 0.13	
GOM-15	+		1.12413	45.238	1.076	6.73 \pm 0.13	6.67 \pm 0.09
GOM-21		0.656 \pm 0.007	0.96048	10.601	0.636	5.58 \pm 0.10	
GOM-21	+		0.91900	17.747	0.620	5.44 \pm 0.11	5.51 \pm 0.08
GOM-18		1.046 \pm 0.011	1.02361	27.663	0.925	5.10 \pm 0.10	
GOM-18	-		1.17617	47.153	0.935	5.15 \pm 0.10	5.12 \pm 0.07
GOM-08		1.229 \pm 0.013	1.10760	34.218	1.112	5.21 \pm 0.10	
GOM-08	-		0.93056	25.158	1.113	5.22 \pm 0.10	5.21 \pm 0.07
GOM-16		2.150 \pm 0.022	1.04461	46.843	1.912	5.12 \pm 0.10	
GOM-16	-		1.07953	49.027	1.953	5.23 \pm 0.10	5.18 \pm 0.07
GOM-23		1.212 \pm 0.012	0.95264	38.788	1.068	5.07 \pm 0.10	
GOM-23	-		0.98231	43.268	1.064	5.06 \pm 0.10	5.06 \pm 0.07
GOM-09		1.080 \pm 0.011	0.87314	40.157	0.926	4.93 \pm 0.10	
GOM-09	+		0.96384	41.206	0.943	5.03 \pm 0.10	4.98 \pm 0.07
GOM-11		1.013 \pm 0.010	1.03149	12.272	0.337	1.92 \pm 0.04	
GOM-11	-		1.06217	24.066	0.346	1.97 \pm 0.04	1.94 \pm 0.03
<i>Séries horizontales</i>							
GOM-03		1.682 \pm 0.017	1.00786	56.307	1.574	5.39 \pm 0.11	
GOM-03	+		0.99615	24.773	1.595	5.46 \pm 0.08	5.42 \pm 0.08
GOM-10		1.530 \pm 0.015	1.18483	31.498	1.448	5.45 \pm 0.11	
GOM-10	-		0.96775	38.284	1.406	5.29 \pm 0.11	5.37 \pm 0.08
GOM-24		0.880 \pm 0.009	1.00821	26.298	0.812	5.31 \pm 0.11	
GOM-24	+		0.98468	26.780	0.826	5.40 \pm 0.11	5.36 \pm 0.08
GOM-07		1.297 \pm 0.013	1.03802	36.372	1.201	5.34 \pm 0.11	
GOM-07	-		1.02395	54.802	1.209	5.37 \pm 0.11	5.35 \pm 0.08
GOM-13	+	1.577 \pm 0.016	1.10720	50.736	1.403	5.12 \pm 0.08	(07/10/02)

Sample	M.P.	K* (wt.%)	Weight molten (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-11} moles/g)	Age ($\pm 2\sigma$) Ma	Age mean value
GOM-05		1.095 ± 0.011	0.95113	25.522	0.949	4.99 ± 0.11	
GOM-05	-		0.98145	30.494	0.973	5.12 ± 0.10	5.05 ± 0.07
GOM-04		0.900 ± 0.009	1.02927	29.252	0.661	4.23 ± 0.09	
GOM-04	+		1.02911	28.261	0.668	4.28 ± 0.09	4.25 ± 0.06

Tableau 1.4 – Ages K-Ar obtenus pour les édifices anciens de Tenerife (H. Guillou, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS Gif-sur-Yvette).

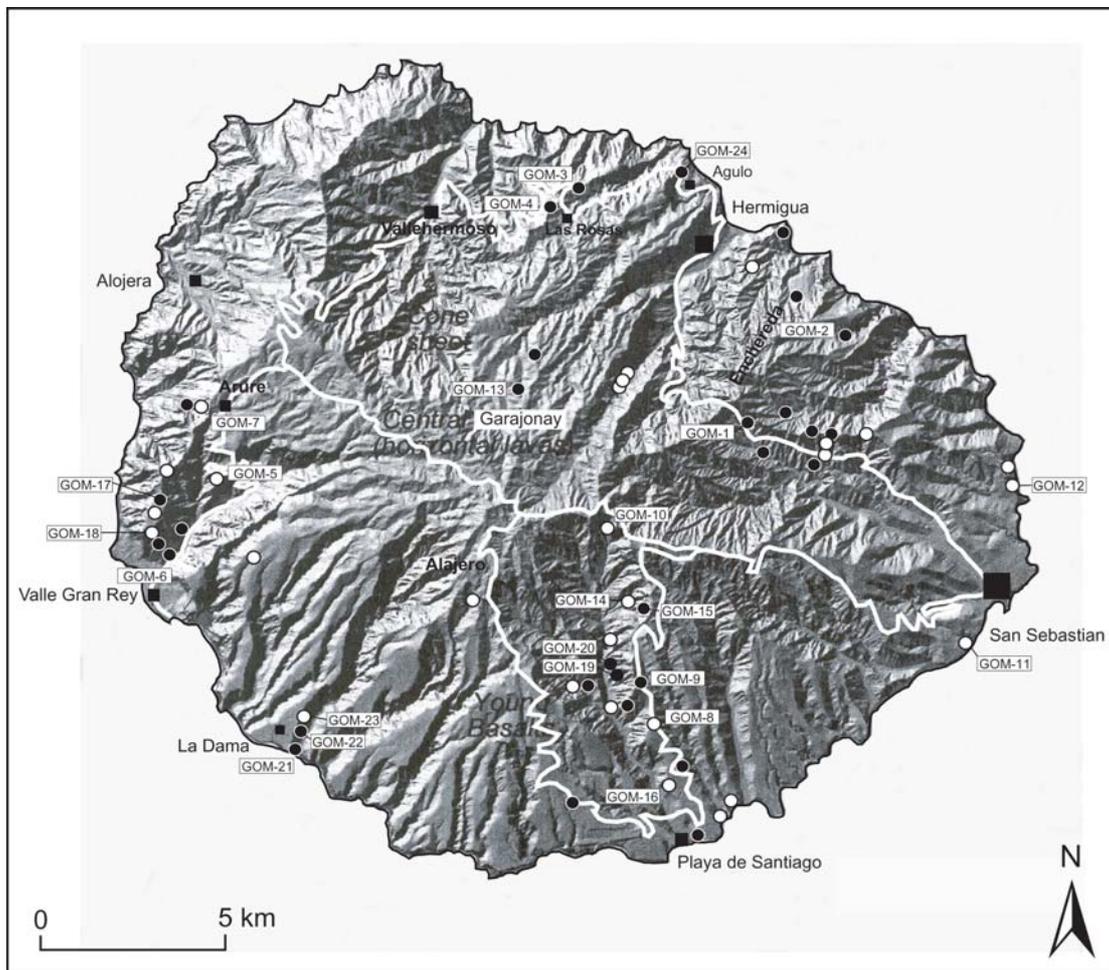


Fig. 1.22 - Carte de localisation des échantillons collectés à La Gomera, avec relief ombré en arrière-plan. Les ronds noirs indiquent les échantillons de polarité normale et les ronds blancs les échantillons de polarité inverse. Les noms encadrés mentionnent les échantillons utilisés pour les datations K-Ar.

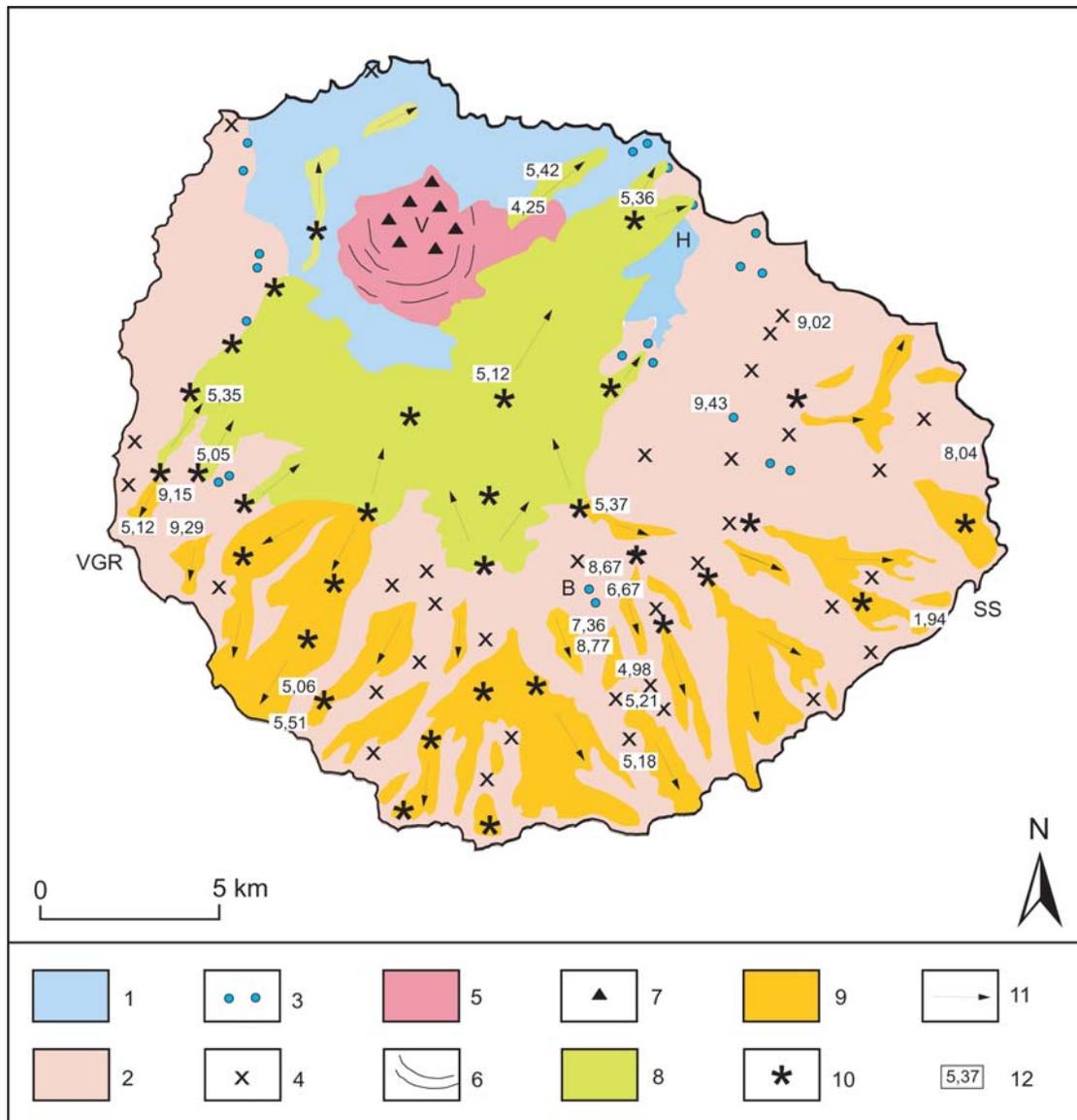


Fig. 1.23 - Carte géologique de La Gomera (source : ITGE, modifié d'après nos travaux de terrain). 1 : matériaux volcaniques sous-marins et intrusions plutoniques ; 2 : séries subaériennes inférieures (basaltes, trachybasaltes, ankaramites : 9,43-7,36 Ma) ; 3 : dépôts de coulées de débris intercalés dans 2 ; centres éruptifs connus de 2 ; 5 : stratovolcan de Vallehermoso (trachyphonolitique : environ 7,5 Ma) ; 6 : cone-sheet du stratovolcan ; dépôts de l'avalanche de débris du stratovolcan ; 8 : séries basaltiques horizontales de remplissage de la dépression de Garajonay (basaltes, trachybasaltes : 5,42-4,25 Ma) ; 9 : séries périphériques (basaltes, trachytes, phonolites : 6,67-4,98 Ma). 10 : centres éruptifs de connus 8 et 9 ; 11 : direction des coulées ; 12 : datations K-Ar.
SS : San Sebastian ; H : Hermigua ; V : Vallehermoso ; VGR : Valle Gran Rey ; B : Benchijigua.

Le bouclier initial de La Gomera est largement tronqué par une vaste dépression, ouverte vers le nord et masquée par le volcanisme ultérieur. Cette seconde phase de construction voit se succéder le stratovolcan de Vallehermoso (trachytes, phonolites) et un volcanisme très effusif produisant des coulées basaltiques horizontales, épaisses, responsables du remplissage de la dépression. Le volcanisme se poursuit également en périphérie, par l'émission d'épaisses coulées en discordance sur les premières phases du bouclier. Nous reviendrons sur ce contexte structural car il est essentiel. Nous le retrouverons sur les autres îles, à divers stades d'évolution. Certes répartis sur toute l'île, nos travaux sur le paléomagnétisme des séries volcaniques de La Gomera se sont concentrés sur trois secteurs permettant de dresser une section couplant les datations K-Ar au paléomagnétisme (figures 1.23 et 1.24) : Valle Gran Rey (sud-ouest), le Barranco de Benchijigua (sud) et le Massif de la Enchereda (Barranco de la Villa, est). Ces sections principales ont été complétées par des sections secondaires au débouché du Barranco d'Erque (La Dama, côte sud), sur les versants ouest du Massif de la Enchereda et dans le Barranco d'El Cedro (du centre vers Hermigua). La corrélation K-Ar / paléomagnétisme d'une section à l'autre est satisfaisante et met en évidence cinq périodes :

1. une période de polarité normale entre 9,43 et 8,77 Ma, pendant laquelle le bouclier émerge et commence sa croissance subaérienne (stades I et II du paragraphe précédent). Les premières coulées ont apparemment une polarité transitionnelle mais ne sont pas datables (fonds des barrancos de Valle Gran Rey et de la Villa).

2. une période de polarité inverse, qui n'est définie que par deux datations : 8,67 Ma à Benchijigua (rift-zone sud du bouclier) et 8,04 Ma dans le Massif de la Enchereda (rift-zone est).

3. une période de polarité normale, entre 7,36 et 5,36 Ma, marque la poursuite de l'activité périphérique et le début du volcanisme de remplissage de la dépression ouverte dans la partie nord du bouclier. Nous avons distingué deux sous-périodes du fait des datations : 7,36-6,67 et 5,51-5,36. La discordance entre les phases tardives du bouclier et les séries périphériques se situe entre 7,36 et 6,67 Ma.

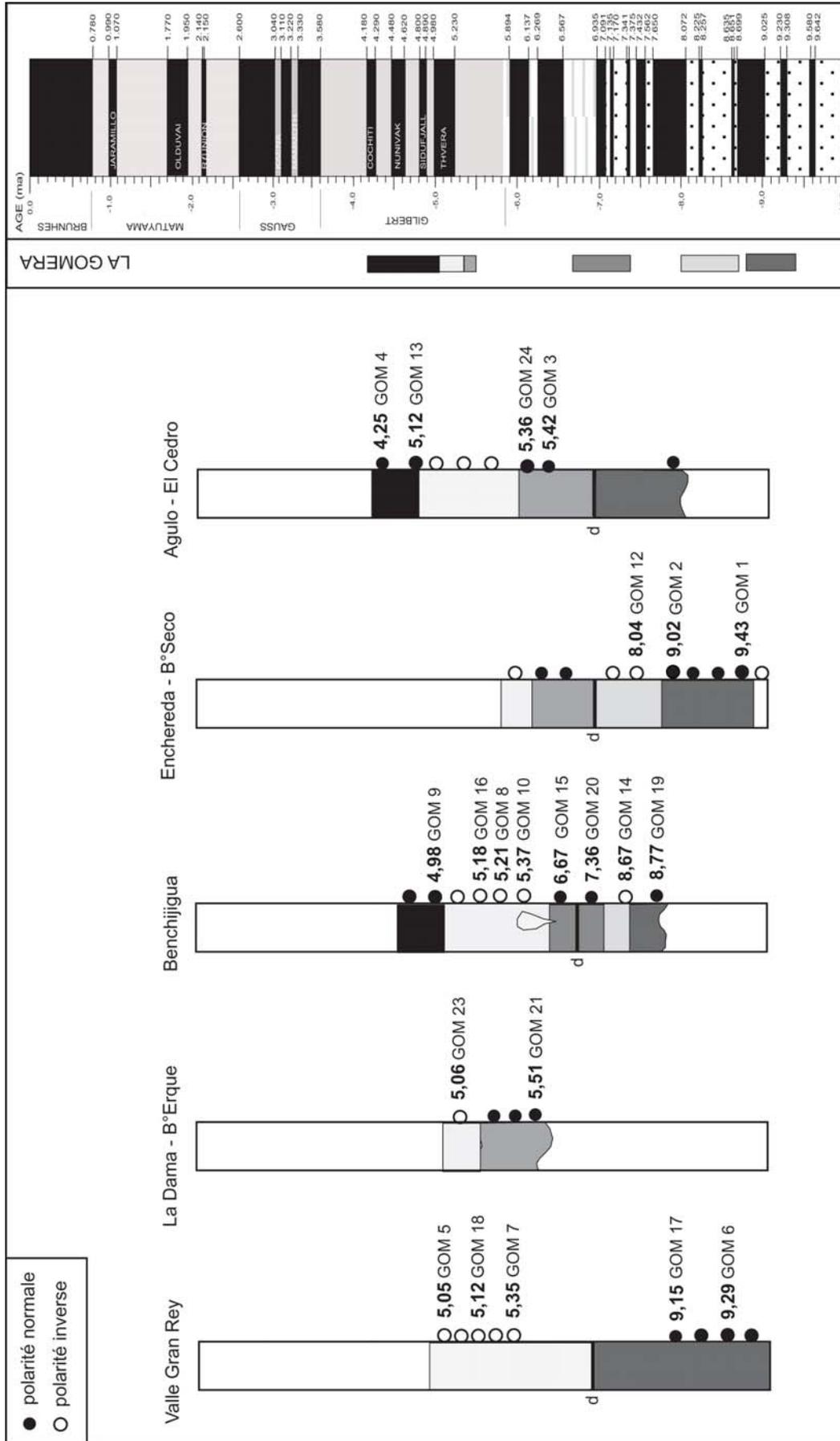


Fig. 1.24 - La corrélation entre les datations K-Ar, les mesures du paléomagnétisme et l'échelle paléomagnétique terrestre : l'exemple de La Gomera.

4. une période de polarité inverse, entre 5,37 et 5,05 Ma, pendant laquelle est produit l'essentiel du volume de remplissage. La section la plus représentative est celle du Barranco d'El Cedro. C'est au cours de cette période que le remplissage s'achève et finit par déborder de la dépression (Valle Gran Rey), se mêlant aux coulées des cônes périphériques. Nous précisons ultérieurement ce processus.

5. une période de polarité normale, entre 4,98 et 4,25 Ma, achève la seconde phase de construction de La Gomera. Le volcanisme périphérique est de plus en plus limité, à la fois en termes de volume émis et de fréquence. La coulée la plus récente est datée à 1,94 Ma (coulée intra-vallée de la Playa de Machal, au sud de San Sebastian).

La corrélation entre nos sections et l'échelle paléomagnétique terrestre révèle cependant des imperfections. Notre première période normale inclut une période inverse qui n'apparaît pas à La Gomera. Notre seconde période normale, pourtant indéniable, coïncide avec une période d'alternance sur l'échelle paléomagnétique terrestre. Le contrôle du paléomagnétisme est brouillé par la forte épaisseur des coulées et la fréquence de discordances secondaires pendant les phases finales du bouclier (stade III du paragraphe précédent, essentiellement en périphérie est et sud). La dernière période normale serait en fait une période d'alternance au cours de laquelle seules les courtes périodes normales Cochiti, Nunivak et Sidufjall du Gilbert (inverse) sont enregistrées à La Gomera. La bonne corrélation entre les sections valide la méthode. Mais la comparaison avec l'échelle paléomagnétique terrestre est généralement plus délicate pour des laves supérieures à 5 Ma.

La durée et la nature des premières phases de construction de Tenerife et La Gomera, alors situées sur le point chaud, sont finalement comparables au volcanisme d'El Hierro et de La Palma. La méthode de couplage datations K-Ar / paléomagnétisme rémanent a auparavant permis de reconstituer précisément les phases de construction des îles occidentales, dont la durée est comprise entre 240 et 710 ka (Guillou *et al.*, 1996, 1998 et 2001). La corrélation avec l'échelle paléomagnétique terrestre est nettement plus affinée pour les îles occidentales. Dans le cadre d'une meilleure compréhension de la construction des Îles Canaries, l'application de la même méthode à La Gomera et Tenerife a permis de préciser la chronologie et la durée des principales phases de construction.

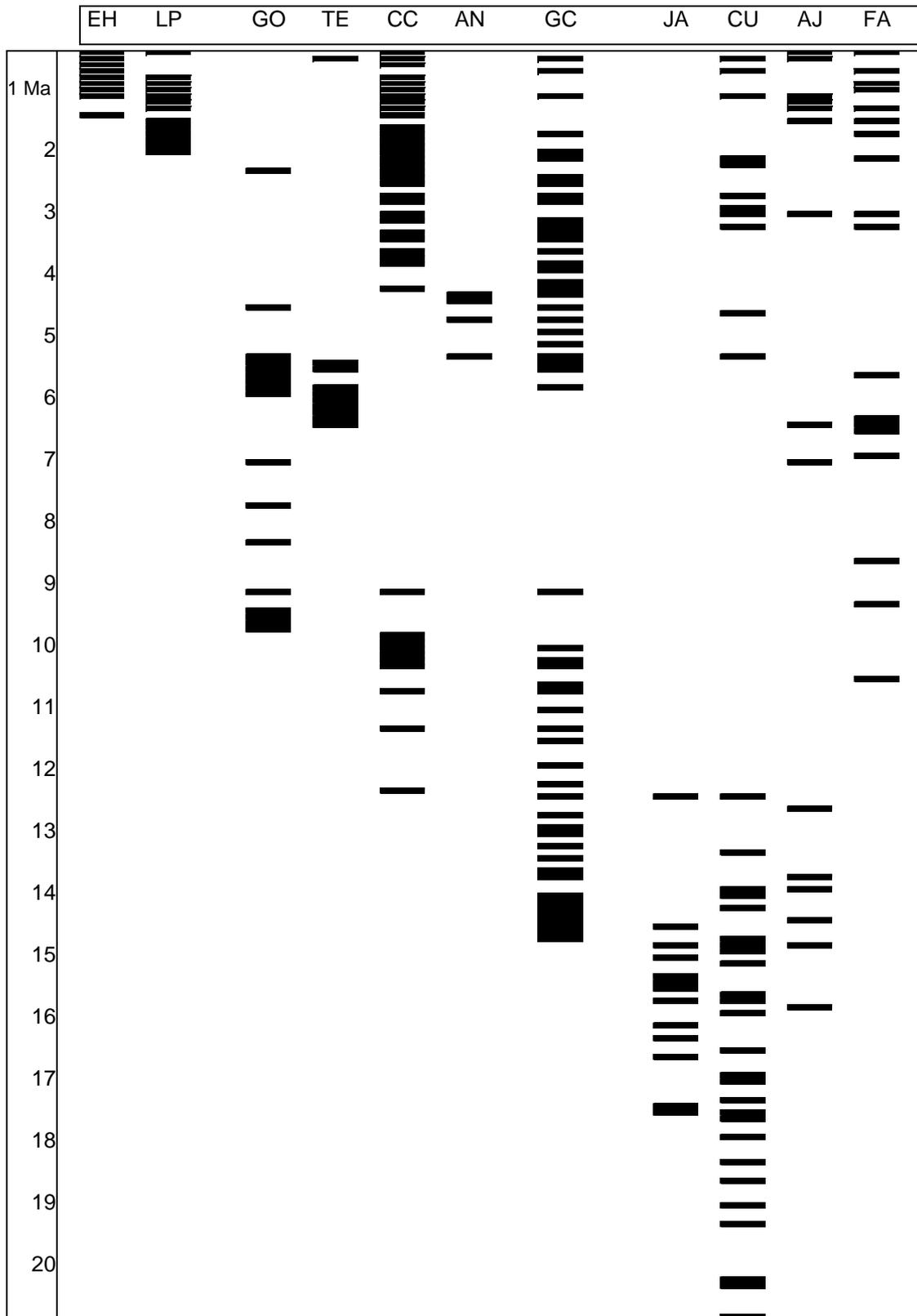


Fig. 1.25 – Datations radiométriques publiées pour les Iles Canaries. EH : El Hierro ; LP : La Palma ; GO : La Gomera ; TE : Teno ; CC : Las Cañadas ; AN : Anaga ; GC : Gran Canaria ; JA : Jandia ; CU : Los Cuchillos ; AJ : Ajaches ; FA : Famara.

1.3.2.4. *Les hiatus majeurs : comparaison Tenerife-La Gomera-Gran Canaria*

La figure 1.25 regroupe toutes les datations radiométriques publiées pour les Iles Canaries. Les datations antérieures à 1990, jugées peu fiables, ont été éliminées. Les âges mentionnés sont issus des travaux de H. Guillou *et al.* (1996, 1998, 2001) pour El Hierro et La Palma, de E. Ancochea *et al.* (1990, 1999) pour Las Cañadas (bouclier central de Tenerife), de I. Mc Dougall & H.U. Schmincke (1976), P. Bogaard *et al.* (1988), F.J. Pérez Torrado *et al.* (1995) et C. Schirnick *et al.* (1999) pour Gran Canaria, de J. Coello *et al.* (1992) et E. Ancochea *et al.* (1996) pour Fuerteventura et Lanzarote, auxquels sont ajoutées nos datations pour La Gomera et les édifices anciens de Tenerife. La figure 1.25 confirme l'existence de hiatus majeurs dans l'évolution volcanique de La Gomera, Tenerife et Gran Canaria. Ces interruptions de la construction volcanique interviennent de manière différente dans les trois îles :

- Ce hiatus se place à Tenerife entre les séries Roque del Conde et les séries Las Cañadas (< 3,8 Ma). Sa durée est comprise entre 3 et 5 Ma, suivant la position que l'on accorde au Teno (bouclier indépendant ou prolongation de la rift-zone nord-ouest du bouclier central). Le hiatus correspond à une discordance qui n'est visible qu'au sud de l'île, autour du Roque del Conde et dans la section supérieure du Barranco del Infierno. Les séries Las Cañadas remplissent dans un premier temps une vaste dépression ouverte vers le nord (3,5-2,3 Ma), puis évoluent en un stratovolcan massif et polygénique (< 2,3 Ma) qui déborde sur les reliefs résiduels du Roque del Conde. Dans le Barranco del Infierno, la discordance est délimitée par un plan transversal très incliné, qui correspond aux parois orientales d'un ancien barranco formé pendant l'interruption du volcanisme.

- Le hiatus intervient à Gran Canaria entre les émissions trachytiques et phonolitiques des phases finales de construction du bouclier (13,3-8,8 Ma), et l'édification du stratovolcan Roque Nublo (5-2,7 Ma). Le hiatus est donc d'une durée de 3,8 Ma. Mais selon F.J. Pérez Torrado (*pers. com.*), la cessation de l'activité volcanique n'est pas totale. Les formations d'El Tablero précèdent la construction du stratovolcan (5,5-4,6 Ma) et se résument à quelques édifices stromboliens alignés sur une fissure orientée NW-SE. A la différence de Tenerife, les phases de différenciation

magmatique interviennent à la fois avant et après le hiatus. Les phases de régénérescence sont dans la continuité puisqu'aucun hiatus majeur n'est à signaler depuis 3 Ma, même si la production volcanique est faible. Les produits éruptifs sont basaltiques.

- Les datations K-Ar mettent en évidence une interruption majeure du volcanisme à La Gomera depuis environ 4 Ma. Le hiatus n'est pas total puisque nous avons obtenu une datation au cours du Quaternaire (1,94 Ma, Playa de Machal). Un second hiatus apparaît au sud-ouest de l'île entre les premières (9,29-9,15 Ma) et les secondes phases de construction du bouclier (5,35-5,05 Ma). Cette cessation du volcanisme pendant près de 4 Ma n'est pas généralisée à l'île entière. La discordance est très marquée au sud-ouest de l'île, où des coulées subhorizontales d'environ 5 Ma arment les zones sommitales en fossilisant les séries inférieures du bouclier (Valle Gran Rey, Taguluche). Mais l'activité volcanique se poursuit en périphérie sud (Benchijigua) et est (Enchereda) du bouclier. Le stratovolcan de Vallehermoso s'insère aussi dans ce relatif "hiatus" puisque ses racines dénudées sont en partie recouvertes par des coulées basaltiques horizontales appartenant aux secondes phases. Les âges K-Ar proposés par l'ITGE (non publié) sur des dykes trachytiques confirment cet argument de terrain (7,6 Ma à Macayo, 7,57 Ma à Buenavista). Mais l'altération de ces matériaux et la succession de phases intrusives perturbent sensiblement le compteur radiométrique K-Ar.

Les hiatus majeurs de La Gomera, Tenerife et Gran Canaria se succèdent chronologiquement (figure 1.25), ce qui conforte le modèle d'évolution des îles sur le point chaud. Les données pour les îles orientales ne permettent pas de conclure qu'il existe systématiquement une interruption majeure du volcanisme. En effet, les auteurs des datations effectuées à Fuerteventura et Lanzarote n'ont pas procédé par sections et leurs âges ne sont pas corrélés avec un second marqueur chronologique. La dispersion de leur échantillonnage ne permet que peu de conclusions concernant la détermination et la durée des phases de construction. Mais nos observations de terrain et les mesures du paléomagnétisme rémanent menées par J.C. Carracedo et H. Guillou (non publié) sont en faveur de phases productives de quelques centaines de milliers d'années, séparées par de courtes périodes de cessation ou de ralentissement de l'activité. Des datations radiométriques sont en cours. Les études paléomagnétiques effectuées par

J.C. Carracedo et E. Rodriguez Badiola (1993) suggèrent pour les deux boucliers de Lanzarote une phase de construction majeure (14,5-13,5 Ma pour Ajaches et 10,2-8,7 Ma pour Famara), suivie d'un hiatus puis de phases secondaires moins productives (7,7-6,1 Ma pour Ajaches et 6,5-3,8 Ma pour Famara). Mais contrairement à Tenerife et Gran Canaria, les laves restent très peu différenciées : basanites, basaltes alcalins, quelques trachytes lors des phases secondaires d'Ajaches.

1.3.2.5. *Les phases de différenciation magmatique*

Selon D.W. Peterson et R.B. Moore (1987), la transition entre le stade de bouclier actif (stade II : shield stage) et le stade final d'activité du bouclier (stade III : *capping stage* ou *post-shield stage*), est définie à partir du déclin de la fréquence et du débit des éruptions, la mobilité de la plaque éloignant l'île du point chaud. Les laves deviennent plus alcalines et plus visqueuses (hawaïtes, mugéarites, trachytes, phonolites). La différenciation magmatique croissante indique une réduction de l'alimentation en profondeur, un déstockage des réservoirs superficiels et un sous-placage magmatique (Frey *et al.*, 1990). Les réservoirs et conduits refroidissent et cristallisent car l'apport en magma devient insuffisant pour maintenir les fissures ouvertes. Les éruptions se produisent lorsque le magma s'est suffisamment différencié en profondeur, perdant en densité, pour progresser plus aisément vers la surface. Plus espacées dans le temps, ces éruptions ont des dynamismes à la fois effusifs et explosifs (nuées de dômes, ignimbrites, projections stromboliennes).

L'évolution magmatique finale du stade bouclier se matérialise donc en surface par l'édification de nouvelles formes de construction volcanique venant accidenter le silhouette classique du bouclier : coulées épaisses et massives provenant souvent de dômes ou de stratovolcans.

L'exemple des Iles Canaries montre que les phases de différenciation sont d'autant plus marquées et prolongées que l'éloignement de la plaque lithosphérique par rapport au point chaud est lent. Sur les diagrammes de Harker alcalins / silice (figure 1.26), on distingue nettement un pôle basaltique alcalin et un pôle différencié (trachytes, phonolites). Des phases de différenciation magmatique se produisent aussi à Hawaï (McDonald *et al.*, 1983 ; Peterson & Moore, 1987), à La Réunion (Chevalier

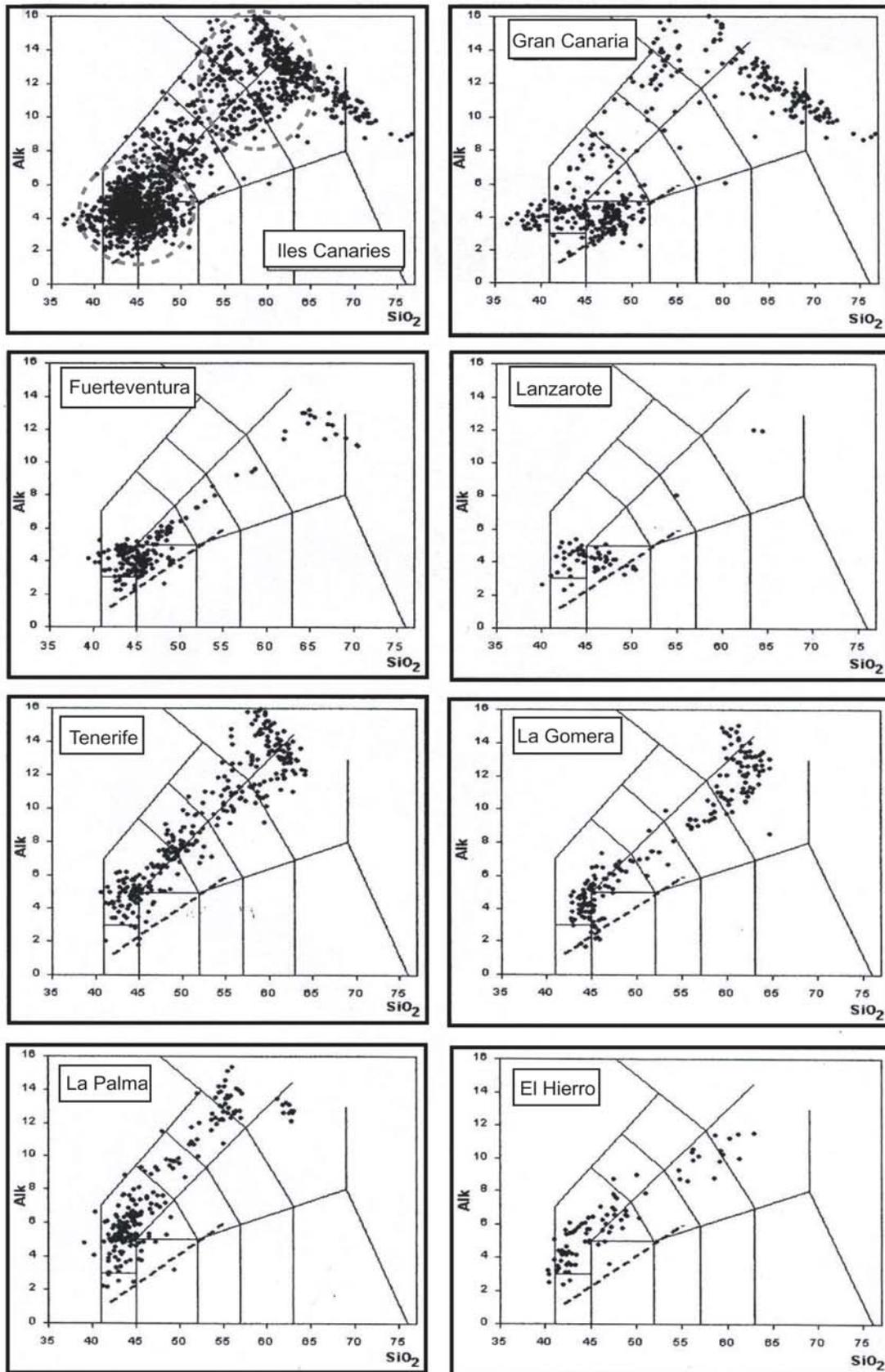


Fig. 1.26 - Analyses géochimiques des laves des Iles Canaries, projetées un diagramme TAS (% alcalins $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ / % silice SiO_2). Les zones cercées distinguent le pôle basaltique alcalin du pôle différencié (trachytes, phonolites). Données communiquées par J.C. Carracedo.

& Vatin-Perignon ; Rocher, 1990) et aux Kerguelen (Nougier, 1970 ; Giret, 1983), mais ne laissent pas une trace aussi importante qu'aux Canaries dans le paysage. Cette différence fondamentale s'exprime aussi au niveau des phases de régénérescence.

Les volcans boucliers Canariens connaissent de petites phases de différenciation précoces, à la fin des principales phases de construction. Les coulées sommitales du volcan bouclier de Taburiente (1,02-0,41 Ma) sont de nature phonolitique, alors que l'ensemble du bouclier est constitué de coulées basaltiques. Nous pourrions multiplier les exemples : groupe Ventijis des séries El Tiñor à El Hierro, dômes phonolitiques de la Cumbre Vieja (< 125 ka). Les multiples dômes ponctuant le paysage de La Gomera témoignent de plusieurs phases de différenciation magmatique, trachytiques à phonolitiques (Cendrero, 1971). L'essentiel du volcanisme de La Gomera est basaltique, d'où ce contraste entre le relief massif du bouclier, déchiqueté par de grands barrancos et les formes protubérantes des dômes : crypto-dôme du Lomo de Majona, dômes-coulées de la Fortaleza de Chipude et du Roque de Berrugo, cumulo-dômes de la Punta de los Organos et du Roque Blanco, extrusion annulaire de Benchijigua, dômes péléens du Roque Cano, du Roque Agando et des Roques de la Ojila et de la Zarcita. Ces derniers sont les plus instables. Nous avons souvent trouvé à leurs pieds des dépôts de nuées ardentes, constitués de cendres et de blocs juvéniles (phonolites blanches friables par exemple) et lithiques (croûte du dôme, dépôts précédents). Les niveaux les plus fins traduisent des phases très explosives, éventuellement phéatomagmatiques. Les niveaux épicyclastiques constitués principalement de blocs anguleux résultent de phases d'écroulement de dômes.

Tenerife, Gran Canaria et La Gomera ont aussi connu des phases de différenciation beaucoup plus importantes et significatives. L'exemple des séries Mogan et Fataga du bouclier central de Gran Canaria (coulées et ignimbrites trachytiques et phonolitiques avant le hiatus) est unique aux Canaries car leur origine est liée aux phases d'effondrements de la Caldera de Tejeda (Schmincke, 1967 ; Schmincke, 1973; Schirnick *et al.*, 1999). Sans l'intervention d'effondrements centraux de grande envergure, les phases majeures de différenciation se manifestent en surface lors de l'évolution du bouclier en un stratovolcan central. A Tenerife et Gran Canaria, le magma s'est lentement différencié dans des chambres profondes, suite à l'éloignement de l'île par rapport au point chaud. Ce temps de différenciation



Photo 1.23 - Le dôme-coulée de la Fortaleza de Chipude (sud-ouest de La Gomera).

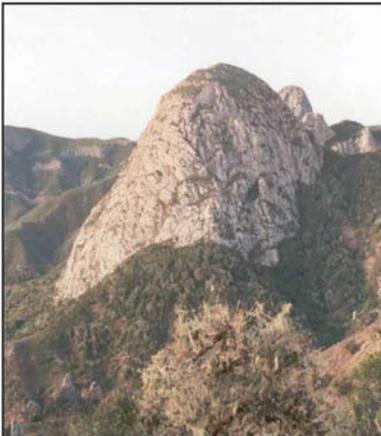


Photo 1.24 - Le dôme péleén du Roque de Ojila (centre de La Gomera).



Photo 1.25 - Le cumulo-dôme de la La Punta de los Organos (côte nord-ouest de La Gomera).

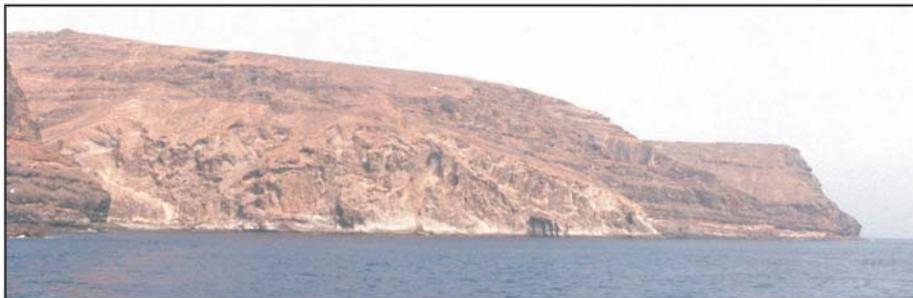


Photo 1.26 - L'édifice trachytique intercalé de la Punta del Becerro (côte sud de La Gomera).

correspond au hiatus majeur. La nature basaltique des coulées historiques semble incompatible avec le volcanisme trachy-phonolitique du Teide, d'où l'existence supposée de deux types de réservoirs magmatiques actuellement sous Tenerife. Les réservoirs basaltiques seraient des gouttes résiduelles directement issues du panache actuellement situé sous les îles occidentales. Les réservoirs en différenciation sont les restes d'anciennes poches éloignées de leur alimentation profonde du fait de la migration de la plaque. En dépassant le champ limité des éruptions historiques, force est de constater qu'à Tenerife le volcanisme différencié l'emporte progressivement sur le volcanisme basaltique en terme de volumes émis.

La construction du stratovolcan de Vallehermoso (La Gomera) intervient curieusement après la formation de la grande dépression tronquant la moitié nord du bouclier, pendant une période de ralentissement de l'activité volcanique (8-7 Ma) et bien avant le hiatus actuel (< 4 Ma). Cette phase de différenciation est précoce et crée une anomalie dans notre modèle d'évolution des volcans boucliers canariens, d'autant plus que lui succède une phase basaltique très productive (séries horizontales de remplissage de la dépression). L'explication pourrait venir de la subsidence mécanique du bouclier de Roque del Conde (Tenerife), qui perturberait les remontées magmatiques sous La Gomera. Mais des variations de l'ascension magmatique et une zonation particulière des gouttes de remontées mantelliques ne sont pas à exclure.



Photo 1.27 – Le Roque Berrugo, un dôme-coulée en inversion de relief (sud de La Gomera).

	Période Ma	Durée ka	Epaisseur m	Rythme m/ka	Datations
El Hierro					
Barranco del Tiñor	1,12 - 1,04	80	400	5	Guillou <i>et al.</i> , 1996
La Caldereta	1,04 - 0,88	160	250	1,6	Guillou <i>et al.</i> , 1996
El Golfo	0,55 - 0,16	390	650	1,7	Guillou <i>et al.</i> , 1996
	<i>0,55 - 0,44</i>	<i>110</i>	<i>400</i>	<i>3,6</i>	Guillou <i>et al.</i> , 1996
<i>discordance</i>	<i>0,44 - 0,26</i>	<i>180</i>	<i>100</i>	<i>0,5</i>	Guillou <i>et al.</i> , 1996
	<i>0,26 - 0,18</i>	<i>80</i>	<i>100</i>	<i>1,25</i>	Guillou <i>et al.</i> , 1996
	<i>0,18 - 0,16</i>	<i>20</i>	<i>50</i>	<i>2,5</i>	Guillou <i>et al.</i> , 1996
La Palma					
Galeria Cuevitas	1,72 - 1,27	450	1000	2,2	Guillou <i>et al.</i> , 2001
Barranco de los Hombres	0,83 - 0,58	270	250	0,9	Guillou <i>et al.</i> , 2001
Cumbre Nueva	0,83 - 0,77	60	50	0,8	Guillou <i>et al.</i> , 1998
	0,66 - 0,57	90	150	1,7	Guillou <i>et al.</i> , 1998
	<i>0,66 - 0,65</i>	<i>10</i>	<i>60</i>	<i>6</i>	Guillou <i>et al.</i> , 1998
	<i>0,65 - 0,62</i>	<i>30</i>	<i>60</i>	<i>2</i>	Guillou <i>et al.</i> , 1998
	<i>0,62 - 0,57</i>	<i>50</i>	<i>30</i>	<i>0,6</i>	Guillou <i>et al.</i> , 1998
Volcan Bejenado	0,55 - 0,49	60	300	5	Guillou <i>et al.</i> , 2001
La Gomera					
Valle Gran Rey	9,29 - 9,15	140	600	4,3	
Barranco de Benchijigua	8,77 - 6,67	2100	200	0,1	
<i>discordance</i>	<i>8,77 - 7,36</i>	<i>1410</i>	<i>10</i>	<i>0,007</i>	
	<i>7,36 - 6,67</i>	<i>690</i>	<i>190</i>	<i>0,3</i>	
La Dama - Erque	5,58 - 5,08	510	220	0,4	
Tenerife					
Roque del Conde	10,34 - 8,87	1410	740	0,5	
	<i>10,34 - 9,63</i>	<i>710</i>	<i>600</i>	<i>0,8</i>	
	<i>9,63 - 9,49</i>	<i>140</i>	<i>80</i>	<i>0,6</i>	
	<i>9,49 - 8,87</i>	<i>620</i>	<i>60</i>	<i>0,1</i>	
Teno Inférieur	6,4 - 6,0	400	1000	2,5	Thirwall <i>et al.</i> , 2000
Teno Supérieur	5,6 - 5,0	600	700	1,2	Cantagrel <i>et al.</i> , 1999
Mesa de Tejina	4,20 - 3,97	230	270	1,1	
Las Cañadas La Angostura	3,3 - 2,7	600	300	0,5	Ancochea <i>et al.</i> , 1999
Las Cañadas El Cedro	2,35 - 2	350	200	0,6	Ancochea <i>et al.</i> , 1999
Las Cañadas Guajara	1,2 - 0,7	500	400	0,8	Ancochea <i>et al.</i> , 1999
Gran Canaria					
Guigui-Horgazales	14,5 - 14	500	1500	3	Bogaard <i>et al.</i> , 1988
Lanzarote					
Ajaches	14,5 - 13,5	1000	550	0,55	Carracedo & R. Badiola, 1993

Tableau 1.5 - Rythmes d'accumulation de matériaux volcaniques aux Iles Canaries, estimés d'après des datations radiométriques disposées par sections transversales.

1.3.3. L'estimation des rythmes de construction

La lente migration vers l'est de la source mantellique, la succession des dynamismes éruptifs et leur diversité, et les interruptions du volcanisme décrivent une évolution des rythmes de construction. Nous avons abordé cette question à travers deux approches quantitatives complémentaires, dont nous soulignerons les limites.

1.3.3.1. *La méthode par sections transversales : les rythmes d'accumulation*

Une première méthode d'estimation des rythmes de construction considère le rapport entre l'épaisseur et la durée de formation d'une série de coulées, en connaissant les altitudes et les âges de la première et de la dernière coulée de la série. Les résultats ainsi obtenus sont des rythmes d'accumulation de matériaux volcaniques, exprimés en m/ka ou km/Ma. L'expression d'une accumulation par paliers, coulée après coulée, en un rythme moyen pour une période donnée n'est valable que pour des séries volcaniques de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Cette méthode ne permet pas de détecter les variations de rythmes à l'intérieur d'une même série et est en partie faussée par des paramètres variables dans l'espace, tels que l'épaisseur des coulées, les surfaces de discordances, les cônes intercalés et les coulées intra-vallées.

Une variante plus détaillée de cette méthode consiste à détailler l'évolution des rythmes d'accumulation grâce aux sections transversales dressées pour le couplage datations radiométriques / paléomagnétisme rémanent (paragraphe 1.3.2.1). Cette méthode a été utilisée pour quatre sections complètes à El Hierro (El Golfo), La Palma (Cumbre Nueva), La Gomera (Barranco de Benchijigua) et Tenerife (Roque del Conde). Les sections sont rarement parfaitement verticales, du fait des difficultés d'accès aux portions les plus escarpées. Nous avons donc apporté quelques corrections des altitudes, en fonction notamment des pentages mesurés sur le terrain. L'ensemble des résultats est présenté dans le tableau 1.5. Les rythmes d'accumulation sont compris entre 0,1 et 5 m/ka.

Les rythmes d'accumulation des premières phases de construction des volcans boucliers sont supérieurs à 2 m/ka à El Hierro (séries El Tiñor : 5 m/ka), La Palma (séries Garafia de la Galeria Cuevitas : 2,2 m/ka), La Gomera (Valle Gran Rey : 4,3 m/ka) et Gran Canaria (Guigui - Horgazales : 3 m/ka). Les résultats présentés pour les

séries Roque del Conde (Tenerife) sont inférieurs à 1 m/ka, avec un ralentissement de l'accumulation de 0,8 à 0,1 m/ka. Nous notons aussi un ralentissement de l'accumulation volcanique à la fin de la première phase de construction du bouclier de La Gomera (Benchijigua, La Dama : < 0,5 m/ka). Les chiffres annoncés pour Benchijigua sont perturbés par des discordances. Les autres édifices "anciens" de Tenerife ont connu des rythmes plus rapides, supérieurs à 1 m/ka, même pour leurs dernières phases de construction (Teno Supérieur, Mesa de Tejina dans l'Anaga). Le chiffre proposé pour Ajaches à Lanzarote (0,55 m/ka) n'est pas totalement fiable car la période considérée, longue d'un million d'années, est en fait composée de plusieurs phases de construction rapide déterminées par les données paléomagnétiques (Carracedo & Rodriguez Badiola, 1993).

Le volcanisme de rift-zones est représenté par les sections d'El Golfo, de la Cumbre Nueva (rift-zone sud du volcan bouclier de Taburiente) et du Teno (en considérant ce massif comme faisant partie de la rift-zone nord-ouest de Tenerife). La section complète de la Cumbre Nueva montre une augmentation du rythme d'accumulation de 0,8 à 1,7 m/ka, puis un ralentissement progressif jusqu' 0,6 m/ka. On retrouve ce modèle d'évolution à El Golfo, avec des rythmes globalement plus élevés (0,5 - 3,6 m/ka) et perturbés par l'augmentation de l'épaisseur des coulées vers le haut de la séquence et par une discordance entre 0,44 et 0,26 Ma.

Les rythmes d'accumulation pour le volcan bouclier Las Cañadas ont été calculés à partir des datations effectuées par E. Ancochea *et al.* (1999) sur les parois de la Caldera de Las Cañadas. Ils sont inférieurs à 1 m/ka. L'apparente accélération du rythme d'accumulation est en fait due à l'augmentation de l'épaisseur des coulées et ignimbrites massives. La stratigraphie de Montaña Guajara (2715 m, point le plus haut du rebord de la caldera) en est le meilleur exemple. Il est de plus délicat de proposer des rythmes d'accumulation moyens pour un édifice dont l'évolution magmatique tend vers une différenciation croissante et dont les dynamismes éruptifs sont régulièrement explosifs. Mais nous notons une décroissance des rythmes d'accumulation avec le temps et donc avec l'éloignement de la source magmatique d'origine.

La méthode d'estimation des rythmes d'accumulation par sections transversales a été utilisée pour des îles du Pacifique : 3,1 cm/ka en moyenne à Tahiti (Léotot, 1988), 4,8 m/ka et

1 m/ka pour les phases sous-marines et subaériennes de l'atoll de Fangataufa (Guillou, 1990), 3 m/ka pour le soubassement volcanique de l'atoll de Mururoa selon P.Y. Gillot *et al.* (1992), entre 3 et 11 m/ka pour le Kilauea, suivant les secteurs et les périodes considérés (Guillou *et al.*, 1997b). Les rythmes estimés aux Canaries sont inférieurs mais restent du même ordre de grandeur. Les volcans boucliers de Big Island (Hawaï) sont les plus productifs au monde. L'île a une surface de 10461 km² et culmine à 4205 m au Mauna Kea, malgré des pentes faibles (4-10°). Des rythmes de croissance de la surface de Big Island, par progradation des deltas de lave sur la mer, ont été proposés pour les derniers 600 ka, exprimés en km²/ka. Nous n'appliquerons pas cette méthode car, ne prenant pas en compte le recul des côtes par érosion ou par déstabilisations massives des flancs, elle ne s'applique qu'à des échelles de temps de quelques siècles à quelques milliers d'années.

Le seul volcan sous-marin pour lequel nous disposons de rythmes de construction est le Loihi, principal volcan actif au sud-est du Kilauea. La transition du stade initial (stade 1 de Peterson & Moore, 1987) au stade bouclier sous-marin (stade 2a) est marquée au Loihi par une hausse des rythmes d'accumulation de 3,5 m/ka à 7,8 m/ka (Guillou *et al.*, 1997a). Cette transition est définie par le passage à des laves moins alcalines voire tholéïtiques (basaltes tholéïtiques, picrites). Le sommet du Loihi est ainsi constitué à 95 % de basaltes tholéïtiques, puis 57 % à 1100 m de profondeur, tandis que la base du volcan est en basaltes alcalins (88 %, cf. Garcia *et al.*, 1995). Ce changement dans la nature géochimique des produits éruptifs n'apparaît pas dans les formations sous-marines soulevées des Iles Canaries. D'après l'exemple des Iles Hawaï, nous soupçonnons une baisse éphémère des rythmes d'accumulation à l'approche de la surface, lors des phases d'émergence de l'île (figure 1.18). Ceci n'a rien de surprenant. Un nouveau paramètre entre dans le système : l'érosion subaérienne.

1.3.3.2. *L'estimation des débits et des volumes*

La seconde méthode d'estimation des rythmes de construction que nous présentons souligne davantage encore la nécessité d'aborder dans nos prochains chapitres les modalités et les rythmes de destruction.

Le dynamisme fissural caractérisant les volcans boucliers de point chaud fournit les débits les plus élevés sur Terre : 0,09 km³/ans pour le Kilauea depuis 1956 (Moore & Clague, 1992), 0,01 km³/ans pour le Piton de la Fournaise depuis 1972 (Bachèlery et Mairine, 1990). Le Kilauea est depuis 1956 dans une phase extrêmement productive et en éruption quasi-continue depuis 1983, d'où son débit exceptionnel. Les éruptions historiques ne sont pas assez nombreuses et régulières aux Iles Canaries pour estimer des débits et les extrapoler en rythmes de construction.

	Période Ma	Durée ka	Volume km ³	Rythme km ³ /ka	Datations
El Hierro					
El Tiñor	1,12 - 1,04	80	100	1,25	Guillou <i>et al.</i> , 1996
El Golfo	0,55 - 0,18	370	200	0,5	Guillou <i>et al.</i> , 1996
La Palma					
Garafia	1,72 - 1,21	510	350	0,7	Guillou <i>et al.</i> , 2001
Taburiente	1,08 - 0,44	640	600	0,9	Guillou <i>et al.</i> , 2001
Taburiente - Cumbre Nueva	0,83 - 0,57	260	200	0,8	Guillou <i>et al.</i> , 2001
Cumbre Vieja	< 0,125	125	125	1	Guillou <i>et al.</i> , 1998
La Gomera					
bouclier	9,43 - 8,77	660	350	0,5	
séries horizontales	5,42 - 4,25	1170	200	0,17	
Tenerife					
Esperanza	< 0,9	200	300	1,5	Ancochea <i>et al.</i> , 1990
Las Cañadas	3,5 - 2,6	900	400	0,4	Ancochea <i>et al.</i> , 1999
	2,3 - 1,3	1000	200	0,2	Ancochea <i>et al.</i> , 1999
stratovolcan Teide-Pico Viejo	< 0,2	200	100	0,5	Ancochea <i>et al.</i> , 1990
	< 0,2	200	150	0,75	Ancochea <i>et al.</i> , 1990
Gran Canaria					
Guigui-Horgazales	14,5 - 14	500	1000	2	Bogaard <i>et al.</i> , 1988
Séries post-caldera	14 - 13,3	700	500	0,7	Bogaard <i>et al.</i> , 1988
	13,3 - 8,3	5000	500	0,1	Bogaard <i>et al.</i> , 1988
stratovolcan Roque Nublo	5,5 - 3,3	2200	200	0,09	ITGE, 1990

Tableau 1.6 - Rythmes de construction des Iles Canaries (en km³/ka).

Une seconde méthode consiste à calculer le volume de matériaux volcaniques produit au cours d'une phase de construction de plusieurs dizaines, voire centaines de milliers d'années, déterminée par les datations radiométriques et les mesures de paléomagnétisme rémanent. Les volumes sont calculés à partir de modèles numériques de terrain, après reconstitution de la taille maximale de l'édifice pendant la période concernée et en éliminant les principales pertes de volume (barrancos, déstabilisations massives). Appliquée à Hawaï, cette méthode donne des résultats inférieurs par rapport aux estimations de débits : 20 km³/ka (0,02 km³/ans) depuis 600 ka, 15 km³/ka (0,015 km³/ans) depuis 15 Ma (Moore & Clague, 1992).

Les volumes produits par les principales phases de construction ont été estimés par J.C. Carracedo *et al.* (1999a) à La Palma, E. Ancochea *et al.* (1990) à Tenerife, I. Mc Dougall et H.U. Schmincke (1976) à Gran Canaria. Nous avons éliminé les rythmes de construction proposés par E. Ancochea *et al.* (1990) et J. Coello *et al.* (1992) pour les édifices "anciens"

de Tenerife et les volcans boucliers de Fuerteventura et Lanzarote, car leur méthodologie de datation donne des phases beaucoup plus longues que le suggèrent les données paléomagnétiques. Nous avons complété les travaux précédents par de nouvelles estimations de volumes pour El Hierro et La Gomera. Nous avons également actualisé les rythmes de construction en fonction des datations récentes.

Les rythmes de construction, compris entre 0,09 et 2 km³/ka, sont largement inférieurs aux débits et rythmes estimés à Hawaï et à la Réunion (tableau 1.6). Les rythmes les plus élevés concernent les premières phases de construction d'El Hierro (El Tiñor : 1,25 km³/ka) et Gran Canaria (Guigui – Horgazales : 2 km³/ka) et les rift-zones de La Palma (Cumbre Vieja : 1 km³/ka) et Tenerife (Esperanza : 1,5 km³/ka). Les quatre rythmes estimés pour La Palma sont groupés entre 0,7 et 1 km³/ka. Ces rythmes de construction du stade bouclier de Peterson & Moore (2c) sont aux Canaries environ vingt fois inférieurs à ceux d'Hawaï. Les phases volcaniques postérieures aux hiatus majeurs de Tenerife et Gran Canaria présentent des rythmes encore plus faibles, souvent en dessous de 0,5 km³/ka. Le contraste entre les stratovolcans de Tenerife (Teide – Pico Viejo : 0,75 km³/ka) et le Roque Nublo (0,09 km³/ka) est surprenant. La reconstitution du volume total des formations Roque Nublo est sujette à caution du fait des nombreuses déstabilisations qu'a connues cet édifice dès ses premières phases de construction (Pérez Torrado *et al.*, 1995).

La cohérence des résultats d'une île à l'autre est preuve d'une certaine fiabilité de la méthode, qui ne saurait cependant mettre en évidence d'éventuelles variations de la production volcanique, comme cela a été démontré avec la méthode précédente. La principale conclusion qu'inspire le tableau 1.6 est un ralentissement des rythmes de production, supérieurs à 0,5 voire 1 km³/ka lors des premières phases de construction du volcan bouclier, inférieurs à 0,5 km³/ka lors des phases post-hiatus. Ceci est en accord avec l'évolution magmatique, liée aux interactions entre le panache et la lithosphère. Les écarts de rythmes de construction entre les Canaries et Hawaï traduisent sans doute des différences de puissance du panache mantellique. Mais la lenteur de déplacement de la plaque Africaine et la persévérance du volcanisme dans le temps a permis aux Iles Canaries la construction de volumes de relief comparables aux Iles Hawaï.

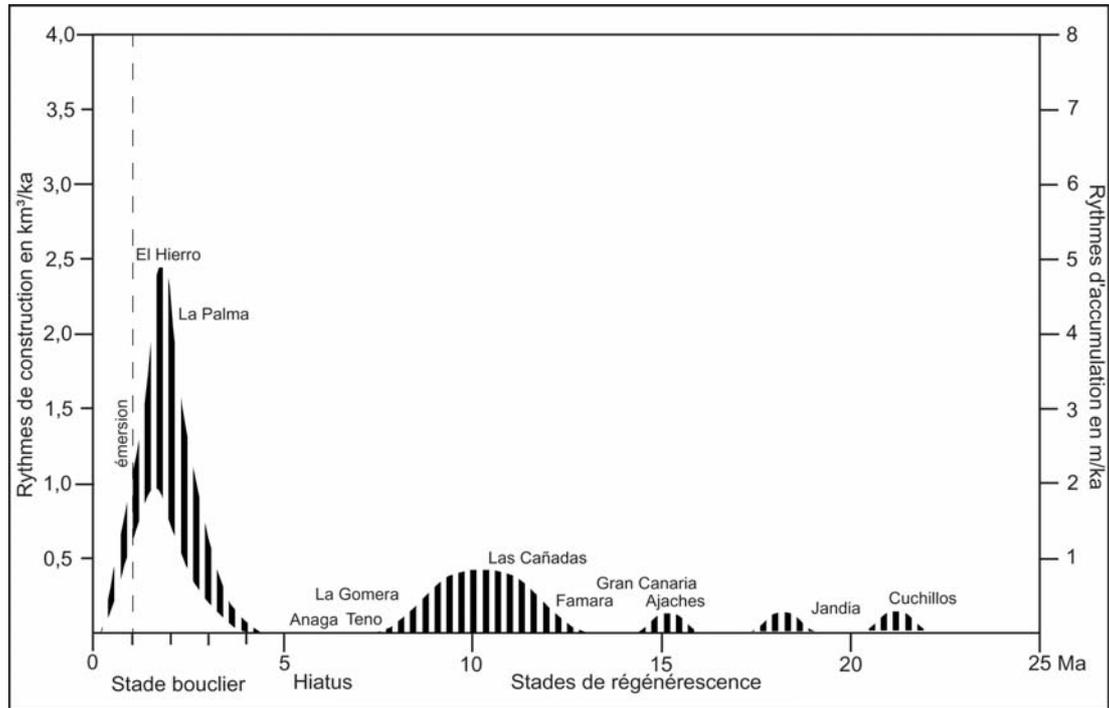


Fig. 1.27 - Modèle de construction des Iles Canaries (cf. texte pour explications).

1.3.3.3. Conclusion : un modèle de construction ?

Les interactions entre un point chaud et une lithosphère à déplacement lent se répercutent sur la répartition spatio-temporelle du volcanisme des Iles Canaries et perturbent ainsi la séquence classique d'évolution des îles de point chaud :

- en laissant plus de temps aux ascensions magmatiques pour exploiter la fracturation préexistante de la lithosphère, notamment par les rift-zones.
- en prolongeant dans le temps les interactions entre la subsidence mécanique et le volcanisme d'une île à l'autre.
- en bloquant le processus de subsidence thermique, ce qui retarde la submersion des îles situées à plusieurs centaines de kilomètres du point chaud.
- en accentuant l'importance et la durée des phases de régénérescence du volcanisme, qui perdure même sur les îles orientales, et dont l'hétéroclycité produit un volcanisme parmi les plus divers au monde.

La figure 1.27 intègre ces enseignements et propose un modèle de construction des Iles Canaries. Les zones rayurées sont délimitées par les courbes des *minima* et *maxima* des rythmes de construction (en km^3/ka) et d'accumulation (en m/ka). La concordance entre les deux méthodes souligne la fiabilité de leur signification. Une courbe unique aurait passé sous silence les variations de la production volcanique au cours de chaque phase de construction. Les noms des édifices sont mentionnés à l'aplomb de leur âge. La durée des stades d'évolution est estimée d'après la méthode de couplage entre les datations radiométriques et les mesures du paléomagnétisme rémanent. Les phases de construction, longues de quelques centaines de milliers d'années, sont symbolisées par les rayures verticales épaisses. Comme dans tout modèle, les exceptions sont inévitables, imputables à des particularités locales ou à la méthodologie. Nous le proposons comme une base de travail pour les chapitres suivants, qui contribueront à l'affiner et éventuellement à le remettre en cause. Nous nous sommes notamment posé la question suivante : sachant que leur rythme de construction est supérieur à $0,5 \text{ km}^3/\text{ka}$, et ce depuis 1,72 et 1,12 Ma, pourquoi les îles de La Palma et El Hierro ont-elles des volumes respectifs de 600 et 140 km^3 (partie émergée) et non de 860 et 560 km^3 ?

Seconde partie :

LES DESTABILISATIONS INSTANTANÉES ET LEURS CONSÉQUENCES

La question posée à la fin de notre première partie souligne des pertes importantes, de l'ordre de plusieurs dizaines de km³, entre les volumes produits par construction volcanique et les volumes émergés de La Palma et El Hierro. La destruction de l'île commence en effet dès ses premières phases de construction, avant même son émergence. Les modes de destruction massive et instantanée impliquent des volumes considérables (plusieurs dizaines de km³) et traduisent des ruptures dans la stabilité de l'édifice volcanique en cours de construction.

Les complexes de dépôts détritiques parsemant les fonds marins autour des îles océaniques attestent de la récurrence des déstabilisations de flancs (Fairbridge, 1950 ; Moore, 1964 ; Moore *et al.*, 1989 ; Holcomb & Searle, 1991). N.C. Smoot (1995) a calculé que plus de la moitié du volume total des Îles Hawaï consiste en matériaux redistribués sur les bases sous-marines des îles par des glissements sectoriels et des effondrements de grande ampleur. Qu'en est-il aux Îles Canaries ?

Nous avons découvert les premiers, et apparemment les seuls, dépôts de tsunami des Îles Canaries. Ils sont situés sur la côté ouest de Gran Canaria (Agaete) et ne sont que les témoins, très localisés, des effets instantanés d'un glissement sectoriel des flancs est de Tenerife (Guimar). Les dépôts d'avalanches de débris sous-marines et leurs cicatrices encore apparentes témoignent d'une vingtaine de déstabilisations majeures aux Canaries. D'autres cicatrices sont masquées par le volcanisme ultérieur. Nous poursuivrons notre approche des volumes et des rythmes de destruction en abordant le délicat problème de la corrélation entre les volumes de dépôts détritiques sous-marins et les volumes des cicatrices de glissements. Nous montrerons à travers deux exemples détaillés que les destructions massives ont aussi des conséquences sur le long-terme, en perturbant les relations entre la répartition des produits du volcanisme et les systèmes morphogéniques.

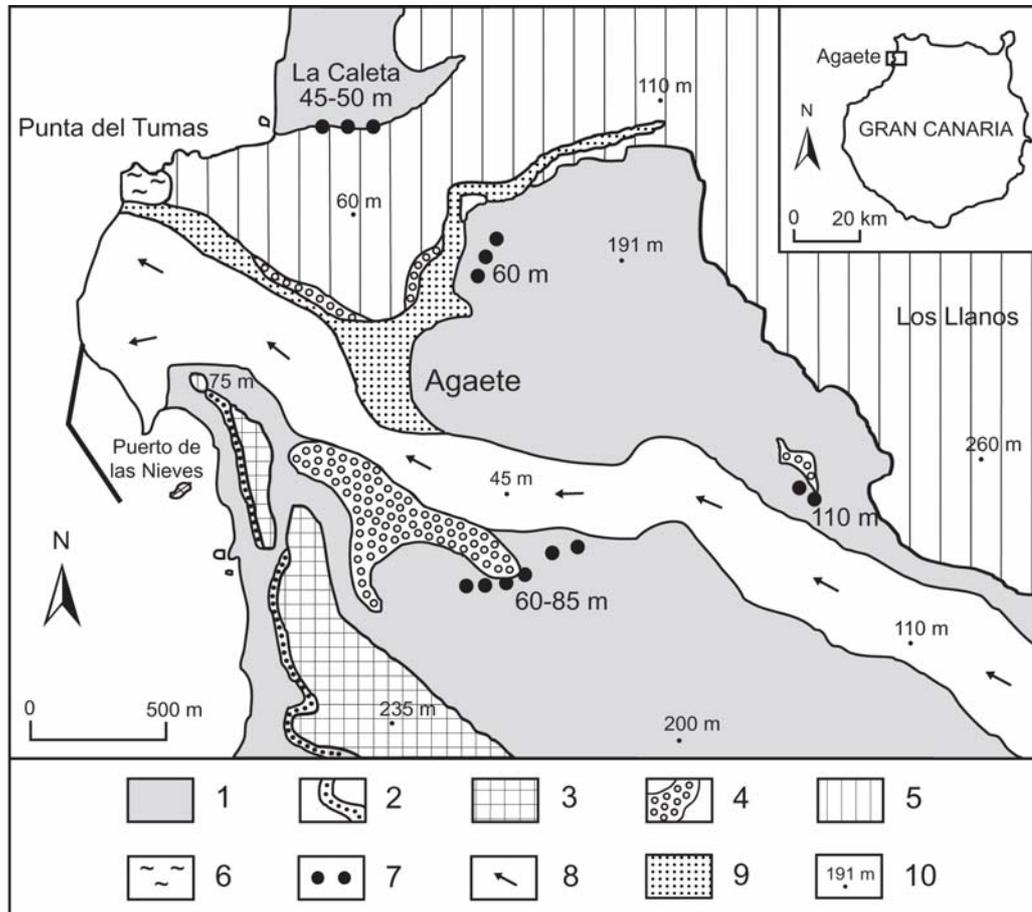


Fig. 2.1 - Carte géologique d'Agaete (Gran Canaria). 1 : coulées de lave du stade bouclier (basaltes alcalins à trachybasaltes : 14,5-14 Ma) ; 2 : alluvions miocènes (ralentissement de l'activité volcanique : 8,3-5,5 Ma) ; 3 : coulées de lave du stratovolcan Roque Nublo (basaltes alcalins de Tamadaba : 5 Ma) ; 4 : alluvions pléistocènes ; 5 : coulées de lave des phases de régénérescence (basaltes alcalins, basanites, néphélinites : 2,73-1,75 Ma) ; 6 : graviers et sables de plage ; 7 : dépôts de tsunami (conglomérat marin) ; 8 : coulées de lave intra-vallée de Berrazales (basanite : 2000 BP) ; 9 : alluvions holocènes ; 10 : altitudes (mètres), avec des caractères italiques pour les affleurements de dépôts de tsunami.

2.1. Les conséquences directes des déstabilisations et les volumes impliqués

2.1.1. Un témoin unique : les dépôts de tsunami d'Agaete (Gran Canaria)

2.1.1.1. *Un dispositif topographique peu commun*

Des conglomérats marins disséminés autour d'Agaete (nord-ouest de Gran Canaria) ont été interprétés comme des dépôts fluvio-marins pléistocènes par G. Denizot (1934) et mentionnés comme tel sur la carte géologique (ITGE, 1990). Ils affleurent en position de placage sur les flancs des débouchés des barrancos d'Agaete et de la Caleta, entre 45 et 110 m d'altitude (figures 2.1 et 2.2). Les affleurements recensés apparaissent comme les résidus d'une formation plus vaste, ayant fossilisé les débouchés des deux barrancos. L'affleurement visible le long de la route entre Agaete et San Nicolas (28°05'40"N / 15°41'51"W) s'inscrit dans un ancien ravin rempli d'alluvions. Ces formations alluviales comportent des coquilles de gastéropodes typiques des phases "interglaciaires" pléistocènes aux Canaries (Meco, 1982). Les autres affleurements reposent directement sur les matériaux basaltiques altérés du stade bouclier de Gran Canaria (14,5-14 Ma : Mc Dougall & Schmincke, 1976). Les conglomérats marins sont postérieurs à $1.75 \pm 0,03$ Ma, âge des dernières coulées incisées par le barranco, et antérieurs à une coulée fossilisant le fond du barranco, datée par C^{14} à environ 2000 BP (H. Guillou et F.J. Pérez-Torrado, *pers. comm.*).

Des coquilles de gastéropodes dans les colluvions recouvrant l'affleurement situé à 60 m d'altitude (route Agaete – Galdar : 28°06'13"N / 15°41'53"W) ont été datés par U/Th à 32373 ± 1300 BP (ITGE, 1990). L'absence de matériel volcanique en place et de restes organiques écarte les méthodes de datation directe par K-Ar et C^{14} . Les 50 espèces de macrofossiles présents dans les dépôts d'Agaete sont selon J. Meco (1982) caractéristiques du Pléistocène Moyen (*Pecten jacobaeus*, *Flabellipecten gentili*). L'ensemble de la faune indique un climat légèrement plus chaud que le climat actuel (abondance de *Glycymeris bimaculata* et *Venus verrucosa*).

Les conglomérats d'Agaete sont vraisemblablement contemporains d'un épisode interglaciaire européen du Pléistocène Moyen. Mais un tel dispositif est surprenant et unique comparé aux terrasses marines du Pléistocène Inférieur et Moyen, perchées entre 30 et 35 m d'altitude sur la côte nord-ouest de Gran Canaria.

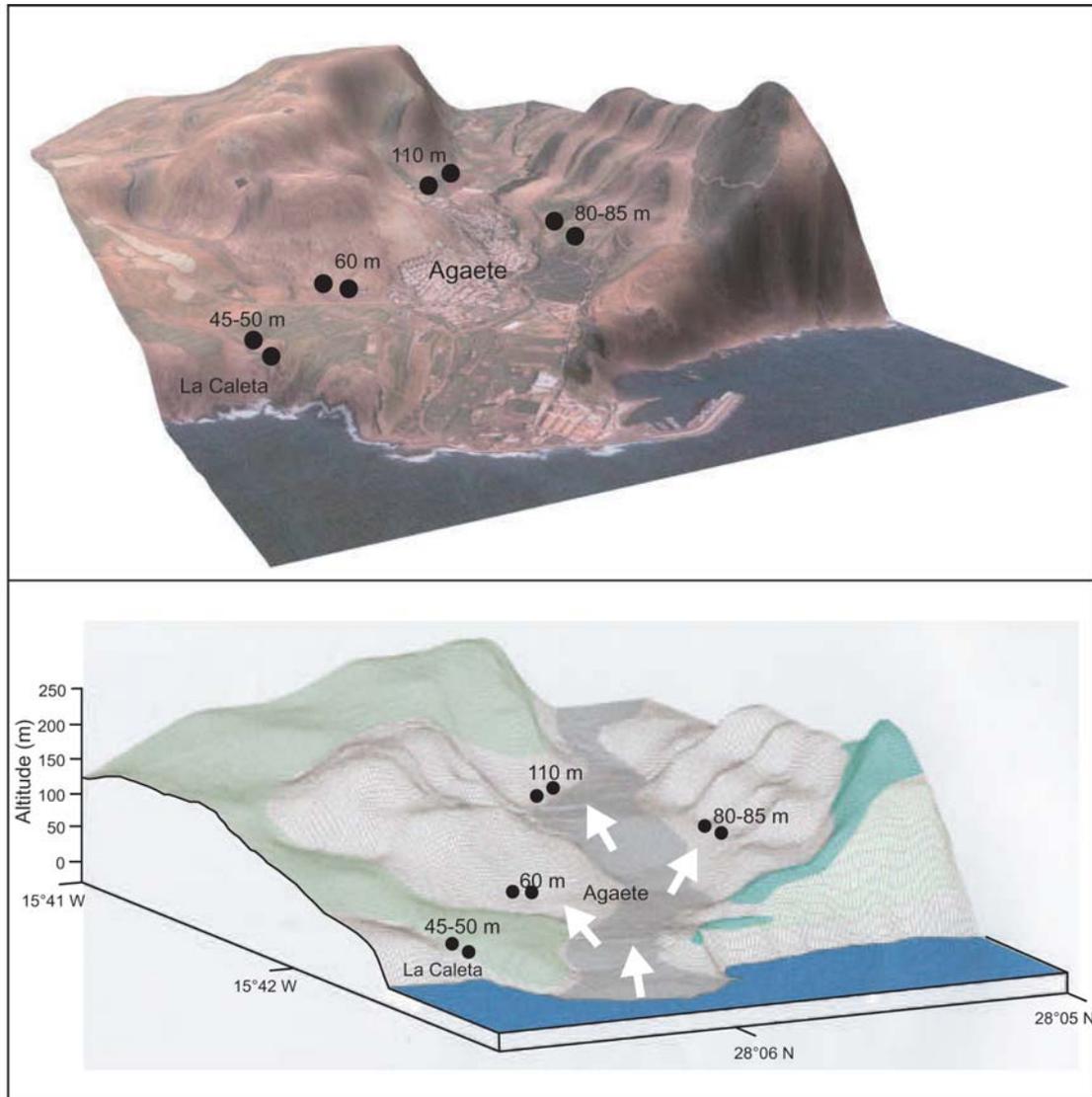


Fig. 2.2 - Modèle numérique de terrain du débouché du Barranco d'Agaete (côte ouest de Gran Canaria). Les formations volcaniques du stade bouclier sont en blanc, les coulées de lave du stratovolcan Roque Nublo en vert foncé, les coulées de lave des phases de régénérescence en vert clair et la coulée intra-vallée de Berrazales en gris foncé. Les altitudes et les ronds noirs indiquent les affleurements de dépôts de tsunami (conglomérat marin). Les flèches blanches symbolisent la remontée du tsunami dans le barranco, suivant la topographie préexistante et avant la fossilisation du fond de la vallée par la coulée de lave de Berrazales.

2.1.1.2. *Les caractéristiques sédimentologiques*

Pour déterminer les caractéristiques sédimentologiques des conglomérats marins d'Agaete, nous avons couplé la méthode classique de granulométrie pour les fractions inférieures à 64 mm (-6 Φ) et la méthode du "*pebble-count*" (relevé *in situ* des blocs pris dans la matrice). L'échantillonnage et les relevés ont été répétés pour chaque affleurement, pour chaque niveau, au centre et aux extrémités de la coupe (soit plus de 300 mesures). Sont mesurées et notées pour chaque bloc ou fossile sa nature, sa longueur, sa largeur, son épaisseur et sa forme (anguleux, subanguleux, subarrondis, arrondis). Afin d'éviter les confusions avec les autres formations sédimentaires du secteur, nous avons relevé les coordonnées GPS des quatre affleurements. Ces travaux sont le fruit d'un travail d'équipe associant des chercheurs espagnols, M.C. Cabrera¹, F.J. Pérez-Torrado¹, J.C. Carracedo², et des chercheurs français, J.L. Schneider³, P. Wassmer⁴ et H. Guillou⁵.

Les conglomérats marins d'Agaete fossilisent une topographie avec des pentes de 10 à 20°. Ils ont une épaisseur comprise entre 1 et 5 m, apparemment décroissante avec l'altitude et la distance par rapport à la côte puisque l'affleurement situé à 110 m ne mesure qu'un mètre d'épaisseur (route Agaete – Berrazales : 28°05'50"N / 15°41'21"W).

Chaque dépôt est constitué de blocs rocheux hétérométriques, anguleux à arrondis, et de fossiles (rhodolites, coquilles). La nature pétrographique des blocs est diverse : on trouve en majorité des basaltes (basaltes alcalins, basanites, trachybasaltes des stade bouclier et Roque Nublo), mais aussi des phonolites néphéliniques du neck de la Punta Gorda, des ignimbrites phonolitiques fiammées de Fataga (phases différenciées du bouclier) et plus rarement des gabbros (fragments des chambres magmatiques dénudées du Roque Nublo). Les fossiles ne sont jamais en position de croissance et sont fréquemment cassés. La matrice est constituée de sable grossier et de graviers de roche volcanique concassés, et cimentée par la dissolution des carbonates provenant des fossiles.

¹ Universidad de Las Palmas, Ciencias del Mar, Las Palmas de Gran Canaria

² Estación Volcánologica de Canarias, CSIC La Laguna, Tenerife

³ Université de Bordeaux et UMR 5805 EPOC CNRS, Talence (France)

⁴ Université Louis Pasteur, Département de Géographie, Strasbourg (France)

⁵ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS Gif-sur-Yvette

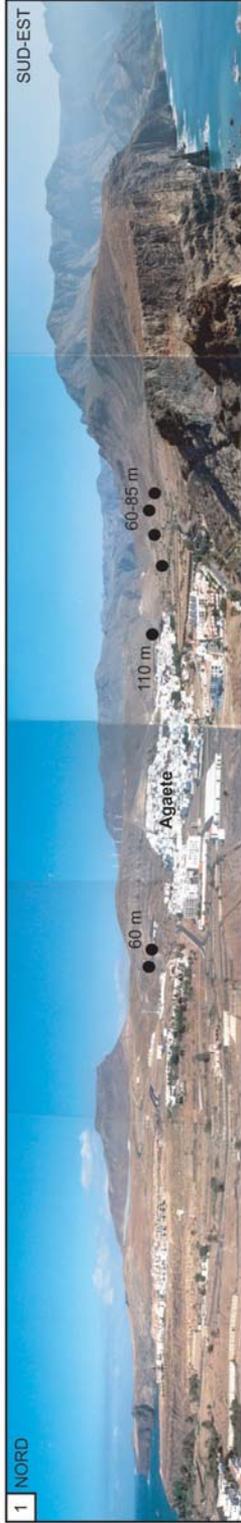


Photo 2.1 - Panorama du débouché du Barranco d'Agaete (côte ouest de Gran Canaria), depuis le Puerto de las Nieves (figure 2.1) Les ronds noirs signalent les dépôts de tsunamis.

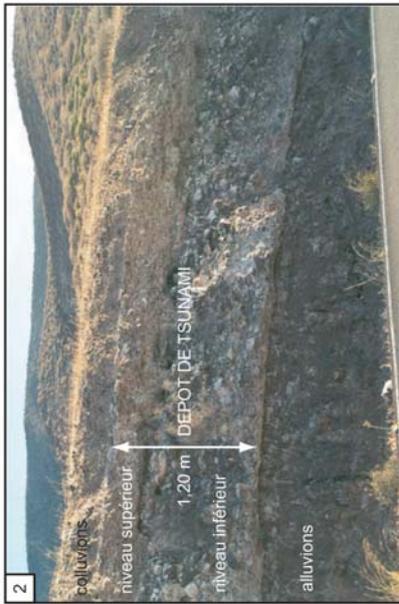
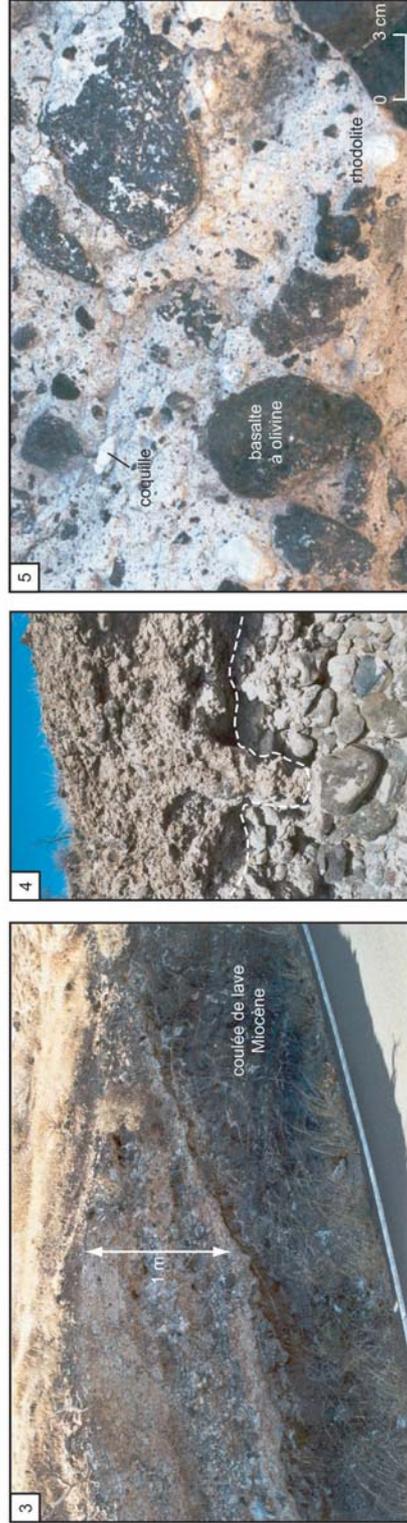


Photo 2.2 - Dépôts de tsunami (alt. 80 m) sur les alluvions pléistocènes.

Photo 2.3 - Berge d'une ancienne ravine, creusée dans les matériaux volcaniques miocènes (bouclier) et fossilisée par les dépôts de tsunami (alt. 85 m).

Photo 2.4 - Figure de pénétration du niveau supérieur dans le niveau inférieur (alt. 82 m).

Photo 2.5 - Détail sur le dépôt de tsunami (alt. 60 m).



Les affleurements du Barranco d'Agaete comportent deux niveaux :

- un niveau inférieur à support matriciel, très hétérométrique (taille moyenne > 5 cm) et très peu trié ($So < 1,5$), avec un grano-classement inverse indiquant un événement instantané de très haute énergie.
- un niveau supérieur à support clastique, moins grossier (taille moyenne < 5 cm), peu trié, plus riche en fossiles et montrant parfois un grano-classement inverse.

Le contact entre les deux niveaux est clairement visible mais n'est pas discordant. Nous avons remarqué des figures de pénétration du niveau supérieur dans les irrégularités du niveau inférieur (alt. 80 m). Le contact entre les dépôts et le substratum volcanique altéré est marqué par des figures d'érosion et notamment des figures de fauchage des dykes vers l'amont (alt. 60 m). L'affleurement du Barranquillo de la Caleta (45-50 m) présente sept niveaux sédimentaires dont cinq contenant des fossiles. On retrouve les deux types de niveaux précédents. Les dépôts reposent en partie sur des matériaux pyroclastiques remaniés par des figures de bioturbation et par la formation d'un sol. Des blocs quadrangulaires de ces pyroclastites, dont les dimensions atteignent 2 m, sont délogés, imbriqués les uns dans les autres et pénétrés par le conglomérat. Ce dispositif n'est pas celui d'une transition transgressive.

La taille maximale des blocs est d'environ 50 cm pour les niveaux inférieurs. Les plus gros blocs sont généralement des basaltes du stade bouclier, aux contours émoussés. Les blocs de forme subarrondie constituent près de la moitié de la population de chaque niveau (40-50 %), les arrondis de 0 à 10 %, les subanguleux de 35 à 40 % et les anguleux de 15 à 20 %. L'indice d'aplatissement est très faible, ce qui exclut une origine uniquement marine (plage de galet). Nous avons comparé les caractéristiques morphologiques et pétrographiques des conglomérats marins avec celles d'une plage de galets pléistocène perchée à + 5 m, située au débouché du Barranco d'Agaete (Punta de Tumas). Nous retrouvons les même types de roches, dans des proportions sensiblement identiques, et davantage de blocs arrondis à subarrondis.

Les dimensions moyennes des blocs décroissent avec l'altitude et la distance par rapport à la côte, surtout pour les niveaux inférieurs. Les dimensions moyennes passent par exemple de 6,3 x 4,4 x 3,1 cm à 60 m, à 5,3 x 4,4 x 2,7 cm à 110 m. Cette

tendance est plus marquée pour les fossiles, qui semblent transportés en suspension car moins denses : 4,3 x 3 x 2,3 cm à 60 m et 2,2 x 1,8 x 1,1 cm à 110 m. Les courbes granulométriques cumulatives des fractions < 64 mm (-5 Φ) confirment que les deux niveaux sont très peu triés, surtout le niveau inférieur qui présente un faciès de dépôt total instantané (figure 2.3). Nous notons une très légère tendance bimodale pour certains échantillons, que nous expliquons par la différence de densité entre la population de blocs rocheux et les fossiles.

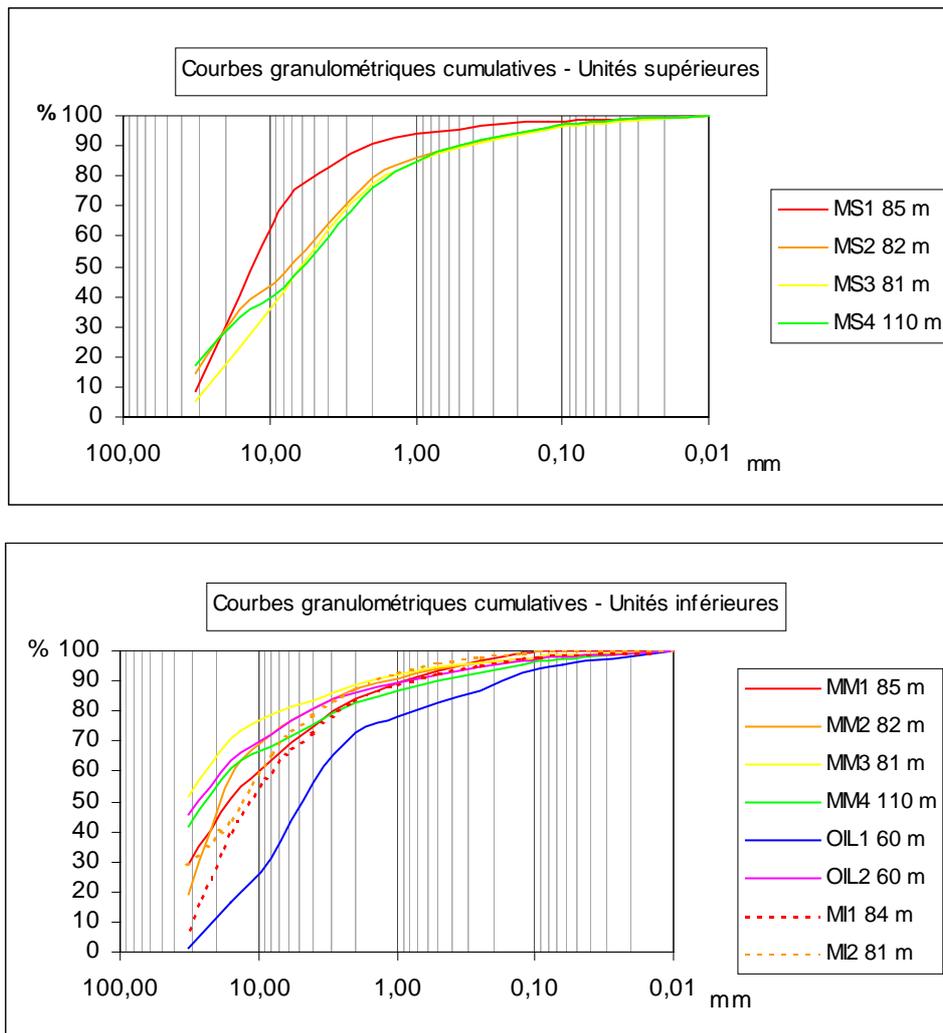


Figure 2.3 – Courbes granulométriques cumulatives des dépôts de tsunami du Barranco d'Agate (côte ouest de Gran Canaria).

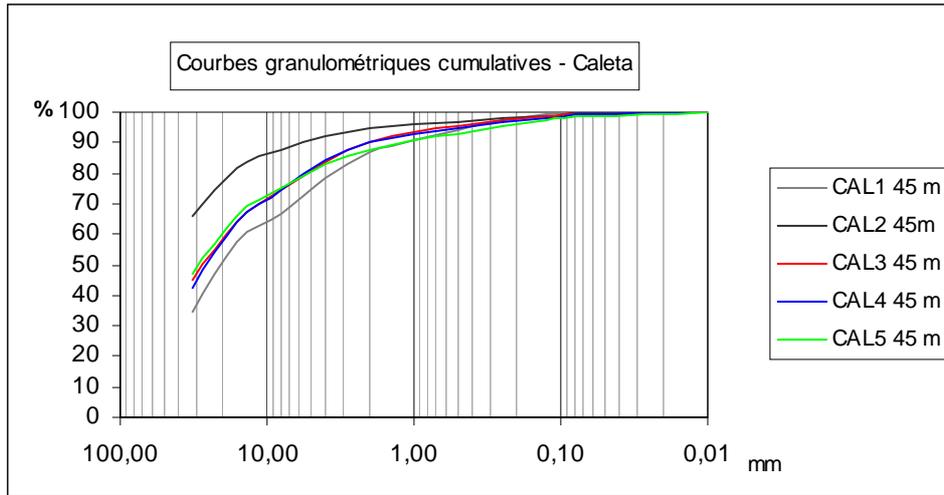


Figure 2.4 – Courbes granulométriques cumulatives des dépôts de tsunami du Barranquillo de la Caleta (côte ouest de Gran Canaria).

La localisation des conglomérats marins d'Agaete n'est pas courante pour un dépôt marin interglaciaire. Mais certaines caractéristiques sédimentologiques sont à l'origine de la confusion avec d'autres conglomérats marins, comportant également des blocs de roches volcaniques de toutes tailles et des fossiles dans une matrice carbonatée (exemple : près du port de Morro Jable, alt. 50 m, péninsule de Jandia, Fuerteventura). Mais cette hypothèse peut être réfutée pour les raisons suivantes : le grano-classement inverse, la décroissance des dimensions des blocs avec l'altitude et les figures d'érosion du substratum impliquent un événement instantané, unique et de très forte énergie. L'hypothèse des dépôts de tempête n'a jamais été envisagée car l'étendue d'origine et l'épaisseur des conglomérats sont trop importantes. D'autre part, l'existence de deux niveaux dont les dépôts se succèdent très rapidement dans le temps et la position d'abri de l'affleurement à 110 m (route Agaete – Berrazales) élimine définitivement l'hypothèse des dépôts de tempête.

Les caractéristiques sédimentologiques convergent vers l'hypothèse d'un tsunami affectant la côte ouest de Gran Canaria. Les niveaux inférieurs témoigneraient de l'arrivée du tsunami aux débouchés des deux barrancos (*runup*) et les niveaux supérieurs de son retrait vers la mer (*backwash*).

	Gran Canaria (Agaete)	Hawaii (Lanai, Molokai)
Aspect	Conglomérat marin	Conglomérats marins
Altitude max.	110 m	Hulopoe, Lanai: 326 m / Kaunakakai, Molokai: 70 m
Disposition	Trois affleurements plaqués contre les matériaux basaltiques miocènes des flancs d'un barranco	Bancs et cordons discontinus fossilisant la topographie préexistante, ravinée
Épaisseur	1-5 m, décroissante avec l'altitude	2-9 m, décroissante avec l'altitude
Composition	1) Blocs volcaniques hétérogènes (majorité de basaltes) 2) Fossiles (rhodolites et coquilles), jamais en position de croissance, souvent cassés 3) Matrice sablo-graveleuse carbonatée	1) Blocs basaltiques hétérogènes 2) Blocs carbonatés (fragments de beach-rock fossilifère, de récifs coralliens et rhodolites, jamais en position de croissance) 3) Matrice sableuse à cimentation carbonatée
Sédimentologie	Hétérométrique (taille max < 50 cm) Taille décroissante des blocs / distance de la côte Anguleux à arrondis	Hétérométrique (taille max < 60 cm) Taille décroissante des blocs / distance de la côte Anguleux à arrondis
Stratification	Niveau inférieur : support matriciel, très peu triée (So > 1,5), granularité inverse, taille moy. > 5 cm	Niveaux avec < 5 % de blocs carbonatés, non trié, avec une granularité inverse
	Pas de discontinuité, figures de pénétration	Contact graduel, discordant dans les ravins
	Niveau supérieur : support clastique, peu triée (So < 1,5), plus de fossiles, taille moy. < 5 cm	Niveaux avec > 5% de blocs carbonatés, très peu trié et plus fin (taille moyenne < 10 cm)
Contact basal	Figures d'érosion du substratum (fauchage de dykes basaltiques miocènes)	Fines veines carbonatées remplissant les joints et les fissures des roches basaltiques en place

Tableau 2.1 - Caractéristiques sédimentologiques des dépôts de tsunamis de Gran Canaria et Hawaï.

2.1.1.3. Comparaison avec les dépôts de tsunami d'Hawaï et d'Indonésie

A Hawaï, J.G. Moore et G.W. Moore (1984) furent les premiers à interpréter les énigmatiques conglomérats de Hulopoe (côte sud de Lanai) comme les dépôts d'un tsunami géant. Dix ans plus tard, J.G. Moore *et al.* (1994) identifient d'autres dépôts de tsunamis autour de Kaunakakai (côte sud de Molokai). Une étude sédimentologique récente de E.A. Felton (2000) des dépôts de Hulopoe distingue quatorze unités sur une section complète de 9,2 m, dont huit unités comportant des fossiles et une unité clairement alluviale. E.A Felton mentionne huit discontinuités, dont trois sont associées à des paléosols et des figures de météorisation. Les caractéristiques sédimentologiques des dépôts de tsunami de Lanai et Molokai sont en

tous points comparables aux dépôts de tsunami d'Agaete (tableau 2.1), à l'exception du nombre d'événements enregistrés dans les différentes unités et de quelques particularités locales (dispositif topographique notamment). Le substrat volcanique de Lanai et Molokai, moins altéré que celui de Gran Canaria, est pénétré de veines carbonatées s'infiltrant dans les fissures et les joints des coulées basaltiques en place, et même dans les couches de scories (Molokai).

En Indonésie, la première description de l'impact géomorphologique instantané d'un tsunami est de S. Shi, A.G. Dawson et D.E. Smith (1995), quelques jours après le tsunami frappant Flores (Indonésie Orientale) le 12 Décembre 1992. Certains secteurs côtiers ont subi une érosion rapide, matérialisée par un recul du trait de côte atteignant 50 m (en moyenne 10-15 m), la formation de petites falaises (hauteur < 1 m) et de ravines. Les matériaux mobilisés représentent localement un volume de 43 m³/m de côte. Une partie de ces matériaux a été déposée quelques jours après le tsunami sous forme de flèches et de cordons sableux. D'autres secteurs ont donc été la théâtre d'une sédimentation d'abord quasi-continue, puis de plus en plus disparate en s'éloignant du bord de mer. Les sédiments proviennent soit de récifs coralliens au large de Flores (blocs de coraux d'environ 1 m de diamètre, associés à des sables coralliens grossiers sur une épaisseur comprise entre 0,7 et 1 m), soit de matériaux côtiers mobilisés par le tsunami (sables fins formant une couverture plus ou moins continue sur moins de 0,5 m d'épaisseur, blocs rocheux dégagés de leur enveloppe superficielle). Le substratum aurait été fracturé par les séismes à l'origine du tsunami, qui a ensuite exploité cette fracturation et par endroit liquéfié les formations superficielles.

Le grand tsunami produit par les coulées pyroclastiques de l'île de Krakatau (1883) est attesté par une discontinuité érosive entre les dépôts pliniens et les ignimbrites de cette même éruption, déposés sur la côte sud de Sumatra, à 40 km au nord du Krakatau (Francis, 1985).

Les exemples de tsunamis indonésiens mettent en évidence le double impact d'un tsunami, à la fois érosif et sédimentaire (redistribution de formations littorales mobilisées par le tsunami).

Le contexte géomorphologique de la zone touchée par le tsunami d'Agaete est différent mais ce principe est toujours valable. Les figures d'érosion du substratum sont communes à tous les tsunamis. Mais la formation d'un dépôt de tsunami implique l'existence d'un stock sédimentaire mobilisable. Dans le cas d'Agaete, ce furent les sédiments marins et alluviaux des débouchés du Barranco d'Agaete et du Barranquillo de la Caleta. Nous avons donc découvert le premier dépôt de tsunami des Iles Canaries et de l'Océan Atlantique. Mais quelle est son origine ?

Localisation	Age	Origine	H (m)	D (km)
Agaete, Gran Canaria	< 1,7 Ma	Avalanche de débris	< 110	> 70
Kaunakakai, Molokai	240-200 ka	Avalanche de débris	< 60	> 200
Hulopoe, Lanai	105 ka	Avalanche de débris	< 300	> 150
Santorin, Ile Grecque	3,6 ka	Caldera sous-marine	10-50	150-500
Unzen, Kyushu	1782 AD	Avalanche de débris	10-55	20-50
Krakatau, Java	1883 AD	Coulée pyroclastique	5-35	800
Augustine, Alaska	1883 AD	Avalanche de débris	7-9	> 100
Paluweh Island, Java	1928	Avalanche de débris	5-10	> 100
Kick'em Jenny, Caraïbes		Eruptions sous-marines	1-5	1-10

Tableau 2.2 – Exemples de tsunamis d'origine volcanique. H représente la hauteur présumée des vagues du tsunami, au moment de son arrivée à la côte, et D représente la distance parcourue par le tsunami depuis sa source.

Les tsunamis initiés par des phénomènes volcaniques représentent 5 % des tsunamis répertoriés. Dans un contexte de volcanisme actif, 25 % des tsunamis sont dus à des coulées pyroclastiques, 20 % à des séismes, 20 % à des éruptions sous-marines, 15 % à des avalanches de débris et effondrements sectoriels, 10 % à des effondrements de calderas, 5 % à des lahars et 5 % à des explosions phréatomagmatiques (Begét, 2000). Ces tsunamis sont à l'origine de 25 % des victimes du volcanisme depuis 250 ans (90 tsunamis répertoriés). Les coulées pyroclastiques du Krakatau (1883) et l'avalanche de débris de l'Unzen (1782) ont causé respectivement plus de 36000 et 10000 victimes. Les éruptions cataclysmiques de la caldera de Santorin (Iles Grecques) auraient précipité la destruction de la civilisation Minoenne.

2.1.1.4. *L'origine du tsunami : un glissement sectoriel massif sur Tenerife*

Dans le contexte géodynamique des Iles Canaries, quatre processus sont susceptibles de générer un tsunami :

1. Un séisme d'origine volcanique ou lié au fonctionnement de la dorsale médio-atlantique ? Aucun évènement de magnitude supérieure à 5 n'a été répertorié. Deux anomalies dans les variations du flux de CO₂ 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 évènements, ainsi que l'existence d'une faible sismicité locale sous le Teide et la bordure orientale de la caldera de Las Cañadas (Almendros *et al.*, 2000). Rappelons que les alignements insulaires de point chaud sont aussi qualifiés de rides asismiques.

2. Une éruption sous-marine entre Tenerife et Gran Canaria ? Ces dynamismes, même proches de la surface, ne provoquent jamais de tsunami dont les vagues dépassent 5 m de haut (exemple : les éruptions sous-marines répétées du Kick'em Jenny, à l'ouest de la Grenade, Caraïbes).

3. Des coulées pyroclastiques déboulant en mer depuis les flancs sud-est de Las Cañadas (formations Bandas del Sur, Tenerife) ? Cela s'est déjà produit durant les phases différenciées du volcan de Las Cañadas (Bryan *et al.*, 1998). D'après la faible épaisseur des dépôts de ces écoulements pyroclastiques au niveau de la côte, le volume entrant en mer n'est pas à même de produire un tsunami majeur comme celui qui a frappé la côte d'Agate.

4. Seule une déstabilisation massive des flancs d'une des îles semble capable de produire une avalanche de débris et un tsunami de cette taille. Les avalanches de débris sont la source principale des tsunamis dont la hauteur de vague dépasse 10 m, voire 15 m (tableau 2.2). Les plus hautes vagues de tsunamis d'origine sismique ne dépassent pas 20 m à Hawaï (17 m en 1946 : Moore & Moore, 1984).

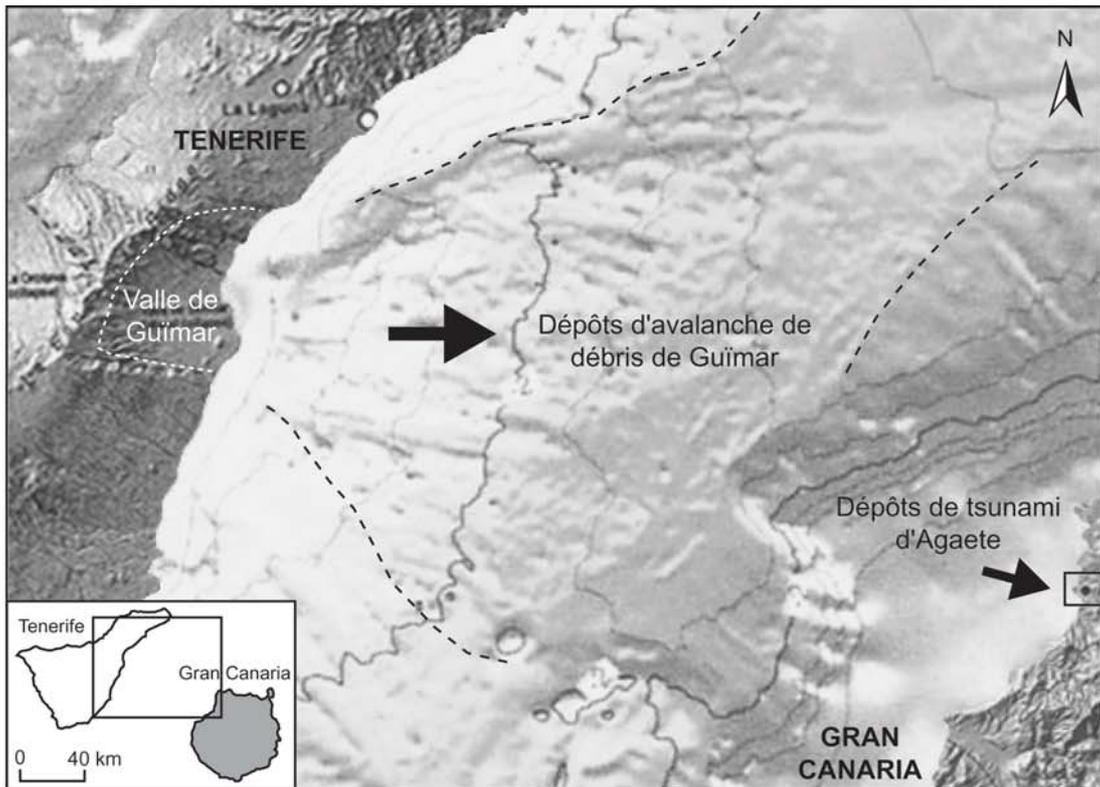


Fig. 2.5 - Les dépôts d'avalanche de débris sous-marins de Guímar. L'origine la plus plausible des dépôts de tsunami d'Agaete (côte ouest de Gran Canaria) est le glissement sectoriel de Guímar (côte est de Tenerife) qui a provoqué une avalanche de débris de plusieurs dizaines de km³. Notez la cicatrice en amphithéâtre d'une déstabilisation antérieure des flancs du bouclier miocène de Gran Canaria.

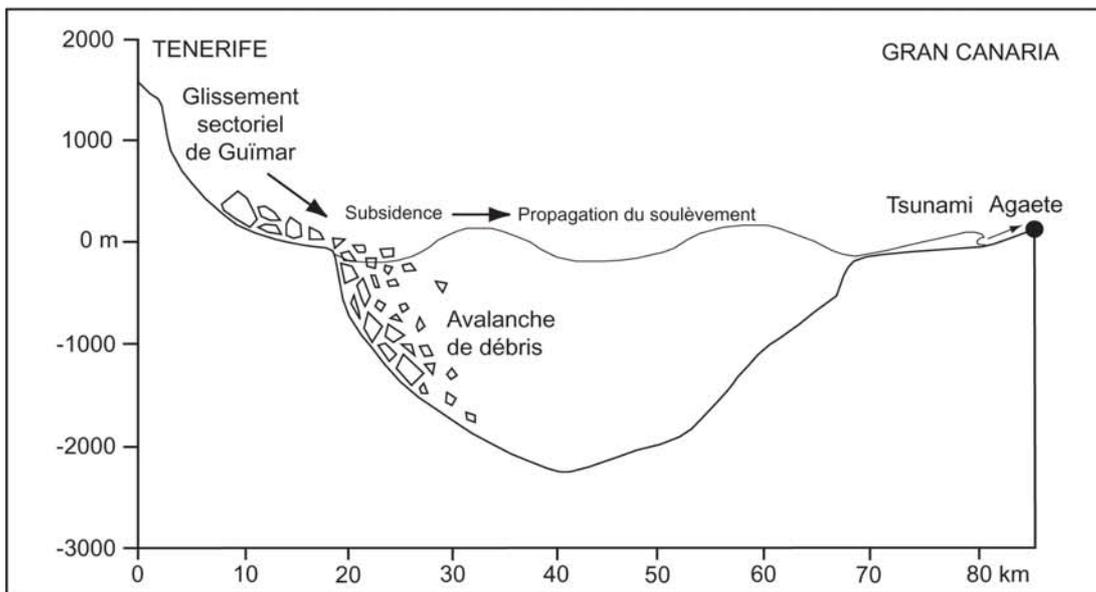


Fig. 2.6 - Croquis de synthèse des mécanismes du tsunami d'Agaete (Gran Canaria). Le glissement sectoriel de Guímar évolue en avalanche de débris et provoque une subsidence de la surface de l'océan, en réaction de laquelle se propage un soulèvement. La vaste plateforme d'abrasion marine et le débouché du Barranco d'Agaete constituent une rampe de lancement pour le tsunami.

Au moins neuf déstabilisations massives se sont produites sur les flancs des Iles Canaries durant le Pléistocène (tableau 2.3). Le glissement sectoriel massif de Guïmar (côte est de Tenerife) est la source la plus plausible car directement dirigé vers la côte ouest de Gran Canaria (figure 2.5). Les données sous-marines montrent que les dépôts détritiques du glissement sont déviés vers le nord-est par le talus sous-marin de Gran Canaria (Teide Group, 1997). Les dépôts de tsunami d'Agaete sont uniques dans tout l'archipel. Le glissement de Guïmar est en effet le seul événement de ce type qui soit orienté vers une autre île (figure 2.8). L'âge du glissement (840-780 ka : Ancochea *et al.*, 1990) et des dépôts (< 1,75 Ma) ne sont pas incompatibles.

2.1.1.5. *La modélisation du tsunami d'après les mesures d'imbrication*

La modélisation intégrale d'un tsunami, depuis sa source jusqu'à la hauteur et la vitesse de propagation des vagues à leur arrivée sur les côtes, requiert des compétences que nous ne possédons pas. L'analyse des mesures d'imbrication des blocs est une méthode simple qui n'a jamais été appliquée aux dépôts de tsunami.

Lors d'un glissement massif, la surface de l'océan s'enfonce sous le poids du volume emporté. Puis, en réaction à cette subsidence soudaine, se produit un soulèvement de propagation (figure 2.6 ; Harbitz, 1992). L'arrivée en mer d'une avalanche de débris provoque un transfert d'énergie très rapide et une vague d'impulsion dont l'impact sera plus localisé que pour un tsunami sismique (Iwaski, 1997). La vitesse de propagation des vagues, proportionnelle à la hauteur d'eau, dépasse 100 km/h à la surface des profondeurs océaniques. Or la profondeur du détroit entre Tenerife et Gran Canaria atteint 3000 m. La distance séparant Guïmar d'Agaete étant de 73 km, le tsunami aurait touché Agaete moins de 45 minutes après le glissement.

La pénétration d'un tsunami dans les terres émergées dépend de son énergie potentielle, matérialisée notamment par la hauteur des vagues, de son énergie cinétique (vitesse) et de la morphologie côtière. Les deux premiers paramètres sont renforcés dans le cas des tsunamis initiés par des déstabilisations massives et instantanées (Iwaski, 1997).

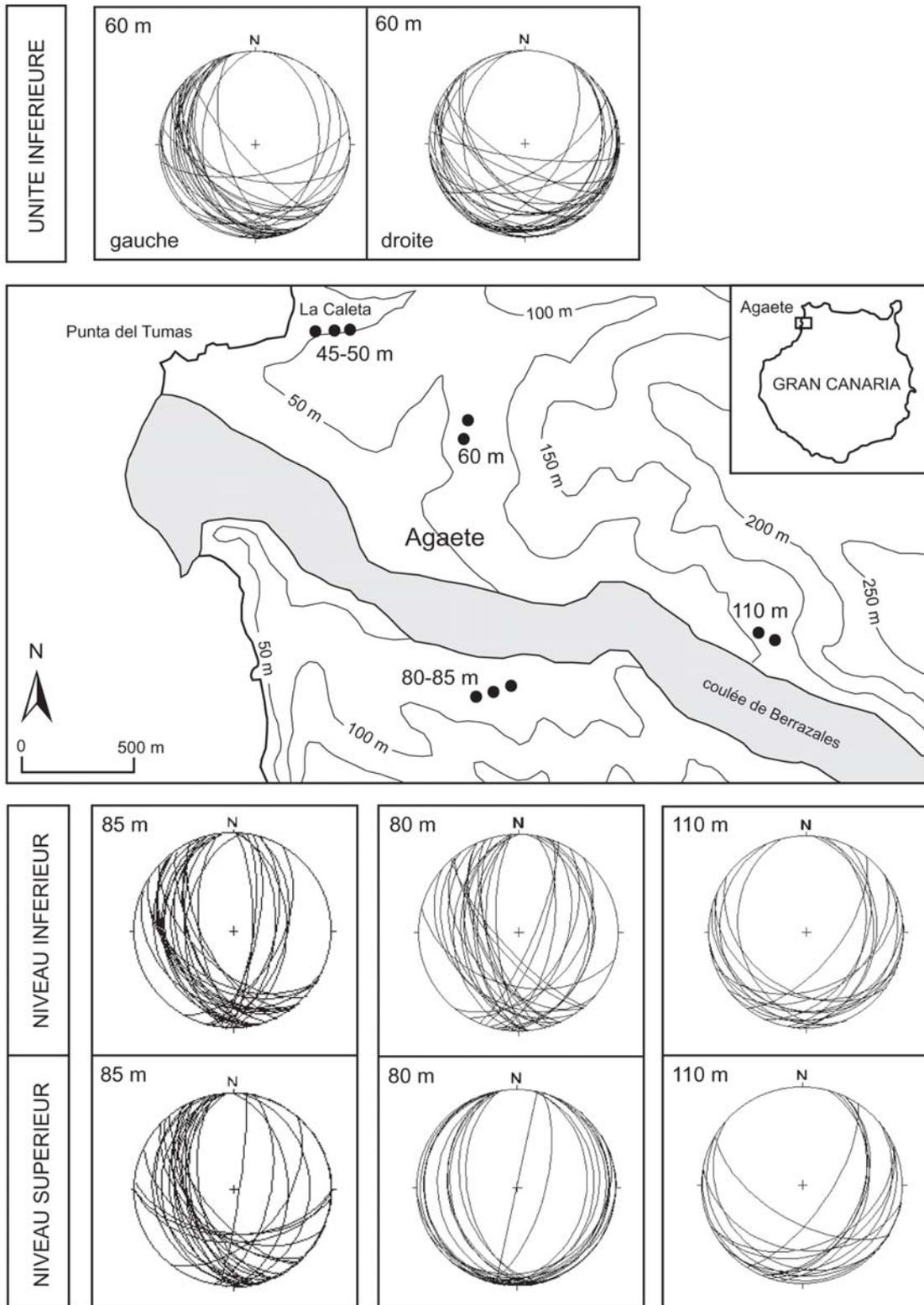


Fig. 2.7 - Stéréogrammes d'imbrication des blocs des dépôts de tsunami d'Agaete (Gran Canaria).

Le contexte topographique du débouché du barranco a canalisé l'énergie et la pénétration du tsunami, atteignant ainsi la cote actuelle de 110 m, même si la hauteur des vagues était certainement largement inférieure. A Lanai et Molokai (Hawaï), l'extension maximale des vagues, attestée par des traces d'érosion du substratum, est supérieure à l'altitude maximale des dépôts de tsunami (Moore & Moore, 1984).

Nous avons effectué plus de 250 mesures d'imbrication des blocs au sein des dépôts (inclinaison et orientation), pour mieux comprendre la pénétration du tsunami dans le barranco, son adaptation à la topographie et éventuellement discerner la trace des vagues d'arrivée et de retrait (figure 2.7).

L'organisation de l'imbrication dans les niveaux inférieurs (*runup*) est relativement chaotique. Les mesures effectuées sur l'affleurement à 60 m d'altitude traduisent cependant la canalisation du *runup* dans une vallée affluente du Barranco d'Agaete. Sur les autres affleurements, les nombreuses orientations vers l'est (ESE surtout) montrent aussi la pénétration du tsunami dans le barranco principal. Cette tendance est moins marquée pour les affleurements situés à proximité de berges fossilisées par le dépôt (alt. 60 m droite, alt. 80-85 m). Les turbulences sont alors renforcées par la topographie et des imbrications secondaires apparaissent. Les stéréogrammes de l'affleurement 80-85 m montrent même une orientation dominante vers le sud-ouest. L'arrivée du tsunami sur une topographie ravinée a dû provoquer des phénomènes de va-et-vient et de rebond d'une berge à l'autre. Ceci est aussi valable pour les niveaux supérieurs (*backwash*), mais dans une moindre mesure.

Les niveaux supérieurs sont apparemment plus organisés. Mais les stéréogrammes présentent des orientations et inclinaisons peu différentes des niveaux inférieurs. Ces niveaux seraient alors issus du remaniement instantané du *backwash* de la vague principale par des vagues plus modestes lui succédant. C'est pourquoi les niveaux supérieurs des dépôts sont moins grossiers, avec un grano-classement inverse moins marqué, tout en conservant les perturbations infligées par le train de vagues. Mais l'essentiel du volume sédimentaire du dépôt est emprunté au barranco par la première vague géante.

Abordons maintenant les déstabilisations massives dont le dépôt de tsunami d'Agaete n'est qu'un témoin unique et restreint.

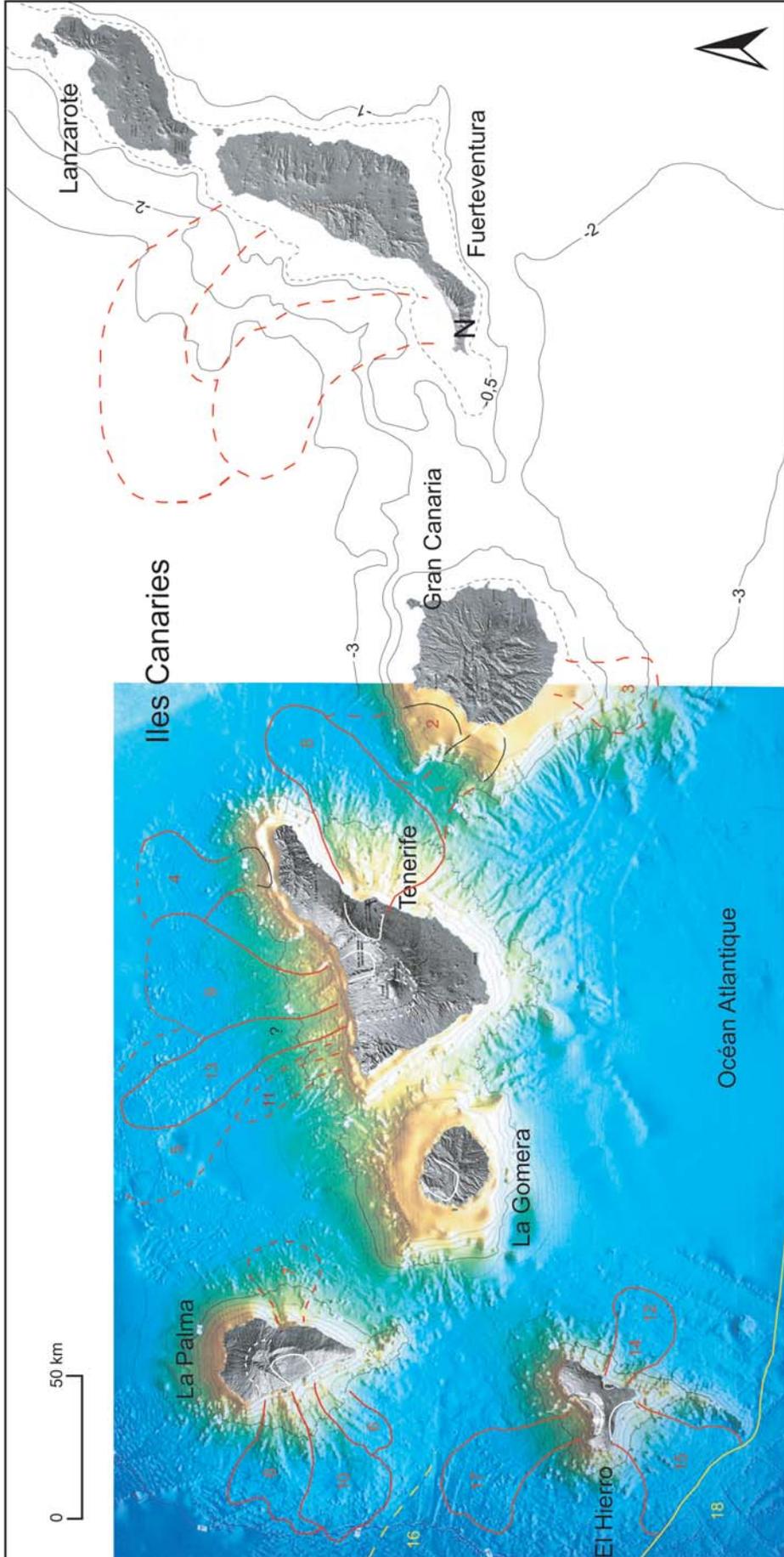


Fig. 2.8 - Carte des Iles Canaries et des fonds sous-marins environnants (avec relief ombré pour les îles et la partie ouest, bathymétrie pour la partie est). Les dépôts détritiques sous-marins issus de déstabilisations massives des flancs des îles sont entourés en rouge pour les effondrements et avalanches de débris, et en jaune pour les coulées de débris. Les lignes discontinues signalent les limites incertaines des dépôts. Les faces d'arrachements identifiées sont marquées en lignes blanches. Les numéros font référence au tableau 2.3.

2.1.2. Les dépôts détritiques sous-marins

Les dépôts détritiques sous-marins sont la preuve la plus marquante des déstabilisations massives des flancs des îles océaniques (figure 2.8). Ils représentent autour des Îles Canaries un volume total de 7000 à 7500 km³ réparti sur plus de 40000 km². Les déstabilisations les plus massives impliquent plusieurs dizaines de km³. Toutes les îles sont concernées, même si les exemples des îles occidentales ont focalisé l'attention de la communauté scientifique. Le complexe le plus étudié s'étale sur les flancs nord de Tenerife (660 km³ sur 5500 km²), où l'épaisseur moyenne des dépôts détritiques cumulés est de 180 m, atteignant par endroits 500 voire 700 m (Watts & Masson, 1995). Le complexe le plus volumineux est situé sur les flancs sous-marins ouest de Fuerteventura (3500 km³). Il témoigne de plusieurs déstabilisations très rarement évoquées dans la littérature.

En revanche, aucune trace de destruction massive n'est décelable sur les flancs (pas de cicatrices d'arrachements) et à la base (pas de dépôts détritiques) des volcans sous-marins Las Hijas, censés représenter aux Canaries le stade précoce de construction sous-marine.

2.1.2.1. *Typologie des modes de transport et des dépôts associés*

- Les **effondrements** (*slumps, collapses*) produisent des dépôts extrêmement chaotiques, très épais et peu dispersés. La désagrégation au sein de la masse emportée est plus significative que dans le cas des avalanches de débris. L'énergie de la masse transportée est dissipée par les collisions entre blocs. La surface des dépôts est marquée par des gouffres, des escarpements profonds. Certains blocs sont fragmentés par des effondrements postérieurs. Le volume de matériaux impliqués varie de quelques dizaines de milliers de m³ à quelques dizaines de km³ répartis de façon arbitraire, de telle sorte qu'il est difficile d'identifier chaque événement. Certains effondrements évoluent par ailleurs instantanément en avalanches de débris puis en coulées de débris vers l'aval, ce qui complique encore plus l'analyse des données sous-marines.

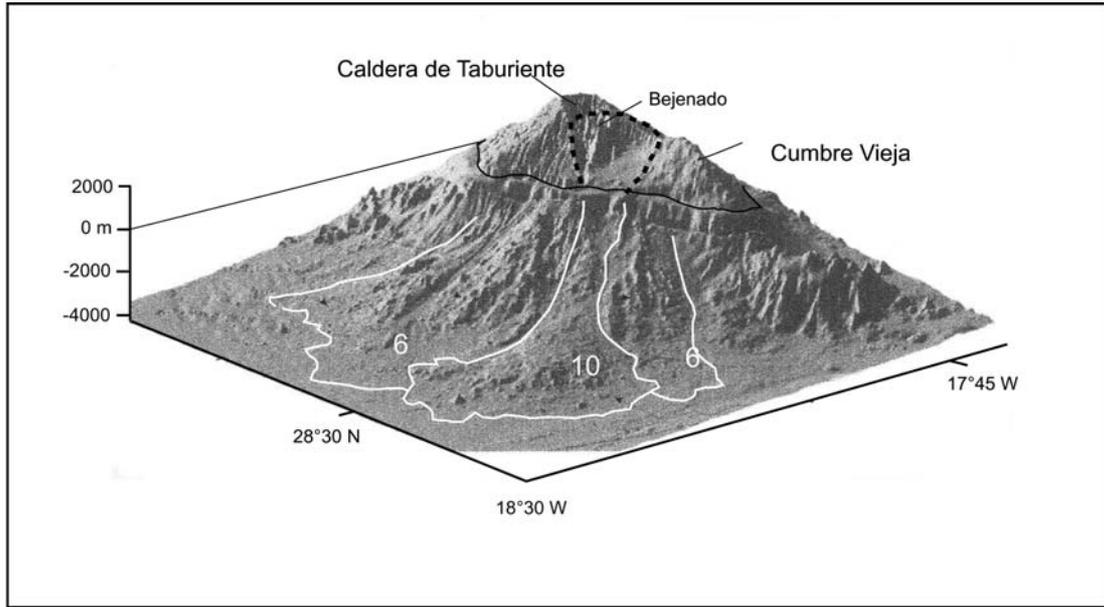


Fig. 2.9 - Vue 3D des flancs ouest de La Palma (Urgeles et al., 1999, légèrement modifié). 6 : complexe de dépôts détritiques Playa de la Veta (1,7-1,1 Ma) ; 10 : dépôt de l'avalanche de débris sous-marine issue du glissement Cumbre Nueva (560 ka). Les numéros font référence à la figure 2.8 et au tableau 2.1.

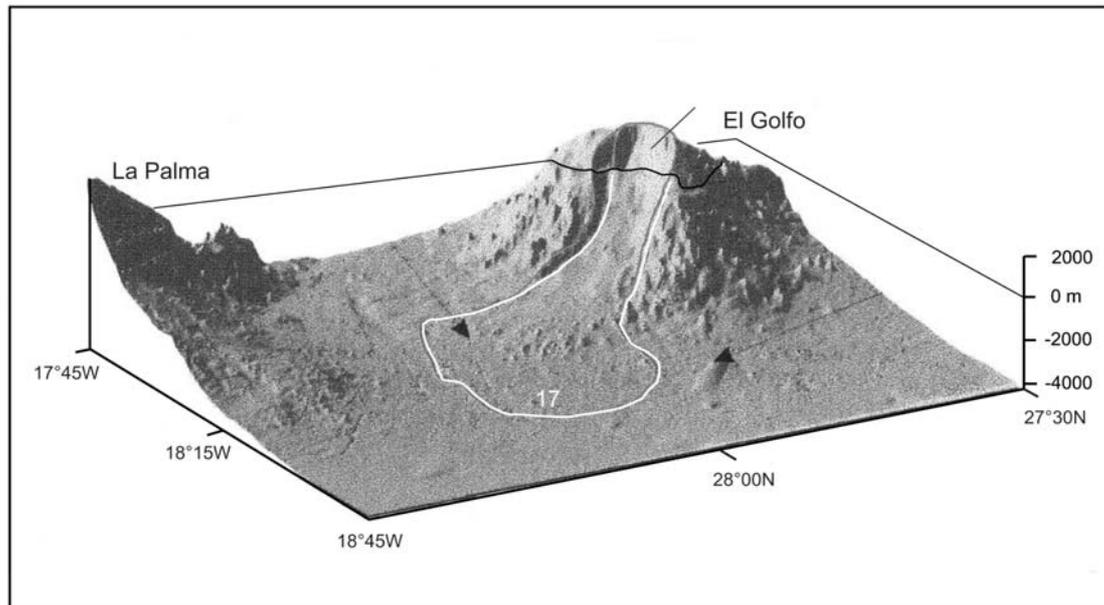


Fig. 2.10 - Vue 3D des faces d'arrachement et du dépôt d'avalanche de débris sous-marine d'El Golfo, sur les flancs nord-ouest d'El Hierro (Masson et al., 2002, légèrement modifié).

▪ Les dépôts d'**avalanches de débris** (*debris avalanches*) ressemblent à d'épais cônes de déjection en forme de panache lobé vers l'aval. Les images en relief des dépôts d'El Golfo, au nord-ouest d'El Hierro (figure 2.10), et de la Cumbre Nueva, à l'ouest de La Palma (figure 2.9), illustrent parfaitement cette géométrie particulière qui les distingue des effondrements. Les avalanches de débris sont des écoulements denses et rapides (20 à 150 m/s) de matériaux volcaniques, définis en domaine subaérien (Siebert, 1984). Comme leurs homologues émergés, les dépôts d'avalanches de débris sous-marines sont très hétérométriques, avec des mégablocs de plusieurs dizaines de km en zone proximale, et inférieurs à 1 km en zone distale. Leur morphologie de surface est marquée par des « *hummocks* » (multiples collines et dépressions fermées avec des rides longitudinales et transversales). Certains *hummocks* visibles en surface des complexe d'El Golfo et de la Cumbre Nueva mesurent plus de 2 km de large et 300 m de haut (Urgeles *et al.*, 1997). La taille importante des méga-blocs et des reliefs en *hummocks*, ainsi que la rareté des fractures en « *jigsaw* » (puzzle) suggèrent que la fragmentation durant l'écoulement est moindre que dans le cas des avalanches subaériennes, sauf dans le cas des avalanches riches en fragments pyroclastiques. Les mégablocs sont alors plus nombreux mais de taille plus réduite, les plus imposants étant confinés aux marges du dépôt (exemples : Roques de Garcia et Icod, au nord de Tenerife).

En dévalant les pentes immergées de l'édifice volcanique (pentes $> 6^\circ$), l'avalanche est assez concentrée et tend parfois à se canaliser par des chenaux latéraux. Le meilleur exemple à cet égard est celui des dépôts d'Icod, dont les chenaux latéraux se poursuivent jusqu'à 3600 m de profondeur. En progressant vers les plaines abyssales, les pentes s'affaiblissent ($< 6^\circ$) et l'avalanche perd en vitesse, en énergie, pour finalement se disperser en lobe distal.

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 rapports entre la hauteur de chute (H) et la distance parcourue (L) sont compris entre 0,03 et 0,13 pour les avalanches sous-marines (Schneider, 2000) et entre 0,1 et 0,5 pour les avalanches subaériennes (Siebert, 1984). Les frictions internes des avalanches de débris sous-marines sont en effet réduites par la saturation en eau.

n°	Complexe de dépôts détritiques		Volume km ³ (V)	Superficie km ² (S)	Hauteur km (H)	Distance km (L)	H/L	Age ka
1	Horgazales	Gran Canaria			4,5	70	0,064	14100
2	Nord-Ouest	Gran Canaria	> 60					14000-12000
3	Roque Nublo Sur	Gran Canaria	35	180	3,5	50	0,070	3500
11	Teno	Tenerife			> 4	75	> 0,05	> 5000
4	Taganana	Tenerife		> 400	> 3,5	70	> 0,05	> 3000
5	Roques de Garcia	Tenerife	500	4500	7,0	130	0,054	> 1000
8	Güimar	Tenerife	120	1600	6,0	90	0,067	840 - 780
9	La Orotava	Tenerife	80	2100	6,6	90	0,073	690 - 540
13	Icod	Tenerife	80	1700	6,8	105	0,065	170 - 150
6	Playa de la Veta	La Palma	650	1200	6,0	80	0,075	1700 - 1120
7	Santa Cruz	La Palma		< 1000	3,5	50	0,070	> 900
10	Cumbre Nueva	La Palma	95	780	6,0	80	0,075	560
12	Las Playas I	El Hierro		1700	4,0	50	0,080	545 - 176
14	Las Playas II	El Hierro	< 50	950	4,5	50	0,090	176 - 145
15	El Julan	El Hierro	130	1800	4,6	60	0,077	180 - 158
17	El Golfo	El Hierro	150	1500	5,0	65	0,077	< 134
16	Canary debris flow	nord El Hierro	400	40 000	1,4	600	0,002	17 - 15
18	Sahara debris flow	sud El Hierro	1100	48 000	3,2	700	0,005	60

Tableau 2.3 - Caractéristiques des déstabilisations massives des flancs des îles Canaries (Cantagrel *et al.*, 1999 ; Carracedo *et al.*, 1999a-b ; Gee *et al.*, 1999 ; Guillou *et al.*, 1996 ; Holcomb & Searle, 1991 ; Masson, 1996 ; Masson *et al.*, 2002 ; Urgeles *et al.*, 1997 ; Urgeles *et al.*, 1999 ; Watts et Masson, 1995).

Les numéros de la première colonne font référence à la figure 2.1.

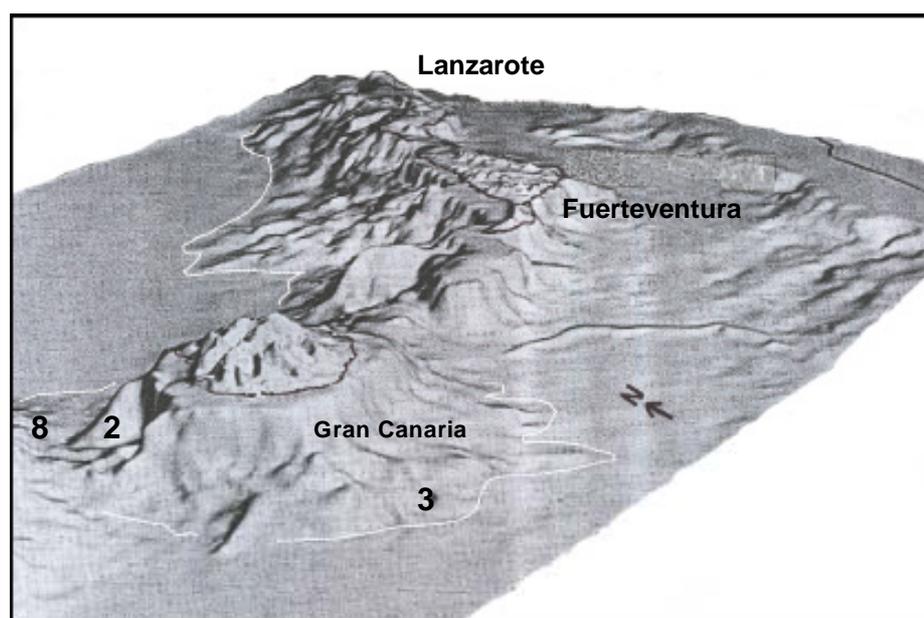


Figure 2.11 - MNT des îles orientales (Smoot, 1995, Geomorphology 14), avec délimitation des dépôts détritiques sous-marins (tableau 2.3).

Nous avons calculé le rapport H/L de treize dépôts d'avalanches de débris sous-marins autour des Canaries. N'ont été retenus que les dépôts pour lesquels la hauteur de chute et la distance parcourue ont pu être estimées, à partir de données bathymétriques et topographiques (hauteur de chute = hauteur des faces d'arrachement subaériennes + profondeur maximale du dépôt). Les résultats sont compris entre 0,05 et 0,09 (0,072 en moyenne), ce qui est compatible avec l'intervalle proposé par J.L. Schneider (2000). Le coefficient de corrélation entre les deux variables, hauteur et distance, est de 0,92. Les plus faibles rapports H/L correspondent aux avalanches riches en matériel pyroclastique du volcan Las Cañadas (Roques de Garcia, Icod), au sein desquelles la formation d'une matrice pendant le transport accentue la pression intersticielle et tend à liquéfier la masse en mouvement. D'autre part, la mobilité de ces avalanches est accentuée par le phénomène d' "*hydroplaning*", qui impose un tri suivant la densité des couches de matériaux volcaniques. Les mégablocs de roches denses sont préférentiellement disposés en bordure du dépôt et la distance parcourue par l'avalanche depuis ses faces d'arrachement dépasse les 100 km dans les cas d'Icod et de Roques de Garcia.

Les dépôts détritiques de Las Playas, sur les flancs est d'El Hierro, n'ont au contraire parcouru qu'une cinquantaine de kilomètres et présentent les rapports H/L les plus élevés (0,08 et 0,09). Ces déstabilisations sont selon D.G. Masson *et al.* (2002) une forme de transition entre effondrements et avalanches de débris.

- Les **coulées de débris sous-marines** (*submarine debris flows*) sont également des écoulements de débris rocheux qui, à la différence des avalanches de débris, sont saturés en eau et mobilisent plus de 50% de matériaux sédimentaires meubles et moins grossiers. La résistance et la viscosité initiale des matériaux mobilisés sont les principaux paramètres contrôlant le départ d'une coulée de débris. Les dépôts de coulées de débris sous-marines sont hétérométriques certes, mais dans une moindre mesure que les avalanches de débris. Deux vastes complexes de dépôts de coulées de débris ont été reconnus autour des Canaries : le "*Canary debris flow*" (40000 km²) et les "*Sahara debris flows*" (48000 km²), tous deux initiés sur des pentes immergées. Les rapports H/L sont très faibles car la mobilité est plus importante que celle des avalanches, qui sont beaucoup plus denses et concentrées. Les dépôts liés aux "*Sahara debris flows*" ne représentent pas forcément un seul événement, mais plutôt une récurrence de coulées parcourant plusieurs centaines de kilomètres, depuis la

marge continentale africaine vers les plaines abyssales (Gee *et al.*, 1999). Les cicatrices en amont de ces coulées se présentent sous la forme d'escarpements en amphithéâtres, parfois coalescents, dont la hauteur n'excède pas 100 m. Les forages ODP (Leg 157) effectués dans le talus volcanoclastique méridional de Gran Canaria révèlent d'importants niveaux de turbidites riches en quartz d'origine continentale (Schneider *et al.*, 1997). Or ces forages sont situés à moins de 50 km au nord des principaux dépôts de coulées de débris issues de la marge africaine.

2.1.2.2. *Les remaniements sédimentaires instantanés et postérieurs*

Les déstabilisations majeures évoluent instantanément en coulées de débris (faciès distaux) et courants turbiditiques distaux, formés par dilution des fines particules volcaniques contenues dans l'avalanche (Garcia, 1996). Le "*Canary debris flow*" est interprété comme le remaniement de sédiments hémipélagiques par l'avalanche d'El Golfo, au nord-ouest d'El Hierro (Masson, 1996). Des faciès de coulées de débris présents dans les carottes ODP Leg 157, au nord de Gran Canaria, sont corrélés par M. Sumita *et al.* (2001) aux dépôts de l'avalanche de débris de Guïmar, dont les faces d'arrachement subaériennes sont situées à plus de 150 km (côte est de Tenerife). Le lobe de l'avalanche, déviée vers le nord-est par les pentes sous-marines de Gran Canaria, se poursuit jusqu'à environ 80 km de la côte est de Tenerife. Les remaniements instantanés en coulées de débris se prolongent donc au moins sur 70 km de plus.

Les dépôts massifs sont ensuite remaniés par des courants turbiditiques locaux, éventuellement par de nouvelles arrivées massives de matériaux, et progressivement enveloppés puis recouverts de sédiments hémipélagiques. Les seules traces décelables sont alors des méga-blocs émergeant des sédiments. La morphologie de ces mégablocs est souvent un indice d'âge du dépôt lorsque la précision des appareils utilisés le permet (sonars haute résolution de type GLORIA ou TOBI¹). Les plus anguleux caractérisent les dépôts d'El Golfo (nord-ouest d'El Hierro) et d'Icod (nord de Tenerife). Les méga-blocs des dépôts plus anciens adoptent des angles puis des arêtes progressivement émoussés.

¹ *Towed Ocean Bottom Instrument.*

Le tableau 2.4 propose des taux de sédimentation postérieure à quatre dépôts d'avalanches de débris recouverts de sédiments hémipélagiques dont l'épaisseur a été estimée (Watts & Masson, 1995 ; Masson, 1996; Gee *et al.*, 2001 ; Masson *et al.*, 2002). Les taux calculés sont compris entre 0,02 et 0,07 m/ka, ce qui est très proche des taux calculés par J.L. Schneider *et al.* (1997) pour le talus volcanoclastique de Gran Canaria depuis 5 Ma (0,018 - 0,066 m/ka). Il faut toutefois relativiser l'apparente décroissance des chiffres avec le temps du fait des remobilisations ultérieures des sédiments eux-mêmes.

	Epaisseur de sédiments m	Age ka	Taux de sédimentation m/ka
El Julan	10 - 12	180 - 158	0,05 - 0,07
La Orotava	20	690 - 540	0,03 - 0,04
Roques de Garcia	20 - 25	> 1000	< 0,02
Taganana	100	> 3000	< 0,03

Tableau 2.4 – Taux de sédimentation hémipélagique postérieure à quatre dépôts d'avalanches de débris sous-marines aux Canaries.

La connaissance des fonds sous-marins autour des Iles Canaries a considérablement été approfondie depuis une dizaine d'années. Mais la lecture des données géophysiques comprend une part d'interprétation. La distinction de chaque déstabilisation massive et sa corrélation avec une forme unique d'accumulation ne sont pas toujours évidentes. Certains complexes de dépôts détritiques représentent plusieurs évènements (Playa de la Veta, Roques de Garcia). Les données sur les flancs ouest de Fuerteventura et Lanzarote sont incomplètes et difficiles à interpréter, même si l'existence de 3500 km³ de dépôts détritiques liés à des déstabilisations massives est incontestable (figure 2.11). Dans ce contexte, la corrélation entre les dépôts sous-marins et les édifices subaériens démantelés rencontre des difficultés.

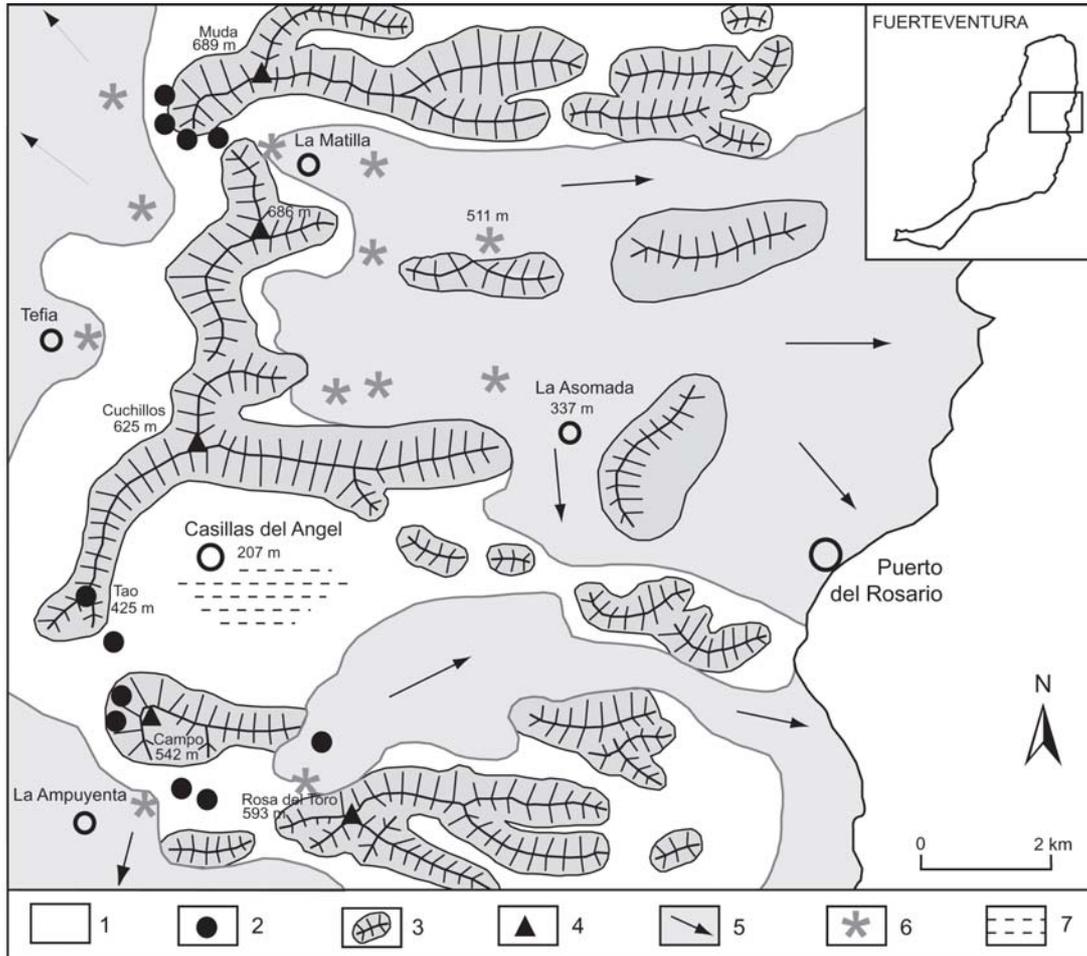


Fig. 2.12 - Carte morpho-structurale des environs de Casillas del Angel (Fuerteventura). 1 : matériaux volcaniques des premières phases de construction du volcan bouclier Los Cuchillos (> 14 Ma), très altérés et recouverts de talus d'éboulis ; 2 : dépôts d'avalanches de débris intercalés entre 1 et 3 ; 3 : cuchillos à pendage vers l'est (14,3 - 12,1 Ma) ; 4 : principaux sommets des cuchillos ; 5 : coulées de lave des phases de régénérescence (< 5 Ma) ; 6 : centres éruptifs associés aux coulées 5 ; 7 : dépôts lacustres (sédiments terrigènes fins à mud-cracks) dus au barrage de la vallée par des coulées.

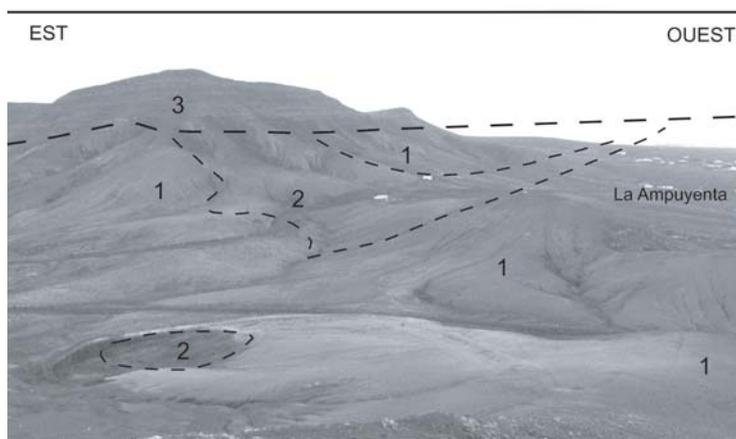


Photo 2.6 - Les flancs ouest du cuchillo de la Montaña del Campo. 1 : matériaux volcaniques des premières phases de construction du volcan bouclier Los Cuchillos (> 14 Ma) ; 2 : dépôts d'une avalanche de débris s'écoulant d'ouest en est, plaqués contre 1 ; 3 : coulées supérieures des cuchillos (13 Ma), faible pendage vers l'ouest.

2.1.3. Les dépôts subaériens d'avalanches de débris

Les dépôts subaériens d'avalanches de débris représentent des volumes largement inférieurs aux dépôts sous-marins d'avalanches de débris. Ils témoignent de l'instabilité récurrente des zones sommitales de stratovolcans.

2.1.3.1. *Les dépôts d'avalanche de débris des cuchillos de Fuerteventura*

Des dépôts à l'aspect chaotique et bréchiq ue affleurent à la base des *cuchillos* de Fuerteventura, intercalés entre les matériaux volcaniques du volcan bouclier central de l'île (figure 2.12). Les deux contacts sont discordants. Des dykes d'alimentation des séries sus-jacentes traversent les dépôts. Ils sont orientés dans l'axe de la rift-zone NNE-SSW (figure 1.16). Les matériaux volcaniques sur lesquels reposent les dépôts sont très altérés (structures "fantômes") et correspondent aux premières phases de construction subaériennes de l'île. Les dépôts d'avalanche sont également assez altérés: matrice argilo-sableuse à couleur souvent ocre, blocs "fantômes" aux alentours des dykes, ravinement. Les principaux affleurements, d'une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres, sont situés aux extrémités ouest des *cuchillos* de la Montaña del Campo (route Casillas del Angel - La Ampuyenta) et de la Montaña Muda (route La Matilla - La Oliva). Nous avons trouvé des affleurements secondaires au pied (carrières de graviers) et au sommet de la Montaña del Tao (425 m), et au niveau du col entre la Montaña del Campo et la Rosa del Toro (593 m).

Les dépôts sont caractérisés par leur grande diversité, tant au niveau de la taille des éléments (comprise entre quelques millimètres et plus de 5 mètres) que de leur forme, anguleuse à arrondie, et de leur nature pétrographique. Les basaltes sont majoritaires mais on trouve quelques trachytes et des phonolites (plus rare). Les gabbros et les syénites du complexe hypovolcanique de l'ouest de l'île (Vega Rio) sont absents. Nous n'avons identifié aucune population juvénile. Les blocs sub-arrondis et arrondis s'apparentent à des galets de fond de barranco. Certains blocs sont bréchifiés, voire désintégrés sur place. Les formes de fracturation en *jigsaw* non dispersés indiquent un mode de transport turbulent en milieu confiné. Les plus gros blocs (> 20 cm) sont enrobés d'éléments plus fins s'imbriquant les uns dans les autres.

Les figures de cisaillement observées à la base des dépôts sont typiques des mouvements laminaires visqueux au sein desquels s'expriment des différences de vitesse par rapport à la densité des matériaux mobilisés et surtout par rapport à l'encaissant. A plus

Photo 2.7 - Dépôts d'avalanche de débris des flancs nord du cuchillos de la Montaña del Campo (Fuerteventura). Figure d'injection et variations de couleur de la matrice dans des faciès de transition en coulées de débris (altitude 370 m). Notez l'hétérogénéité pétrographique des clastes.

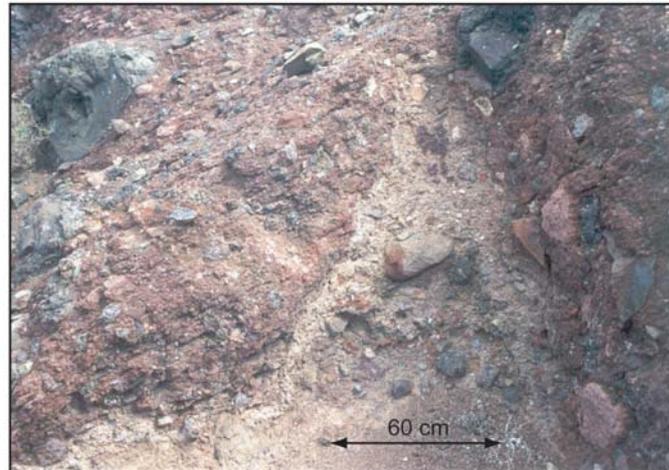


Photo 2.8 - Dépôts d'avalanche de débris des flancs nord du cuchillos de la Montaña del Campo (Fuerteventura). Chenal interne d'écoulement hyperconcentré, avec figures d'injection en périphérie (altitude 355 m).



Photo 2.9 - Dépôts d'avalanche de débris des flancs nord du cuchillos de la Montaña del Campo (Fuerteventura). Figures de cisaillement à la base du dépôt (altitude 300 m).

grande échelle, ces pressions de cisaillement produisent un compartimentage du dépôt en panneaux de plusieurs mètres de long, comme nous avons pu l'observer dans les dépôts d'avalanche de débris du stratovolcan Roque Nublo (Barranco San Miguel par exemple).

Les caractéristiques que nous venons de présenter convergent en effet vers l'hypothèse d'avalanches de débris déboulant des flancs est du volcan bouclier de Los Cuchillos, probablement canalisées dans des vallées peu encaissées. Combien d'évènements précisément ? Au moins deux : l'un aux environs de Muda et Tindaya et l'autre, plus au sud, autour de la Montaña del Campo.

Les critères suivants attestent d'une proportion d'eau inhabituelle au cours d'une avalanche de débris, mais courante pour une coulée de débris :

- variations de couleur de la matrice, de l'ocre au brun clair,
- semelles basales de cisaillement (*boundary shear*) signalant un écoulement laminaire à la base de l'avalanche (Montaña del Tao, 423 m),
- figures d'injection d'un faciès fin (< 10 cm) et anguleux, à matrice brun clair, dans le faciès classique décrit précédemment (Montaña del Campo, 355 m),
- petits chenaux internes d'écoulement hyper-concentré stratifiés (*hyperconcentrated flow*), composés de lits de graviers fins (taille moyenne < 5 mm).

Ces observations impliquent un remaniement sédimentaire instantané de faciès distaux d'avalanches de débris, les faciès proximaux ayant disparu du paysage. Les variations de granularité et d'épaisseur des affleurements autour de la Montaña del Campo seraient dues, selon nous, aux accidents du relief envahi par une avalanche qui, dans sa portion distale, se scinde en écoulements secondaires, proches des coulées de débris. Entre la Montaña del Campo et la Rosa del Toro, des petits chenaux à remplissage torrentiel ravinent les dépôts d'avalanche dont ils remanient le matériel. Les berges des chenaux montrent des traces d'érosion rapide. Au sommet de la Montaña del Campo, les dépôts torrentiels sont fossilisés par une coulée datée à $13,0 \pm 0,3$ Ma par J. Coello *et al.* (1992). Cette distinction entre remaniement instantané et remaniement postérieur d'une avalanche de débris d'âge Miocène est suffisamment rare pour être soulignée. Mais les affleurements décrits ne sont que les résidus de formations plus vastes résultant de déstabilisations des flancs orientaux du bouclier central de Fuerteventura. L'origine n'est pas éruptive mais gravitaire, ce qui a lieu de surprendre étant donné les faibles pentages des *cuchillos*. Ces avalanches provenaient sans doute d'un édifice plus haut et plus pentu, aujourd'hui disparu.

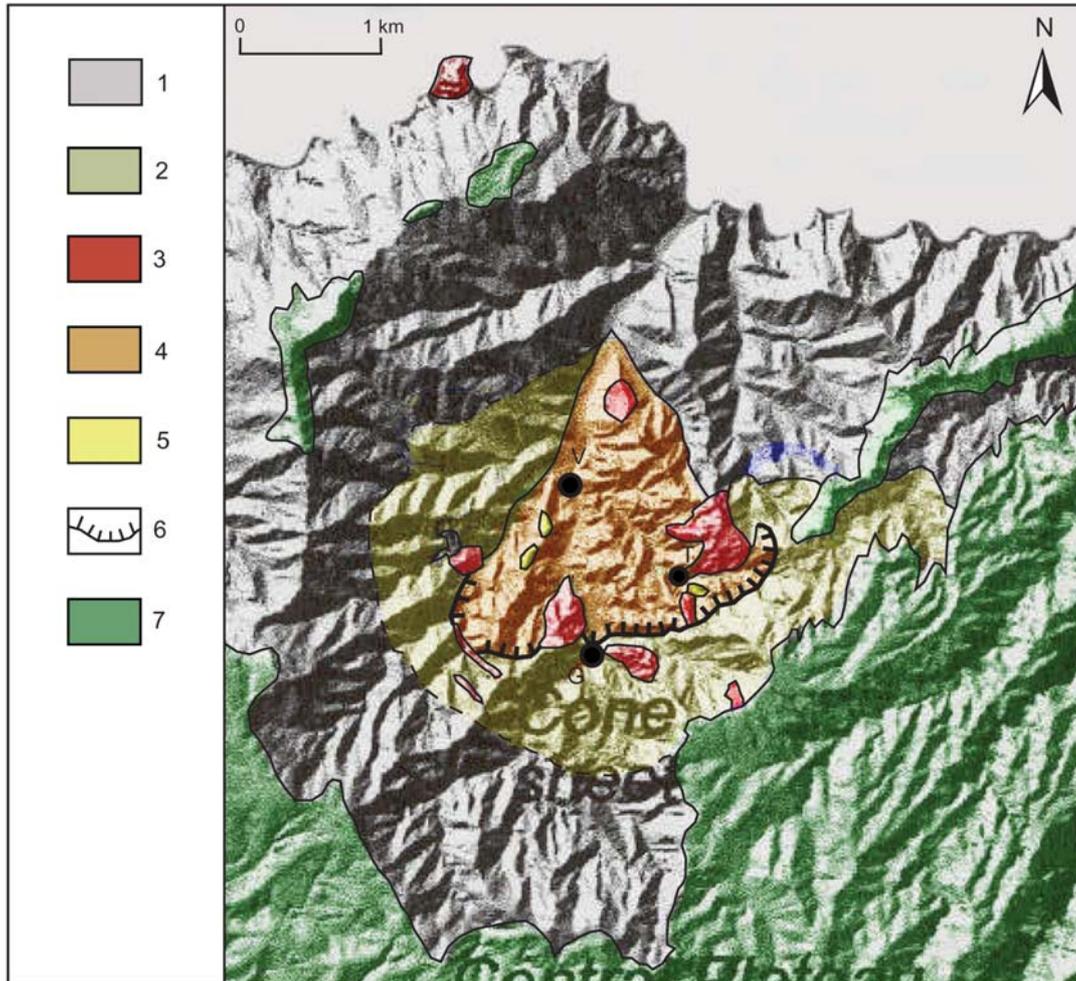


Fig. 2.13 - Carte géologique et relief ombré de l'amphithéâtre de Vallehermoso (La Gomera). 1 : matériaux hypovolcaniques basiques (gabbros, pyroxénites) ; 2 : matériaux trachy-phonolitiques du stratovolcan de Vallehermoso (coulées de lave, brèches et ignimbrites, dykes en cone sheet et en réseaux radiaux) ; 3 : dômes trachytiques et phonolitiques ; 4 : dépôts d'avalanche de débris ; 5 : méga-blocs de tufs phonolitiques ; 6 : contact hérité des faces d'arrachement de l'avalanche ; 7 : coulées basaltiques horizontales (5,42 - 4,25 Ma). V : Vallehermoso ; T : El Tanque ; G : Garabato.

2.1.3.2. *Les dépôts de l'avalanche de débris de Vallehermoso à La Gomera*

Les matériaux trachy-phonolitiques de Vallehermoso (Bravo, 1964) sont, comme nous l'avons évoqué précédemment, les racines intrusives d'un stratovolcan : un cone-sheet, deux réseaux radiaux de dykes et une dizaine de dômes parmi lesquels le Roque del Cano, grand dôme phonolitique dégagé en pain de sucre. Les affleurements se répartissent au fond de l'amphithéâtre de Vallehermoso, selon une forme arquée ouverte vers le nord (figure 2.13). Des dépôts d'avalanche de débris ont été identifiés au cœur de cet arc et dans le barranco reliant Vallehermoso au débouché de l'amphithéâtre (Rodriguez, 1988 ; ITGE, non publié). Ils reposent en amont sur les racines du stratovolcan et en aval sur des matériaux hypovolcaniques sous-marins (essentiellement des gabbros). Nous avons distingué trois faciès différents :

1. Le faciès majoritaire, très dense en clastes, est typique des dépôts d'avalanches de débris. Il est très répandu autour de Vallehermoso. Sa composition confirme ses liens de parenté avec le stratovolcan : nombreux fragments anguleux de dykes trachytiques du cone-sheet (jusqu'à 90 % du dépôt, dont quelques méga-blocs plurimétriques), clastes phonolitiques blanchâtres, phénocristaux de feldspaths et de ferro-magnésiens enveloppés dans une matrice sablo-argileuse. Quelques blocs de gabbros arrondis à sub-arrondis dont l'un atteint trois mètres de large, ont été incorporés à la base de l'avalanche (barranco de Vallehermoso alt. 120 m). Nous avons reconnu des traces d'orientation fluidale, des figures d'imbrication (figure 2.14), de cisaillement avec broyage de contact (route Vallehermoso - Arure alt. 255 m) et de fracturation en *jigsaws* recoupant la fracturation préexistante des clastes trachytiques (Vallerhermoso - Arure alt. 275 m, Vallehermoso - El Tanque alt. 215 m).

2. Le faciès à support matriciel affleure en périphérie du faciès précédent, notamment en bordure des routes menant de Vallehermoso à Garabato et Arure (alt. 240-245 m). C'est un faciès composé de blocs anguleux à subanguleux, bien individualisés, de taille moyenne comprise entre 1 et 5 cm et de pétrographie variée (basaltes, trachytes, phonolites). Les plus gros blocs (> 25 cm) sont souvent très altérés (altération fantôme). Du point de vue de leur aspect général, ces dépôts sont très peu triés et non stratifiés, avec des traces d'orientation fluidale peu marquées et des injections filoniennes de tufs phonolitiques. Nous reconnaissons dans ce faciès des coulées de débris remaniant les dépôts de l'avalanche et des tufs non consolidés, récemment déposés par des phases explosives mineures faisant suite à l'avalanche de débris.



Fig. 2.14 et photo 2.10 - Coupe transversale dans le dépôt d'avalanche de débris de Vallehermoso (La Gomera, route Vallehermoso - playa alt. 120 m). 1 : fragment de dyke trachytique ; 2 : bloc de gabbro ; 3 : clastes phonolitiques soumis à des figures d'imbrication et d'orientation fluidale grossière. NB : Seuls les principaux blocs sont mentionnés.

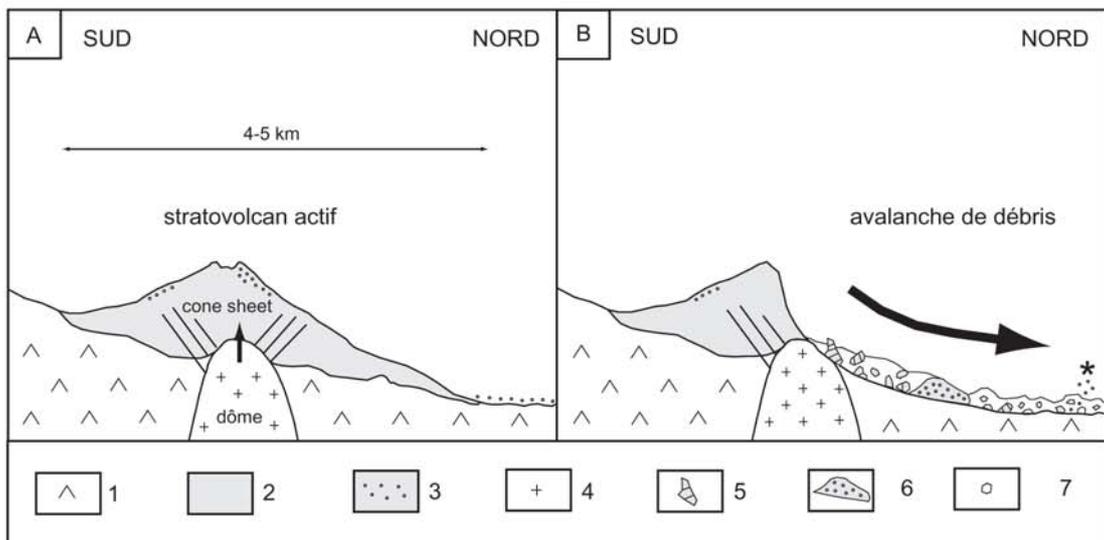


Fig. 2.15 - Croquis simplifié du stratovolcan et de l'avalanche de débris de Vallehermoso (La Gomera). 1 : matériaux hypovolcaniques basiques (gabbros) ; 2 : matériaux trachy-phonolitiques du stratovolcan dont 3 : tufs phonolitiques ; 4 : crypto-dôme phonolitique ; 5 : fragments du cone sheet trachytique ; 6 : méga-bloc de tufs phonolitiques ; 7 : bloc de gabbro incorporé à la base de l'avalanche. * : dyke neptunien de tufs phonolitiques non consolidés et intégrés à l'avalanche.

3. Le troisième faciès est représenté par des dépôts pyroclastiques phonolitiques qui sont en fait des méga-blocs de faible densité, flottant sur l'avalanche. L'affleurement le plus significatif est un méga-bloc de 80 m de long dont la composition est visible le long de la route qui mène de Vallehermoso à Garabato (alt. 215 m) : tufs phonolitiques et faciès "*block and ash*" à granulométrie bimodale (population de lithiques de taille comprise entre 5 et 10 cm dans une population majoritaire de juvéniles phonolitiques de taille inférieure à 0,5 cm). Ces dépôts proviennent évidemment des phases explosives du stratovolcan de Vallehermoso.

Les formations que nous venons de décrire apparaissent comme le résultat d'une déstabilisation tronquant le flanc nord du stratovolcan de Vallehermoso, jusqu'à ses niveaux hypovolcaniques et son substratum de roches basiques (figure 2.15). L'édifice initial occupait toute la superficie de l'actuel amphithéâtre de Vallehermoso, dont les rebords sont cernés par des coulées basaltiques horizontales (5,42 - 4,25 Ma). Il y a donc eu une inversion de relief, à laquelle l'avalanche de débris n'est peut-être pas étrangère.

Le stratovolcan Roque Nublo (Gran Canaria) a également subi des déstabilisations chroniques, générant des avalanches de débris sur ses flancs ouest, nord-ouest, nord et surtout sud et sud-ouest. Cette instabilité serait due à l'intrusion de dômes phonolitiques endogènes et à l'altération hydrothermale interne. Les avalanches de débris des flancs sud et sud-ouest ont parcouru plus de 50 km¹ à plus de 100 m/s (Mehl & Schmincke, 1999), certaines d'entre elles se poursuivant en mer (figure 2.8). Les avalanches de débris du Roque Nublo auraient au total recouvert une surface de 180 km² et ennoyé des barrancos très encaissés (700 m) sous 14 km³ de débris dont il ne reste que 3 km³. Emportés avec les avalanches, des mégablocs dont la taille atteint 1200 m ont été préservés, probablement par le confinement des avalanches dans les paléo-barrancos. Sur les plateaux entre chaque barranco, des faciès homogènes sont dispersés sous la forme d'écoulements granulaires secs. Le volume total reconstitué des dépôts d'avalanche de débris du Roque Nublo, à la fois sous-marins et subaériens, est d'environ 60 km³, soit 30 % du volume total des formations Roque Nublo (Mehl & Schmincke, 1999).

¹ Les 4/5e des avalanches de débris quaternaires listées par L. Siebert (1984) ont parcouru plus de 10 km depuis leur source, certaines plus de 50 km, voire plus de 100 km.



Photo 2.11 - Glissement sectoriel sur la côte nord de La Gomera. Ce type de déstabilisation secondaire est un modèle réduit du glissement sectoriel massif de La Orotava (côte nord de Tenerife, cf. photo ci-dessous).



Photo 2.12 - Les faces d'arrachement du glissement sectoriel de La Orotava (Tenerife, 690 - 540 ka), avec au fond de la dépression les bananeraies, les stations touristiques et en arrière-plan le stratovolcan du Teide. L'épaisseur et la résistance des coulées guident l'évolution morphologique de l'escarpement.

2.1.4. Les caractéristiques des zones de départ

2.1.4.1. *Les cicatrices apparentes*

Les zones de départ des avalanches de débris sont qualifiées de calderas d'avalanche (Siebert, 1984). Vues du dessus, ces dépressions ont une forme de fer à cheval (*horseshoe-shaped calderas*), ouvert dans la direction d'écoulement de l'avalanche. Les exemples cités dans la littérature sont des volcans de zones de subduction (Bezymianny, Bandai, Galunggung, Mount St Helens, Mount Shasta) et non des volcans boucliers océaniques. Le terme de caldera d'avalanche a été introduit pour faire la différence avec les calderas d'effondrement central (*calderas s.s.*), les calderas d'explosion, les calderas d'érosion et les amphithéâtres d'érosion. Les calderas d'avalanches sont de taille plus réduite que les calderas d'effondrement. Le diamètre typique d'une caldera d'avalanche est compris entre 1 et 4 km (Siebert, 1984), tandis que les calderas d'effondrements sont de taille très variable, des *pit-craters* (< 2 km) aux calderas géantes (> 10 km). Les calderas d'érosion et les amphithéâtres d'érosion ont une ouverture plus étroite que les calderas d'avalanche, ce qui leur confère une forme typique en "poire" (cirques de la Réunion, caldera de l'Haleakala à Maui, Caldera de Taburiente à La Palma).

Les dépôts d'avalanches de débris que nous venons de présenter, à la fois en domaine sous-marin et subaérien, ne sont pas systématiquement corrélés à des cicatrices en forme de caldera d'avalanche. Les zones de départ des avalanches de débris des stratovolcans de Vallehermoso et Roque Nublo ont disparu. Elles devaient ressembler aux calderas d'avalanches mais ces édifices sont réduits à l'état de reliefs résiduels et de racines hypovolcaniques.

Les cicatrices de déstabilisations majeures apparaissent aux Canaries sur les flancs des volcans boucliers, et plus particulièrement sur les flancs des *rift-zones* (figures 1.19, 2.8 et 2.16). Leur morphologie diffère des calderas d'avalanche sur plusieurs points. Ce sont des dépressions côtières aux contours plus rectilignes et à fond relativement plat, tapissées de coulées et de cônes volcaniques ultérieurs. Elles sont densément peuplées et exploitées par une agriculture intensive. Leurs dimensions avoisinent les 10 km (tableau 2.5), avec un rapport longueur/largeur (L/l) peu supérieur à 1. La dépression d'El Golfo, cicatrice de la dernière déstabilisation

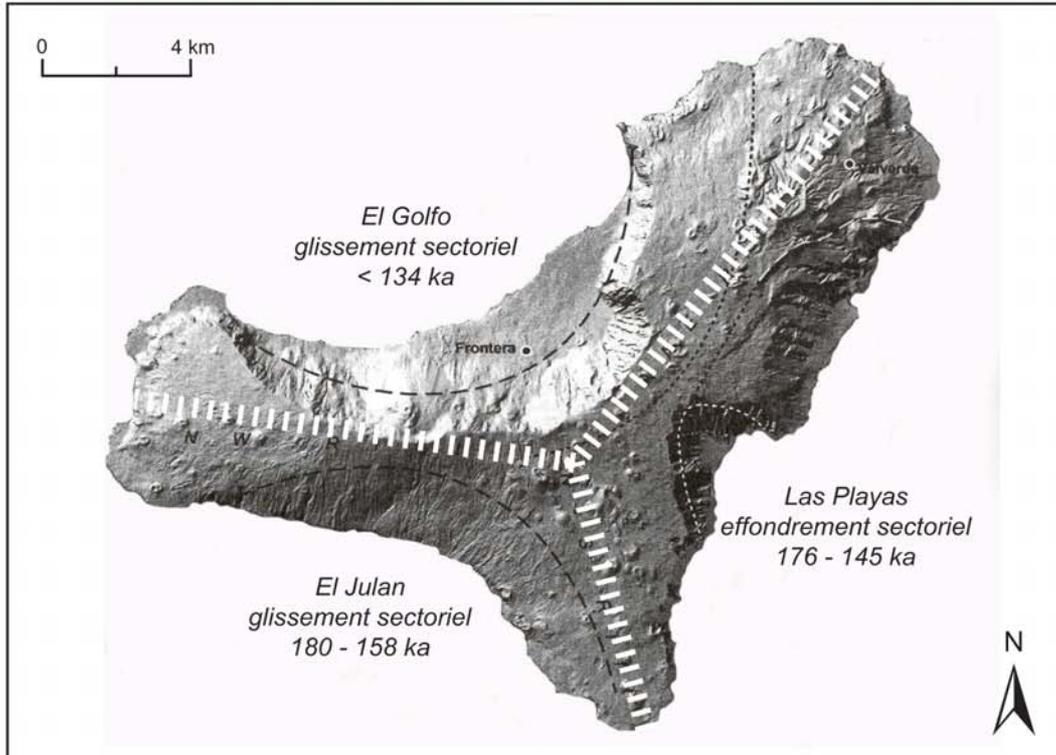


Fig. 2.16 - Carte d'El Hierro en relief ombré, illustrant trois types de cicatrices de déstabilisations massives : une dépression côtière en forme de croissant, partiellement envahie par les formations volcaniques ultérieures (El Golfo), une surface de glissement entièrement masquée par ce volcanisme (El Julan) et une cicatrice d'effondrement sectoriel (Las Playas). La répartition des déstabilisations est guidée par la répartition des contraintes volcano-tectoniques, le long des trois rift-zones de l'île (traits blancs).

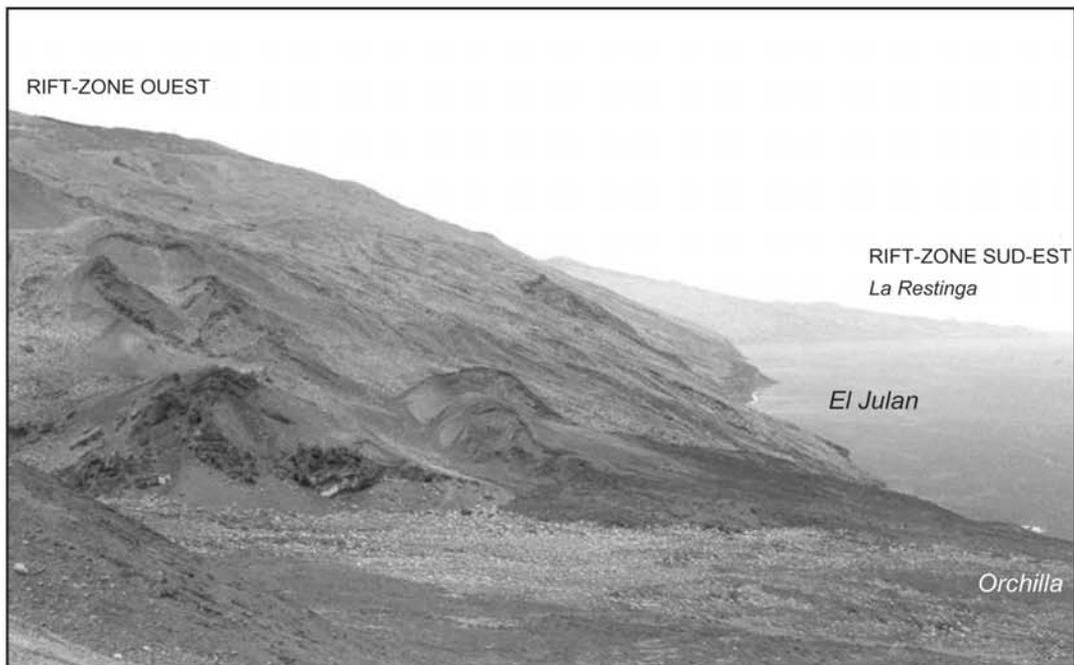


Photo 2.13 - La surface du glissement d'El Julan (El Hierro) est complètement masquée par le volcanisme ultérieur (< 158 ka) des rift-zones ouest et sud-est.

massive en date (< 134 ka), a une forme de croissant ouvert de 180° sur la mer. Les faces d'arrachement est ont probablement été retouchées par un ou plusieurs effondrements secondaires venant rompre la régularité géométrique de l'arc initial (figure 2.16). Les trois autres dépressions évoquées dans le tableau 2.5 sont délimitées par des faces d'arrachements rectilignes (La Orotava), ou arquées d'un côté et rectilignes de l'autre (Cumbre Nueva, Guïmar). Les versants des faces d'arrachements ont des pentes moyennes largement supérieures à 30° et sont par endroits fossilisés par de nouvelles coulées. Les faces les plus escarpées d'El Golfo et de la Cumbre Nueva (Barranco de las Angustias) sont très instables. Certaines portions sont des plans de faille le long desquels se produisent toujours des effondrements secondaires. Les déstabilisations de La Orotava (690 - 540 ka) et Guïmar (840 - 780 ka) sont plus anciennes et leurs faces d'arrachement présentent une alternance de ravins et de crêtes colonisés par la pinède. Les coulées épaisses et résistantes occasionnent des ruptures de pente. Nous sommes ici à la charnière entre les formes de relief structurales primitives et les formes de relief structurales héritées (Peulvast & Vanney, 2001). Nous prendrons comme exemple la Cumbre Nueva pour préciser l'évolution géomorphologique des faces d'arrachement et des surfaces de glissement après une avalanche de débris.

Cicatrices de glissements	Longueur L km (L)	Largeur l km (l)	L/l	Altitude max m	Surface km ²	Volume km ³	Age ka
El Golfo <i>El Hierro</i>	15	8	1,88	1500	72	40	< 134
Cumbre Nueva <i>La Palma</i>	11	10	1,1	2000	78	30	560
La Orotava <i>Tenerife</i>	10	10	1	1500	70	28	690 - 540
Guïmar <i>Tenerife</i>	10	8	1,25	1500	86	29	840 - 780

Tableau 2.5 – Caractéristiques des cicatrices de glissements massifs des Iles Canaries.

Les caractéristiques des zones de départ des déstabilisations de flancs des Iles Canaries évoquent un mécanisme de rupture et de glissements sectoriels massifs générant des avalanches de débris. Les différences de morphologie entre les cicatrices d'avalanches des volcans boucliers et des stratovolcans traduisent des structures et des dynamismes volcano-tectoniques différents. Les dépôts des avalanches de débris de Vallehermoso (La Gomera) et Los Cuchillos (Fuerteventura) ne se poursuivent pas en mer. En revanche, les quatre cicatrices de glissements du tableau 2.5 sont corrélées à



Photo. 2.14 - El Golfo (El Hierro) : la surface de glissement et les faces d'arrachement sont fossilisés par des formations volcaniques postérieures (< 134 ka), à l'exception des faces nord-est (au fond), retouchées par un effondrement secondaire.



Photo 2.15 - Faces nord-est de la dépression côtière d'El Golfo (El Hierro). Les faces d'arrachement du glissement sectoriel sont tronquées par un effondrement secondaire. La surface de glissement est occupée par des coulées ultérieures (< 134 ka).

des dépôts détritiques sous-marins très nettement identifiés (tableau 2.3 et figure 2.8). Dans le cas d'El Julan, la surface de glissement est intégralement fossilisée par le volcanisme ultérieur (< 158 ka) mais la façade sud d'El Hierro a conservé une forme en arc à faible rayon de courbure.

L'extension amont du dépôt d'Icod coïncide avec une paléo-vallée débouchant sur la côte nord de Tenerife, creusée dans des formations volcaniques de plus de 170 ka et remplie par des coulées de moins de 150 ka. Cette paléo-vallée est considérée comme le couloir de l'avalanche de débris (Ancochea *et al.*, 1990 et 1999).

Le cas d'El Golfo suscite des avis divergents quant au nombre exact de déstabilisations entrant en jeu. Les données géophysiques sous-marines montrent une cicatrice et un lobe détritiques uniques (Masson, 1996 ; Masson *et al.*, 2002). J.C. Carracedo *et al.* (1999b) ont démontré l'existence d'une première déstabilisation à l'origine de l'arc d'El Golfo (< 134 ka), puis d'une seconde déstabilisation (< 21 ka) affectant les formations volcaniques, principalement sous-marines, remplissant la cicatrice précédente. Les faces d'arrachements latérales d'El Golfo se prolongent en mer jusqu'à l'isobathe -3000 m, preuve supplémentaire s'il en est de la singularité de cet exemple où la (les) déstabilisation(s) touche(nt) aussi les flancs immergés de l'île. Nous en rencontrerons d'autres cas. Il ne faut pas confondre cette particularité avec les chenaux latéraux des dépôts détritiques sous-marins d'Icod et de la Orotava. Les faces d'arrachements de la Cumbre Nueva, de la Orotava et de Guïmar s'achèvent en falaises. Dans ces cas plus répandus, seule la partie émergée de l'île est concernée par le glissement et l'avalanche qui s'en suit.

Les termes anglophones de *sector graben* et *sector collapse* ont été employés aux Canaries. Mais ils impliquent plutôt un déplacement vertical et provoquent des confusions avec la notion de caldera d'effondrement.

Le seul exemple d'effondrement sectoriel massif aux Canaries serait représenté sur la côte est d'El Hierro par la Baie de Las Playas (figure 2.16), bordée de falaises hautes de 1000 m où apparaissent par endroits des plans de faille striés. Les dépôts détritiques sous-marins de Las Playas présentent des caractéristiques transitionnelles entre les dépôts d'effondrements subverticaux et les dépôts d'avalanches de débris (Masson *et al.*, 2002). Le plateau sommital dominant Las Playas est marqué par des failles bordières qui témoignent selon S. Day (1996) d'un effondrement avorté, à moins qu'il ne s'agisse d'une étape précoce d'un processus de déstabilisation progressive d'un pan entier de l'île, comme cela se produit actuellement sur les flancs sud du Kilauea, le long de deux systèmes de failles normales (*Hilina Fault System* et *Koa'e Fault System* : Smith *et al.*, 1999).



Photo 2.16 - L'arc côtier de Taganana, façade nord de l'Anaga (Tenerife) : forme de relief héritée d'une ou plusieurs déstabilisations massives des flancs nord de l'Anaga (> 3 Ma). Les points culminants du massif sont des necks et des dômes phonolitiques et trachytiques. Les versants pentus développés dans les colluvions et les terrasses alluviales perchées aux débouchés des barrancos étaient raccordés au niveau de base du dernier épisode glaciaire (Pléistocène Supérieur).

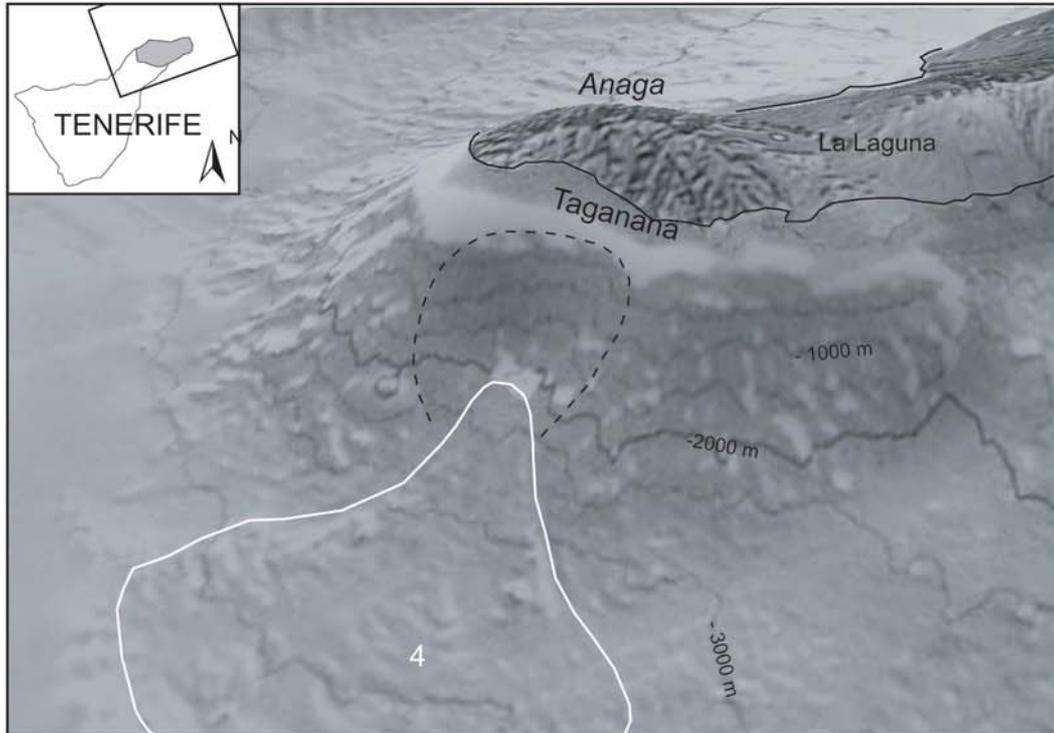


Fig. 2.17 - Modèle numérique de terrain des flancs nord du volcan bouclier de l'Anaga, mettant en évidence son indépendance par rapport au volcan bouclier central de Tenerife, un amphithéâtre sous-marin au large de l'arc côtier de Taganana et un lobe de dépôts détritiques (le numéro fait référence au tableau 2.3).

2.1.4.2. *Les formes de relief héritées des faces d'arrachement*

Des cicatrices en forme d'amphithéâtre apparaissent sur les flancs immergés des volcans boucliers de l'Anaga (Tenerife), de Gran Canaria et Jandia (Fuerteventura). Ce genre de morphologie a été décrit à Mururoa (Guille, 1993) et aux Empereurs (Keating & Mc Guire, 2000). Mais les déstabilisations associées ne sont pas pour autant limitées aux pentes sous-marines. Les amphithéâtres sous-marins des Canaries recourent la plateforme d'abrasion marine et sont reliés à un arc côtier ouvert dans la même direction que la cicatrice sous-marine. Les façades nord des volcans boucliers de l'Anaga (figure 2.17) et de Jandia (figure 2.18) illustrent parfaitement ce dispositif.

Les points culminants de l'arc de Taganana (façade nord de l'Anaga) sont des necks et des dômes phonolitiques. Les versants pentus développés dans les colluvions et les terrasses alluviales perchées aux débouchés des barrancos (Benijo, Taganana, Punta de Hidalgo) étaient reliés au niveau de base du niveau marin du dernier épisode glaciaire (Pléistocène Supérieur). L'instabilité se manifeste par de petits effondrements côtiers, dont les cicatrices d'arrachement sont encore visibles sur les falaises, et par des glissements rotationnels au sein de petits amphithéâtres (El Draguillo). Mais ce contexte morphologique et structural n'engage aucune déstabilisation massive digne d'expliquer l'amphithéâtre et le lobe de dépôts détritiques sous-marins. L'arc de Taganana est en fait une forme héritée du recul des faces d'arrachements d'une déstabilisation majeure des flancs sous-marins et subaériens nord de l'Anaga, pour le coup non datable (> 3 Ma). En l'absence de volcanisme quaternaire, les conditions morphoclimatiques, eustatiques et tectoniques contrôlent la vitesse de recul mais conservent grossièrement la forme initiale de la cicatrice.

Le massif de Jandia n'est relié au volcan bouclier de Fuerteventura que par un isthme de dunes pléistocènes indurées et en partie encroûtées (La Pared). Jandia est un édifice indépendant dont il ne subsiste qu'un demi-réseau de *cuchillos* radiaux, tronqué au nord par un escarpement en arc ouvert vers la mer (figure 2.18). La ligne de crête reliant les extrémités de chaque *cuchillo* culmine entre 400 et 807 m (Pico de Jandia). La côte présente au sud de petites falaises alternant avec des criques sableuses et au nord une longue plage de sable au pied de l'escarpement. Les bas de



Photo 2.17 (ci-dessus) - Le volcan bouclier de Jandia, depuis le volcan bouclier central de Fuerteventura. Le profil est tronqué au nord par un escarpement en arc côtier, culminant entre 400 et 807 m (Pico de Jandia).

Photo 2.18 (à gauche) - Le massif de dunes pléistocènes de La Pared, reliant le volcan bouclier de Jandia à Fuerteventura (Los Cuchillos).

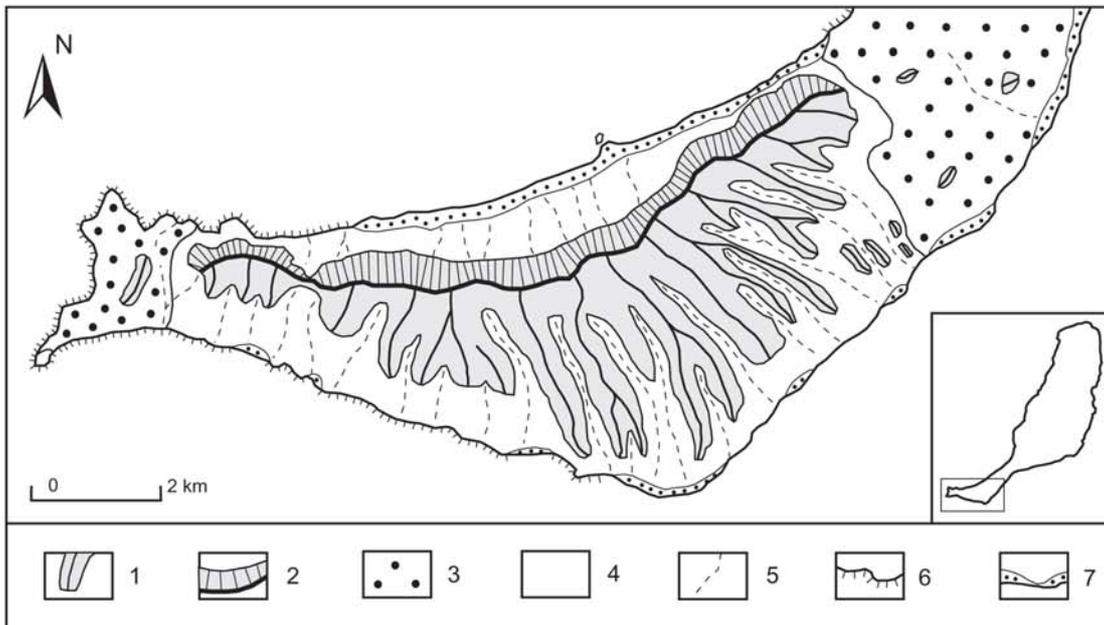


Fig. 2.18 - Croquis morphologique de la péninsule de Jandia (Fuerteventura). 1 : cuchillos du volcan bouclier (17,2 - 12,1 Ma) ; 2 : escarpement en arc côtier, hérité du recul par érosion régressive des faces d'arrachement d'une déstabilisation massive des flancs nord du bouclier ; 3 : massifs de dunes pléistocènes indurées et partiellement encroûtées ; 4 : talus, tabliers et cônes d'éboulis ; 5 : petits barrancos à fond sableux ; 6 : côtes à falaises (hauteur < 30 m) ; 7 : criques sableuses et dunes côtières.

versants sont alimentés par de grands talus d'éboulis. Le contexte morphoclimatique est plus sec que dans l'Anaga, mais le dispositif structural est le même. Les données bathymétriques (figure 2.8) suggèrent aussi la présence d'un amphithéâtre d'où s'étale un complexe de dépôts détritiques sous-marins. L'ensemble du dispositif est cependant moins bien conservé du point-de-vue morphologique. Les phases de construction du volcan bouclier de Jandia ont été datées entre 17,2 et 12,1 Ma (Coello *et al.*, 1992 ; Ancochea *et al.*, 1996). Le profil du bouclier est encore perceptible du côté sud et les *cuchillos* ne sont pas encore individualisés comme dans la partie est de Fuerteventura. L'apparente fraîcheur de l'arc nord du massif est trompeuse car l'ancien pied de falaise est fossilisé par des tabliers et des cônes d'éboulis à pentes fortes, ce qui donne l'impression, non justifiée, d'une surface de glissement. Mais la façade nord de Jandia est bien héritée d'une déstabilisation massive. L'érosion régressive des faces d'arrachement a ensuite réduit le bouclier de moitié en au moins 10 Ma. Les périodes sèches du Quaternaire ont retardé sa destruction en le recouvrant partiellement d'encroûtements et de massifs de dunes.

Les exemples de l'Anaga et de Jandia nous montrent combien la répartition des principales déstabilisations influence l'évolution morphogénique postérieure. Il sera intéressant de revenir sur cet aspect à travers l'exemple de la Cumbre Nueva et de la Caldera de Taburiente (La Palma), où les repères chronologiques abondent.

La corrélation entre les traces sous-marines et subaériennes de déstabilisations massives est plus délicate sur les flancs ouest et nord-ouest de Gran Canaria. Le large amphithéâtre sous-marin visible sur la figure 2.8 est corrélé à une nette discordance au sein des formations volcaniques miocènes d'Horgazales, marquée par des dépôts d'avalanche de débris et des coulées fossilisant une hypothétique surface de glissement (Schmincke, 1993). Les imposantes falaises dessinant un arc entre Agaete - San Nicolas) ne sont apparemment corrélées à aucune cicatrice sous-marine. Les éventuels complexes de dépôts détritiques sous-marins seraient de toutes façons masqués par le lobe plus récent de l'avalanche de débris de Guïmar (flancs est de Tenerife, 840- 780 ka). M. Sumita *et al.* (2000) reconnaissent dans les carottes des forages effectués autour de Gran Canaria (ODP Leg 157) les effets indirects (remaniements) ou les dépôts d'une vingtaine de déstabilisations majeures. Notre connaissance des fonds sous-marins et des structures émergées de Gran Canaria et des

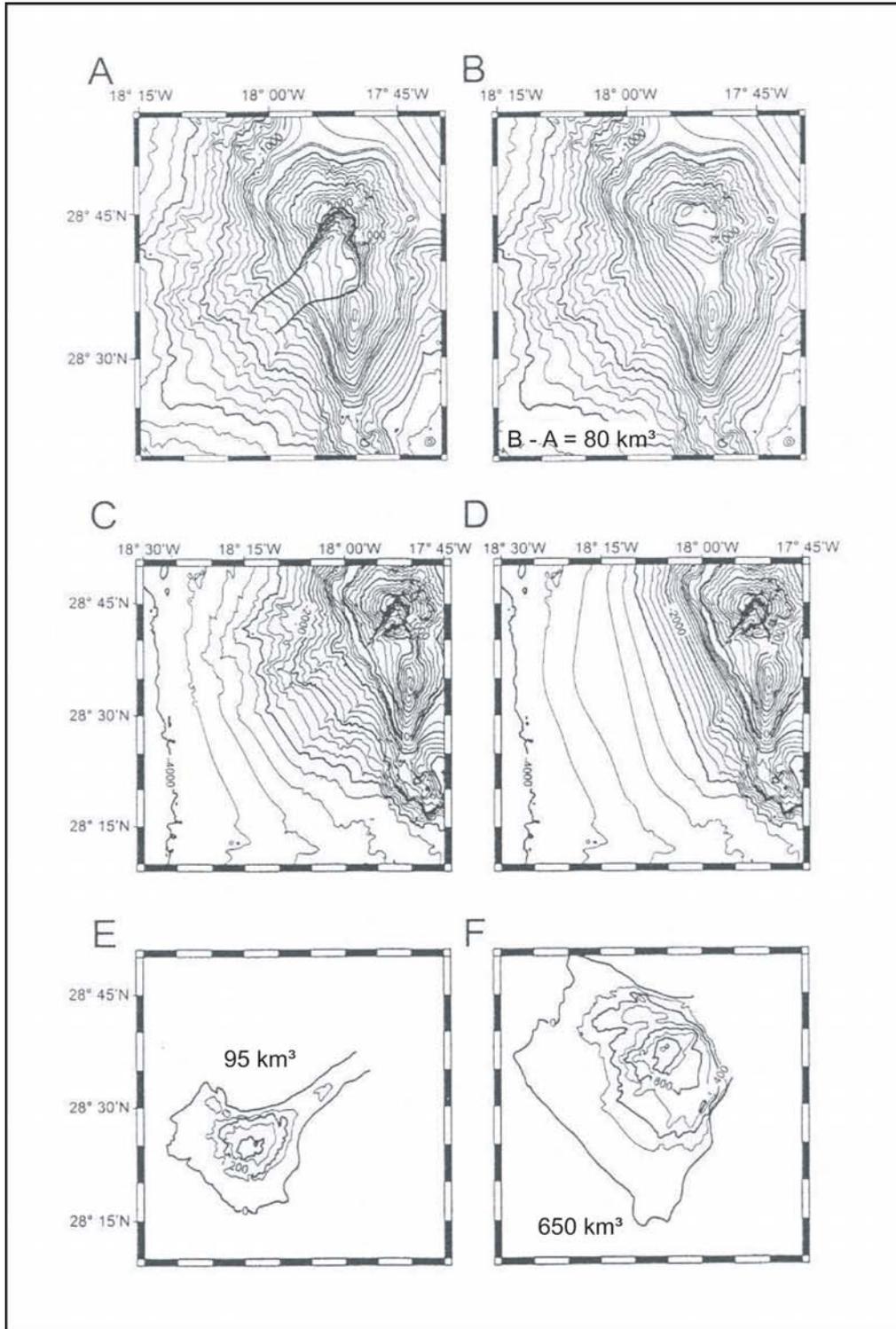


Fig. 2.19 - Méthode d'estimation des volumes emportés et déposés par les glissements sectoriels et les avalanche de débris des flancs ouest de La Palma (Urgeles et al., 1999, *Journal of Geophysical Research* 104 B11 p25344). A : élimination du volume des formations volcaniques postérieures au glissement Cumbre Nueva ; B : reconstitution de la taille du volcan bouclier Taburiente avant le glissement Cumbre Nueva, le volume de matériaux emportés étant calculé en soustrayant A de B; C : carte bathymétrique et topographique réelle ; D : reconstitution des contours bathymétriques débarrassés des dépôts détritiques sou-marins. E : isolement du volume des dépôts de la Cumbre Nueva par soustraction entre C et D ; F : même méthode appliquée aux dépôts Playa de la Veta.

îles voisines ne suggère pas un aussi grand nombre d'évènements. Les principales incertitudes dans ce secteur portent sur le nombre de déstabilisations affectant les flancs ouest des volcans boucliers de Fuerteventura et sur la prolongation en mer des avalanches de débris du Roque Nublo.

2.1.5. L'estimation et la corrélation entre les volumes emportés et les volumes déposés

2.1.5.1. *L'estimation des volumes de dépôts détritiques sous-marins*

La méthode d'estimation des volumes de dépôts détritiques sous-marins adoptée par les géophysiciens consiste à reconstituer les contours bathymétriques sans les dépôts détritiques puis à les soustraire des contours bathymétriques réels (figure 2.19). L'épaisseur des dépôts est évaluée d'après les profils sismiques. Les volumes sont calculés par les logiciels de modèles numériques de terrain. Les résultats obtenus par cette méthode sont rassemblés dans le tableau 2.3.

Les dépôts détritiques sous-marins les plus volumineux sont en fait des complexes regroupant plusieurs déstabilisations dont les dépôts sont imbriqués et désormais difficiles à discerner. Les complexes des Roques de Garcia (500 km³) et de Playa de la Veta (650 km³) témoignent des déstabilisations récurrentes :

- des flancs sud-ouest à sud-est du volcan bouclier de Taburiente entre 1,7 et 1,1 Ma (séries Garafia). D'après le volume, la superficie et la morphologie du complexe, R. Urgeles *et al.* (1999) évoquent deux à trois évènements.
- des flancs nord du volcan de Las Cañadas entre 3,5 et 1 Ma. Mais ce complexe est difficile à délimiter et en grande partie recouvert par les dépôts d'avalanches de débris d'Icod (170 - 150 ka) et de la Orotava (690 - 540 ka).

Les dépôts détritiques résultant de déstabilisations antérieures à 3 Ma ne sont que partiellement déterminés (Taganana), parfois tout juste détectés (Teno, Gran Canaria, Fuerteventura). Les volumes déposés ne sont donc pas estimables. Les six dépôts d'avalanches de débris postérieures à 1 Ma, pour lesquels les données sont assez complètes, ont des volumes compris entre 80 et 150 km³. L'implication de

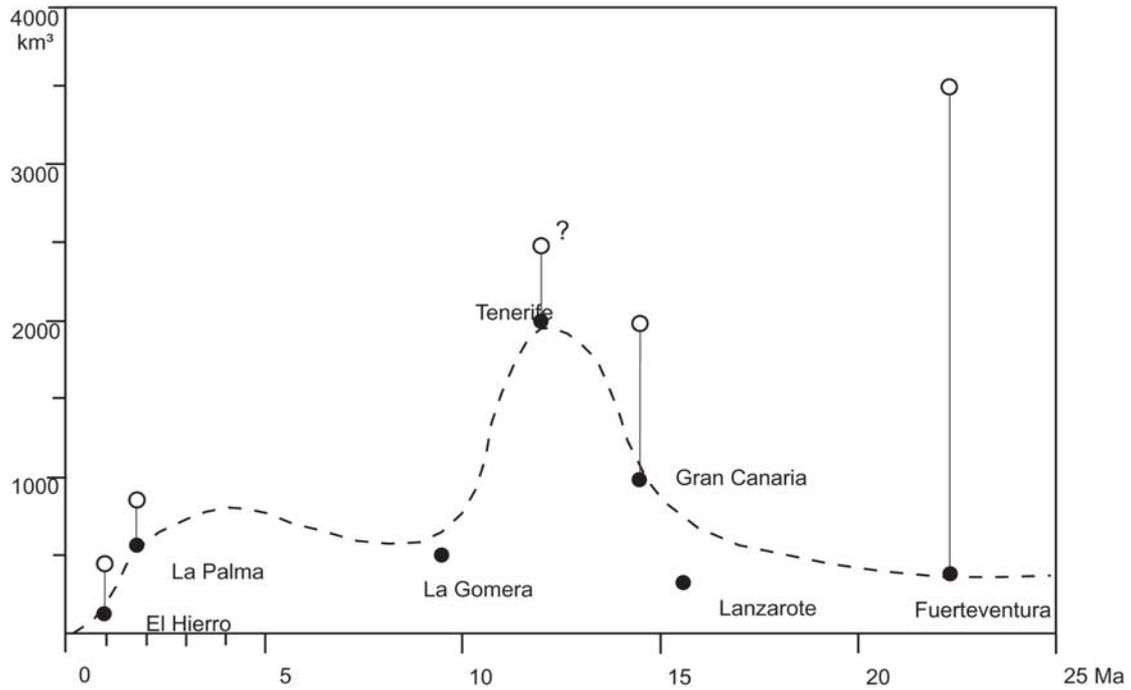


Fig. 2.20 - Evolution des volumes émergés (ronds noirs) et des volumes de dépôts détritiques sous-marins (cercles blancs) des Iles Canaries. cf. texte pour explications.

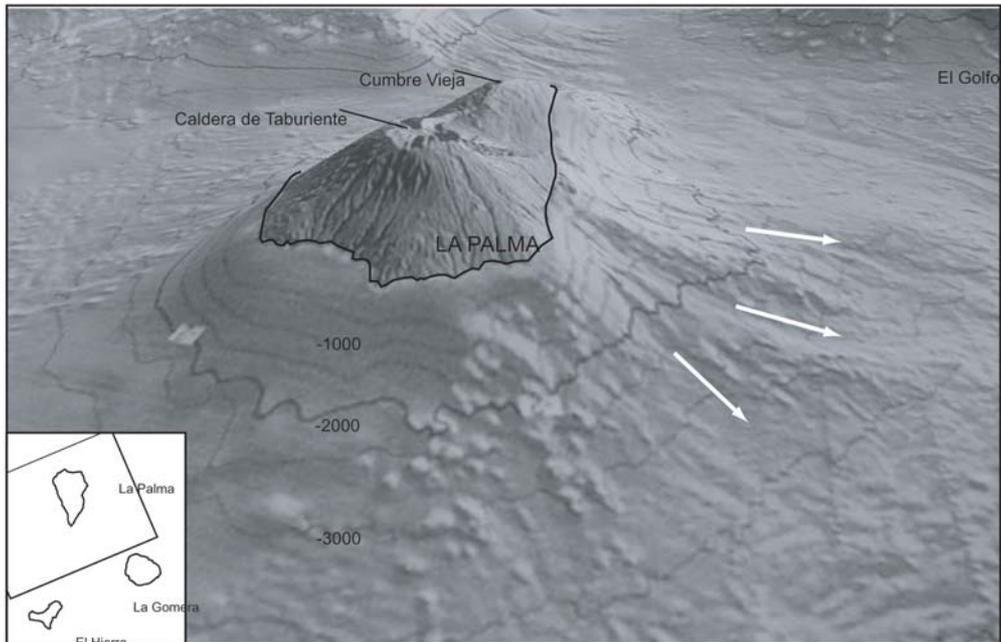


Figure 2.21 - Remaniement des dépôts détritiques sous-marins des flancs ouest de La Palma par des courants de turbidité (flèches) creusant leurs chenaux entre les lobes d'avalanches de débris.

matériaux en place sur les flancs sous-marins n'est clairement démontrée que dans le cas d'El Golfo, qui est d'ailleurs le dépôt le plus volumineux (150 km³).

Le volume total de dépôts détritiques définis autour de chacune des îles représente environ 10 % de leur volume total (volume émergé + volume immergé). Ce chiffre est un minimum car des volumes importants de dépôts détritiques sont enfouis dans les bases sous-marines des îles. Rappelons que l'instabilité se manifeste dès les premières phases de construction. En considérant maintenant le rapport entre le volume de dépôts détritiques sous-marins et le volume émergé de l'île, nous obtenons des valeurs très contrastées, témoignant du combat de titans que se livrent la construction volcanique et la destruction par déstabilisations massives et instantanées. Les dépôts détritiques sous-marins cernant El Hierro représentent un volume total de 450 à 500 km³, plus de trois fois supérieur au volume de la partie émergée (140 km³). Ce rapport est inférieur à 1,5 dans le cas de La Palma (800 - 850 km³ / 600 km³). Mais La Palma était il y a 1 Ma dans un stade d'évolution comparable à celui d'El Hierro (1,1 Ma). Le volcan primitif Taburiente (séries Garafia) avait alors un volume estimé à 350 km³, déjà entouré à ses pieds par le complexe détritique de Playa de la Veta (650 km³). La relation est plus difficile à établir pour Tenerife (volume émergé : 2000 km³), où les dépôts détritiques récents (780 km³ en 3,5 Ma) masquent d'importants volumes détritiques antérieurs dont le volume est inconnu (11,9 - 3,5 Ma). A l'autre bout de la chaîne, Fuerteventura est réduite à un volume de 400 km³, bien qu'étant 6,2 fois plus vaste qu'El Hierro et 2,4 fois plus vaste que La Palma. Or C. Stillman (1999) annonce le chiffre de 3500 km³ pour le complexe détritique sous-marin des flancs ouest de Fuerteventura.

La figure 2.20 compare l'évolution des deux paramètres avec le temps, volume émergé et volume de dépôts détritiques sous-marins, en sachant que pour ce dernier la marge d'erreur est importante. La courbe mentionnée souligne l'importance des destructions massives et "instantanées" dès les premières phases de construction (El Hierro, La Palma) et la baisse de production volcanique entre le stade bouclier et le stade de régénérescence (La Gomera). L'écart entre les deux paramètres s'accroît entre Tenerife et Gran Canaria suite aux déstabilisations et à la destruction des stratovolcans (Roque Nublo). En fin d'évolution, l'érosion des structures volcaniques

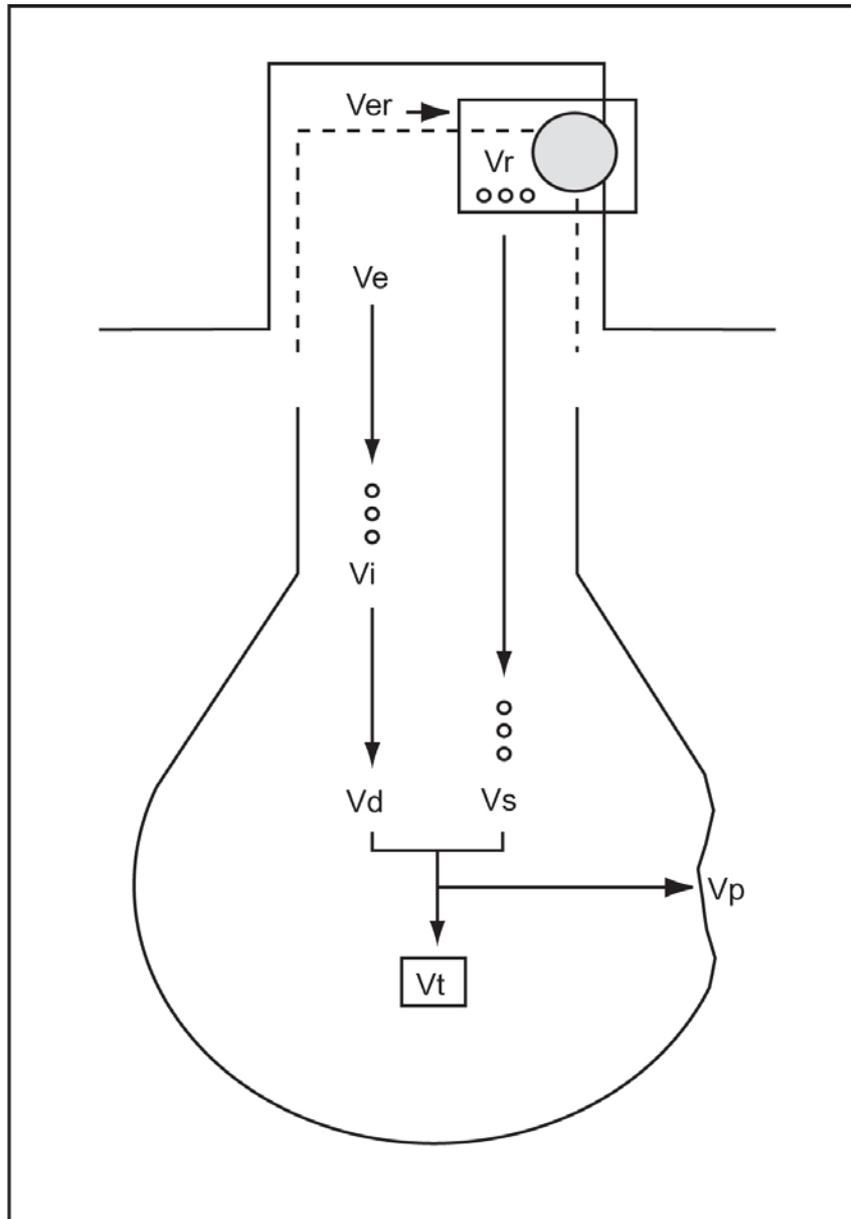


Fig. 2.22 - Les paramètres de la corrélation entre le volume des cicatrices de déstabilisations massives et le volume des dépôts détritiques sous-marins. V_t : volume total de dépôts détritiques sous-marins ; V_d : volume déposé par l'avalanche de débris ; V_i : volume de matériaux sous-marins incorporés par l'avalanche ; V_s : volume de sédiments déposés ultérieurement ; V_p : pertes par remaniements ultérieurs ; V_e : volume de matériaux emportés par la déstabilisation ; V_r : volume de remplissage sédimentaire et volcanique de la cicatrice ; V_{er} : volume perdu par érosion de la cicatrice.

réduit progressivement le volume émergé et alimente en sédiments les dépôts détritiques sous-marins (Fuerteventura).

En effet, ces estimations ne sont que des ordres de grandeur puisque qu'elles incorporent les matériaux sous-marins emportés par l'avalanche de débris et les sédiments déposés ultérieurement. Par contre, elles ne tiennent pas compte des pertes infligées par les courants de turbidité et les éventuelles déstabilisations ultérieures. Les bordures ouest du dépôt de la Orotava sont par exemple remaniées par le dépôt d'Icod. Les pentes sous-marines et les dépôts détritiques de Taganana (Anaga nord) et de Playa de la Veta (La Palma ouest) sont incisés par des chenaux larges de plus de 2 km et profonds de plusieurs dizaines de mètres. Sur les flancs ouest de La Palma, ces chenaux se développent préférentiellement entre les lobes de chaque avalanche et canalisent de puissants courants de turbidité (figure 2.21). Si ces pertes sont difficilement chiffrables, le volume de sédiments hémipélagiques déposés après l'avalanche peut être estimé à partir de leur superficie et de leur épaisseur moyenne. Répartis respectivement sur 1800 et 2100 km², les 10 et 20 m de sédiments recouvrant les dépôts d'El Julan et de la Orotava (tableau 2.4) représentent des volumes de 18 et 42 km³. Les volumes impliqués par les deux avalanches sont alors ramenés à environ 110 et 40 km³ au lieu de 130 et 80 km³. La différence entre le volume global et le volume réel de matériaux déposés par l'avalanche s'accroît avec le temps, au gré des taux de sédimentation. Les volumes de sédiments incorporés dans l'avalanche (syn-dépôt) sont par contre difficilement quantifiables. L'estimation du volume réel de matériaux déposés par ces déstabilisations est finalement une opération délicate, définie par la formule suivante :

$$V_d = V_t + V_p - V_s$$

V_d représente le volume déposé, V_t le volume total, V_p les pertes par remaniements ultérieurs et V_s le volume de sédiments déposés depuis l'avalanche. V_d intègre le volume de matériaux sous-marins incorporés par l'avalanche de débris (V_i). La seule façon de quantifier indirectement V_p et V_i serait d'estimer le volume emporté au niveau des zones de départ des principales déstabilisations, car, en l'absence de dynamismes explosifs, le volume de matériaux emportés (V_e) par un glissement est égal à $V_d - V_i$. V_e est représenté par le volume initial de la cicatrice, dont nous allons désormais évoquer les difficultés d'estimation.

2.1.5.2. *L'estimation du volume initial des cicatrices de déstabilisations*

Les volumes des dépressions côtières présentés dans le tableau 2.5 sont largement inférieurs aux volumes totaux de dépôts détritiques du tableau 2.3 car ils ne tiennent pas compte de l'érosion et du volcanisme ultérieur des cicatrices de déstabilisations massives. Ces paramètres sont d'autant moins négligeables que la déstabilisation est ancienne. Moyennant les marges d'erreur, l'écart entre les volumes des tableaux 2.3 et 2.5 varie du double (Cumbre Nueva) au quadruple (El Golfo). Il faudrait pour ce dernier exemple pouvoir prendre en compte le volume immergé du compartiment affaissé, pour l'instant inconnu.

Pour estimer le volume initial d'une cicatrice, la méthode couramment utilisée est identique à celle présentée au début du paragraphe précédent (figure 2.19). Elle consiste dans un premier temps à éliminer le volume de remplissage volcanique et sédimentaire postérieur au glissement, puis à reconstituer la taille de l'édifice avant le glissement. Le volume de matériaux emportés est calculé en soustrayant les deux étapes précédentes. L'épaisseur de remplissage sédimentaire et volcanique des dépressions est connue grâce aux sondages et aux nombreux puits et galeries d'adduction d'eau (Pomel, 1986 ; Ancochea *et al.*, 1990 ; Carracedo *et al.*, 1999a). Débarrassé de leur remplissage, le volume des dépressions passe ainsi de 28 km³ à environ 50 km³ pour La Orotava, de 29 km³ à environ 50 km³ pour Guïmar et de 30 km³ à 50 km³ pour la Cumbre Nueva.

Mais un paramètre primordial n'est pas considéré : l'érosion contribue aussi à agrandir le volume de la cicatrice, d'où les difficultés de prise en compte de ce paramètre pourtant inévitable. Suite à une déstabilisation massive, les faces d'arrachements instables alimentent la surface de glissement en colluvions et en alluvions appelées à poursuivre leur transit vers les pentes sous-marines. L'érosion participe donc à la fois au recul des faces d'arrachement, au remplissage sédimentaire de la surface de glissement (V_r) et au volume de sédiments recouvrant les dépôts de l'avalanche de débris (V_s).

La corrélation entre les volumes emportés par les déstabilisations sectorielles et les volumes déposés par les avalanches de débris qui s'en suivent est une opération délicate qui a souvent été traitée de façon très simplificatrice dans la littérature. Les exemples concrets permettant sérieusement cette corrélation sont rares.

2.1.5.3. *La corrélation entre les volumes emportés et les volumes déposés*

L'exemple du Massif du Piton de la Fournaise, constituant la moitié sud-est de l'île de la Réunion, reflète la disproportion entre le volume de la dépression de l'Enclos Fouqué et du Grand Brûlé (60-80 km³ : Labazuy, 1996), ouverte vers l'est, et le volume de dépôts détritiques sous-marins (550 km³ : Labazuy, 1996). Mais les flancs orientaux de ce volcan bouclier actif ont connu quatre déstabilisations massives entre 290 ka et 4,2 ka (Bachèlery & Mairine, 1990). La récurrence spatio-temporelle des déstabilisations massives et instantanées incite à la prudence. Les calderas d'avalanches des stratovolcans résultent aussi de plusieurs événements sur un même flanc définitivement prompt aux déstabilisations, pour des raisons volcano-tectoniques et structurales sur lesquelles nous reviendrons.

Aux Canaries, l'exemple de La Orotava (Tenerife nord) fait référence à un événement unique et bénéficie des données les plus complètes à ce sujet :

$V_c = 28 \text{ km}^3$ (volume visible de la cicatrice),

$V_r =$ environ 20 km³ (volume de remplissage de la dépression),

$V_t = 80 \text{ km}^3$ (volume total de dépôts détritiques sous-marins),

$V_s =$ environ 40 km³ (volume de sédiments sous-marins déposés ultérieurement),

$V_i =$ inconnu (volume de sédiments sous-marins incorporés par l'avalanche),

$V_p =$ inconnu (volume perdu par les remaniements ultérieurs).

Le volume de matériaux emportés est inférieur à $V_c + V_r = 48 \text{ km}^3$, ce chiffre ne tenant pas compte de l'érosion postérieure au glissement. Le volume de matériaux déposés, sans tenir compte de V_i et V_p , est d'environ 40 km³. Lors de l'avalanche de débris, la forte pression intersticielle forme une matrice pendant le transport et déclenche un processus de liquéfaction qui augmente le volume global. Au final, le volume de matériaux déposés devrait donc être légèrement supérieur au volume de matériaux emportés. Pour l'instant, nous ne pouvons annoncer qu'un ordre de grandeur de 10 km³ pour V_i et V_p . La corrélation ne sera pas affinée tant que ne sera pas mieux connue la part de V_s directement issue de l'érosion de la zone de départ. Tentons maintenant de remédier à cette lacune à travers un autre exemple, celui du glissement de la Cumbre Nueva (flancs ouest de La Palma).

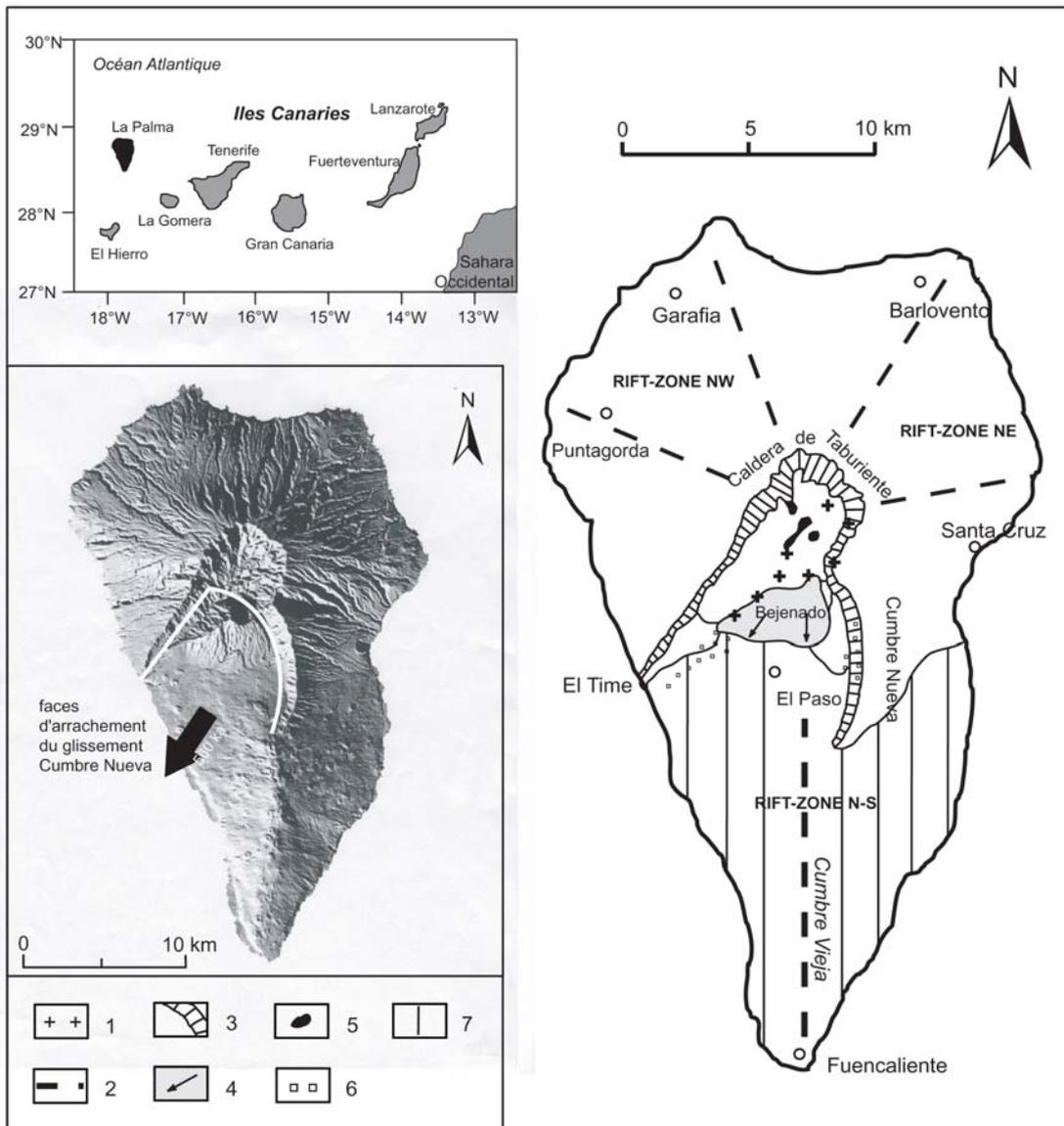


Fig. 2.23 - Carte géologique simplifiée de La Palma, Iles Canaries. 1 : matériaux volcaniques sous-marins soulevés ; 2 : volcan bouclier Taburiente, avec les axes des rift-zones (1,72 - 0,56 Ma) ; 3 : parois de la Caldera de Taburiente et de la Cumbre Nueva ; 4 : volcan Bejenado (550 - 400 ka) ; 5 : formations volcaniques de Los Roques (400 ka) ; 6 : sédiments des barrancos de Las Angustias et El Paso ; 7 : rift-zone Cumbre Vieja (< 125 ka).

2.2. L'évolution morphologique et volcanique des cicatrices de déstabilisations

2.2.1. Le glissement Cumbre Nueva et la Caldera de Taburiente, La Palma

2.2.1.1. *Les étapes de la construction du volcan bouclier de Taburiente*

Le volcan bouclier de Taburiente constitue la moitié nord de l'île de La Palma. C'est le massif le plus élevé de l'archipel (2426 m au Roque de los Muchachos) après les stratovolcans de Tenerife et Las Cañadas. Entre 1,72 et 1,21 Ma (Guillou *et al.*, 2001), l'activité volcanique est presque continue et construit un édifice d'au moins 350 km³ sur 23 km de diamètre, aux pentes relativement raides pour un volcan-bouclier (30-35°). Cet édifice baptisé "*Volcan de Garafia*" par J.C. Carracedo *et al.* (1999a) culminait à plus de 2000 m au maximum de sa construction. Il reposait directement sur les matériaux volcaniques sous-marins en cours de soulèvement (paragraphe 1.1.3.3). Les laves émises par le volcan de Garafia sont en majorité des basaltes et des trachybasaltes. Elles n'affleurent qu'au fond des barrancos du nord de l'île, ou le long des puits et galeries d'adduction d'eau.

Les coulées de lave postérieures à 1,12 Ma sont dans un premier temps (1,12 - 0,83 Ma) disposées horizontalement sur 400 m d'épaisseur et semblent épouser la géométrie d'une dépression ouverte vers le sud, creusée dans les séries Garafia. Dans un second temps, les coulées débordent de cette structure, désormais complètement masquée par les produits volcaniques ultérieurs. Les séries horizontales forment à présent un plateau central dominant la partie nord de l'île. Nous retrouverons ce processus d'inversion de relief à La Gomera et à Tenerife.

Entre 0,83 et 0,41 Ma, l'activité volcanique se concentre le long de trois *rift-zones* définies d'après la répartition des centres éruptifs. Les trois axes se rejoignent au centre du bouclier, selon un modèle déjà évoqué pour El Hierro et Tenerife (figure 2.23). Les études de l'orientation des dykes (Staudigel *et al.*, 1986 ; Ancochea *et al.*, 1994) montrent une migration globale des centres éruptifs du nord vers le sud. Le dynamisme éruptif est essentiellement fissural, produisant d'épaisses coulées de basaltes et basanites. Quelques phases finales différenciées (téphrites, phonolites, trachytes) signalent la migration de l'ascension magmatique vers le sud, où se construit alors la partie immergée de la Cumbre Vieja (> 130 ka).

2.2.1.2. *Le problème de l'origine de La Caldera de Taburiente*

Le relief du volcan bouclier de Taburiente est marqué en son centre par la 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 2000 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.

Les produits des phases sous-marines de construction de La Palma affleurent au fond de la Caldera de Taburiente, soulevés à près de 1600 m par une ascension magmatique plus ou moins continue durant près de 2 Ma. Les pillow-lavas et hyaloclastites basaltiques à trachytiques sont effectivement intensément pénétrées de dykes (basaltes, trachytes, phonolites), de corps intrusifs (gabbros, syénites) et incorporent quelques fossiles du Pliocène Supérieur (Middlemost, 1972 ; De la Nuez, 1984 ; Staudigel et Schmincke, 1984). Les minéraux ferromagnésiens et les plagioclases des fragments basaltiques sont altérés respectivement en chlorite et épidote (Ancochea *et al.*, 1994). Ces formations altérées représentent un soubassement fragile pour les parois abruptes bordant la caldera, constituées de matériaux volcaniques subaériens (< 1,12 Ma). La surface de discordance entre les matériaux sous-marins et subaériens est nettement visible à la base des parois. Elle est marquée en plusieurs endroits par des formations sédimentaires polygéniques : alluvions, dépôts d'avalanches de débris et brèches volcaniques générées pour certaines en milieu sous-marin (parois nord et nord-est).

Dès le XIX^e siècle, L. Von Buch (1825) développe 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 sont 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 sont pour L. Von Buch des critères typiques des "cratères de soulèvement". Visitant quelques années plus tard les Iles Canaries, C. Lyell (1855) considère la Caldera de Taburiente comme une "caldera d'érosion", faisant toutefois intervenir dans sa formation des phases d'effondrements secondaires. Au cours du siècle qui suit, la Caldera de Taburiente est tour à tour évoquée comme caldera s.s.

(effondrement central) ou comme caldera d'érosion. Plus récemment, E. Ancochea *et al.* (1994) accordent une part majeure aux glissements de flanc, générant des avalanches de débris volcaniques en amont desquelles demeure une "caldera d'avalanche". Mais les calderas d'avalanche sont généralement plus ouvertes vers l'aval et de diamètre inférieur à 3 km (Siebert, 1984). L'apport des techniques de datation radiométriques et paléomagnétiques a récemment relancé le débat sur l'origine de la Caldera de Taburiente. J. C. Carracedo *et al.* (1999a et b) affirment que la dépression résulte en fait de l'évolution par érosion régressive de la cicatrice d'un glissement sectoriel massif des flancs sud-ouest du volcan bouclier de Taburiente, réconciliant en partie L. Von Buch et C. Lyell.

Si l'origine de la Caldera de Taburiente est volcano-tectonique, son évolution ultérieure est celle d'un grand amphithéâtre d'érosion composite. Le rôle de structures profondes et la reprise de l'activité volcanique expliquent sa forme circulaire trompeuse. C'est ce que nous allons démontrer (Paris & Carracedo, 2001).

2.2.1.3. *L'instabilité récurrente des flancs sud-ouest de La Palma*

Les flancs sous-marins sud-ouest de La Palma sont recouverts par près de 750 km³ de dépôts détritiques sous-marins (figure 2.9). Deux complexes de dépôts détritiques sont distingués par R. Urgeles *et al.* (1999). Le premier complexe (Playa de la Veta) couvre une surface immergée de 1200 km² et représente un volume de plus de 650 km³ (épaisseur maximale : 1300 m). Il résulte selon R. Urgeles *et al.* (1999) de deux à trois glissements majeurs. L'extension de cette première génération de dépôts détritiques vers le sud pourrait être masquée par la partie immergée de la Cumbre Vieja. Le basculement en blocs de 45° vers le sud-sud-ouest des sills et dykes antérieurs à 1,1 Ma (Staudigel *et al.*, 1986) et la surface de discordance entre les deux phases de construction du bouclier de Taburiente traduisent effectivement une période d'extrême instabilité des flancs ouest à sud du volcan de Garafia, antérieure à 1,1 Ma.

Surimposé sur le premier, le second complexe de dépôts détritiques sous-marins (95 km³, 780 km²) est corrélé au glissement des flancs sud-ouest du volcan bouclier de Taburiente, au niveau de la Cumbre Nueva. L'épaisseur des dépôts atteint 500 m. La surface de glissement se situe au contact entre les matériaux sous-marins et subaériens. Son âge est connu d'après les datations des dernières coulées de lave des

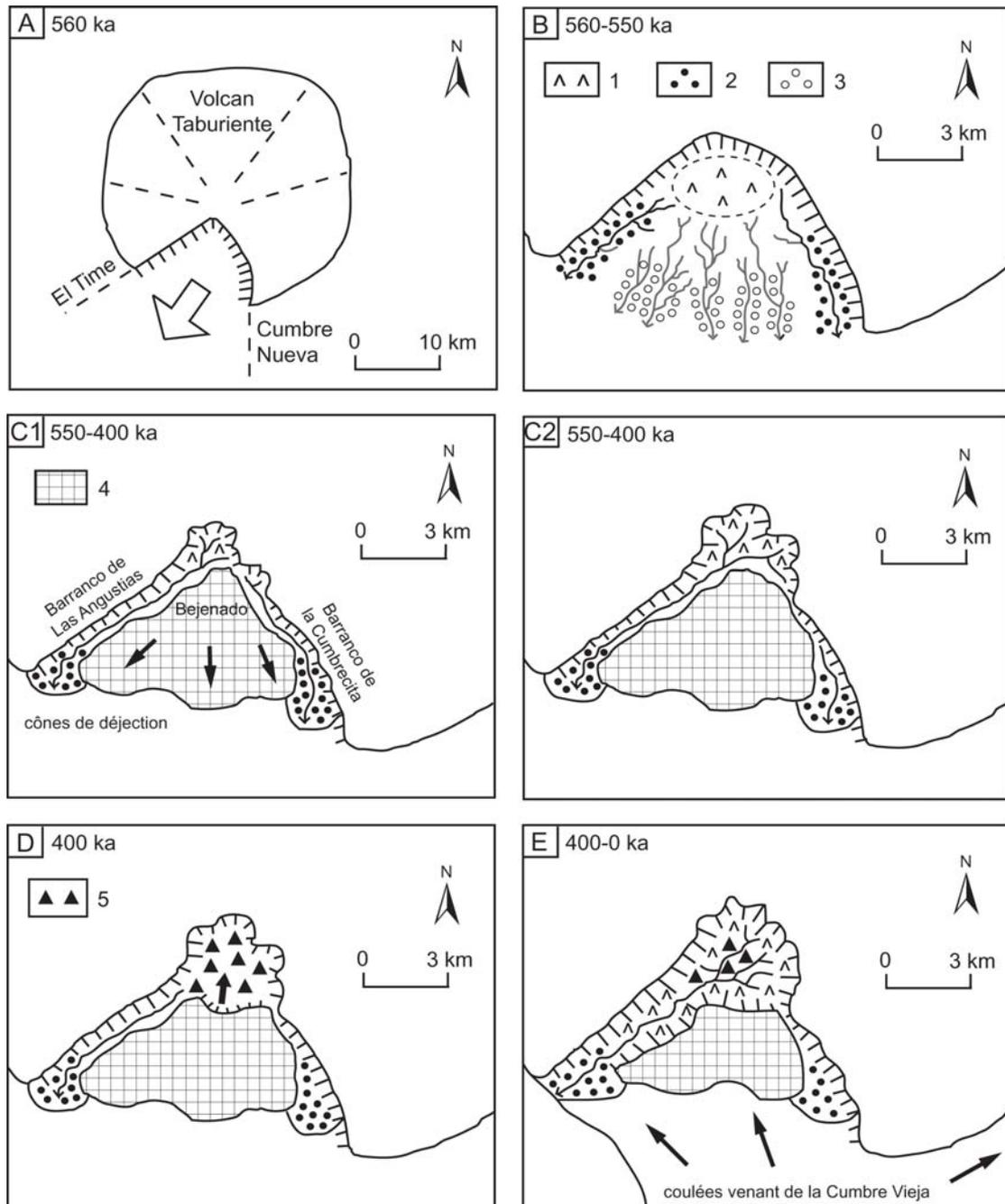


Fig. 2.24 - Evolution du glissement Cumbre Nueva à la Caldera de Taburiente. A : Glissement Cumbre Nueva ; B : Evolution primitive de la surface de glissement ; C1 : Erosion régressive et construction du volcan Bejenado ; C2 : Dépression centrale et blocage du barranco de la Cumbrecita par les coulées du Bejenado ; D : Activité finale et destruction des flancs nord du volcan Bejenado ; E : Achèvement de la caldera de Taburiente et construction de la Cumbre Vieja (< 125 ka). 1 : matériaux volcaniques sous-marins pliocènes ; 2 : sédiments issus du remaniement alluvial de matériaux des faces d'arrachement ; 3 : sédiments issus du ravinement des matériaux volcaniques sous-marins ; 4 : coulées de lave du volcan Bejenado ; 5 : formations volcaniques de Los Roques.

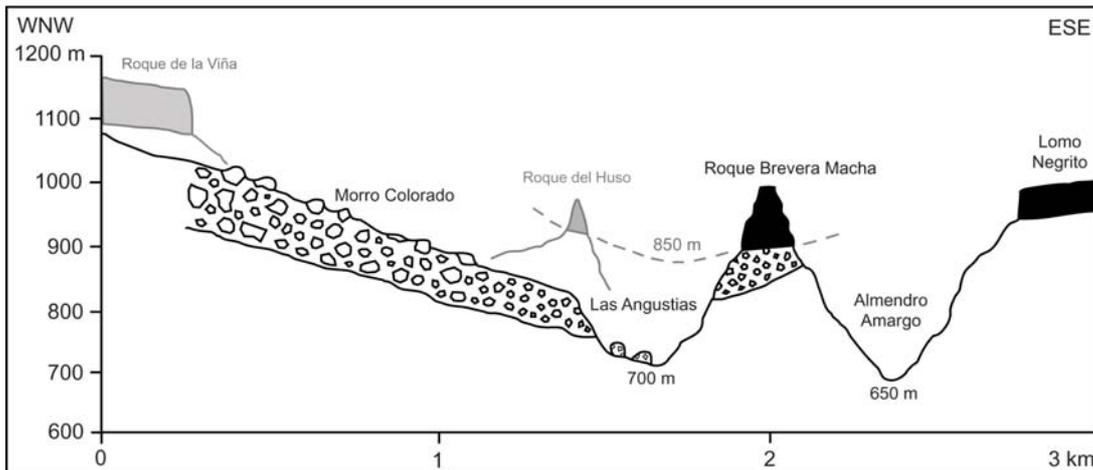
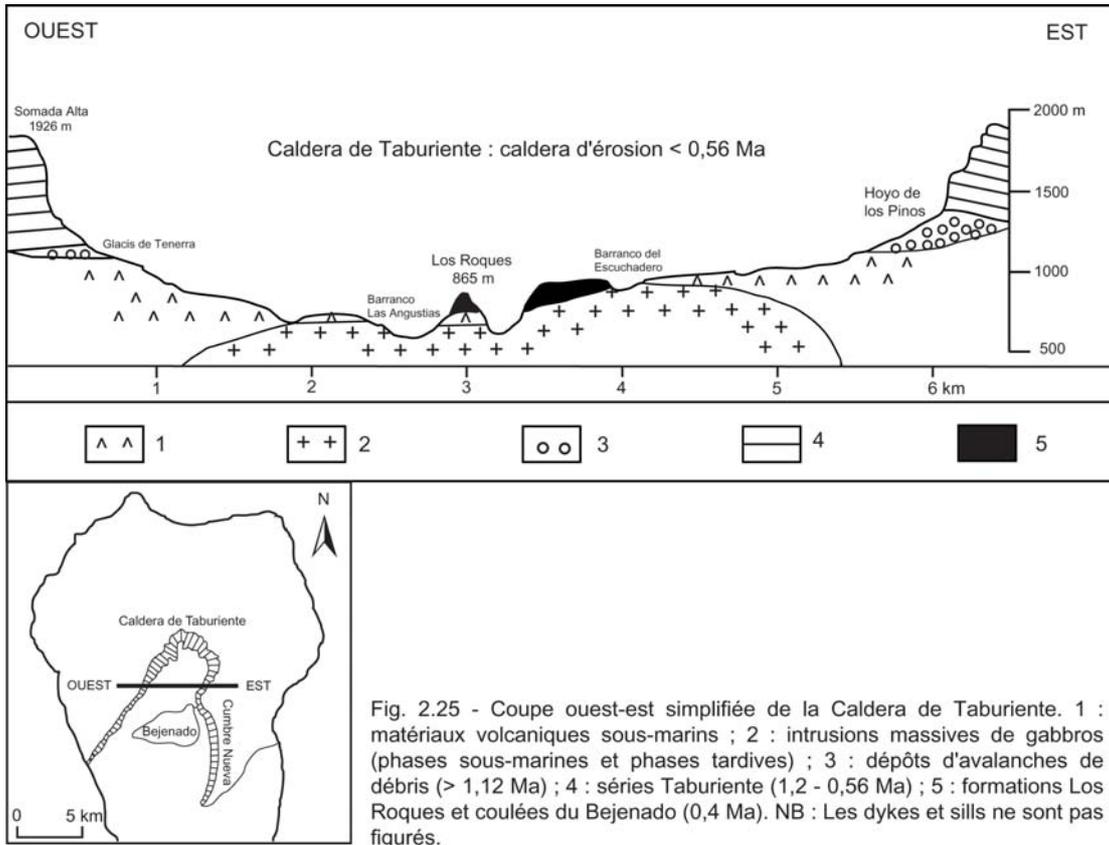
parois de la Cumbre Nueva : 560 ka (Carracedo *et al.*, 1999a). Les faces d'arrachements sont délimitées :

- à l'est par l'axe éruptif principal de la rift-zone sud (Cumbre Nueva). L'escarpement ouest de la Cumbre Nueva, dont la forme en arc témoigne du recul homogène des faces d'arrachement du glissement dans ce secteur (une estimation de ce recul sera proposée prochainement) ;
- au sud-ouest par les parois rectilignes dominant le Barranco de Las Angustias, moins disséquées que les parois internes de la caldera. J.C. Carracedo *et al.* (1999a) supposent l'existence d'une faille décrochante orientée sud-ouest / nord-est, exploitée par le tracé du Barranco de las Angustias. Les parois ouest et sud-ouest de la caldera, d'El Time au Risco de la Pared, seraient alors un escarpement de ligne de faille. Mais les preuves concrètes manquent. Ces parois sont par ailleurs inaccessibles.

La géométrie actuelle des faces d'arrachement évoque un glissement sectoriel dissymétrique, avec une longue face d'arrachement rectiligne sud-ouest / nord-ouest, évoluant en dépression côtière arquée vers l'est et le sud (figure 2.23). La dépression côtière de Guïmar présente une géométrie comparable.

2.2.1.4. *Les marqueurs volcaniques de la formation de la Caldera de Taburiente*

L'activité volcanique de la rift-zone Cumbre Nueva en grande partie démantelée ne reprend que 10 000 ans après le glissement, édifiant en 150 000 ans le volcan Bejenado (550 - 400 ka). Les principaux centres éruptifs se situent au pied des faces d'arrachements nord du glissement. Obéissant au nouveau dispositif topographique, la plupart des coulées se répandent donc vers le sud-ouest, recouvrant ainsi la surface de glissement (figure 2.24 B). Le Bejenado n'est pas un stratovolcan indépendant du volcanisme du bouclier de Taburiente. Il matérialise la reprise de l'activité de la rift-zone sud du bouclier, juste après le glissement massif de ses flancs sud-ouest. La différenciation des produits émis par le Bejenado progresse avec le temps, des basaltes, aux basanites, téphrites, puis phonolites. Les datations radiométriques effectuées sur les coulées du Bejenado fournissent des marqueurs de vitesse d'incision linéaire des barrancos, selon la méthode couramment employée en terrains volcaniques (Lageat et Goër de Herve, 1991).



Il y a environ 400 ka, la partie nord du volcan Bejenado s'effondre à la suite d'ultimes éruptions explosives. Cet événement représente un marqueur de renouvellement de surface car les matériaux volcanoclastiques projetés fossilisent la topographie (figures 2.25 et 2.26 : formations Los Roques). Nous avons précisément repéré et cartographié ces dépôts car :

- leur étendue représente la superficie intérieure de la caldera il y a 400 ka ;
- ils sont de fait des marqueurs de l'agrandissement de la caldera depuis 400 ka.

Les formations Los Roques sont en ce sens des marqueurs pour l'estimation de vitesses d'incision linéaire par les cours d'eau (en m/ka) et de vitesses de recul des faces d'arrachement du glissement Cumbre Nueva (en m/ka), dont sont héritées les parois de la Caldera de Taburiente.

Le contact entre les premières coulées du Bejenado (550 ka) et la surface de glissement, visible au niveau des parois sud de la Caldera de Taburiente, est marqué par de petites paléo-formes d'incision (10 à 20 m de profondeur et de largeur). Ces éléments d'un réseau hydrographique à chenaux multiples, sortes de petits canyons à écoulement dirigé vers le sud-ouest, se sont développés en 10 000 ans (560 - 550 ka) dans les matériaux sous-marins très altérés et donc aisément affouillables. Les vitesses d'incision linéaire déduites de ces observations sont comprises entre 1 et 2 m/ka.

Lors de son remplissage par les formations volcanoclastiques Los Roques (400 ka), la future Caldera de Taburiente avait un diamètre de 4 km. Creusée par de multiples petits canyons entre 560 et 550 ka, la surface de glissement culminait à environ 1400 m au niveau des limites nord du glissement Cumbre Nueva (Carracedo *et al.*, 1999a). Les formations Los Roques fossilisent dans ce secteur le fond du paléo-barranco de Las Angustias à une altitude comprise entre 800 et 850 m (figure 2.26). L'érosion de la surface de glissement a donc engendré en 160 ka (560 - 400 ka) un abaissement de 500 à 550 m, soit une vitesse de 3,1 à 3,4 m/ka. La vitesse de recul des faces d'arrachement du glissement vers le nord-est, dans l'axe du barranco de Las Angustias, atteint la valeur exceptionnelle de 20 m/ka, soit un recul total de plus 3000 m en 160 ka. Mais cette moyenne prend aussi en compte des événements instantanés (effondrements massifs, avalanches de débris).



Photo 2.19 - La Caldera de Taburiente, depuis le Roque de los Muchachos (La Palma).

Photo 2.20 - Butte résiduelle des formations Los Roques, dans le fond de la caldera (Roque de la Brevera Macha).

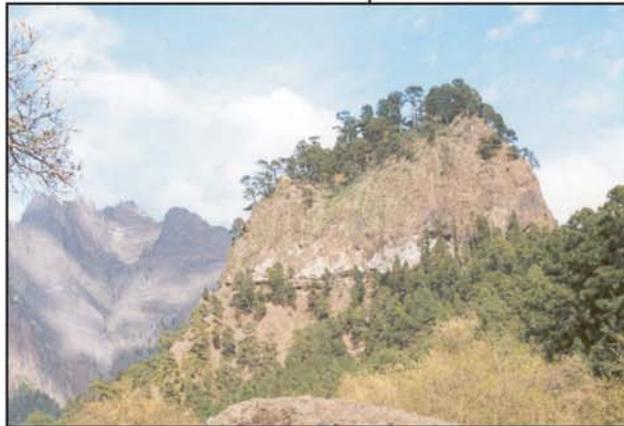
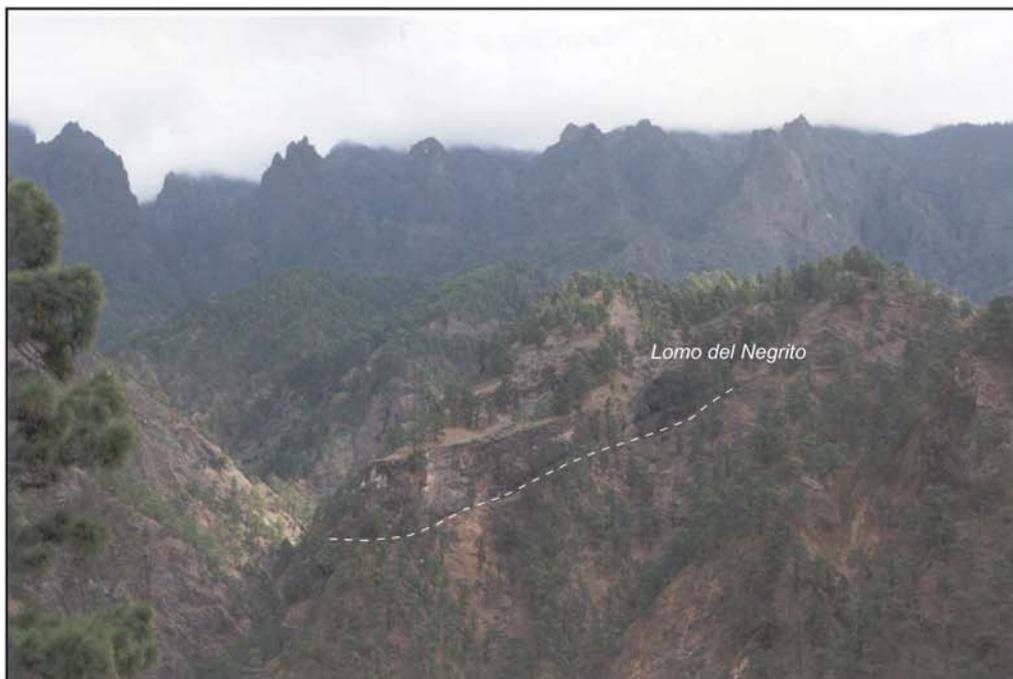


Photo 2.21 - Secteur nord-est de la caldera, avec au premier plan une coulée du volcan Bejenado (Lomo del Negrito, cf. figure 2.26).



Pendant les derniers 400 ka, la dépression continue de s'agrandir et de s'approfondir, mais à des vitesses moins rapides. Au centre de la dépression actuelle, le fond du Barranco de Las Angustias est à 700 m d'altitude, dominé par les "Roques" culminant à 1100 m (figure 2.26). Dans la toponymie locale, le terme "roque", plus qu'un simple rocher, indique systématiquement la présence d'une butte résiduelle constituées de matériaux distincts de ceux situés au pied de la butte, qu'il y ait discordance ou non. Ces buttes résiduelles sont en effet constituées de matériaux volcanoclastiques "Los Roques" reposant en discordance sur les matériaux sous-marins et fossilisant l'ancien fond du Barranco de Las Angustias. La vitesse d'incision linéaire déduite est donc de 1 m/ka (incision de 400 m en 400 ka). Dans le secteur central du même barranco, l'incision a progressé de 200 m depuis les dernières coulées intra-vallée du Bejenado (400 ka), perchées entre 350 et 400 m d'altitude alors que le fond actuel du barranco est à 200 m, soit une vitesse d'incision de 0,4 à 0,5 m/ka. En comparant l'étendue de la dépression il y a 400 ka, reconstituée à partir de la répartition des formations Los Roques, et l'actuelle dépression, le recul des parois depuis 400 ka a pu être estimé entre 1200 et 2000 m. Les vitesses déduites, comprises entre 3 et 5 m/ka, sont encore importantes car le recul des parois rocheuses est entretenu par le ravinement des matériaux sous-marins. Les plus fortes vitesses (5 m/ka) sont toujours estimées dans le secteur nord-est de la dépression, dans l'axe du barranco de Las Angustias (influence d'une faille ?). Il est en revanche plus délicat d'avancer des valeurs concernant le recul des parois de la Cumbre Nueva, faute de marqueur fiable. En considérant toutefois que le Barranco de la Cumbrecita s'est formé au pied des faces d'arrachement orientales du glissement Cumbre Nueva (figure 2.24 E), le recul de ces faces par rapport au tracé du barranco est de 400 à 600 m en 560 ka, soit 0,7 à 1 m/ka.

De manière générale, la dépression se développe davantage en superficie qu'en profondeur, à la manière d'un grand amphithéâtre d'érosion, selon un processus d'érosion accélérée sur le long terme (au moins 560 ka), amorcé lors du glissement de la Cumbre Nueva.



Photo 2.22 - Secteur amont du Barranco de las Angustias et parois nord de la Caldera de Taburiente (La Palma). Le fond du barranco est occupé par un amoncellement chaotique de galets issus des deux affluents se rejoignant au centre de la photo.

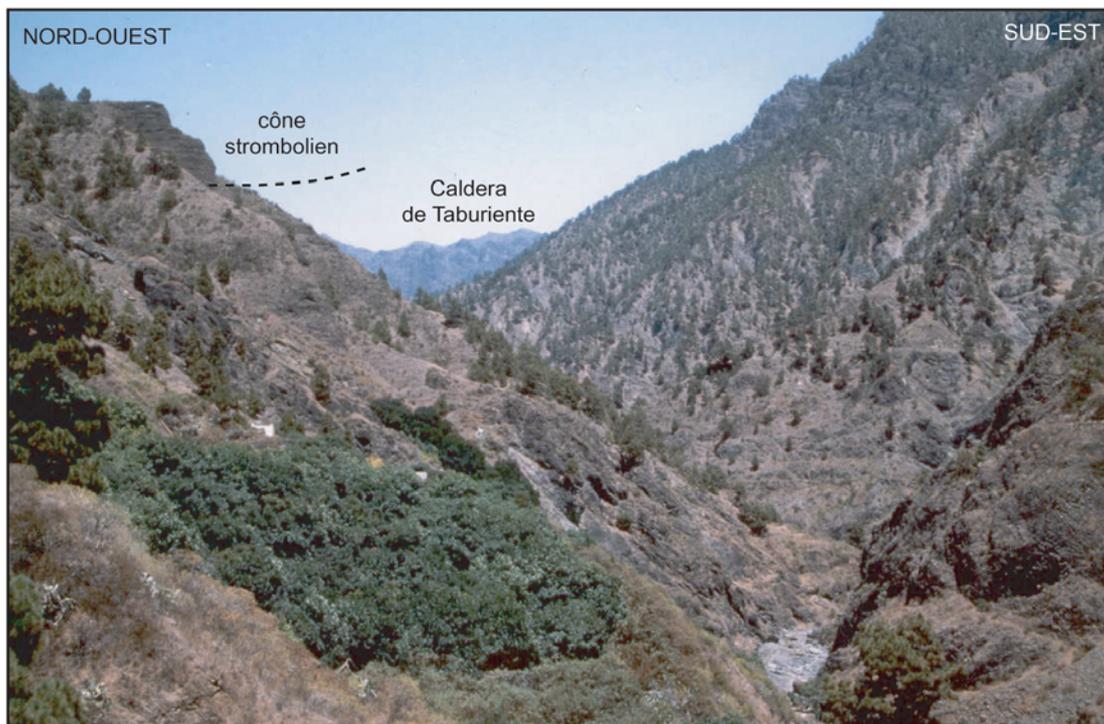


Photo 2.23 - Secteur central du Barranco de las Angustias, à la sortie de la Caldera de Taburiente (La Palma). Les restes perchés d'un cône adventif du volcan Bejenado (au sud-est) fournit un repère de l'incision depuis environ 500 ka.

	Période considérée ka	Tranche de relief érodée m	Vitesse d'incision linéaire m/ka	Marqueur utilisé
parois S caldera	560 - 550	10 - 20	1 - 2	coulées Bejenado
centre caldera	560 - 400	550 - 500	3,1 - 3,4	formations Los Roques
centre caldera	400 - 0	400	1	formations Los Roques
B° de Las Angustias	400 - 0	150 - 200	0,4 - 0,5	coulées Bejenado
	Période considérée ka	Recul de la paroi m	Vitesse de recul de la paroi m/ka	Marqueur utilisé
parois N et NE caldera	560 - 400	3200	20	formations Los Roques
parois N et NE caldera	400 - 0	2000	5	formations Los Roques
parois est caldera	400 - 0	1600	4	formations Los Roques
parois ouest caldera	400 - 0	1200	3	formations Los Roques
Cumbre Nueva	560 - 0	400 - 500	0,7 - 1	barranco Cumbrecita

Tableau 2.6 - Bilan des estimations des vitesses d'incision linéaire et des vitesses de recul des parois de la Caldera de Taburiente depuis 560 ka (La Palma).

2.2.1.5. L'évolution morphogénique, du glissement à la caldera d'érosion

Les sondages effectués sur les flancs ouest du volcan Bejenado (Carracedo *et al.*, 1999a) révèlent sous les coulées issues de ce volcan (épaisseur : 300 m) l'existence d'un niveau de matériel alluvial (100 m) reposant sur les pillow-lavas du complexe de base. Ces sédiments postérieurs au glissement Cumbre Nueva sont constitués de blocs et graviers peu émoussés, de nature basaltique et à polarité magnétique aléatoire, dans une matrice sableuse fragile. L'absence de matériaux sous-marins interdit toute corrélation avec les paléo-chenaux pourtant situés en amont. Ces sédiments résulteraient plutôt du remaniement alluvial de matériel provenant des faces d'arrachement du glissement Cumbre Nueva (effondrements, coulées de débris).

Deux vallées majeures divergentes vont se développer à partir de 560 ka au contact entre les faces d'arrachements et la surface de glissement : le Barranco de Las Angustias au pied des parois sud-ouest et le Barranco de la Cumbrecita au pied des parois est. La construction du volcan Bejenado favorise la divergence de ces deux bassins versants primitifs.

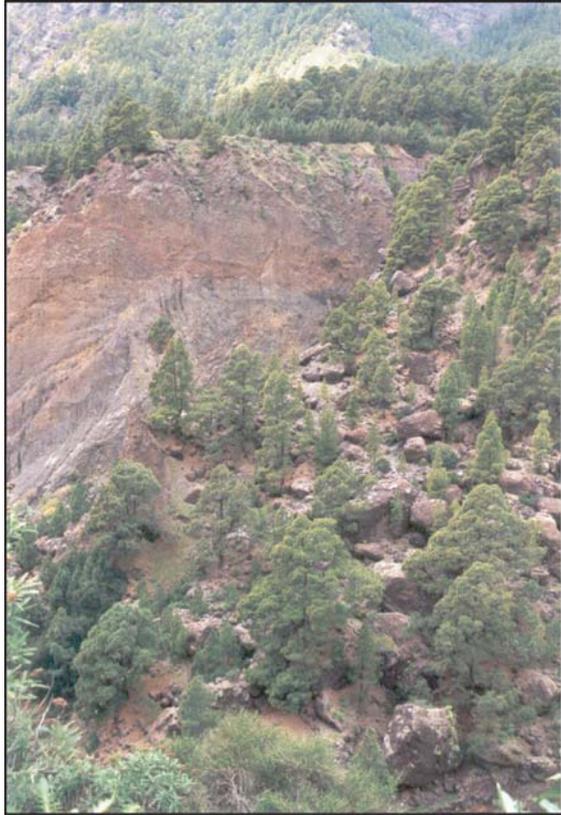


Photo 2.24 - Les dépôts de l'effondrement du Risco de la Pared (Caldera de Taburiente, La Palma). Ce type de déstabilisation de plusieurs millions de m³ est le principal processus d'érosion des amphithéâtres d'érosion.

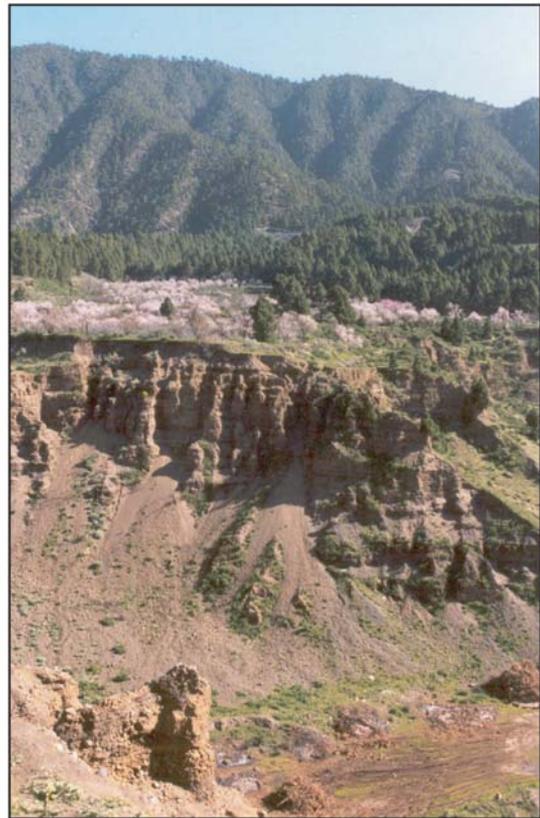


Photo 2.25 - Les carrières de Las Piedras (El Paso, La Palma) et la Cumbre Nueva à l'arrière-plan. Les coupes présentent une alternance de phases d'écoulement (dépôts torrentiels) et de barrages par des coulées du Bejenado et de la Cumbre Vieja (dépôts lacustres).

L'érosion régressive, estimée dans le paragraphe précédent, tend à la formation de petits amphithéâtres d'érosion en amont des barrancos de Las Angustias et de la Cumbrecita, c'est-à-dire au niveau de la limite nord du glissement Cumbre Nueva (figure 2.24 : C1). La vigueur de l'érosion est stimulée à plusieurs reprises par les régressions marines du Pléistocène Supérieur et par un contexte climatique torrentiel (selon les données pédologiques de Martin *et al.*, 1984). Le ravinement des matériaux sous-marins a pu entretenir l'instabilité et le profil abrupt des parois basaltiques massives dominant ces amphithéâtres. Des coulées de débris, des effondrements massifs de parois et des coulées de lave du Bejenado sont venus provisoirement freiner l'incision en envahissant les fonds de vallées (exemple : l'effondrement du Risco de la Pared, dont on retrouve les dépôts au centre de la caldera, figure 2.26).

A l'extérieur de la caldera, les nombreuses carrières de Las Piedras, à l'est d'El Paso (figure 2.23), présentent une alternance de dépôts torrentiels (niveaux de blocs émoussés hétérométriques en matrice argileuse) et de dépôts lacustres (dépôts argileux stratifiés et varvés). Ce dispositif traduit parfaitement une alternance de périodes de barrages par des coulées de lave du Bejenado et de périodes de reprises de l'écoulement.

En conséquence du recul des versants, la destruction des interfluves séparant les deux bassins versants majeurs conduit finalement à la formation d'une dépression unique, profonde de près de 1500 m, au cœur du volcan bouclier de Taburiente. Les barrages exercés par les coulées Bejenado furent peut-être plus efficaces au niveau du Barranco de la Cumbrecita, bloquant en partie le travail d'érosion régressive alors à son paroxysme en amont du Barranco de Las Angustias. C'est pourquoi le drainage de la dépression s'effectue vers l'ouest et le sud-ouest, via le bassin-versant Las Angustias. Le col de la Cumbrecita est en fait l'ancien fond du barranco de la Cumbrecita, tronqué au nord par l'agrandissement de la dépression et de ce fait perché à 1200 m d'altitude.

Sous un climat relativement humide (Martin *et al.*, 1984), l'évacuation des matériaux issus des parois rocheuses instables est contemporaine des éruptions du volcan Bejenado. Elle se traduit vers l'aval par l'accumulation de dépôts alluviaux grossiers, notamment à l'embouchure du Barranco de Las Angustias (figure 2.27). Un vaste cône de déjection y est intercalé avec des dépôts de coulées de débris, des coulées de lave et des dépôts pyroclastiques du Bejenado. Vient s'emboîter dans ce cône un premier ensemble de

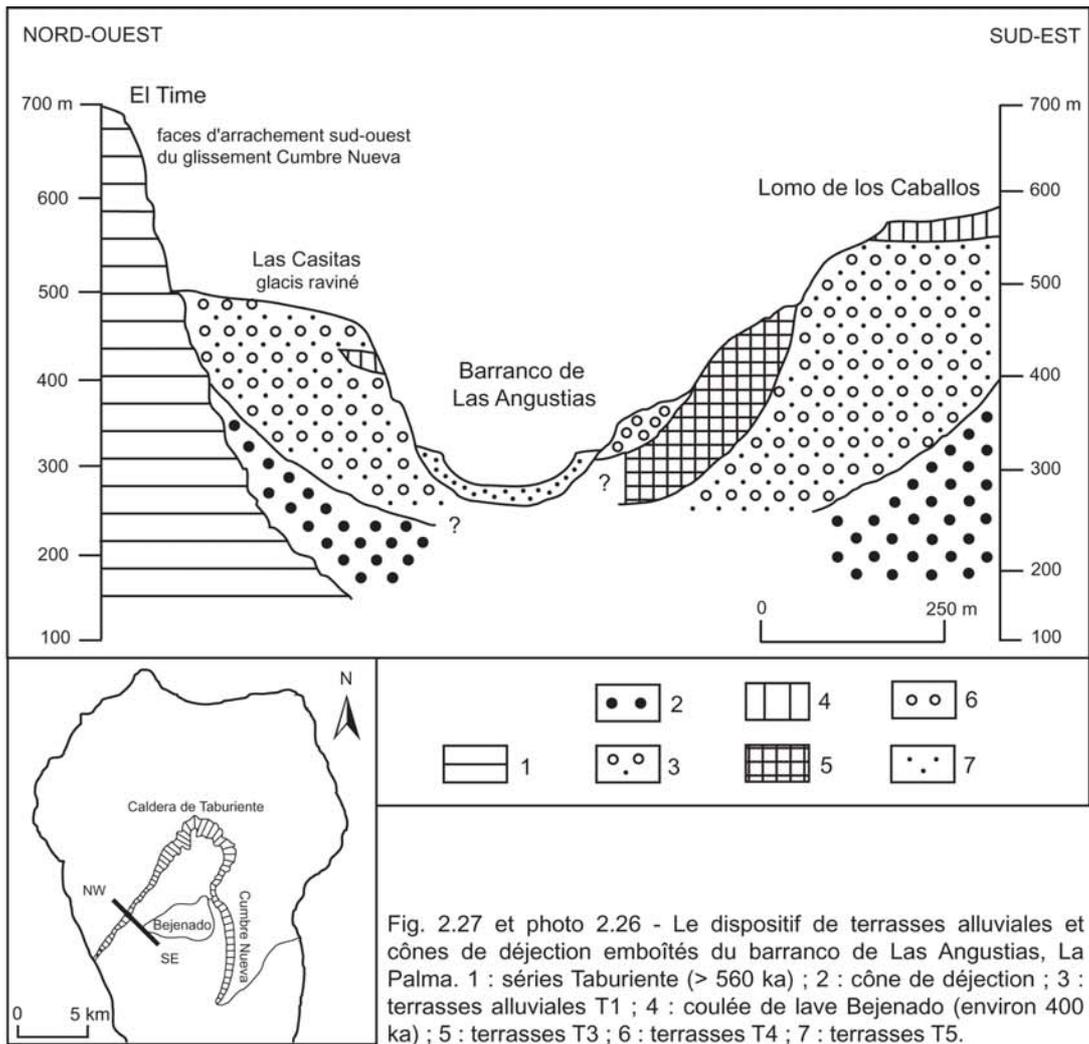


Fig. 2.27 et photo 2.26 - Le dispositif de terrasses alluviales et cônes de déjection emboîtés du barranco de Las Angustias, La Palma. 1 : séries Taburiente (> 560 ka) ; 2 : cône de déjection ; 3 : terrasses alluviales T1 ; 4 : coulée de lave Bejenado (environ 400 ka) ; 5 : terrasses T3 ; 6 : terrasses T4 ; 7 : terrasses T5.



terrasses alluviales épaisses de plus de 200 m, plus ou moins bien stratifiées et triées selon les niveaux (figure 2.27 : T1). Du point de vue pétrographique, la majorité du matériel composant ces dépôts provient de coulées de basaltes à phénocristaux d'olivine (séries Taburiente Bejenado), mais il incorpore aussi des gabbros, des syénites et des basaltes sous-marins. La présence de minéraux lourds typiques des matériaux sous-marins (clinopyroxènes ferromagnésiens et calciques, sphènes, corindons : Martin *et al.*, 1984) confirme que le barranco y creuse progressivement son lit, notamment dans le secteur amont.

L'évacuation des matériaux volcanoclastiques des dernières éruptions du Bejenado est rapide, favorisée par le régime torrentiel. Elle se traduit en aval par l'accumulation d'une seconde génération de terrasses alluviales grossières (T2), emboîtées dans les terrasses précédentes et intercalées avec des dépôts de coulées de débris. De nombreux minéraux lourds présents dans ces terrasses sont effectivement typiques des séries Bejenado (hornblende brune, olivine, apatite, wollastonite : Martin *et al.*, 1984). L'alternance de phases de régression et de transgression marines favorise par la suite l'emboîtement de nouvelles terrasses et cônes de déjection à l'embouchure du barranco de Las Angustias (T3 et T4). Entre 300 et 130 ka, un climat d'affinité plus sèche contribue au ralentissement du recul des parois et à la formation de glacis au pied des parois de la caldera (Tenerra).

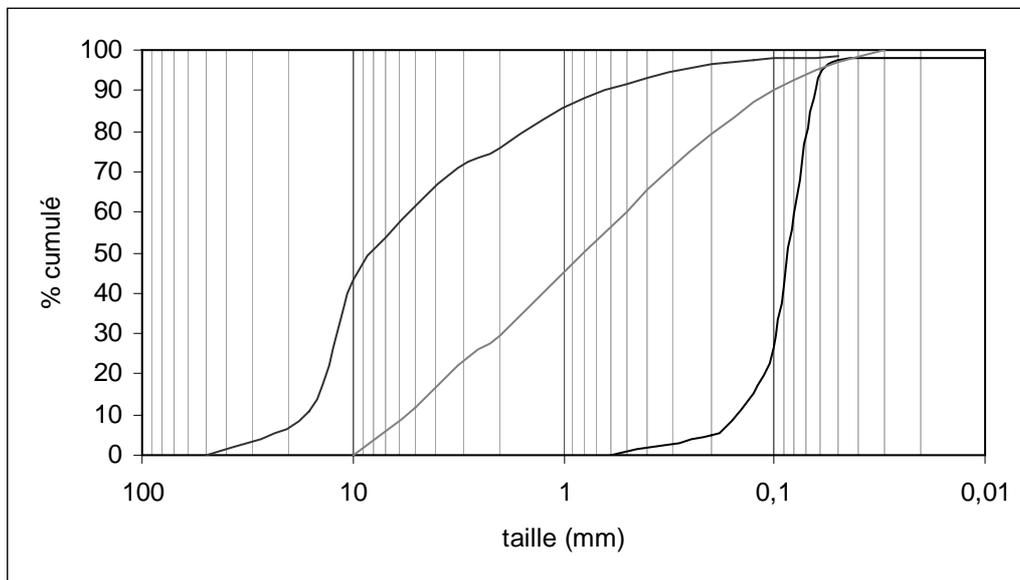


Figure 2.28 – Courbes granulométriques cumulatives de trois types de dépôts du Barranco de las Angustias (La Palma) : une terrasse alluviale (à gauche), un dépôt d'effondrement (au centre) et un dépôt lacustre (à droite).

Les investigations hydrogéologiques ont permis de détecter une structure profonde elliptique, largement ouverte vers le sud, faisant office de grand exutoire des eaux souterraines qui sortent à la base des parois de la caldera et alimentent les barrancos à écoulement permanent (Navarro-Latorre, 1994). Cette ancienne dépression, contemporaine des séries Garafia (1,72-1,21 Ma), cerne la moitié nord de l'actuelle Caldera de Taburiente et est fossilisée par les séries horizontales Taburiente (1,12 – 0,83 Ma : Guillou *et al.*, 2001).

Les intrusions syénitiques intercalées entre les gabbros du fond de la caldera ont été interprétées comme les éléments d'un grand ring-dyke démantelé (Gastesi *et al.*, 1966). La cartographie au 1/5000^e (non publié) et nos travaux de terrain nous incitent à la plus grande prudence quant à l'existence d'un ring-dyke en cours de dénudation. Les intrusions de syénites sont des filons massifs, difficilement reliables les uns aux autres et affleurant à des altitudes très diverses (500 m à Dos Aguas, 1100 m au fond des barrancos de Los Cantos et del Diablo). Le glissement de la Cumbre Nueva et la formation de la Caldera de Taburiente ont accéléré la mise à jour de ces intrusions gabbroïques tardives.

La corrélation entre la structure profonde détectée par J.M. Navarro-Latorre (1994) et les dépôts détritiques sous-marin Playa de la Veta (Urgeles *et al.*, 1999), antérieurs aux dépôts de la Cumbre Nueva, est inévitable. Le démantèlement des flancs septentrionaux du volcan bouclier de Taburiente est un processus qui se manifeste depuis les premières phases de construction de La Palma. A la base des parois ouest et sud-est de la Caldera de Taburiente, des formations détritiques basaltiques sont intercalées entre les matériaux sous-marins et les séries volcaniques postérieures (1,12 - 0,56 Ma). Dans le secteur ouest, ces dépôts sont indurés et affleurent sur une centaine de mètres. Dans le secteur sud-est, leur épaisseur totale dépasse 400 m, entre la Galeria de Aridane et Hoyo de los Pinos. La granularité des blocs de basaltes et trachybasaltes, peu grossiers (rarement > 10 cm), ne permet pas d'identifier de faciès particuliers. Aucun indice de direction d'écoulement n'est décelable. La présence de lits d'alluvions grossières intercalées signifie que leur formation s'est effectuée en plusieurs étapes. Par ailleurs, si l'on se réfère aux datations de dykes les pénétrant (Ancochea *et al.*, 1994), les dépôts du secteur sud-est sont antérieurs à 1,1 Ma tandis que ceux du secteur ouest sont antérieurs à 0,9 Ma. Leur origine serait une succession d'avalanches de débris initiées par les glissements répétés des flancs sud du bouclier. Les surfaces de glissement se situent toujours au

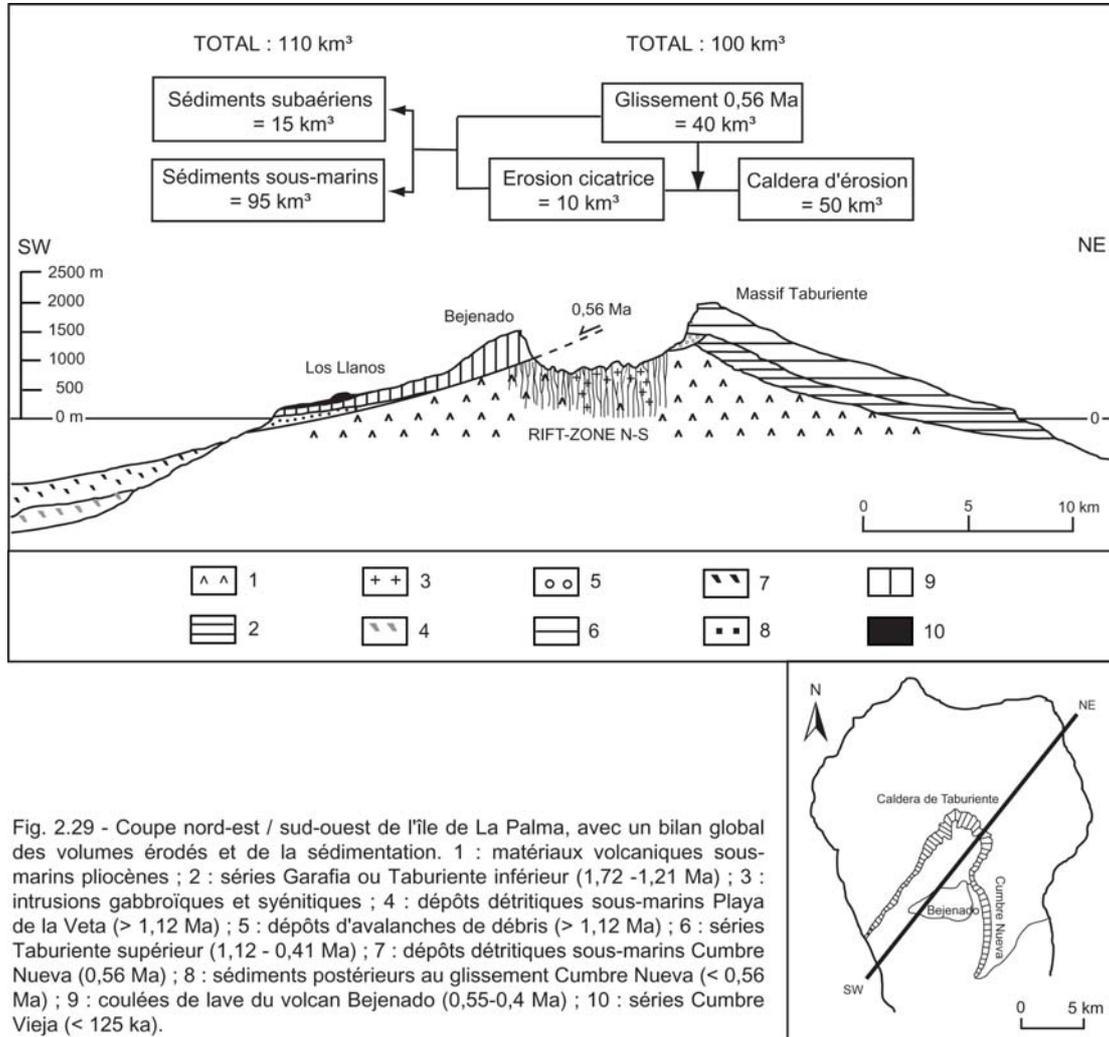
contact entre les matériaux sous-marins et subaériens, puisque les dépôts d'avalanches reposent directement sur les formations sous-marines. Cependant, les difficultés d'accès à ces dépôts et la rareté des affleurements du volcan Taburiente primitif (volcan de Garafia : 1,72 - 1,21 Ma) limitent les possibilités d'étude plus détaillée.

Depuis 560 ka, l'évolution morphologique de la Caldera de Taburiente tend à épouser la géométrie de cette structure profonde, dont les rebords enfouis influencent la concentration des eaux d'infiltration et la progression de l'érosion des parois de la caldera. La récurrence spatio-temporelle des déstabilisations massives initie donc des périodes de déséquilibre morphogénique et d'érosion accélérée, avec éventuellement la formation d'amphithéâtres d'érosion comme la Caldera de Taburiente. La forme circulaire de la dépression résulte de la coalescence d'amphithéâtres d'érosion dont l'évolution morphogénique est guidée par un contexte structural particulier.

2.2.1.6. *Essai de bilan des volumes érodés et déposés depuis le glissement*

Un bilan global des volumes emportés (érosion) et déposés (sédiments) depuis 560 ka sur les flancs sud-ouest de La Palma est maintenant envisageable (figure 2.29). La reprise rapide du volcanisme au sein de la cicatrice du glissement de la Cumbre Nueva fournit des marqueurs datés et nous a permis de reconstruire l'évolution morphogénique de la cicatrice, avec en amont la formation de la Caldera de Taburiente.

- Nous estimons le volume initial de la cicatrice à environ 40 km³, ce qui correspond au volume de matériaux emportés (Ve).
- En éliminant le remplissage sédimentaire et volcanique ultérieur, nous avons estimé le volume actuel de la cicatrice à 50 km³.
- Le volume interne de la Caldera de Taburiente étant d'environ 50 km³, le volume total de matériaux érodés est de **100 km³**, dont 40 km³ emportés instantanément par le glissement Cumbre Nueva.
- Le volume de remplissage sédimentaire est d'environ 15 km³ (sédiments du barranco de Las Angustias, de l'ancien barranco de la Cumbrecita et sédiments rencontrés par les sondages).



- Le volume des dépôts détritiques sous-marins est de 95 km^3 (V_t) selon R. Urgeles *et al.* (1999), qui accordent à leur estimation une marge d'erreur de plusieurs km^3 . Le volume total de matériaux déposés depuis 560 ka est finalement proche de **110 km^3** ($95 + 15$).

La différence de 10 km^3 entre les deux estimations provient des pertes par courants de turbidité (V_p), des incorporations de matériaux sous-marins par l'avalanche de débris (V_i), du volume de sédiments sous-marins déposés ultérieurement (V_s) et des pertes par dissolution des matériaux volcaniques mobilisés. Ce dernier paramètre est difficilement quantifiable. L'épaisseur des sédiments drapant les dépôts détritiques sous-marins est très variable. D'après les taux d'accumulation avancés précédemment (tableau 2.4), ces sédiments représenteraient un volume de 20 à 30 km^3 , qui faut retrancher des 110 km^3 . Le volume restant ($10 - 20 \text{ km}^3$) représente donc V_i et V_p , ce qui est proche de notre évaluation pour le glissement de la Orotava (Tenerife, 640-580 ka). Les chenaux cernant le lobe de dépôts détritiques signalent en effet des courants de turbidité suffisamment puissants pour participer à la redistribution du matériel sédimentaire charrié par les barrancos de la caldera, vers les plaines abyssales (figures 2.9 et 2.21).

L'exemple de la Cumbre Nueva méritait d'être approfondi à plus d'un titre. Le bilan des volumes impliqués par un grand glissement sectoriel et ses dépôts sous-marins a été complété par une étude quantitative de l'évolution morphogénique de la cicatrice, en réaction au déséquilibre créé par le glissement. Seul cet exemple le permettait. Il servira de référence pour les suivants, sans pour autant oublier que la taille exceptionnelle de la Caldera de Taburiente est liée à un contexte local particulier (soulèvement massif des matériaux sous-marins, influence de structures profondes). Se posera aussi le problème des relations de cause à effet entre les déstabilisations massives et la reprise de l'activité volcanique.

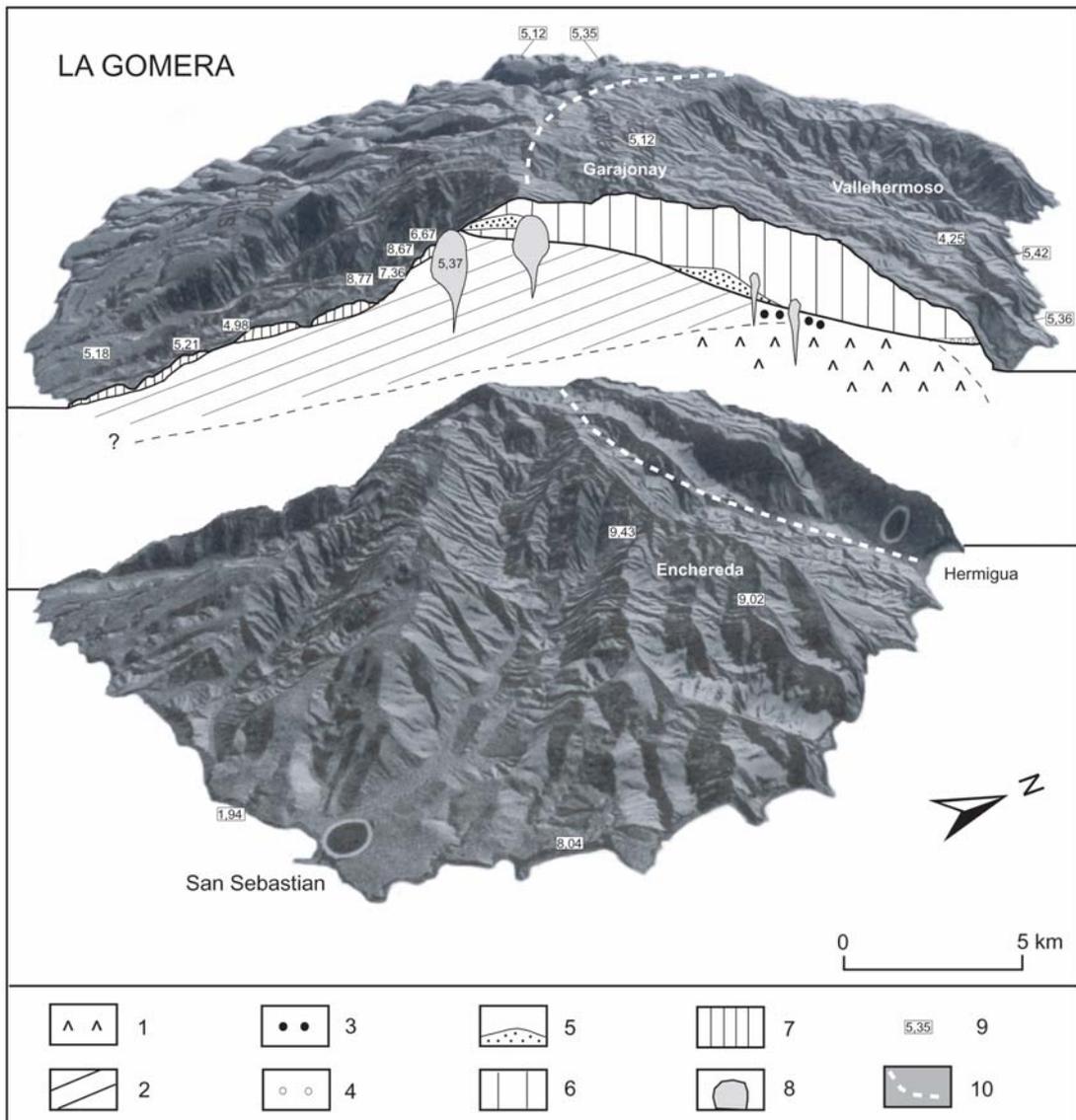


Fig. 2.30 - Bloc diagramme de La Gomera avec coupe transversale nord-sud. 1 : phases de construction sous-marines et intrusions de gabbros ; 2 : séries inférieures du bouclier (9,43-7,36) ; 3 : dépôts de coulées de débris du Barranco d'El Cedro (miocène) ; 4 : projections du stratovolcan de Vallehermoso ; 5 : dépôts pyroclastiques de cônes stromboliens intercalés ; 6 : coulées basaltiques horizontales (5,42-4,25 Ma) fossilisant une cicatrice de déstabilisation massive des flancs nord du bouclier (glissement Garajonay) ; 7 : coulées issues des secondes phases de construction, en périphérie sud et est du bouclier (6,67-5,05 et 1,94 Ma) ; 8 : intrusions trachytiques et phonolitiques (dômes) ; 9 : datations K-Ar ; 10 : limite des séries horizontales de remplissage et limite par défaut des faces d'arrachement du glissement Garajonay.

2.2.2. Le remplissage volcanique d'une cicatrice de déstabilisation à La Gomera

2.2.2.1. *La destruction des flancs nord du bouclier : le glissement Garajonay*

La structure générale de La Gomera est marquée par le remplissage volcanique d'une vaste dépression ouverte vers le nord, large de 10 km, creusée dans les séries inférieures du bouclier (9,43-7,36 Ma). Les limites de cette structure enfouie coïncident quasiment avec le Parc National de la forêt *Laurisilva* de Garajonay (figures 1.21 et 2.30). Nous garderons donc cette appellation. Les formations volcaniques masquant la dépression de Garajonay sont les résidus du stratovolcan de Vallehermoso (environ 7,5 Ma : ITGE) et, surtout, des séries basaltiques dont le pendage horizontal à subhorizontal caractérise la fossilisation d'une surface faiblement inclinée (5,42-4,25 Ma). Au niveau des limites sud et ouest de la dépression fossilisée, les séries horizontales reposent en discordance sur des séries volcaniques faiblement inclinées vers la mer, selon un dispositif radial (Taguluche, Valle Gran Rey, Alojera, barrancos de Erque et Benchijigua). Ce sont les flancs sud et ouest du bouclier initial, épargnés lors de la formation de la dépression de Garajonay. Au nord, à l'est et au centre de la dépression, les séries horizontales et le stratovolcan reposent directement sur les phases sous-marines (Vallehermoso, Hermigua, El Cedro). L'escarpement ouest et les falaises nord du Massif de la Enchereda (9,43-8,04 Ma) présentent un pendage vers l'est, et non vers le nord. L'orientation des réseaux de dykes de la Enchereda, du Barranco Seco (flancs est du bouclier), de Taguluche et d'Alojera (flancs ouest) décrit un réseau globalement radial, convergeant vers un hypothétique centre situé entre Vallehermoso et Las Rosas. Il manque donc au dispositif le centre et les flancs nord du bouclier (figure 1.23). Leur disparition n'est évidemment pas étrangère à la formation de la dépression de Garajonay.

Le laps de temps écoulé entre les dernières coulées tronquées par la dépression de Garajonay (entre 9,15 et 7,36 Ma selon les secteurs) et le début de son remplissage par le stratovolcan de Vallehermoso (vers 7,5 Ma ?) est très court. Les coulées des séries horizontales ne fossilisent aucune forme d'incision très développée, tout au plus de petites vallées peu profondes (Cumbre de Chiguere à l'ouest de Vallehermoso, Montaña del Cepo entre Las Rosas et Agulo). Or la dépression de Garajonay est indirectement délimitée par ces séries horizontales. Ses contours initiaux ont dû subir une érosion contemporaine du stratovolcan de Vallehermoso. Mais la forme en "fer à

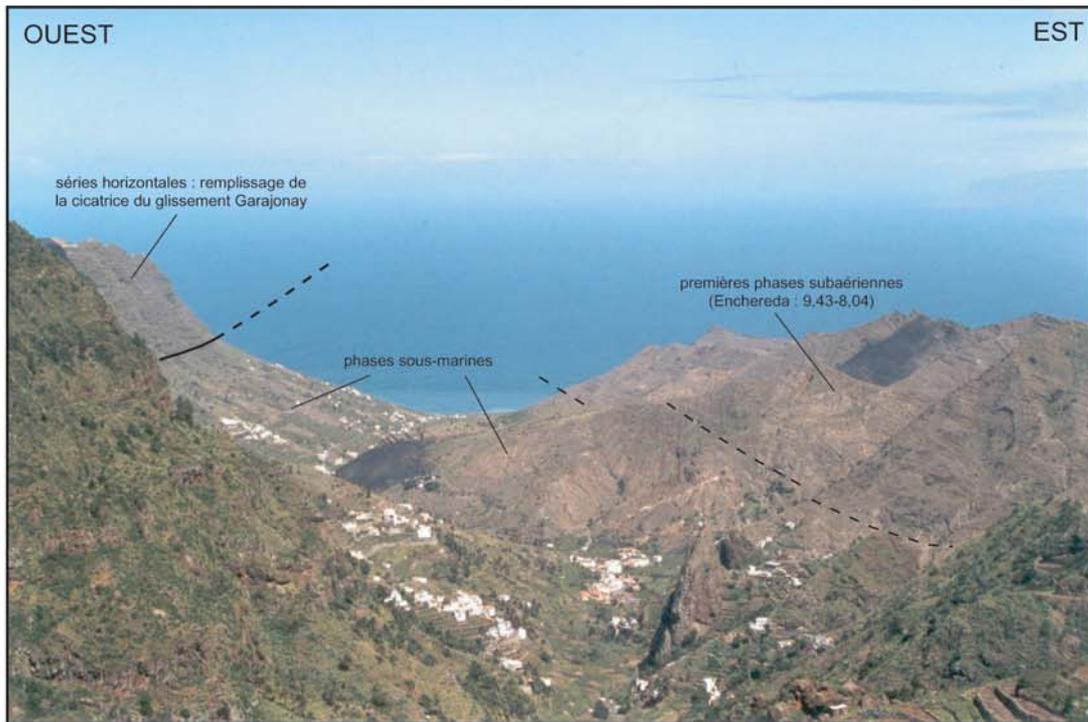


Photo 2.27 - Le Barranco d'Hermigua (côte nord de La Gomera) est délimité à l'ouest par les séries horizontales de remplissage du glissement Garajonay et à l'est par les séries bouclier pré-glissement (séries inférieures), inclinées vers l'est.



Photo 2.28 - Entre Taguluche et Arure (côte ouest de La Gomera), les faces d'arrachement du glissement Garajonay sont fossilisées par les séries horizontales. Le contact est marqué par des dépôts stromboliens et phréatomagmatiques intercalés.

cheval", arqué en amont et ouvert vers la mer (figure 2.30), a été conservée. L'hypothèse d'une phase de destruction massive des flancs nord de La Gomera il y a environ 8-9 Ma s'impose. Les exemples précédents ont montré qu'une déstabilisation unique pouvait fort bien expliquer les dimensions et la forme de la dépression de Garajonay. Les différences d'altération et de perméabilité entre les séries sous-marines et subaériennes ont pu, comme à La Palma, déterminer la surface de glissement. De nombreuses sources d'eau ont été détectées à la base des coulées horizontales fossilisant la surface de glissement (J.C. Carracedo, *pers. com.*). A travers l'étude géochimique des paléosols, R.S. Pomel a mis en évidence une modification générale des conditions de drainage de l'île vers 8 Ma ; modification que nous serions tenté de relier au "glissement Garajonay". Les campagnes d'étude des fonds sous-marins canariens ont toujours délaissé le nord de La Gomera, si bien qu'aucun complexe détritique n'y a jamais été détecté. Une lacune qu'explique la fossilisation intégrale de la cicatrice du glissement Garajonay.

La destruction des flancs nord du stratovolcan de Vallehermoso en une avalanche de débris (paragraphe 2.1.3.2.) est un processus de moindre ampleur et n'a aucun rapport avec le glissement Garajonay. Les phases de construction et destruction instantanées du stratovolcan seront par contre lourdes de conséquences sur l'évolution morphogénique de la surface de glissement.

Nous avons prospecté et relevé des coupes, transversales et longitudinales, partout où la surface de glissement fossilisée était accessible. Plus qu'une simple reconstitution, l'évolution de la cicatrice et la répartition spatio-temporelle de son remplissage volcanique soulignent deux problèmes incontournables :

- Comment se répercute le passage d'un volcanisme différencié de stratovolcan à un volcanisme basaltique effusif (séries horizontales) sur l'évolution morphogénique de la cicatrice du glissement Garajonay ?
- Pourquoi la cicatrice a-t-elle conservé une forme caractéristique des glissements sectoriels, sans être affectée par la formation accélérée d'un grand amphithéâtre d'érosion, comme cela s'est produit à La Palma après le glissement Cumbre Nueva ?

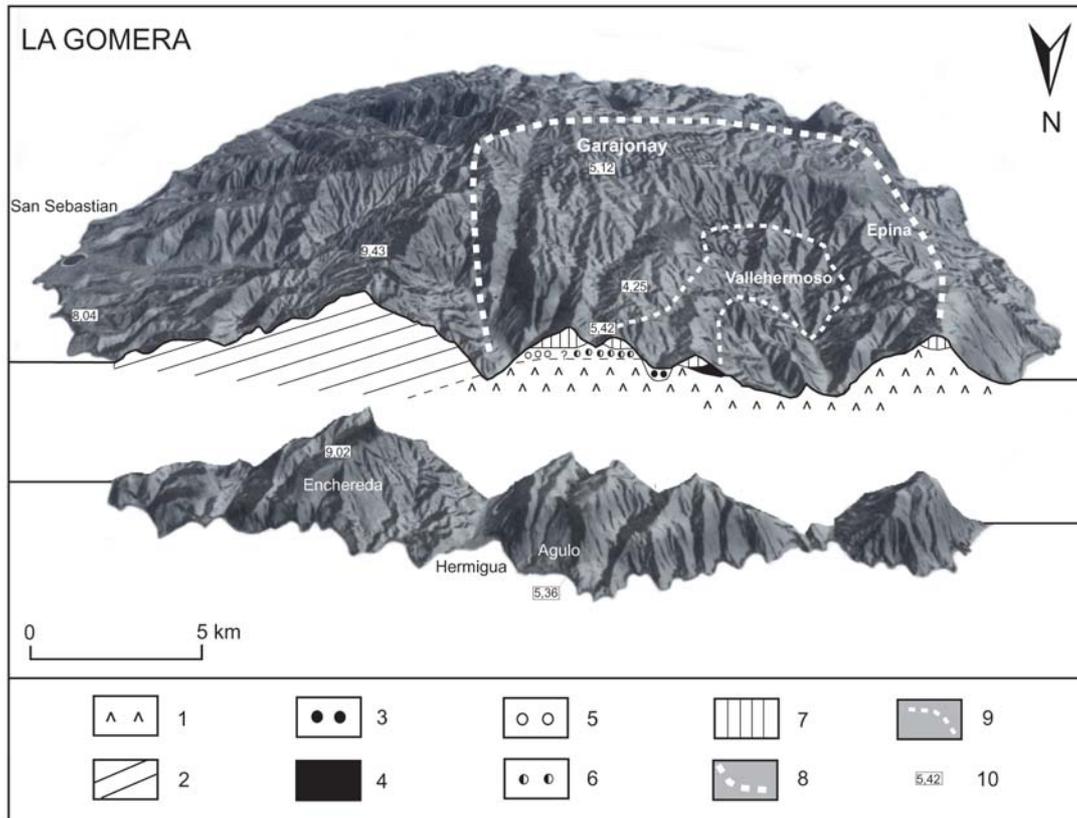


Fig. 2.31 - Bloc diagramme de La Gomera avec coupe transversale ouest-est. 1 : phases de construction sous-marines et intrusions de gabbros ; 2 : premières phases de construction subaériennes du bouclier (9,43-7,36) ; 3 : dépôts de coulées de débris de San Marcos (Agulo) ; 4 : coulées trachytiques du stratovolcan de Vallehermoso ; 5 : projections phonolitiques du stratovolcan de Vallehermoso ; 6 : brèches polygéniques d'Agulo ; 7 : coulées basaltiques horizontales (5,42-4,25 Ma) ; 8 : extension des séries horizontales fossilisant la cicatrice du glissement Garajonay ; 9 : extension connue des projections du stratovolcan de Vallehermoso ; 10 : datations K-Ar.

2.2.2.2. Typologie et signification des brèches de la surface de glissement

Le contact entre la surface de glissement et les séries volcaniques de remplissage est souvent marqué par sa régularité et sa planitude. La reprise de l'activité volcanique succède donc rapidement au glissement. Nous avons aussi remarqué l'existence de brèches intercalées entre les séries sous-marines et les séries horizontales autour d'Agulo et près de Epina (figure 1.31). Ces formations témoignent de l'évolution morphogénique de la surface de glissement avant et pendant l'activité du stratovolcan de Vallehermoso. Nous avons mené une étude sédimentologique des brèches *in situ*, en procédant systématiquement à un décompte des blocs ("*pebble-count*", paragraphe 2.1.1.2.). Dans un périmètre jugé représentatif, sont précisées pour chaque bloc sa plus grande taille, sa forme, sa nature pétrographique (dans la mesure du possible) et son origine (lithique ou juvénile). Les quelques 200 mesures effectuées sur les quatre affleurements étudiés nous ont permis de distinguer cinq types de brèches (tableau 2.7).

Un important complexe de brèches affleure près de **San Marcos**, au débouché du Barranco de Las Rosas (côte nord, à l'ouest d'Agulo). Ces brèches fossilisent sur plus de 50 m d'épaisseur une paléovallée aux berges abruptes, formée dans les séries sous-marines (figure 1.31) et sont réincisées par le barranco actuel. Elles sont parcourues de nombreux sills et dykes d'alimentation des séries trachy-phonolitiques (stratovolcan de Vallehermoso) et basaltiques horizontales. Leurs caractéristiques sédimentologiques sont celles des **coulées de débris** (type 1) :

- Le complexe de brèches est composé de plusieurs bancs d'épaisseur variable (de 0,5 à plus de 5 m) superposés, emboîtés les uns dans les autres ou disposés en lentilles. Nous avons dénombré une dizaine de niveaux entre 0 et 50 m d'altitude. Le contact avec les séries sous-marines n'est pas érosif. Les affleurements ne sont que les résidus distaux de dépôts plus étendus vers l'amont.
- La phase solide est majoritaire (plus de 60 %), hétérométrique et grossière (beaucoup de blocs de plus de 5 cm, taille maximale inférieure à 1,50 m), mais le support est généralement matriciel. Certains niveaux plus fins, avec des éléments rarement supérieurs à 5 cm, ont un support quasiment clastique (faciès inférieur, alt. 0-5 m), voire franchement clastique (faciès supérieurs rive gauche, alt. 40-50 m). On parle alors d'écoulements hyperconcentrés, situés au sein du complexe sous la forme de petits chenaux ou au sommet sous la forme de bancs superposés (6 niveaux répertoriés entre 40 et 50 m d'altitude).

	Dépôts alt. m	Mesures alt. m	Taille max cm	Taille moy cm	So	Ang %	Sub Ang %	Sub Ar %	Ar %	juvéniles %	lithiques %	support
Coulées de débris												
Ermita San Marcos	0-40	5	150	4,1	2,98	25	56	19	0	0	100	matriciel
Ermita San Marcos	150-155	150	37	3,9	2,26	4,5	41	50	4,5	0	100	matriciel
Ermita San Marcos	bloc B°	15	5	1,3	2,45	6,5	40	53,5	0	0	100	clastique
Lomo de Carreton	< 680	680	> 20	2,4	2,58	20	16	64	0	0	100	matriciel
Brèches polygéniques												
Cimetière Agulo	230-250	245	55	3,5		24	39,5	36,5	0	0	100	matriciel
Cimetière Agulo	230-250	245	17	2,4	2,24	56,5	13	30,5	0	0	100	clastique
Cimetière Agulo	230-250	250	18	2		25	29	46	0	0	100	matriciel
Brèches volcaniques												
Punta de Lepe	200-210	200	28	2,7	1,94	32	28	40	0	36	64	clastique

Tableau 2.7 - Caractéristiques sédimentologiques des brèches de la surface du glissement Garajonay (La Gomera).

- La matrice argilo-sableuse est cimentée et parsemée de petits fragments de verre volcanique noir et de cristaux de pyroxènes souvent cassés et d'olivines broyées. Les variations de couleur de la matrice expriment des variations de saturation en eau et des figures d'expulsion d'eau. L'induration provient de l'effet de cohésion des argiles après l'expulsion de la phase liquide.

- Les dépôts sont très peu triés (*sorting index* compris entre 2,26 et 2,98). Le granoclassement est aléatoire, parfois inverse, parfois conforme, souvent absent. Nous notons des variations longitudinales et latérales de densité en blocs, ainsi que des figures d'imbrication autour des plus gros blocs.

- Les éléments solides ont une forme arrondie à anguleuse. Les subanguleux (41-56 %) et les subarrondis (19-50 %) sont largement majoritaires. Les anguleux se trouvent dans les fractions fines. Les subarrondis dominent dans les niveaux inférieurs (alt. 0-5 m) et supérieurs (rive droite, alt. 150 m). La durée de transport est courte (tout au plus quelques heures) et seuls les plus gros blocs acquièrent des marques de collision et un léger émoussé. Les éléments arrondis et subarrondis des niveaux inférieurs sont pour la plupart des galets incorporés au débouché de l'ancien barranco. Nous expliquons l'augmentation du pourcentage de subarrondis au delà de 50 m par le remaniement des dépôts non consolidés d'une coulée à l'autre. La forme des éléments varie aussi suivant leur nature pétrographique et leur altération préalable.

- La pétrographie est très variée : basaltes à phénocristaux d'olivine, de plagioclases, de pyroxènes et de néphéline, gabbros et gabbros porphyriques (pyroxènes) arrachés aux intrusions profondes, et quelques rares syénites de Tamargada (zone amont du barranco). Nous avons remarqué un enrichissement en gabbros et en ankaramites des niveaux inférieurs aux niveaux supérieurs. Les ankaramites caractérisent les séries supérieures du bouclier, précédant le glissement Garajonay (affleurements peu altérés à Arure et Taguluche). Cette évolution nous enseigne que l'origine des coulées de débris participe au recul des faces d'arrachements et à l'incision de la surface de glissement. Malgré la proximité du stratovolcan de Vallehermoso, aucun élément trachytique ou phonolitique n'a été trouvé dans ces dépôts, probablement antérieurs au stratovolcan mais postérieurs au glissement Garajonay. Les dépôts de coulées de débris de San Marcos sont finalement comparables aux dépôts de coulées de débris intercalés entre les terrasses du barranco de Las Angustias, au débouché de la Caldera de Taburiente (La Palma).

La reprise de l'activité volcanique n'a donc pas été immédiate et la cicatrice laissée par le glissement Garajonay est déjà érodée lorsque le stratovolcan s'y construit. Les brèches polygéniques d'Agulo (côte nord) traduisent la poursuite de l'érosion des faces d'arrachement et de la surface de glissement, perturbée par les phases de construction et de destruction du stratovolcan de Vallehermoso. Nous avons reconnu trois types de dépôts dans ces brèches dites "polygéniques":

Les brèches de la Punta de Lepe (pointe entre Agulo et Hermigua, alt. 180 m) sont d'origine **volcanique** (type 2) :

- Les lapillis phonolitiques jaunâtres représentent plus de 30 % des clastes (fraction juvénile), mêlés à des basaltes divers (fraction lithique). Certains niveaux sont exclusivement constitués de lapillis. Dans ce contexte stratigraphique, la seule origine possible est le stratovolcan de Vallehermoso.
- La taille des clastes ne dépasse pas 30 cm, d'où un certain éloignement du centre éruptif. Vallehermoso est à environ 8 km à l'ouest de la Punta de Lepe. Leur forme est surtout anguleuse à subanguleuse (60 %), même si les blocs juvéniles friables acquièrent rapidement une forme subarrondie (40%).
- Le contact avec les séries horizontales sus-jacentes (alt. 200 m) est franc et linéaire, ce qui sous-entend un laps de temps court entre le dépôt de ces brèches et le début du volcanisme fissural basaltique à l'intérieur de la cicatrice de Garajonay.

L'imposant affleurement de brèches polygéniques près du cimetière d'Agulo voit s'intercaler sur une vingtaine de mètres plusieurs faciès sédimentaires, dont l'un présente des caractéristiques proches des **coulées de débris** précédentes, mais incorporant ici des **clastes phonolitiques** (type 3) :

- Le support est matriciel, malgré une assez grosse densité d'éléments solides.
- Le dépôt est très peu trié (*sorting index* 2,94). Pas de granoclassement marqué.
- La taille des éléments solides ne dépasse pas 55 cm.
- Grande majorité de subarrondis (36,5 %) et de subanguleux (39,5 %). Les 24 % d'éléments anguleux sont essentiellement des clastes phonolitiques blancs.
- Les éléments solides sont surtout des basaltes (67 %), quelques gabbros (3 %) et des phonolites blanches (30 %) typiques des dykes d'alimentation du stratovolcan de Vallehermoso. Ce dernier a donc déjà subi des phases de destruction importantes (avalanche de débris) lors du dépôt de ces coulées de débris.
- On distingue de petits paléochenaux au sein du dépôt, d'où la succession de coulées de débris peu éloignées dans le temps.

Les **autres faciès sédimentaires** d'Agulo (type 4) sont liés à des événements de moindre énergie : alluvions, colluvions grossières, éboulis et petites coulées de débris. Ces dernières sont mieux triées, parfois stratifiées et moins grossières (< 20 cm) que le faciès précédent, avec cependant des différences importantes de densité de clastes. Le support est tantôt clastique, tantôt matriciel. Les clastes phonolitiques sont présents dans tous les niveaux (9-17 %).

Les brèches polygéniques d'Agulo procèdent d'une érosion rapide des faces d'arrachement et de la surface du glissement Garajonay et des structures profondes du stratovolcan, à la fois sous la forme de coulées de débris, de formations fluviales et de formations de versants. Ce complexe sédimentaire n'est pas sans rappeler, dans une moindre mesure, celui du débouché du Barranco de Las Angustias à La Palma. Mais le contexte topographique est différent. Les brèches d'Agulo ne fossilisent aucune forme d'incision évidente et leur accumulation évoque plutôt un remplissage. Nous avons repéré sous le village d'Agulo des coulées basaltiques précoces reposant directement sur les séries sous-marines, sans brèches intercalées. Ces coulées contemporaines des phases de destruction rapide du stratovolcan auraient pu faire office de barrage sédimentaire.

Dans les secteurs non soumis à l'influence du stratovolcan de Vallehermoso, les brèches intercalées au niveau de la surface de glissement sont beaucoup moins développées. C'est notamment le cas des dépôts de **coulées de débris** (type 5) que nous avons repéré près de **Epina** (ouest), à la base des séries horizontales (alt. 680 m).

- Ces dépôts de coulées de débris à support matriciel sont peu grossiers (quelques blocs > 20 cm) mais riches en éléments solides.
 - 64 % d'entre eux sont subarrondis, 20 % anguleux et 16 % subanguleux.
 - Les basaltes de tous types sont omniprésents et souvent vésiculés. L'absence de gabbros indique que l'érosion de la surface de glissement est moins vigoureuse dans ce secteur. L'absence de trachytes et de phonolites est surprenante, à seulement 4 km de Vallehermoso. Nous sommes donc présence de dépôts de coulées de débris, soit antérieurs au stratovolcan de Vallehermoso, soit situés en dehors de ses limites d'extension (figure 2.31).
 - Ces dépôts sont intercalés entre des formations pyroclastiques stromboliennes et phréatomagmatiques : scories soudées, tufs, faciès "*block and ash*" (cendres et blocs) incorporant des lithiques basaltiques. Les variations de couleur et de fragmentation traduisent des interactions entre l'eau et un magma basaltique.

Ces dépôts de coulées de débris sont contemporains de la reprise du volcanisme basaltique dans le secteur ouest de la cicatrice du glissement Garajonay. Les produits du stratovolcan, alors partiellement détruit par une avalanche de débris (paragraphe 2.1.3.2.), sont plus étendus vers l'est que vers l'ouest. Le contact entre les séries sous-marines culminant à 800 m et les racines du stratovolcan est très abrupt à l'ouest de

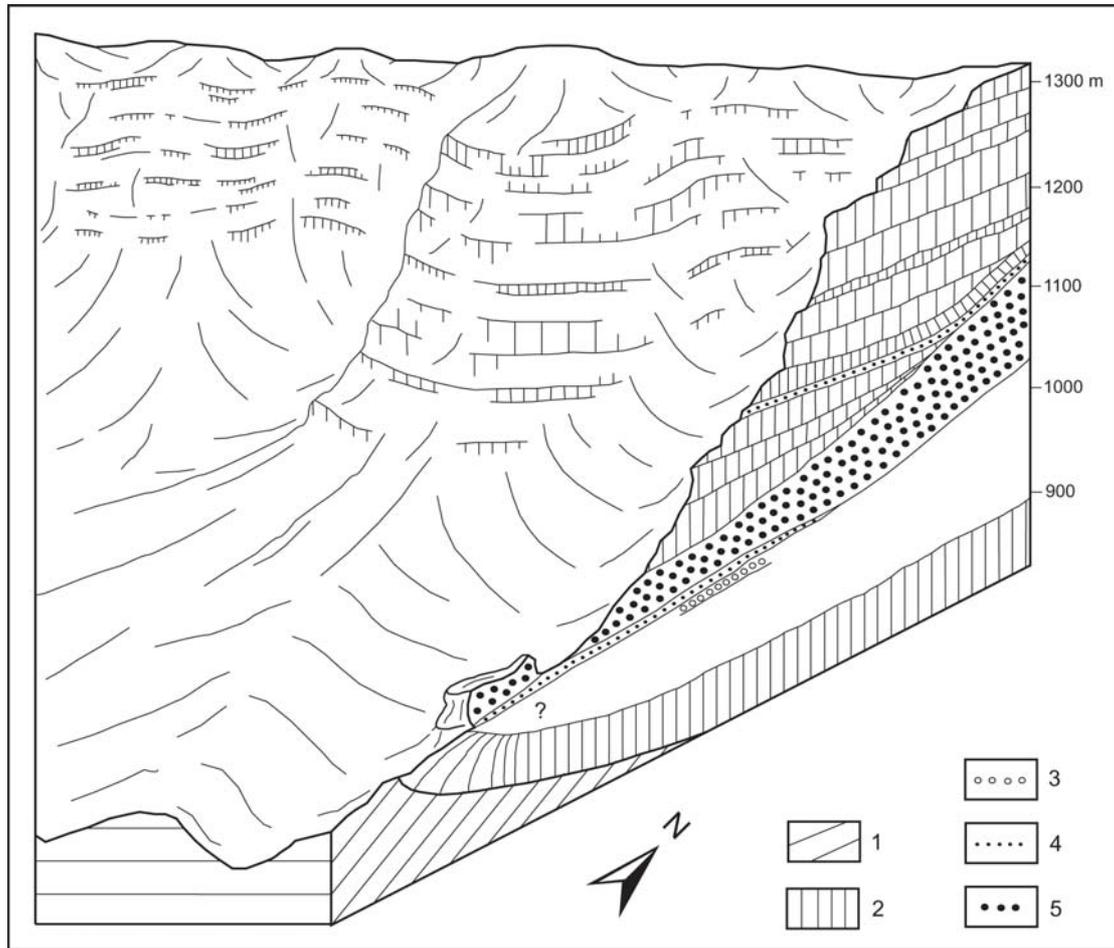


Fig. 2.32 - Bloc-diagramme dans les séries horizontales de Benchijigua (La Gomera). 1 : coulées basaltiques des séries inférieures du bouclier (8,77-7,36 Ma autour de Benchijigua). 2 : coulées basaltiques subhorizontales à horizontales (5,42-4,25 Ma) fossilisant ici les faces d'arrachement sud du glissement Garajonay ; 3 : scories soudées (cône strombolien intercalé) ; 4 : tufs phréatomagmatiques ; 5 : coulées à blocs scoriacés, avec lits de scories grossières.

Vallehermoso. Le stratovolcan était en fait appuyé contre les faces d'arrachement ouest du glissement Garajonay et l'essentiel de sa production volcanique était dirigé vers le nord et l'est.

2.2.2.3. L'évolution spatio-temporelle du remplissage volcanique de la cicatrice

La reprise du volcanisme sous une forme d'abord très différenciée à La Gomera est unique aux Canaries. Nous notons cette exception dès notre première partie (paragraphe 1.3.2.5.). Le volcan Bejenado a aussi connu des phases plus différenciées, avec une production pyroclastique non négligeable (formations Los Roques), mais intervenant à la fin de la construction de l'édifice. Le véritable remplissage de la cicatrice Garajonay ne débute qu'environ 2 Ma après le glissement, par le volcanisme basaltique fissural des séries horizontales.

Les centres éruptifs des séries horizontales sont des cônes stromboliens, la plupart intercalés entre la surface du glissement Garajonay et les coulées horizontales (5,42-4,25 Ma). Les premières éruptions voient le magma interagir avec des eaux souterraines peu profondes, comme en attestent les fréquentes couches de tufs blanchâtres (Taguluche, Epina, Benchijigua). Les premières coulées basaltiques ne sont d'ailleurs pas franchement horizontales car elles dévalent ou contournent les flancs des cônes (crête de la Montañeta près d'El Cedro, Taguluche, Benchijigua : figure 2.32). Leur épaisseur devient progressivement régulière à mesure que sont engloutis les cônes éteints.

Les dernières phases de remplissage de la cicatrice voient s'accumuler des coulées parfaitement horizontales. Leurs centres éruptifs sont des cônes basaltiques et trachytiques démantelés ponctuant la surface actuelle de la cicatrice intégralement masquée (nombreux exemples dans le Parc National de Garajonay : Araña, Quemada, Laguna Grande, Garajonay). Cette surface sommitale n'est pas un plateau. Elle est vallonnée et occupée par des sols fersiallitiques très épais sur lesquels pousse une forêt de lauriers et bruyères arborescentes (Laurisilva). L'altération s'étend sur plusieurs mètres de profondeur et donne au relief des contours émoussés.



Photo 2.29 - Les parois est du Barranco de Valle Gran Rey, vues de La Mérica (La Gomera). La discordance entre les séries inclinées vers le sud et les séries horizontales correspond à la surface du glissement Garajonay. Au fond : le dôme-coulée de la Fortaleza de Chipude.

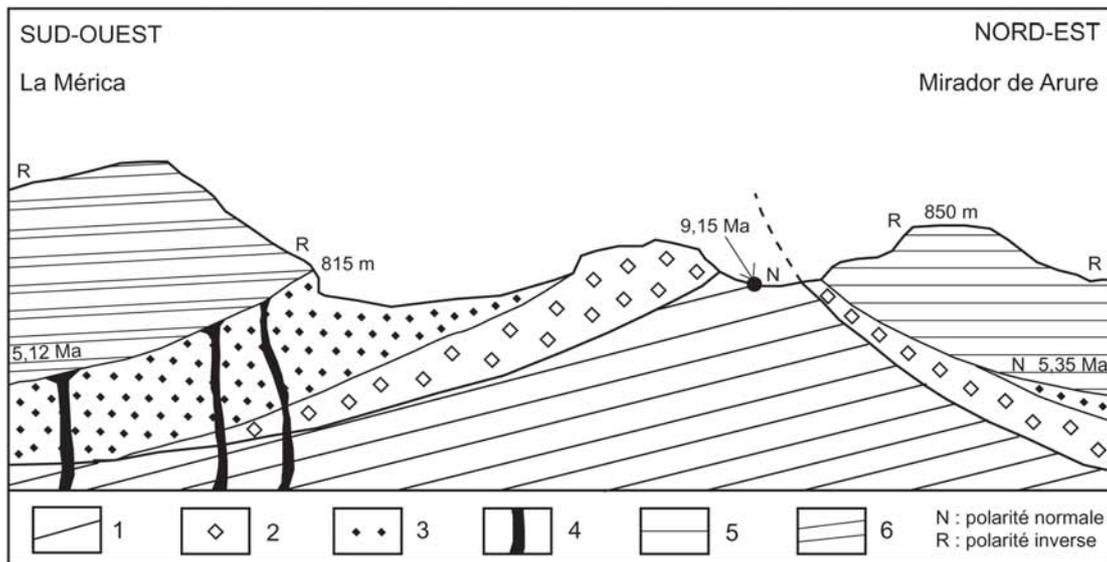


Fig. 2.33 - Coupe longitudinale dans la crête de La Mérica, parois ouest du Barranco de Valle Gran Rey (La Gomera). 1 : séries basaltiques inclinées vers le sud-ouest, polarité normale (9,29-9,15 Ma dans ce secteur) ; 2 : dépôts stromboliens, faciès proximal à blocs scoriacés ; 3 : dépôts stromboliens, faciès distal à lapillis rougeâtres ; 4 : séries basaltiques de remplissage de la cicatrice du glissement Garajonay (5,35-5,05 Ma dans ce secteur), polarité inverse puis normale ; 5 : séries basaltiques de débordement, légèrement inclinées vers le sud-ouest, polarité normale (< 5,12 Ma).

Le remplissage de la cicatrice du glissement Garajonay a été rapide : à peine plus d'un million d'années pour combler une dépression large de 10 km et profonde de 800 mètres par endroits (escarpement ouest du Massif de la Enchereda). Nos datations K-Ar montrent que le remplissage est acquis dès 5 Ma dans le secteur de Valle Gran Rey et Arure (sud-ouest). La crête de La Mérica domine le Barranco de Valle Gran Rey et présente un dispositif de remplissage final et de débordement de la cicatrice, comme cela se produit près de Gerian et Chipude (figure 1.22). Au col de La Mérica, un cône strombolien reposant directement sur une coulée d'ankaramite datée à 9,15 Ma (pré-glissement) a produit des coulées horizontales épaisses vers le nord, c'est à dire en remplissage final de la cicatrice, et des coulées inclinées vers le sud (figure 2.33). Ces dernières participent alors des séries périphériques (6,67-4,98 Ma).

Les datations K-Ar montrent que la reprise du volcanisme fissural basaltique est quasiment simultanée (5,42 Ma à Las Rosas, 5,35 Ma à Arure, 5,36 à Agulo). D'après nos travaux de terrain, la répartition des centres éruptifs des séries horizontales dans la cicatrice du glissement Garajonay est relativement homogène. Nous avons cependant noté une discrète concentration des cônes intercalés dans la zone amont de la surface de glissement, c'est-à-dire au pied des faces d'arrachement. Même le stratovolcan de Vallehermoso est légèrement décentré par rapport au centre supposé du volcan bouclier. A La Palma, le volcan Bejenado s'est également construit en contrebas des faces d'arrachement nord du glissement de la Cumbre Nueva. Mais la géométrie initiale de la cicatrice du glissement Garajonay a été conservée. Son volume de départ a été accentué de manière globalement uniforme, par un recul des faces d'arrachement et un remplissage volcanique simultanés.

C'est un des principaux enseignements de ce paragraphe. L'évolution morphogénique d'une cicatrice de glissement dépend en grande partie de la répartition spatio-temporelle du volcanisme au sein de la cicatrice. L'exemple de Garajonay est le plus abouti. Nous rencontrerons un exemple comparable dans le Teno (Tenerife). Les cicatrices de Guïmar (840-780 ka) et de la Orotava (690-540 ka) sont mieux conservées que celle de la Cumbre Nueva (560 ka), bien que plus anciennes. Mais la répartition du volcanisme post-glissement y est plus uniforme. L'exemple de la Cumbre Nueva et de la Caldera de Taburiente apparaît définitivement comme un cas particulier spectaculaire, ayant trop fait office de référence.

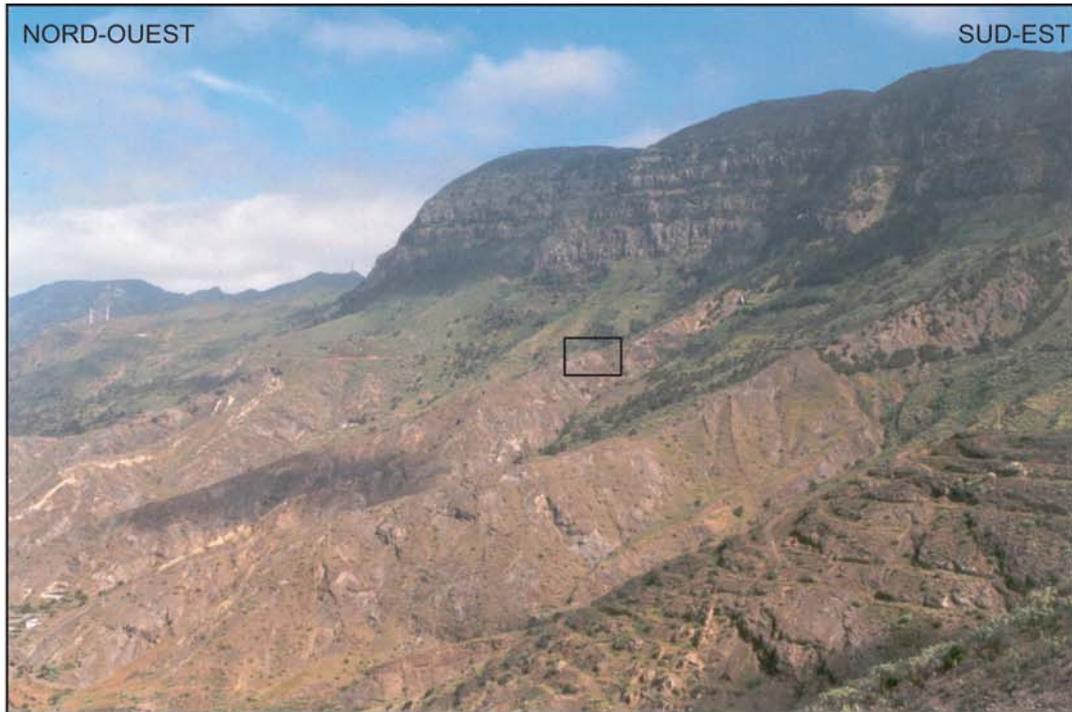


Photo 2.30 - Discordance entre les premières séries subaériennes (> 9 Ma), très altérées et ravinées, et les séries horizontales fossilisant la surface du glissement Garajonay, entre Alojera et Taguluche (côte ouest de La Gomera). Le contact est à une altitude d'environ 700 m. La zone encadrée situe la coupe ci-dessous.

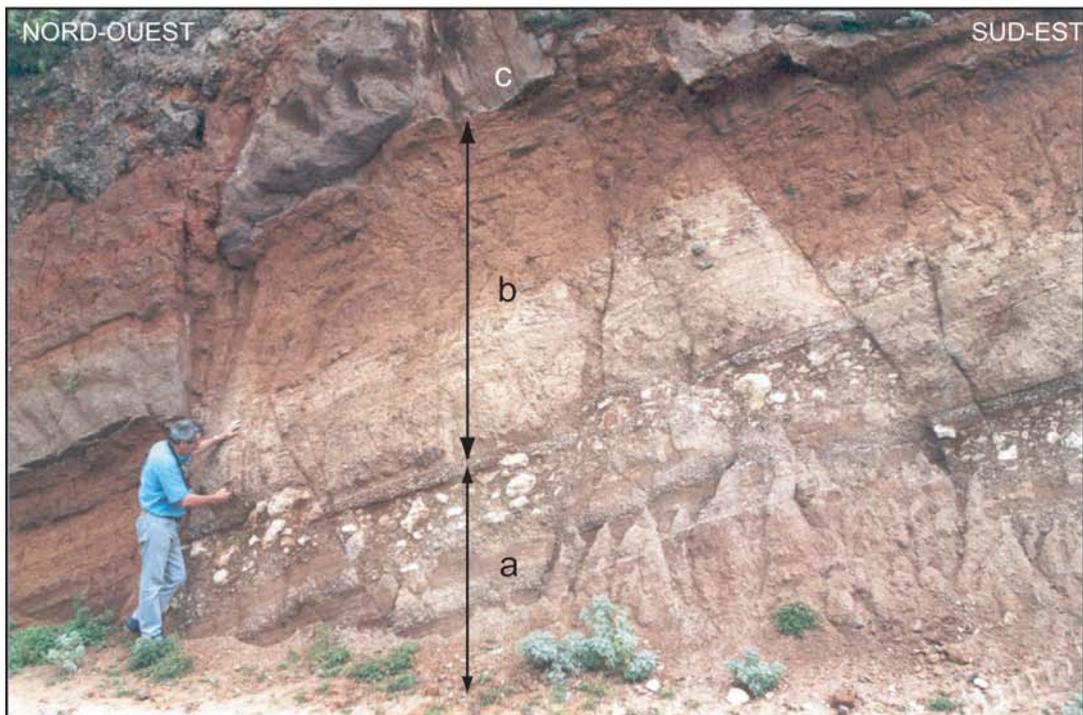


Photo 2.31 - Coupe dans les dépôts pyroclastiques intercalés entre la surface du glissement Garajonay et les séries horizontales, route Alojera - Taguluche alt. 550 m (La Gomera). a : dépôts phréatomagmatiques grossiers (les clastes juvéniles phonolitiques ont une faible densité, d'où la granularité inverse) ; b : dépôts stromboliens à influence phréatomagmatique décroissante ; c : coulée de lave. Des failles normales parcourent les dépôts pyroclastiques, mais pas la coulée. Ce sont des petites failles de tassement.

2.2.2.4. *La mise en relief des séries volcaniques de remplissage*

Les séries horizontales déterminent très souvent des falaises et des escarpements abrupts dominant des barrancos et des amphithéâtres d'érosion.

Le Barranco d'Hermigua s'est développé au contact entre les séries horizontales et les séries Enchereda pré-glissement. Sa formation est donc postérieure à la fin du remplissage de la cicatrice (vers 4,2 Ma). Ce contact semble avoir joué comme zone de fragilité, essentiellement en concentrant le ruissellement et les eaux d'infiltration, dans chaque endroit de l'île où son inclinaison est supérieure à 45°. Autrement dit, l'incision a été particulièrement vigoureuse le long des faces d'arrachement fossilisées. Les barrancos de Benchijigua et Hermigua évoluent vers l'amont en petits amphithéâtres d'érosion, dominés par les parois verticales des séries horizontales (figure 2.32). Nous consacrerons un de nos prochains chapitres à l'évolution des barrancos en amphithéâtres d'érosion.

Les reliefs résiduels et la caldera d'avalanche du stratovolcan de Vallehermoso sont aujourd'hui occupés par l'amphithéâtre d'érosion le plus développé de l'île. Sa largeur est comprise entre 6 et 7 km et sa profondeur atteint 700 m. Cette inversion de relief résulte de l'érosion différentielle entre les matériaux trachy-phonolitiques peu cohérents et les coulées massives des basaltes horizontaux. Ces dernières cernaient la base du stratovolcan il y environ 5,4 Ma et arment maintenant les parois de l'amphithéâtre (figure 2.13). L'avalanche de débris du stratovolcan a pu jouer le rôle d'initiateur dans l'inversion de relief.

Les séries horizontales occupent aussi la partie haute (> 200 m) des falaises de la côte nord, de la Punta de Lepe à San Marcos. Ces falaises sont entretenues par le ravinement intense des matériaux volcaniques sous-marins sous-jacents, très altérés et intensément pénétrés d'intrusions de tous types. La côte ouest de l'île, entre Argüamul et Alojera, adopte un profil différent : une falaise moins haute (< 200 m) puis des versants à 20-30 °, formés dans les matériaux altérés des premières séries volcaniques subaériennes, et enfin des parois abruptes constituées par les séries horizontales (photo 2.30). La discordance au pied des parois est linéaire et se situe à 700 m, soit une altitude plutôt caractéristique des faces d'arrachement que du glissement Garajonay. Que sont devenues ces faces d'arrachement ? Le volume manquant est massif et ne saurait être uniquement le fruit d'une incision linéaire.

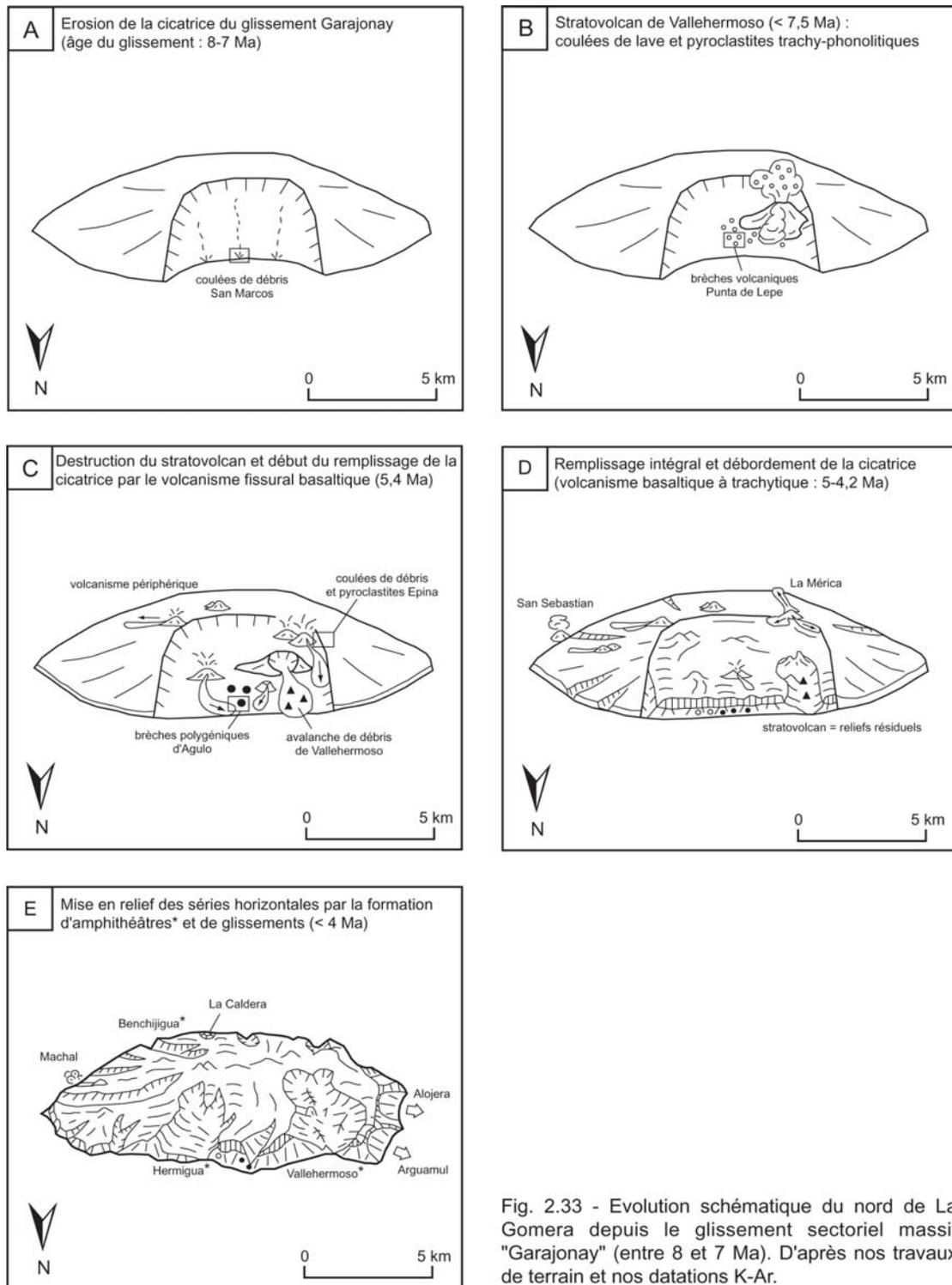


Fig. 2.33 - Evolution schématique du nord de La Gomera depuis le glissement sectoriel massif "Garajonay" (entre 8 et 7 Ma). D'après nos travaux de terrain et nos datations K-Ar.

La morphologie des secteurs d'Arguamul et Alojera n'est pas sans rappeler celle de deux cicatrices de glissements distincts : surface plane, bien que ravinée, inclinée vers la mer, encadrée de crêtes résiduelles non emportées par le glissements (Tejeleche, Tazo et Beguira) et forme arquée ouverte vers la mer (vue du dessus, figure 1.22). La surface de glissement coïnciderait avec une discordance au sein des premières séries volcaniques subaériennes, nettement visible à la bases des trois crêtes résiduelles citées précédemment (photo 2.32).

La mise en relief des séries horizontales de remplissage de la cicatrice du glissement Garajonay provient à la fois d'une érosion préférentielle au niveau des faces d'arrachement fossilisées et d'une érosion différentielle par rapport à leur encaissant (figure 2.34). Cette érosion se manifeste à des rythmes différents, de l'érosion fluviale aux glissements de masse. Qu'en est-il sur Tenerife, où le volcanisme est plus décentralisé et où son évolution post-hiatus tend à masquer les structures précédentes?

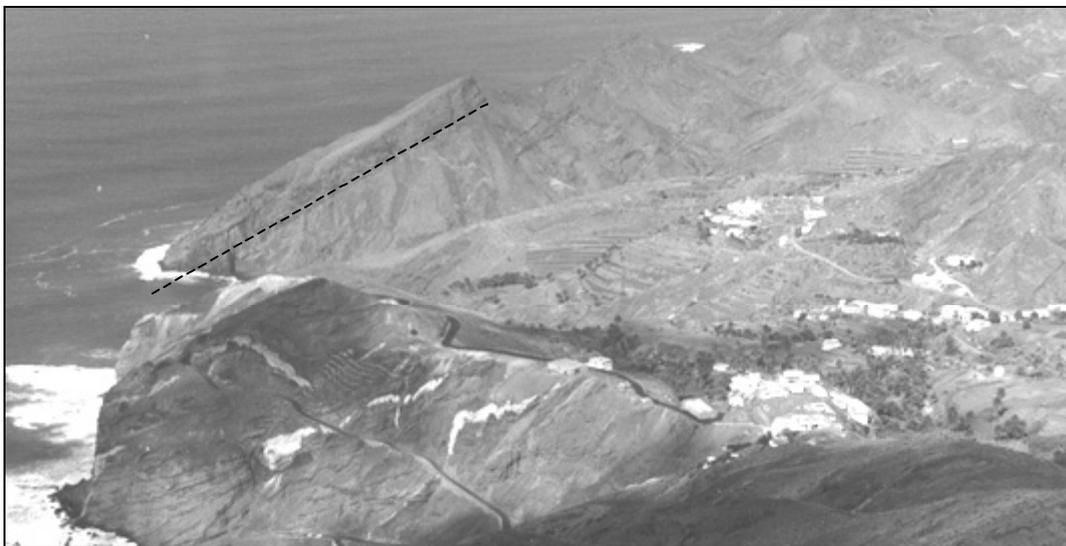


Photo 2.32 - La côte ouest de La Gomera au niveau d'Alojera. Notez la discordance au sein de ces matériaux très altérés, parcourus de dykes de tous types (dont dykes phonolitiques blancs) ; discordance probablement exploitée en surface de glissement. Ce cliché est la prolongation ouest de la photo 2.31 (Epina).

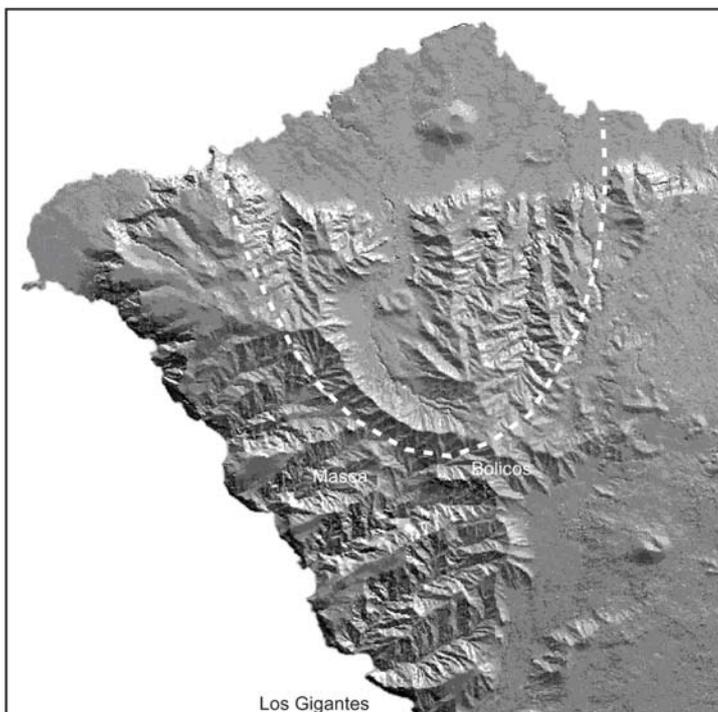
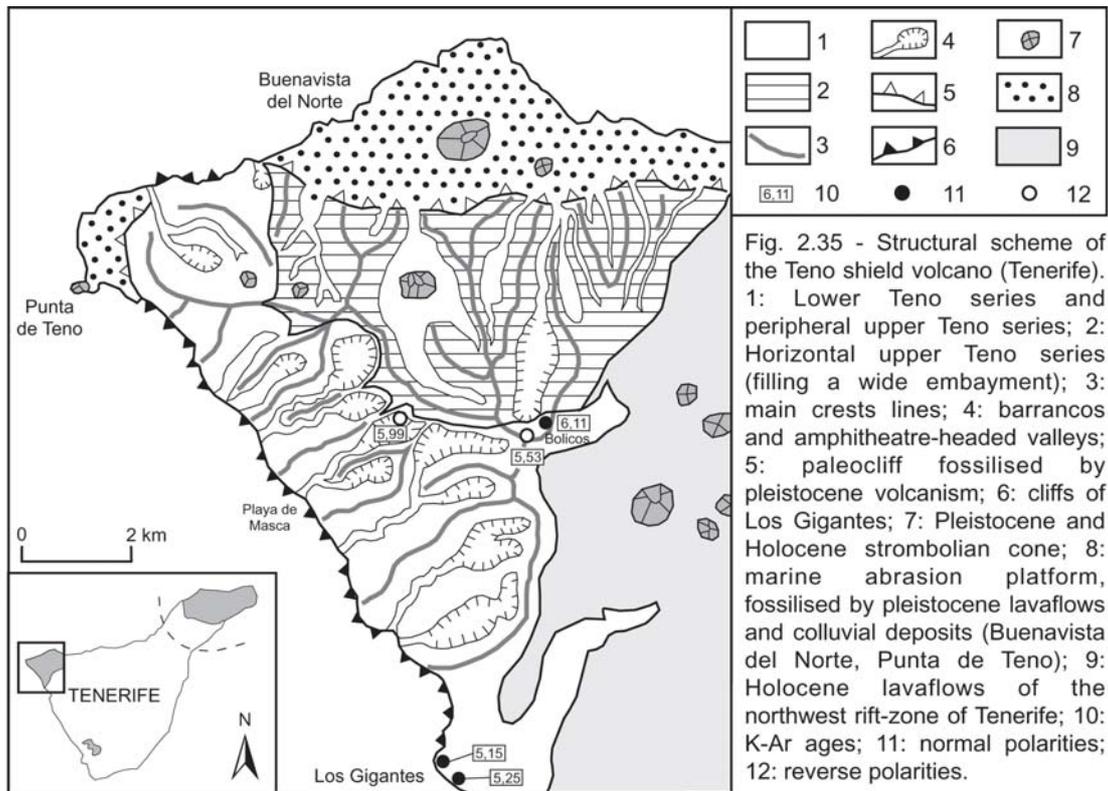


Fig. 2.36 - Vue en relief ombré du Massif du Teno, avec en pointillé la limite supposée de la cicatrice de glissement fossilisée par les séries horizontales du Teno Supérieur (Tenerife).

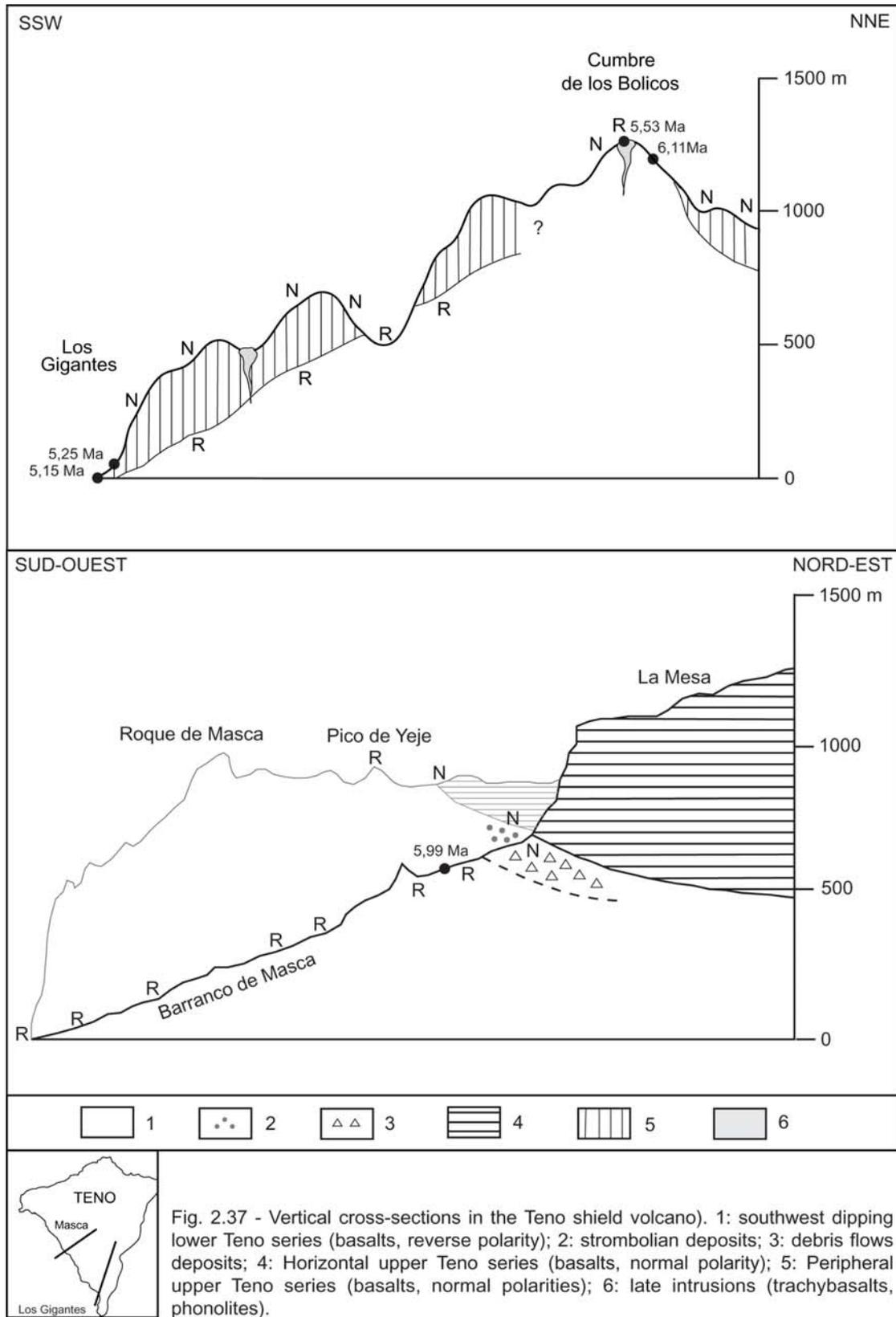
2.2.3. Les cicatrices masquées des flancs nord de Tenerife

2.2.3.1. *Un dispositif comparable à Garajonay dans le Teno*

La partie sud du Massif du Teno présente un dispositif structural comparable à celui des faces d'arrachements fossilisées du glissement Garajonay. Les principales discordances, le pendage des coulées et les mesures paléomagnétiques nous ont permis de distinguer trois séries volcaniques correspondant aux deux phases de construction du massif (figures 2.35, 2.36 et 2.37) :

- Le Teno Inférieur est constitué sur plusieurs centaines de mètres d'un empilement de coulées et pyroclastites basaltiques, intensément parcourus de dykes et de sills parfois très épais. Les coulées de lave sont inclinées vers le sud-ouest. Cette première phase affleure sur les parois des profonds barrancos de la côte sud du massif (Carrizales, Masca, Barranco Seco). Des faciès de cumulats, typiques des toits de chambres magmatiques superficielles, ont été reconnus au fond du barranco de Masca. Nous n'avons obtenu que deux datations dans ces formations souvent très altérées : 5,99 Ma au village de Masca et 6,11 Ma au point culminant de ces séries (Cumbre de los Bolicos).
- Le Teno Supérieur (basaltes < 5,6 Ma) est subdivisé en deux unités : les séries périphériques, inclinées vers le sud-ouest, reposent en discordance sur les séries du Teno Inférieur, et les séries horizontales occupent la moitié nord-est du massif. Le Teno Inférieur est autant imposant au sud-ouest qu'il est absent au nord-est du massif.

Les séries horizontales fossilisent le Teno Inférieur le long d'une surface inclinée vers le nord-est. Le contact est marqué à Masca et Los Carrizales par des dépôts stromboliens et des brèches dont les caractéristiques sont très proches des dépôts de coulées de débris de San Marcos (côte nord de La Gomera) : dépôt chaotique induré sur 50 m d'épaisseur, matrice argilo-sableuse, phase solide basaltique, hétérométrique et grossière (taille maximale 1 m), majorité de subarrondis et subanguleux, support matriciel. Ces brèches affleurent entre 650 et 700 m d'altitude au dessus du village de Masca et entre 800 et 850 m d'altitude à la Cruz de Gilda, près de Los Carrizales. Par comparaison avec La Gomera, il s'agit sans doute de dépôts de coulées de débris témoignant de l'érosion des faces d'arrachement d'un gigantesque glissement sectoriel des flancs nord du massif du Teno.



Des dépôts détritiques sous-marins ont été détectés jusqu'à 75 km au nord du Teno (Masson *et al.* 2002). Ils sont partiellement recouverts et remaniés par les dépôts détritiques provenant du centre de Tenerife (dépôts d'avalanches de débris Roques de Garcia). La direction du glissement des flancs nord du Teno est perpendiculaire à la rift-zone nord-ouest de Tenerife. La répartition spatiale du volcanisme le long des rift-zones est également très sensible sur l'instabilité des zones centrales de Tenerife.

2.2.3.2. *L'origine discutée de la Caldera de Las Cañadas*

L'origine des rebords de la Caldera de Las Cañadas (Tenerife), ouverte vers le nord, est toujours sujette à polémiques : effondrement central ou glissement latéral ? La balance penche depuis peu en faveur des partisans de glissements sectoriels dirigés vers le nord, corrélés aux dépôts détritiques des Roques de Garcia et d'Icod (Bravo, 1962 ; Carracedo, 1994 ; Watts & Masson, 1995 ; Ancochea *et al.*, 1999 ; Masson *et al.*, 2002).

La présence de dépôts d'avalanche de débris (formations Tiguaïga) à la base de la falaise de la Fortaleza (secteur nord de l'actuelle caldera) atteste d'une phase de destruction massive des flancs nord de l'édifice Las Cañadas entre 2,6 et 2,3 Ma. Les reliefs des Roques de Garcia seraient des résidus épargnés par la (les) déstabilisation(s).

Les données géophysiques concernant la partie centrale de Tenerife (Canales *et al.*, 2000 ; Ablay & Kearey, 2000) montrent l'existence d'une dépression profonde ouverte vers le nord et comblée par du matériel de faible densité (matériel pyroclastique des stratovolcans et sédiments des *llanos*). Une fois mise en place, cette structure profonde a servi d'exutoire au volcanisme et aux déstabilisations postérieures (dont le glissement sectoriel d'Icod : 170-150 ka). Les rebords de la Caldera de Las Cañadas seraient alors hérités des faces d'arrachement d'un ou plusieurs glissements massifs dont les cicatrices sont en grande partie masquées par un volcanisme toujours actif. Le dernier remplissage en date est celui de la cicatrice du glissement Icod par les stratovolcans du Pico Viejo et du Pico del Teide (< 150 ka).



Photo 2.33 - Les ignimbrites et tufs phonolitiques du rebord sud de la Caldera de Las Cañadas (Tenerife) sont corrélés à des phases de subsidence centrale du volcan Las Cañadas et aux formations pyroclastiques "Bandas del Sur" (photo ci-dessous).



Photo 2.34 - Barranco à l'extrême sud de Tenerife (El Medano), formé dans les formations pyroclastiques "Bandas del Sur", issues des dernières phases de subsidence centrale du volcan de Las Cañadas (< 0,7 Ma).

Mais selon J. Marti et A. Gudmundsson (2000), la Caldera de Las Cañadas serait le résultat de trois phases d'activité explosive s'achevant chacune par un effondrement vertical du toit de la chambre magmatique et par une migration vers l'est du stockage magmatique. La morphologie actuelle de la Caldera de Las Cañadas, composée de plusieurs escarpements en arcs juxtaposés, confirme selon ces auteurs l'hypothèse d'effondrements emboîtés d'ouest en est. La différence d'altitude de 200 m entre la partie ouest et la partie est serait le résultat de la coalescence de deux calderas différentes (photo 1.8). Les rebords septentrionaux de ces calderas auraient été emportés par les glissements des flancs nord (qui ne sont donc pas réfutés par J. Marti et A. Gudmundsson).

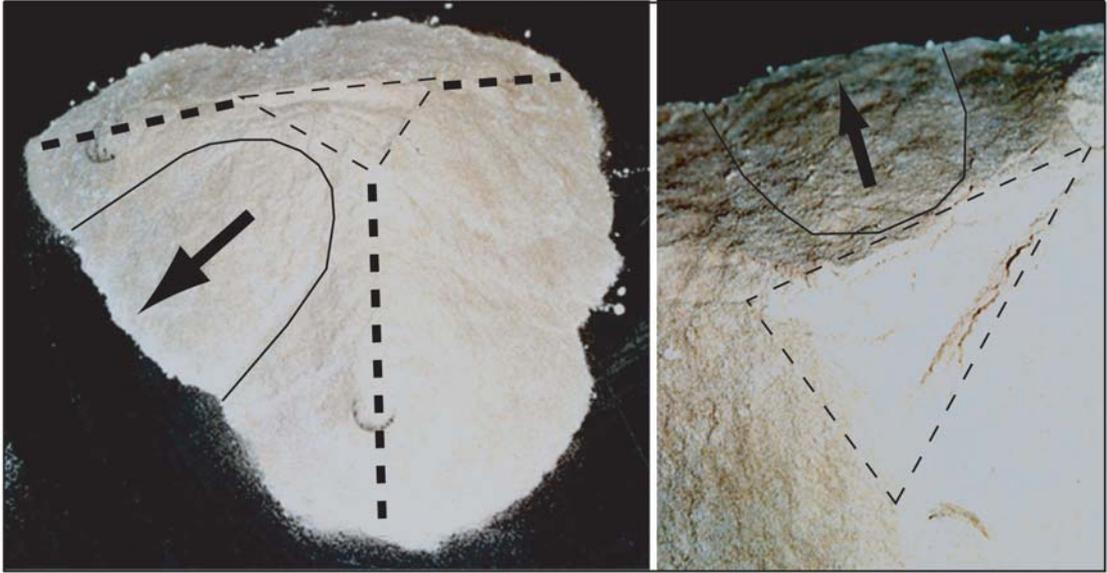
Les effondrements centraux des volcans polygéniques comme Las Cañadas s'accompagnent de la mise en place d'unités pyroclastiques (Gudmundsson, 1988 ; Mc Birney, 1990). Les phases explosives ne sont pas forcément responsables des effondrements centraux. Mais la vidange des chambres magmatiques superficielles et l'effondrement de leur toit ont produit à plusieurs reprises l'émission d'ignimbrites sur les flancs du volcan de Las Cañadas. M.J. Huertas *et al.* (2002) distinguent quatre phases explosives :

1. Les ignimbrites de San Juan de la Rambla (2,1 Ma, flancs nord de Las Cañadas) sont postérieures aux premières phases de destruction du volcan de Las Cañadas (2,6-2,3 Ma). Sur le terrain, elles apparaissent en effet plus récentes que les formations Tigaïga. Les produits des phases explosives suivantes auraient été emportés par les glissements ultérieurs, puisqu'aucune autre formation pyroclastique n'affleure sur les flancs nord de Las Cañadas.

2. La seconde phase explosive (1,8-1,5 Ma) est surtout présente sur les flancs sud-ouest de Las Cañadas. Elle a notamment produit les ignimbrites d'Adeje.

3. Les produits d'une troisième phase affleurent uniquement à l'extrême sud de l'île (Las Américas : 1 Ma).

4. Les formations "Bandas del Sur" (ignimbrites et ponces phonolitiques : 0,7-0,15 Ma) envahissent essentiellement les flancs sud-est de l'île. Elles sont antérieures au glissement Icod et sont évidemment absentes des flancs nord. Le volume de certaines de ces unités pyroclastiques est suffisant pour être corrélé à la formation de petites calderas au sommet du volcan de Las Cañadas (Bryan *et al.*, 1998). On en retrouve d'ailleurs les dépôts, fossilisant de petites vallées sur les rebords de l'actuelle caldera (ignimbrites soudées de Montaña Guajara par exemple).



Photos 2.35 et 2.36 - Expériences de modélisation des glissements des flancs nord de Tenerife. Le silicone réparti en trois branches se rejoignant au centre (pointillés épais) simule l'ascension magmatique et le sable est initialement disposé de chaque côté de ces rift-zones. Un glissement massif (trait continu) se produit entre les deux rift-zones les plus puissantes (nord-ouest et nord-est). Une dépression triangulaire bordée de failles rectilignes se forme au croisement des trois branches (pointillés fins).

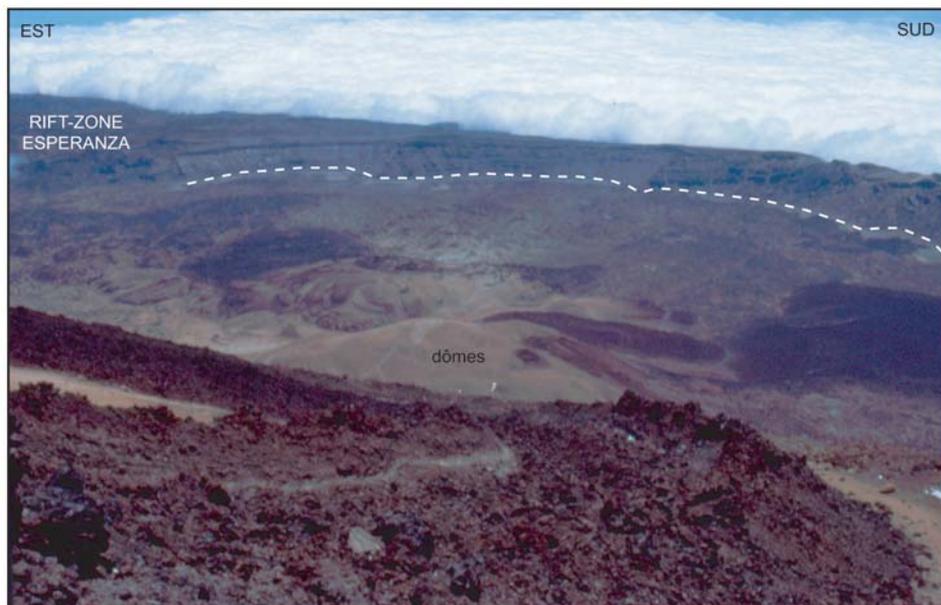


Photo 2.37 - La moitié est de la Caldera de Las Cañadas (Tenerife), depuis le Pico del Teide. La forme multi-lobée du rebord de la caldera est soulignée par les tirets blancs. Au premier plan, une coulée de phonolites noires (obsidiennes) dévalant les flancs du Teide. Le fond de la caldera est envahi par les coulées du Teide et des dômes de Montaña Rajada et Montaña Blanca (sa dernière éruption en 70 BC a recouvert la caldera de ponces phonolitiques).

La cohabitation entre les glissements de flancs et les effondrements centraux à Tenerife est indéniable, au moins pour les deux derniers millions d'années d'évolution du volcan de Las Cañadas.

Nous avons esquissé à Clermont-Ferrand de petites expériences de modélisation à partir de sable, pour les matériaux volcaniques en place, et de silicone pour simuler l'ascension magmatique (photo 2.35). Nous avons disposé le silicone sous le sable, selon trois branches modélisant les rift-zones de Tenerife. Les branches nord-ouest et nord-est sont plus volumineuses car effectivement plus productives. Au bout de quelques secondes se produit un déplacement en masse des flancs nord de l'édifice de sable. Lui succède un effondrement central en forme de triangle, délimité par des trois parois s'intercalant au croisement des trois rift-zones. Des modélisations plus abouties ont déjà évoqué de possibles interactions entre les effondrements centraux et les glissements latéraux sur les volcans boucliers océaniques (Marti *et al.*, 1997 ; Hürlimann *et al.*, 1999), mais sans convaincre pour autant la communauté scientifique. La morphologie des flancs est du volcan bouclier de la Fournaise (La Réunion) évoque aussi la coalescence entre une cicatrice de glissement sectoriel (Le Grand Brûlé), tronquée en amont par une caldera (l'Enclos Fouqué).

Les stratovolcans de Vallehermoso et Roque Nublo ont aussi connu des phases de subsidence centrale. L'accumulation de sédiments lacustres, de tufs et de coulées néphéliniques en système fermé témoigne du remplissage d'une dépression centrale de 4 km de diamètre lors des ultimes phases d'évolution du Roque Nublo (formations Ayacata: Anguita *et al.*, 1991). Les planchers des calderas évoquées par J. Marti et A. Gudmundsson (2000) sont dominés par un *cone-sheet* antérieur à 2,3 Ma, comparable à celui de Vallehermoso. Mais cette phase subsidente n'est curieusement associée à aucune unité pyroclastique.

L'évolution du volcan Las Cañadas est décidément loin d'être totalement élucidée, à travers les relations entre les glissements répétés des flancs nord, les phases de subsidence centrale et les phases explosives. Nous ne sommes toujours pas en mesure d'attribuer à l'un ou l'autre des processus l'origine des parois de la Caldera de Las Cañadas.

2.2.3.3. *Les conséquences isostatiques des déstabilisations*

Les exemples que nous venons d'évoquer, et notamment celui de Las Cañadas, posent la question des conséquences isostatiques d'une déstabilisation récurrente d'un des flancs d'un édifice volcanique en cours de construction. Quelles sont les relations entre les effets isostatiques d'un glissement sectoriel et la poursuite du volcanisme à l'intérieur de sa cicatrice ?

Les études de modélisation des conséquences isostatiques des grandes déstabilisations des volcans boucliers océaniques sont encore rares et peu concluantes. J.R. Smith et P. Wessel (2000) ont modélisé le rebond isostatique rapide faisant suite aux glissements Alike et Nuuanu sur Big Island et Oahu, en fonction d'une épaisseur élastique de la lithosphère comprise entre 25 et 40 km. Les résultats sont compris entre 7 et 17 m pour Big Island, et entre 10 et 23 m pour Oahu. Ces chiffres ne sont pas significatifs car basés sur des volumes de dépôts détritiques sous-marins impliquant plusieurs déstabilisations et non une seule. En analysant les données sur les marqueurs de variation du niveau de base (niveaux marins), nous n'avons pas remarqué de soulèvement significatif après les glissements de la Cumbre Nueva (La Palma), de Garajonay (La Gomera) et du nord de Tenerife. Les variations enregistrées rentrent dans le cadre des variations eustatiques, sauf peut-être dans le cas de la façade ouest des îles orientales (Fuerteventura, Lanzarote). Nous y reviendrons.

Les questions du temps de réaction et du rôle éventuel des réajustements isostatiques post-glissements dans la reprise de l'activité volcanique n'ont jamais été étudiées. Le temps de récupération du système dépendrait finalement du remplissage volcanique et sédimentaire de la zone de rupture (cicatrice). Le volcanisme du Bejenado à La Palma et des séries horizontales à La Gomera contribue à un retour à l'équilibre global du "système île". Ne dit-on pas que "la nature a horreur du vide" ?

Mais ce volcanisme de remplissage est-il la cause ou la conséquence du glissement ? La majeure partie des grands glissements se produisant pendant les phases majeures de construction (bouclier et stratovolcan), les deux solutions ne sont pas exclusives.

2.3. Les paramètres de l'instabilité des îles volcaniques de point chaud

L'instabilité des îles volcaniques de point chaud se manifeste par des déstabilisations massives et instantanées que nous avons évoquées longuement dans les paragraphes précédent. La récurrence spatio-temporelle de ces évènements et leur rôle primordial dans l'évolution morphologique et volcano-tectonique nous invitent à aborder maintenant les paramètres de l'instabilité. Nous distinguerons les paramètres internes au "système île" (paramètres endogènes), des paramètres externes (paramètres exogènes). L'instabilité est dite gravitaire, mais elle est toujours assistée, voire provoquée par un ou plusieurs de ces paramètres.

2.3.1. Les paramètres endogènes

2.3.1.1. *L'ascension magmatique*

L'ascension vers la surface du magma et des fluides associés est le principal facteur de déstabilisation des édifices volcaniques de point chaud. L'activité intrusive représenterait en moyenne 13 % du volume et 30 % de la hauteur d'un édifice volcanique (Annen *et al.*, 2001). L'instabilité engendrée par l'ascension magmatique est à la fois d'origine mécanique et thermique, et s'exprime à toutes les échelles spatiales : d'un simple dyke au soulèvement massif de matériaux sous-marins (La Palma, Fuerteventura). L'intrusion de dykes sur une épaisseur d'un mètre et une longueur d'un kilomètre provoque des pressions mécaniques et thermiques susceptibles de déstabiliser superficiellement un édifice (Elsworth & Day, 1999). Toute intrusion magmatique s'accompagne par ailleurs de circulations hydrothermales responsables d'une altération de l'encaissant. Des fronts argilisés propices aux déstabilisations se développent au niveau des contacts intrusifs (Lopez & Williams, 1993 ; Schiffman & Staudigel, 1994). Les effets de l'altération hydrothermale sont très marqués sur les matériaux du fond de la Caldera de Taburiente et en bordure des *cone-sheet* des Caldera de Tejada et Caldera de Las Cañadas. A Tenerife comme à Gran Canaria, ces zones sont appelées "Los Azulejos" du fait des couleurs inhabituelles prises par les matériaux volcaniques altérés (verts bleutés liés aux oxydes de fer ferrique).

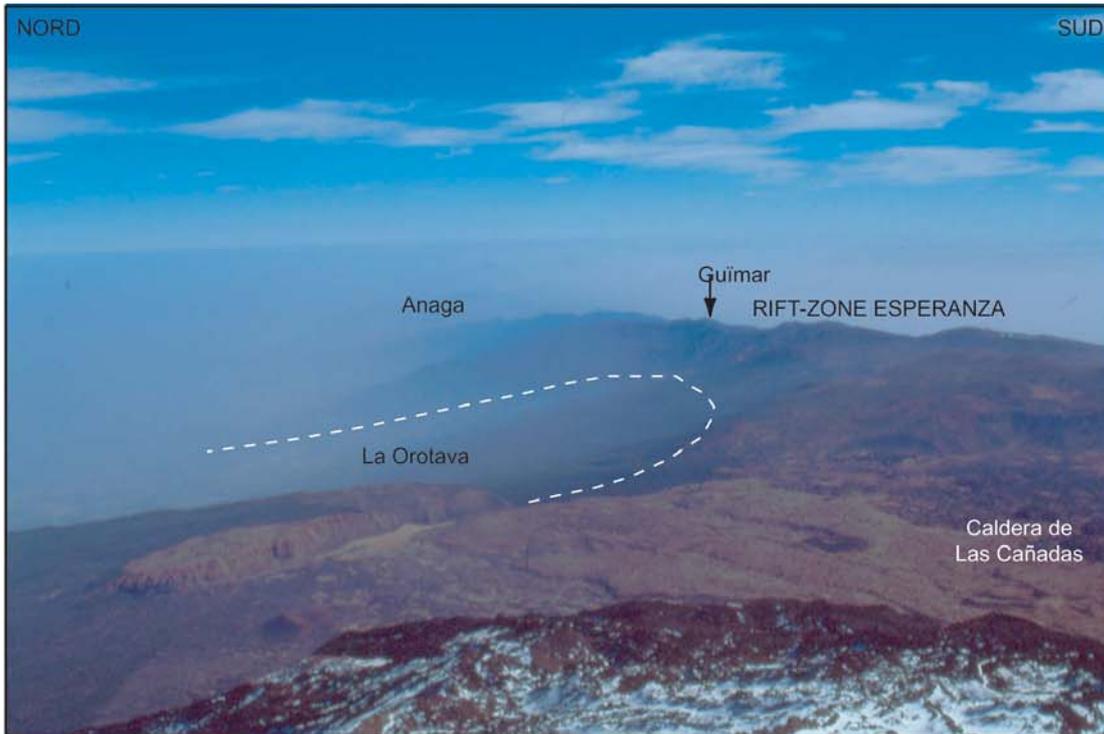


Photo 2.38 - La partie est de Tenerife depuis le Pico del Teide. La direction des glissements sectoriels de Guïmar et de La Orotava est perpendiculaire à l'axe de la rift-zone nord-est de Tenerife (Esperanza).

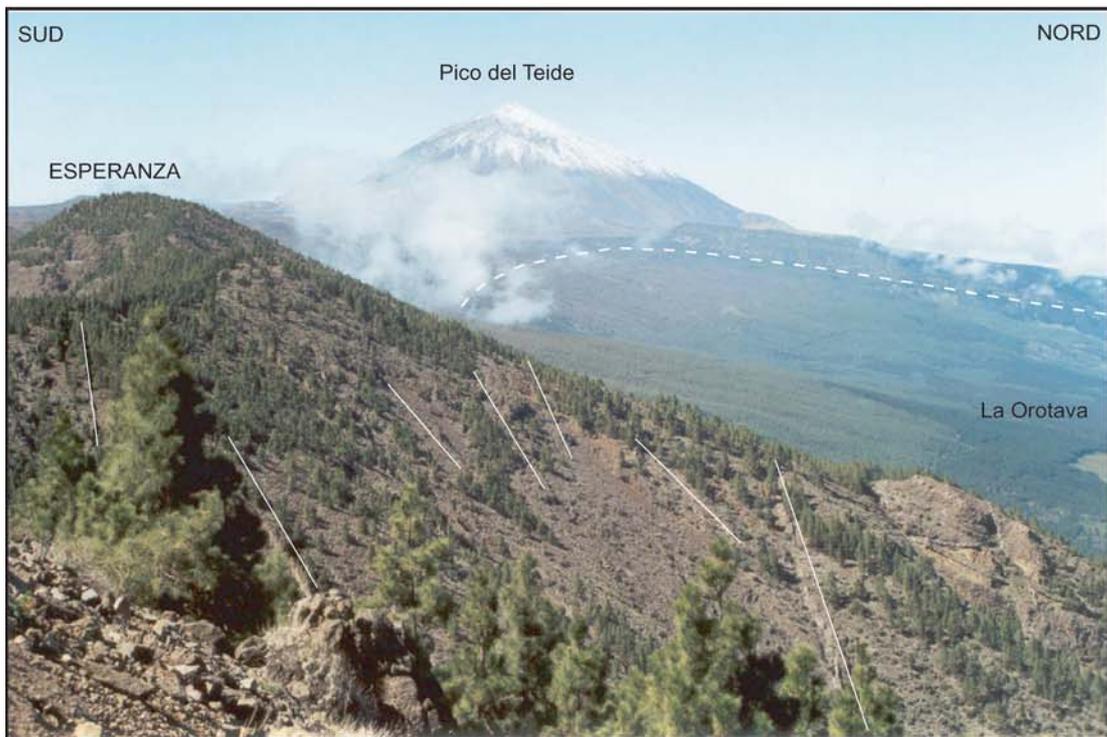


Photo 2.39 - Le même dispositif que la photo précédente, mais vu depuis la rift-zone Esperanza. Les dykes (traits blancs) sont alignés dans l'axe de la rift-zone.

Des intrusions plus importantes de dykes et sills en réseaux, ou encore de cryptodômes sont dès lors capables de créer des surfaces de déstabilisation de pans entiers d'une île. La puissance et la récurrence des intrusions magmatiques subverticales le long des rift-zones créent un champ de contraintes distensives dirigées perpendiculairement aux axes des rift-zones. Ces distensions sont en partie soulagées par le débit des éruptions en surface, mais pas assez pour assurer la stabilité de l'édifice, sauf lors de phases fissurales paroxysmales (Walker, 1992).

Rappelons que la plupart des déstabilisations majeures des Iles Canaries sont dirigées perpendiculairement aux axes des rift-zones (Guïmar, Orotava, Teno, Fuerteventura ouest) ou entre les axes des rift-zone triples (El Hierro, Icod et Roques de Garcia). Les contraintes distensives d'une rift-zone ont tendance à se déplacer avec le temps puisque l'accumulation répétée de dykes refroidis devient un obstacle pour les intrusions ultérieures qui migrent alors en périphérie de l'axe principal. L'instabilité et l'activité volcanique sont alors soit dispersées et généralisées à toute la rift-zone, soit concentrées dans la construction d'un nouvel édifice en "aval" de la rift-zone précédente. C'est le cas des boucliers du Piton de la Fournaise et de Las Cañadas. La répartition et la concentration des contraintes liées à l'ascension magmatique est donc un facteur primordial d'instabilité, pour les rift-zones comme pour les zones centrales des édifices volcaniques.

2.3.1.2. *Le fonctionnement des réservoirs magmatiques*

L'évolution structurale des zones centrales d'un volcan-bouclier dépend en grande partie du fonctionnement des réservoirs magmatiques compris entre 1 et 5 km de profondeur. Les alternances de phases de remplissage et de vidange se traduisent au cœur de l'édifice par des ruptures de l'équilibre isostatique et par la formation de structures d'effondrements (calderas *s.s.*, *pit craters*). Le remplissage d'une chambre magmatique se traduit par une dilatation centrale de l'édifice et par l'apparition ou l'élargissement de fissures. Ces manifestations détectables en surface (extensomètres, mesures au laser) sont souvent les signes précurseurs d'éruptions. La vidange d'une chambre et la migration des voies d'ascension magmatique sont matérialisées en surface par des effondrements centraux et des réseaux de fissures parallèles à l'axe de migration (Siebert, 1984).

La géométrie de ces structures est étroitement liée à la profondeur et à la géométrie de la chambre magmatique sous-jacente. Les volcans-boucliers des îles Galapagos sont à ce titre un exemple édifiant. Leur silhouette s'assimile à celle d'une carapace de tortue : bas-versants concaves aux pentes très faibles, versants convexes très pentus pour des boucliers (15-35°) et sommet aplani avec une caldera quasi-circulaire ou des calderas emboîtées. Outre les fissures radiales, les éruptions se produisent au niveau de fissures concentriques sommitales alimentées par des injections en cone-sheets (Chadwick & Howard, 1991 ; Naumann & Geist, 2000). La plus grande concentration de la production volcanique dans les zones centrales du volcan accentue le phénomène d'intumescence thermique centrale et expliquerait le fait que les calderas des îles Galápagos soient plus larges et plus profondes que celles des îles Hawaï (Munro & Rowland, 1996).

Caldera	Ile	Archipel	Dimensions km	Profondeur m	Surface km ²	Volume km ³	Age
Cerro Azul	Isabela	Galapagos	4,4 x 3,3	480	12		
Sierra Negra	Isabela	Galapagos	9 x 7,2	110	50		
Alcedo	Isabela	Galapagos	7,3 x 6,1	260	35		
Darwin	Isabela	Galapagos	5,7 x 5,4	200	24	2,8	
Wolf	Isabela	Galapagos	6,2 x 5	660	25		
Fernandina	Fernandina	Galapagos	6,5 x 4,7	1120	25	12,4	
Agua de Pau	Sao Miguel	Açores	3 x 2,5	300	6		15 ka
Furnas	Sao Miguel	Açores	7 x 4	350	20		12-10 ka
Mauna Loa	Big Island	Hawaï	4,5 x 2,7	176	10	1	650-700 ans
Kilauea	Big Island	Hawaï	5 x 3,1	140	12	1,4	250 ans
Enclos Fouqué	Réunion	Réunion	13 x 8	300	90		4,7 ka
Santorin	Santorin	Grèce	11 x 7,5	400	70	25	3,6 ka
Tejeda	Gran Canaria	Canaries	20 x 17	1000	270		14 Ma

Tableau 2.8 – Les dimensions des calderas des volcans boucliers océaniques.

Les volumes des calderas des volcans boucliers sont généralement très supérieurs aux volumes de matériaux évacués lors de leur formation (1 à 2 km³ contre 0,1 km³ à Fernandina en juin 1968, Galapagos : Simkin & Howard, 1970). La subsidence massive des zones centrales du volcan, parfois occupées par un lac, perturbe les circulations hydrologiques, emporte en profondeur des matériaux imbibés d'eau et génère des éruptions phréatomagmatiques. Des niveaux de retombées de cendres et de dépôts de déferlantes intercalés entre les coulées de lave attestent également de ce type d'évènement au Kilauea (Hawaï), au Karthala (Grande Comore)

et au Piton de la Fournaise (unités pyroclastiques des Cendres de Bellecombe, associées à la formation de l'Enclos Fouqué, il y a 4,7 ka : Semet *et al.*, 2000). L'activité explosive n'est alors pas responsable de l'instabilité des zones centrales du volcan bouclier. Le principal paramètre demeure le fonctionnement, et notamment les déstockages, des réservoirs magmatiques superficiels.

L'existence de structures d'effondrements centraux est attestée aux Canaries à Gran Canaria (Caldera de Tejeda, caldera du Roque Nublo) et dans une moindre mesure à Tenerife (Las Cañadas) et La Gomera (Vallehermoso). Les dimensions de la Caldera de Tejeda sont exceptionnelles pour un volcan-bouclier océanique. Le rejet vertical des failles listriques délimitant la zone d'effondrement central atteint 1000 m. Trois blocs subsidents ont été identifiés par H.U. Schmincke, 1993). Les émissions d'ignimbrites extra-caldera de Mogan (14-13,4 Ma) et Fataga (13,3-9 Ma) traduisent sur plus de 500 m d'épaisseur de phases brutales de vidange des chambres magmatiques et d'effondrements des zones centrales en une caldera de 20 km de diamètre ((Schmincke, 1967). Le volume considérable et la nature des émissions extra-calderas évoquent plutôt des mécanismes comparables aux calderas des grands stratovolcans des zones de subduction. F.J. Pérez-Torrado (*pers. comm.*) n'écarte d'ailleurs pas la possibilité d'une évolution du bouclier de Gran Canaria en stratovolcan, avant le hiatus majeur et le Roque Nublo.

Outre "l'exception Tejeda", les déstabilisations traduisant l'influence du fonctionnement des chambres magmatiques sont liées aux phases de différenciation magmatique des dômes (nuées ardentes, écroulements de dômes) et surtout des stratovolcans (calderas d'explosion, avalanches de débris). La stabilité d'un stratovolcan est très sensible aux contraintes mécaniques et thermiques exercées par une chambre magmatique. L'altération hydrothermale au contact entre la chambre et son encaissant crée une auréole plastique fragile au cœur même de l'édifice. Son extension aux complexes intrusifs feuilletés en périphérie de la chambre génère de futures surfaces de glissements subhorizontales. L'altération hydrothermale et la croissance de crypto-dômes à magma différencié riche en gaz ont constamment déstabilisé le stratovolcan Roque Nublo, surtout sur ses flancs sud (Pérez-Torrado *et al.*, 1995 ; Mehl & Schmincke, 1999). Mais F.J. Pérez-Torrado *et al.* (2000) ont suivi des dépôts d'avalanches de débris jusqu'à la côte nord de l'île (Cueva del Guincho).

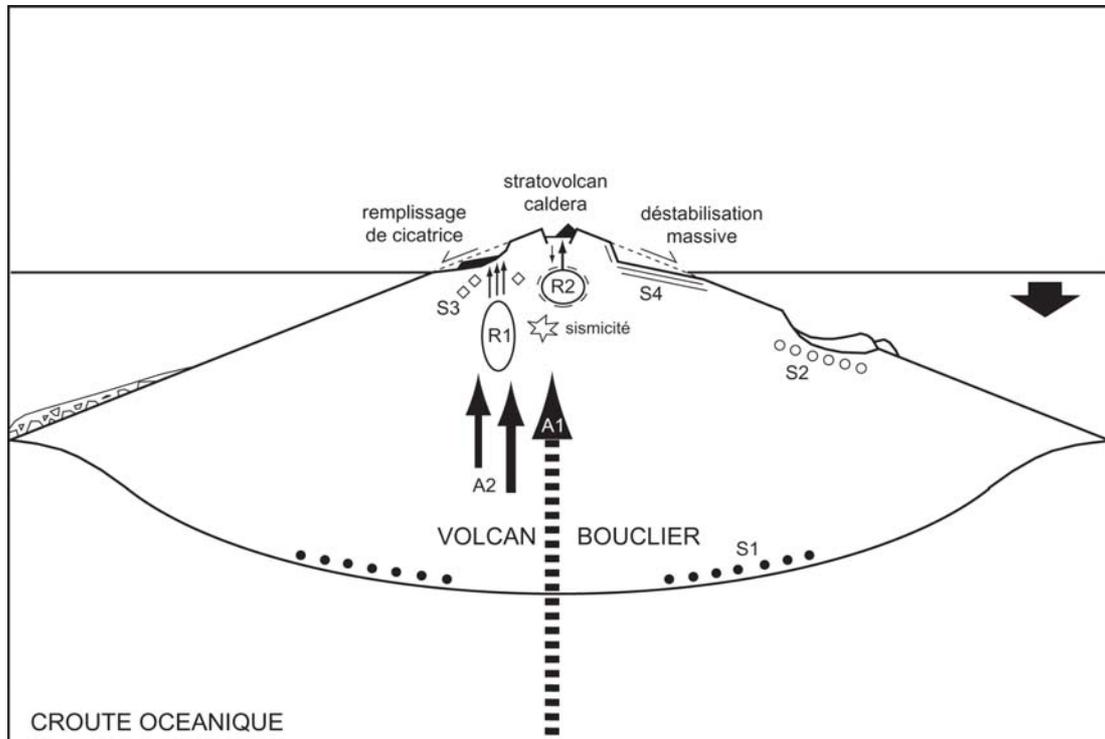


Fig. 2.38 - Les paramètres de l'instabilité des îles volcaniques de point chaud. A : ascension magmatique (A1 : ascension magmatique centrale ; A2 : ascension magmatique en rift-zone) ; R : fonctionnement des réservoirs magmatiques superficiels, avec auréole d'altération hydrothermale (R1 : réservoir magmatique basaltique ; R2 : réservoir magmatique différencié) ; S : surfaces de discontinuité structurale exploitées en surfaces de glissement (S1 : sédiments hémipélagiques ; S2 : dépôts pyroclastiques et détritiques sous-marins ; S3 : matériaux sous-marins soulevés par ascension magmatique ; S4 : dépôts phréatomagmatiques, stromboliens).

2.3.1.3. *La sismicité*

Les archipels de point chaud sont relativement calmes du point-de-vue sismique. Seul Hawaï fait figure d'exception. Big Island et ses alentours ont connu 27 séismes de magnitude supérieure à 5 sur l'échelle de Richter depuis 1960 (Jones *et al.*, 2000), dont un supérieur à 7 (7,3), survenu le 29 novembre 1975 à 9 km de profondeur, sous les flancs sud-est du Kilauea. Tous ces tremblements de terre sont d'origine magmatique. La profondeur des épencentres ne dépasse pas la limite entre la lithosphère et le manteau supérieur (zone de fusion lithosphérique du panache mantellique). La majorité des séismes naissent à des profondeurs inférieures à 10 km, c'est-à-dire au niveau des réservoirs magmatiques. La sismicité participe à la formation de réseaux de fissures pour des secousses supérieures à 5 sur l'échelle de Richter. Les tremblements de terre majeurs (> 7) sont susceptibles de provoquer des déstabilisations instantanées.

Les autres îles de point chaud (Canaries, Cap Vert, Réunion, Société) connaissent très rarement des séismes de magnitude supérieure à 5. Un séisme de 5,1 a été enregistré entre Tenerife et Gran Canaria le 9 mai 1989. La profondeur de l'épicentre (23 km) signale une activité magmatique à la base de la lithosphère, preuve supplémentaire de la dispersion vers l'est de remontées mantelliques secondaires (figure 1.4). La prolongation des pulsions orogéniques du Haut-Atlas vers les Iles Canaries est matériellement impossible pour des raisons que nous avons déjà soulignées dans notre première partie. Toute forme de sismicité le long des failles de propagation envisagées par F. Anguita et F. Hernan (1975) est à exclure. La dorsale médio-atlantique est trop éloignée des Iles Canaries pour que sa sismicité y soit sensible. Les failles transformantes atlantiques, mal déterminées autour des Canaries, sont sismiquement peu actives. Les risques de déstabilisations instantanées liées à la sismicité sont donc quasi-nuls aux Canaries, si l'on en croit les données enregistrées depuis 1960 (Jones *et al.*, 2000). Les multiples petits séismes dus aux mouvements de magma dans les réservoirs superficiels participent cependant à l'ouverture ou à la réactivation de fissures. La concentration spatiale de ces fissures en réseaux orientés pourrait jouer un rôle dans la localisation des faces d'arrachement des grandes déstabilisations. Mais la sismicité n'est l'élément déclencheur que de déstabilisations secondaires (petits effondrements de parois de cratères, glissements dans des dépôts volcanoclastiques non consolidés).

2.3.1.4. *L'accumulation rapide de matériaux volcaniques*

Ce paramètre est en fait indissociable des deux précédents. L'accumulation de matériaux volcaniques sur les flancs d'un volcan crée une surcharge pondérale. Les volcans boucliers de point chaud connaissent effectivement des phases majeures d'activité pendant lesquelles les rythmes d'accumulation par dynamismes fissuraux sont rapides. Dans le cas des rift-zones, les vecteurs de contraintes liées à la surcharge mécanique sont dirigés vers le bas. Les vecteurs de contraintes dues à l'ascension magmatique sont dirigés vers le haut (soulèvement) et surtout, de chaque côté de l'axe de la rift-zone (distension). Cette répartition est favorable aux relaxations latérales instantanées des contraintes accumulées pendant un certain laps de temps.

La décroissance globale des rythmes d'accumulation et de construction volcanique au cours de l'évolution d'une île de point chaud (figure 1.23) explique en grande partie la récurrence des principales déstabilisations lors du stade bouclier (11 des 17 déstabilisations mentionnées dans le tableau 2.3). Les rift-zones d'El Hierro et La Palma ont vu s'accumuler des centaines de mètres de matériaux volcaniques en seulement quelques dizaines de milliers d'années. Il se passe un certain temps de réaction entre l'accumulation des contraintes et leur relaxation brutale. Le glissement de la Cumbre Nueva (La Palma) intervient dans un contexte de décroissance des rythmes d'accumulation au niveau de la rift-zone sud de Taburiente, après une période de construction très rapide (tableau 1.5). Même remarque pour El Golfo (El Hierro). Cette accumulation dans un laps de temps très court, si l'on raisonne à l'échelle de l'évolution globale d'une île, n'est peut-être pas suffisante pour provoquer des déstabilisations de plusieurs dizaines de km³. Malgré sa construction très rapide, la Cumbre Vieja (La Palma) n'a subi aucun événement de ce genre depuis son émergence (130-125 ka). Les failles circulaires ouvertes par l'éruption de 1949 n'ont apparemment pas progressé depuis la mise en place d'un réseau de surveillance (Moss *et al.*, 1999).

Les phases de régénérescence volcanique, exceptionnellement développées aux Canaries, créent également des reliefs instables du fait de leur construction rapide et des processus de différenciation, mais aussi à cause de leurs pentes plus fortes (> 20°) que celles des volcans boucliers classiques. Les meilleurs exemples dont nous

disposons sont ceux de Las Cañadas (Tenerife) et du Roque Nublo (Gran Canaria). L'alternance de dépôts pyroclastiques et de coulées visqueuses confère aux stratovolcans des fortes pentes, proches du profil d'équilibre des téphras, qui favorisent les déstabilisations gravitaires. Mais le déclenchement fait intervenir d'autres paramètres : ascension magmatique, activité sismique, éruptions explosives, surfaces de discontinuité structurale. La pente joue aussi un rôle important dans l'instabilité des volcans boucliers sous-marins, dont les pentes atteignent 35 ° (Loihi, Hawaï), et lors des premières phases de construction des rift-zones. La Cumbre Vieja ne montre cependant aucun signe d'instabilité latente, bien que ses pentes dépassent fréquemment les 15-20°.

Au Piton de la Fournaise (Réunion), la récurrence spatio-temporelle de l'instabilité, achevant chaque phase majeure d'activité volcanique, résulte de l'alternance de phases de construction et de destruction rapides (Lénat & Labazuy, 1990 ; Mairine & Bachélery, 1997). Les déstabilisations majeures se produisent toujours sur les flancs orientaux du volcan bouclier. En effet, l'assymétrie des soulèvements provoqués par les changements de volume dans la chambre magmatique est couplée à une concentration de la surcharge pondérale sur les flancs orientaux du massif ; les rebords amont des anciens glissements faisant office de remparts aux coulées ultérieures (Grand Brûlé / Enclos Fouqué, Plaine des Sables, Rivière Langevin, Rivière des Remparts). L'assymétrie du volcan bouclier s'auto-entretient selon un processus comparable au remplissage récurrent des cicatrices de glissements de Tenerife et d'El Hierro. L'alternance d'accumulation et de déstabilisation récurrentes se reproduit ainsi sur toutes les Canaries occidentales et vraisemblablement sur toutes les îles volcaniques. A cette répartition particulière des contraintes de surcharge s'ajoute la persistance de surfaces de discontinuité entre les séries volcaniques affectées par un glissement et les séries les fossilisant. Ce paramètre fera l'objet de notre prochain paragraphe.

2.3.1.5. *Les surfaces de discontinuité structurale*

La structure des édifices volcaniques canariens est caractérisée par la superposition de niveaux imperméables (coulées compactes) et de niveaux perméables (coulées bréchiques, dépôts pyroclastiques, phéatomagmatiques, détritiques, paléosols, zones d'altération thermique) exploités par les eaux souterraines (infiltrations, circulation hydrothermale). Ces zones saturées en eau réduisent considérablement la cohérence de l'édifice, du fait de la pression hydrostatique (Van Wyk de Vries & Borgia, 1996) et déterminent de futures surfaces de glissements.

Selon des données géophysiques et morphostructurales, un processus actuel de glissement se produirait sur les flancs nord-est du Teide, où des terrains poreux non-saturés (dômes phonolitiques de Montaña Blanca et Montaña Rajada) reposent sur des terrains sous-jacents imperméables (Aubert & Kieffer, 1998). Les stratovolcans ne sont pas les seuls concernés puisque les volcans boucliers canariens produisent des volumes non négligeables de pyroclastites. Les pentes sous-marines à profil concave, entrecoupé de contre-pentes, sont affectées de glissements rotationnels initiés dans les niveaux phréatomagmatiques (Moore & Fiske, 1969). La construction par pulsions volcaniques crée de multiples discontinuités structurales, souvent marquées par des paléosols. Les reprises d'activité débutent souvent par des dynamismes phréatomagmatiques et stromboliens. La surcharge pondérale de coulées accumulées par les éruptions fissurales peut dans certains cas liquéfier les couches pyroclastiques et sédimentaires sous-jacentes. Les dynamismes contrastés des phases de différenciation magmatique sont aussi propices aux discontinuités. Les infiltrations d'eau, mais aussi les remontées d'eau de mer par convection (*endo-upwelling*) exploitent les niveaux perméables et y imposent une pression intersticielle importante. L'hétérogénéité structurale des volcans boucliers canariens accentue ainsi leur instabilité. Les exemples ne manquent pas.

- Les surfaces de glissement des volcans boucliers de La Palma et La Gomera exploitent le contact entre des matériaux sous-marins altérés, perméables et plastiques, et des séries volcaniques subaériennes comportant des coulées imperméables. Le processus a été accentué dès les premières phases de construction des deux îles par le soulèvement central des matériaux sous-marins.

- Les formations explosives rencontrées sur 100 m par les forages et les galeries d'adduction d'eau sous le remplissage volcanique des dépressions côtières de La Orotava et Guïmar (Tenerife) ont alimenté des hypothèses peu crédibles sur l'origine explosive de ces dépressions (Pelletier *et al.*, 1984). Les surfaces de glissements peu inclinées se seraient par contre volontiers développées dans ces produits d'éruptions explosives.

- Malgré des rythmes de construction modestes (tableau 1.4), l'évolution du volcan de Las Cañadas (Tenerife) est corrélée à plus de 500 km³ de dépôts détritiques sous-marins. La distance importante parcourue par l'avalanche sous-marine d'Icod (> 100 km) est due à la forte proportion de blocs de matériel pyroclastique peu dense, venant rappeler la structure composite de l'édifice Las Cañadas. Une relation entre les effondrements centraux et les glissements latéraux, par un processus d'altération hydrothermale et de répartition des eaux d'infiltration le long des *cone-sheet*, a été envisagée (Marti *et al.*, 1997 ; Cantagrel *et al.*, 1999) sans convaincre. Ce paramètre n'est pas à exclure mais n'est envisageable que pour Tenerife. Sur Gran Canaria, les déstabilisations des flancs ouest du bouclier interviennent bien avant la Caldera de Tejeda.

Les surfaces de glissements potentielles sont connues. La géométrie des faces d'arrachement est plus difficile à appréhender, surtout dans le cas des glissements sectoriels. Les faces d'arrachement épousent systématiquement la géométrie des rift-zones à trois branches (El Hierro, Tenerife centre). Mais dans le cas des rift-zones simples, les faces d'arrachements latérales sont franchement perpendiculaires aux axes des rift-zones (Guïmar, Orotava, Teno). Pourquoi certaines faces sont-elles rectilignes et d'autres incurvées ? Faute d'apporter des réponses, nous envisageons un contrôle structural : rift-zones secondaires, réseaux de failles et fissures parallèles, versants abrupts de barrancos fossilisés.

L'instabilité d'origine endogène est faite de l'association de facteurs qui traduisent la construction rapide d'un relief volcanique hétérogène. Sa destruction par des déstabilisations massives intervient pour rétablir par à-coups l'équilibre d'une balance qui penche en faveur de la surcharge lors des stades de construction.

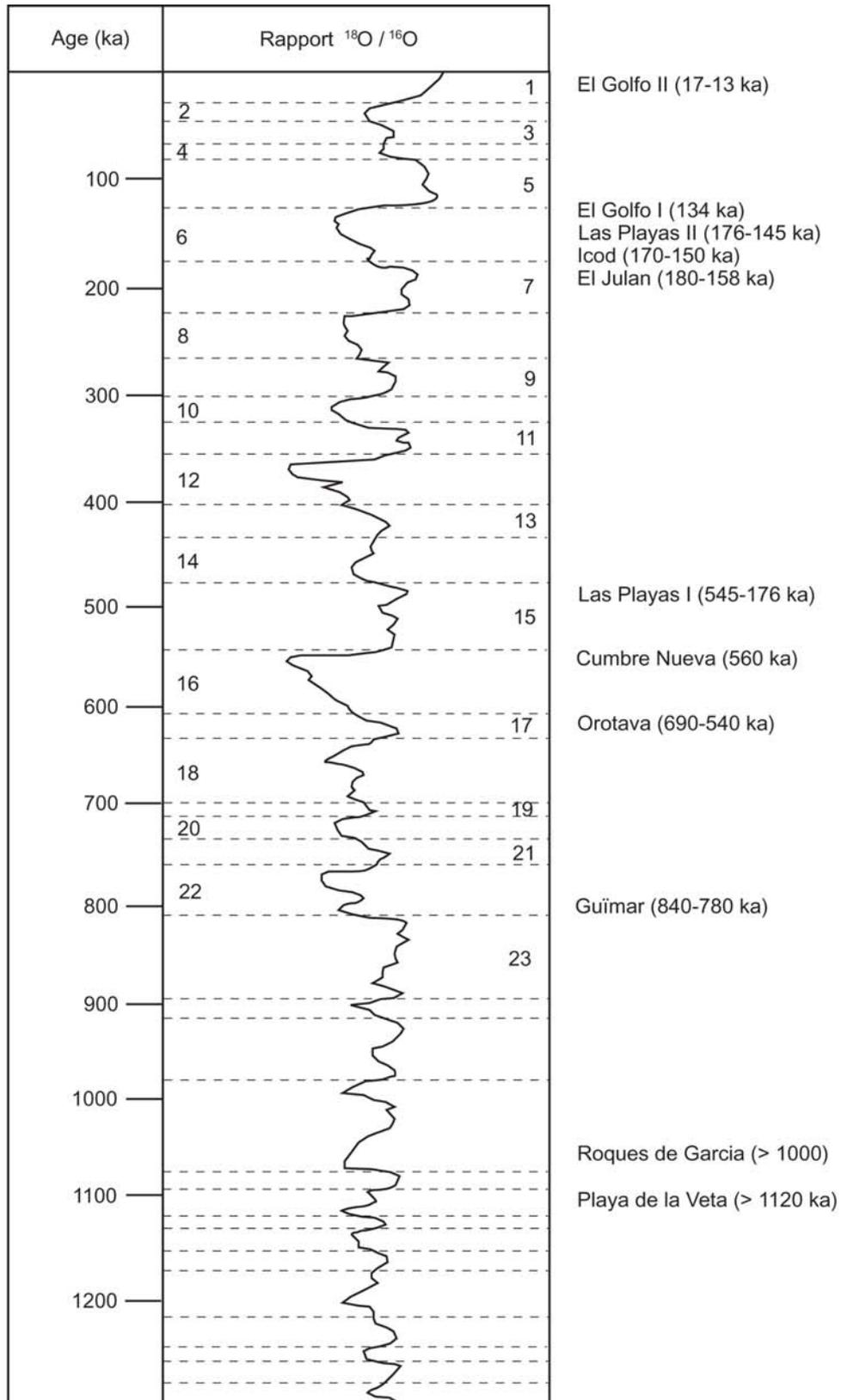


Fig. 2.39 - Evolution du rapport isotopique de l'oxygène (d'après les forages du Pacifique V28-239 analysés par N.J. Shackleton et N.D. Opdyke) et déstabilisations massives aux Iles Canaries. Les numéros pairs sont les stades isotopiques à fort rapport (climat froid, régression marine) et les numéros impairs les stades isotopiques à faible rapport (climat tiède, transgression marine).

2.3.2. Les paramètres exogènes

2.3.2.1. *Le paramètre eustatique : le rôle éventuel des régressions marines*

Les périodes de régression eustatique du Quaternaire stimulent l'érosion des terres émergées par abaissement du niveau de base. Nous en apporteront la preuve dans notre troisième partie. Ce processus pourrait-il aussi accentuer momentanément l'instabilité gravitaire des flancs des îles volcaniques ? L'idée est originale mais la corrélation entre les maxima glaciaires et les déstabilisations massives aux Canaries souffre des âges approximatifs des déstabilisations. Elle est localement contredite par des arguments paléoclimatiques. La figure 2.39 présente la courbe des variations du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, d'après les forages effectués dans les sédiments sous-marins du Pacifique. Les principales déstabilisations massives des Iles Canaries sont mentionnées à titre indicatif.

Le rôle des régressions eustatiques dans l'instabilité des îles volcaniques émane principalement du constat suivant. L'avant-dernier maximum glaciaire (stade isotopique 6) a connu quatre déstabilisations majeures : El Julan (flancs sud d'El Hierro, 180-158 ka), Icod (flancs nord de Tenerife, 170-150 ka), Las Playas II (176-145 ka) et El Golfo I (flancs nord-ouest d'El Hierro, 134 ka). Le glissement sectoriel de la Cumbre Nueva se situe vers la fin du stade isotopique 16 (fort rapport isotopique, régression marine). Les analyses pédologiques des sédiments du Barranco de las Angustias (Martin *et al.*, 1984), postérieurs au glissement, indiquent un climat chaud et humide, caractéristique des périodes "interglaciaire" (stade isotopique 15). Les variations du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ suggèrent une régression lente, puis une transgression rapide. Le glissement de la Cumbre Nueva coïncide avec le maximum glaciaire du stade 16. Les autres déstabilisations mentionnées ne sont pas datées de façon suffisamment précise pour être corrélées à tel ou tel stade isotopique.

Trois exemples viennent contrarier cette idée. Le dernier glissement d'El Golfo intervient au début de la transgression flandrienne (17-13 ka). Les glissements de Playa de la Veta corrélés à la discordance entre les séries Garafia (1,72-1,21 Ma) et les séries Taburiente horizontales (1,12-0,83 Ma) se produisent sur les flancs sud de La Palma au cours d'une période de faible variation du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Enfin, les dépôts du tsunami d'Agate (côte ouest de Gran Canaria), initiés par le

glissement de Guïmar (Tenerife, 840-780 ka) recouvrent par endroits des alluvions comportant des fossiles typiques des épisodes "interglaciaires" aux Canaries. Dans ce contexte, nous n'accorderons aux régressions glacio-eustatiques qu'un rôle éventuel d'accentuation de l'instabilité gravitaire à la périphérie des îles.

H.U. Schmincke (1995) pense que les petites variations eustatiques rapides pourraient affecter le fonctionnement des réservoirs magmatiques superficiels. Les régressions marines réduisent la pression hydrostatique, abaisseraient ainsi le point de fusion du magma, notamment dans le cas des édifices volcaniques sous-marins, et favoriseraient la recrudescence de l'activité volcanique. Or les mouvements internes de magma et l'accumulation rapide de matériaux volcaniques sont des paramètres majeurs de l'instabilité des îles volcaniques. W.J. Mc Guire *et al.* (1997) notent une certaine coïncidence entre les régressions marines les plus rapides et l'augmentation du volcanisme explosif en Méditerranée. Le contexte eustatique serait alors un paramètre indirect, par le biais de son influence sur les réservoirs magmatiques, de l'instabilité des îles volcaniques.

L'application de ces idées aux Canaries se heurte au fonctionnement en ligne double des deux îles dont le volcanisme s'inscrit entièrement dans la période des variations eustatiques quaternaires, à savoir El Hierro et La Palma. Les deux îles connaissent des phases de construction rapide par alternance, selon un modèle présenté dans notre première partie (paragraphe 1.1.2.3). Chaque île considérée à part, aucune corrélation entre les phases volcaniques majeures et les régressions marines n'est décelable. Le volcanisme quaternaire des autres îles est trop ponctuel pour être significatif d'une éventuelle influence des variations eustatiques.

Toute influence indirecte des variations eustatiques sur l'instabilité des îles volcaniques reste à démontrer. De grands glissements se sont produits sur les flancs des îles Canaries au Pliocène (La Palma, Tenerife) et au Miocène (Gran Canaria, Fuerteventura, Lanzarote), avant que le Quaternaire n'introduise sa variabilité climatique comme possible facteur de l'instabilité. N'est-ce pas finalement faire trop preuve d'"actualisme" que d'extrapoler les courtes séquences du Quaternaire (10 à 100 ka sur 1,6 Ma) à l'évolution d'un archipel depuis plus de 20 Ma ?

2.3.2.2. *Le paramètre climatique*

La saturation en eau est un paramètre essentiel des glissements de terrain. La structure des Iles Canaries comporte de multiples discontinuités structurales exploitées par les circulations d'eau souterraine. La saturation en eau tend à diminuer les contraintes de cisaillement au niveau de ces discontinuités. Mais dans un contexte où les paramètres volcaniques (endogènes) priment et où les déstabilisations impliquent des pans entiers d'îles, quelle place tient le paramètre climatique ?

Le climat actuel des Iles Canaries est de type subtempéré à subtropical océanique. Les contrées sahariennes situées à la même latitude (sud du Maroc, Algérie etc.) subissent un climat tropical chaud et sec (aride à hyper-aride). La douceur et la diversité du climat des Canaries résultent de la conjonction de trois facteurs (Huetz de Lemps, 1969) :

1. les remontées d'eau froide profonde au niveau de la marge africaine...
2. ...sont entraînées d'est en ouest par les alizés, vents dominants soufflant du nord-est vers le sud-ouest (les alizés prennent à cette latitude leur virage vers l'ouest et les Caraïbes).
3. Ces alizés chargés en humidité de l'océan viennent s'accumuler contre les reliefs montagneux des façades nord des îles (altitude > 1000 m).

Le climat est donc plus sec sur les façades sud, les nuages restant souvent bloqués au nord (surtout en été quand la "mer de nuage" est quasiment permanente). C'est à Tenerife que le contraste est le plus saisissant : à peine 100 mm de précipitations annuelles sur la pointe sud de l'île, contre 1000 mm dans les fonds de vallées de la façade nord et dans le Massif de l'Anaga. La différence bio-climatique entre les façades nord et les façades sud est évidente sur les images satellitaires de Tenerife et La Gomera (figure 2.40). Mais la répartition contrastée de l'humidité est certainement nuancée par la redistribution des infiltrations d'eaux météoriques le long des couches perméables. D'autre part, le régime des alizés et l'opposition bio-climatique nord / sud ne sont valables qu'à l'échelle du climat actuel. Toute extrapolation à l'échelle du Quaternaire serait forfuite.

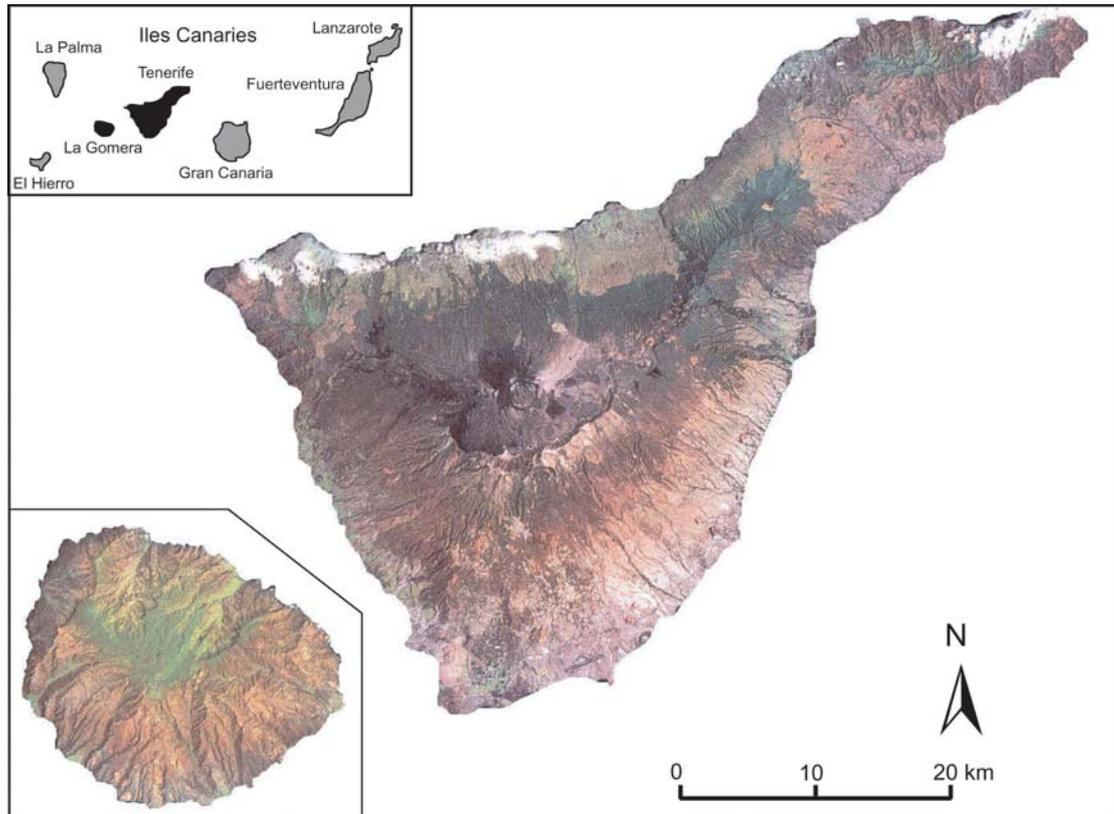
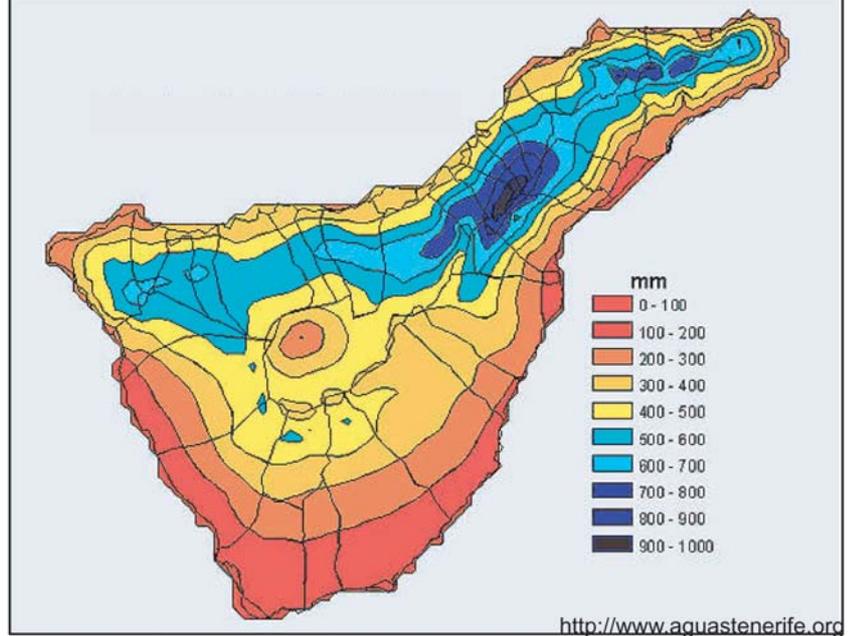


Fig. 2.40 - Images LANDSAT colorisée de Tenerife et La Gomera, et carte des moyennes pluviométriques annuelles à Tenerife.



La majorité des déstabilisations majeures reconnues sur Tenerife affectent sa façade nord (Teno, Taganana, Roques de Garcia, Orotava, Icod). Mais le glissement sectoriel de Guïmar (côte sud-est de Tenerife) et la répartition des principales déstabilisations des autres îles rappellent la prédominance des paramètres liés au volcanisme.

Quelle que soit leur orientation par rapport aux alizés, les versants montagneux sont exposés à des épisodes de fortes pluies hivernales dont la durée n'excède pas une semaine. Ces pluies provoquent des inondations dans les zones habitées (multiplication des surfaces imperméables artificielles) et sont associées à des effondrements et glissements de terrain. Les volumes impliqués sont de quelques millions de m³ et sont mobilisés instantanément (Cuevas Blancas, côte nord de La Gomera : 10 millions de m³ en 1949) ou en plusieurs jours (Rosiana, barranco de Tirajana, Gran Canaria : 3 millions de m³ du 16 au 26 février 1956). D'après les données pluviométriques, A. Lomoschitz et J. Corominas (1997) évaluent à 250 ans la récurrence de l'épisode pluvieux de février 1956 à Tirajana¹. Le glissement de Rosiana a débuté deux jours avant même la fin des fortes pluies et s'est poursuivi les huit jours suivants. Des mouvements de terrain plus modestes se sont produits autour de Rosiana en 1879, 1921 et 1923, toujours à l'occasion d'épisodes pluvieux hivernaux.

Les cicatrices de glissements comme celui de Rosiana ou d'effondrements comme celui des Cuevas Blancas sont fréquentes sur les versants des barrancos et sur les falaises de toutes les îles. Ces évènements mobilisent des volumes très largement inférieurs aux déstabilisations abordées précédemment ($\times 10^6$ km³). Leur récurrence (quelques dizaines, centaines d'années) les intègre à un processus de recul des falaises et des versants sur le long terme. Les échelles temporelles et volumiques sont différentes. C'est pourquoi nous ne les incluons pas dans le cadre de la destruction massive.

L'échelle de temps des observations récentes ne permet aucune conclusion quant au rôle du climat dans l'occurrence de grandes déstabilisations dont la récurrence est de plusieurs dizaines, voire centaines de milliers d'années.

¹ 622 mm en février 1956, dont 273 mm en 24 h (14 février), alors que la moyenne mensuelle du mois de février est de 75 mm pour la période 1951-1990.



Photo 2.40 - La cicatrice de l'effondrement de Cuevas Blancas, en 1949 (côte nord de La Gomera). De telles cicatrices sont fréquentes sur les falaises des édifices anciens (Teno, Anaga, Gran Canaria). Ce sont des petites déstabilisations qui, bien qu'instantanées, s'inscrivent dans un processus de destruction sur le long-terme.



Photo 2.41 - Glissements de terrain rotationnels dans le Barranco de Valsequillo (Gran Canaria). Le rôle du paramètre climatique n'est démontré que pour ces déstabilisations secondaires, et non pour les grands glissements sectoriels de plusieurs dizaines de km³.

Un autre aspect est celui de la variabilité climatique du Quaternaire. Les variations glacio-eustatiques se traduisent en effet par des variations climatiques plus ou moins sensibles suivant les stades isotopiques et suivant les îles. L'étude morphopédologique des terrasses alluviales de La Palma (Martin *et al.*, 1984 ; Pomel, 1986) met en évidence des alternances climatiques directement liées aux variations glacio-eustatiques quaternaires.

- Les stades de faible rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (interglaciaire, transgression marine) sont caractérisés par des climats tropicaux à subtropicaux peu contrastés, voyant se renforcer le couvert végétal sur des sols ferrallitiques. Les précipitations, réparties sur toute l'année, favorisent l'alimentation des nappes phréatiques. Les infiltrations d'eau de mer par *endo-upwelling* sont renforcées par les transgressions marines.
- Les stades de fort rapport isotopique (glaciaire, régression marine) connaissent un assèchement climatique vers des climats subtropicaux contrastés à sols ferrallitiques. Les épisodes pluvieux sont torrentiels et peuvent déclencher de petits mouvements de terrain. Le ruissellement superficiel est renforcé par la réduction du couvert végétal et la formation d'encroûtements de surface. Une grande partie des eaux météoriques repart à la mer ou est perdue par évaporation. Le déficit hydrique en surface se traduit aussi par un déficit hydrologique en profondeur. Les surfaces de discontinuités structurales ne sont donc pas saturées en eau.

Les surfaces de discontinuité structurale sont finalement davantage susceptibles de devenir de surfaces de glissement lors des épisodes "interglaciaires". Bien qu'étant profondément liés à l'échelle du Quaternaire, le contexte eustatique et le contexte climatique interviendraient tour à tour dans les déstabilisations massives des Iles Canaries : les régressions marines lors des épisodes "glaciaires" et les infiltrations d'eaux météoriques lors des épisodes "interglaciaires". Mais n'y a-t-il pas de décalages entre les variations eustatiques, la recharge ou la vidange hydrologique des nappes et une éventuelle recrudescence de l'instabilité ? Difficile de contrôler ces temps de réponse pour une période où les séquences morphoclimatiques durent quelques milliers d'années.

La conjonction de plusieurs facteurs rend difficile la distinction du rôle de chacun. Les paramètres endogènes sont bien les réels moteurs des déstabilisations massives des îles volcaniques de point chaud. Les paramètres exogènes ne sont pas déterminants et leur réelle influence demeure ambiguë.

2.3.3. Conclusion

Aucun glissement sectoriel comparable à ceux évoqués dans ce chapitre n'a jamais été observé *de visu* sur les flancs des volcans boucliers océaniques. Ceci explique sans doute les difficultés et les interrogations que suscitent encore ces grandes déstabilisations.

Nous avons dressé un tableau des dépôts et des formes qui leur sont associés. La corrélation entre les volumes emportés et les volumes déposés est envisageable si l'on dispose de moyens d'estimation de l'érosion et des remaniements sédimentaires ultérieurs. La principale inconnue demeure le volume de matériaux sous-marins incorporés par les avalanches de débris des glissements sectoriels (sédiments sous-marins, portions de flancs immergés).

En comparant l'évolution des rythmes de construction (figure 1.27), du volume émergé des îles et du volume total de dépôts détritiques sous-marins (figure 2.20), nous avons constaté un certain parallélisme entre le volume émergé des îles et les rythmes de construction, malgré les importants volumes impliqués par les déstabilisations majeures. Sur le long terme leur rôle est finalement plus qu'une simple ablation directe. Elles participent à une redistribution des volumes créés par le volcanisme, vers les fonds sous-marins.

Pour la partie émergée, les conséquences directes des grandes déstabilisations sont éphémères du fait du volcanisme. La diversité dans l'évolution morphologique et volcanique des cicatrices, illustrée par deux exemples précis (Cumbre Nueva à La Palma et Garajonay à La Gomera), résulte surtout de la répartition, de l'importance et de la nature du volcanisme de remplissage. La grande majorité des déstabilisations massives sont en effet contemporaines du stade bouclier, caractérisé par des rythmes de construction volcanique élevés. Leur récurrence participe à une relaxation par à-coups des contraintes d'ascension magmatique et d'accumulation de produits volcaniques. Leur caractère instantané ne doit pas faire oublier qu'elles s'inscrivent dans un processus de rééquilibrage entre les rythmes de construction et de destruction. L'échelle de temps est celle du long-terme (x Ma). La destruction des nouveaux reliefs volcaniques, sans cesse contrecarrée par le volcanisme lors des principales phases de construction, s'exprime alors sous une forme instantanée et massive. Mais elle s'exprime aussi sous une autre forme.

Troisième partie :

LES RYTHMES DE DESTRUCTION SUR LE LONG TERME

Intégrées à la destruction sur le long terme, les déstabilisations instantanées sont les manifestations les plus importantes en termes de volumes emportés et déposés. Les forages ODP réalisés sur les talus volcanoclastiques de Gran Canaria (Leg 157) sont constituées à 10-20 % de dépôts issus de déstabilisations massives (avalanches de débris) et de panaches pliniens (stratovolcans de Gran Canaria et Tenerife). Les 80 % restants sont des niveaux de turbidites, de coulées pyroclastiques et de coulées de débris se prolongeant en mer (Sumita *et al.*, 2001). Parmi ces 80 %, une part non négligeable consiste en remaniements instantanés ou ultérieurs des dépôts d'avalanches de débris. Mais plus de 50 % des dépôts proviennent de l'érosion des édifices volcaniques, à des rythmes qui ne sont pas instantanés.

Le modèle "classique" d'évolution des îles de point chaud ne fait intervenir l'érosion que lorsque cesse la construction volcanique. Il n'y a en fait pas de "stade d'érosion". Celle-ci est présente dès l'émersion. Elle est même d'autant plus stimulée et puissante que la construction volcanique est rapide.

Les formes subaériennes les plus évidentes de cette érosion sont les barrancos. Ils sont les lieux de transits privilégiés des produits de l'érosion, de l'édifice volcanique aux pentes sous-marines. D'El Hierro à Fuerteventura, l'évolution morphologique et les rythmes d'érosion des barrancos sont intimement liés à la répartition et aux rythmes de construction volcanique, des simples ravines aux vallées-amphithéâtres et aux reliefs de *cuchillos*.

A Fuerteventura et Lanzarote, les reliefs de faible envergure sont l'aboutissement du démantèlement des grandes structures des édifices volcaniques. Reconstituer leur construction et leur destruction relève de "l'enquête scientifique". Les phases de régénérescence volcanique fournissent les principaux indices.

Les faibles rapports volume émergé / volume total des îles orientales (1,3 %) traduisent la redistribution, à des rythmes variés, des matériaux de l'île aux fonds océaniques depuis plus de 15 Ma. Mais qu'en est-il de la réduction de la surface de l'île et de sa submersion ?

3.1. Les rythmes d'érosion et l'évolution morphologique des barrancos

3.1.1. Une approche quantitative des barrancos

3.1.1.1. *Méthodologie*

De part leurs dimensions importantes, les barrancos sont inévitables dans le paysage des Iles Canaries. Les discussions sur l'origine des grandes vallées radiales de La Palma et Gran Canaria (Bory de St Vincent, 1803 ; Von Buch, 1825 ; Lyell, 1855) ont progressivement généralisé l'emploi du terme "barranco" à toute forme d'incision façonnée dans un relief volcanique, quelles que soient ses dimensions (Cotton, 1952 ; Derruau, 1988). Les barrancos sont des entités naturelles qui, en milieu insulaire, correspondent souvent à des bassins versants, avec des affluents et de multiples ravins adjacents, des ruptures de profil longitudinal et transversal, et des formes d'amphithéâtres en amont. Pour mener une étude statistique des barrancos, nous avons regroupé six paramètres pour 122 barrancos répartis sur les sept îles (annexe 2). La méthode semble réductrice quand on connaît la complexité morphologique et structurale des barrancos, mais, couplée à une bonne connaissance du terrain, une approche quantitative apporte une vision synthétique intéressante.

- La longueur (L) des barrancos a été mesurée sur des cartes au 1/30000^e, 1/25000^e, voire 1/5000^e selon les secteurs, à l'aide d'un curvimètre, en suivant le fond du barranco (et non les pointillés et lignes bleues symbolisant l'écoulement, souvent dévié par les aménagements hydrauliques). Nous avons systématiquement retenu le tracé de plus grande longueur en cas de confluence. La mesure s'arrête en amont lorsque l'incision n'est plus visible sur les contours des courbes de niveau.

- Nous avons aussi mesuré le tracé simplifié des barrancos sur des cartes à plus petite échelle (1/50000^e, 1/75000^e). Ce paramètre est qualifié de "droite" (D).

- La sinuosité (S) est déduite des deux paramètres précédents. Il s'agit d'un coefficient donné par le calcul suivant : $S = (L / D \times 100) - 100$. Les résultats sont compris entre 3 et 62. Plus le coefficient est grand, plus le barranco est sinueux.

- La largeur (l) correspond à la largeur maximale du barranco, mesurée sur les mêmes cartes que pour L. Il a fallu au préalable délimiter les interfluves. Considérant les difficultés liées aux ruptures de pente des versants, nous avons vérifié sur le terrain la validité de certains cas litigieux. Nous n'avons pas éliminé les amphithéâtres en amont de certains barrancos car ils font partie de leur évolution.

122 barrancos

R	L	P	I	S	T
L	1				
P	0,24	1			
I	0,45	0,75	1		
S		0,18	0,12	1	
T	-0,03	0,39	0,57	0,02	1

barrancos < 3 Ma

R	L	P	I	S	T
L	1				
P	0,42	1			
I	0,62	0,75	1		
S		0,09	0,12	1	
T	0,46	0,47	0,69	0,21	1

barrancos 3-6 Ma

R	L	P	I	S	T
L	1				
P	0,51	1			
I	0,75	0,69	1		
S		0,16	0,03	1	
T	-0,36	0,00	-0,29	0,07	1

barrancos > 6 Ma

R	L	P	I	S	T
L	1				
P	0,11	1			
I	0,38	0,69	1		
S		0,30	0,53	1	
T	0,16	0,00	0,42	0,43	1

Tableau 3.1 – Coefficients de corrélation entre les caractéristiques de 122 barrancos des Iles Canaries. Les coefficients supérieurs à 0,5 sont indiqués en gras.

- La profondeur (P) représente la profondeur maximale mesurée, en un même endroit, entre le fond du barranco et le sommet de ses parois. Cette mesure nécessite de nombreuses vérifications sur le terrain, au moyen d'un altimètre et d'un GPS, du fait des irrégularités de surface invisibles sur la carte (crêtes au relief découpé, points culminants non cotés, ruptures verticales du profil longitudinal). La profondeur est parfois faussée par des coulées fossilisant le fond du barranco sur quelques mètres d'épaisseur, notamment lors des phases de régénérescence volcanique.

- Le temps de formation du barranco (temps T) est traditionnellement donné par l'âge des dernières coulées qu'il incise (Lageat & Goër de Herve, 1991). Parmi les nombreuses datations disponibles pour l'archipel, nous avons retenu de préférence les datations effectuées avec H. Guillou¹ dans un souci d'uniformité des résultats. Les barrancos ne bénéficiant d'aucune datation proche ou fiable ont été écartés. La vitesse d'incision linéaire est ensuite donnée en divisant la profondeur (P) du barranco par son âge (T). L'omniprésence des écoulements intra-vallées rend indispensable la comparaison avec le terrain et les cartes géologiques 1/25000^e disponibles. Par exemple, les trois quarts des barrancos de Gran Canaria sont postérieurs au stratovolcan Roque Nublo ou aux phases de régénérescence (< 5,5 Ma), dont les produits fossilisent d'anciens barrancos miocènes.

3.1.1.2. Résultats : corrélations entre les paramètres

Le but de notre étude statistique est d'abord de rechercher d'éventuelles corrélations entre les six paramètres pris en compte. Nous avons calculé les coefficients de corrélation pour l'ensemble de la série (tableau 3.1), en distinguant aussi trois catégories de barrancos :

1. Les barrancos dont la formation est postérieure à 3 Ma. Cette catégorie regroupe les barrancos d'El Hierro, de La Palma, du centre de Tenerife (Las Cañadas) et quelques barrancos de Gran Canaria (phases de régénérescence).
2. Les barrancos dont l'âge est compris entre 3 et 6 Ma, c'est-à-dire à La Gomera, dans les édifices anciens de Tenerife (Teno, Anaga) et les barrancos postérieurs au Roque Nublo pour Gran Canaria.
3. Les barrancos de plus de 6 Ma, à Gran Canaria, Fuerteventura et Lanzarote. Cette catégorie est plus restreinte que les deux précédentes car les barrancos de cet âge se prêtant à une estimation des six paramètres sont rares (15 barrancos).

¹ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS Gif-sur-Yvette

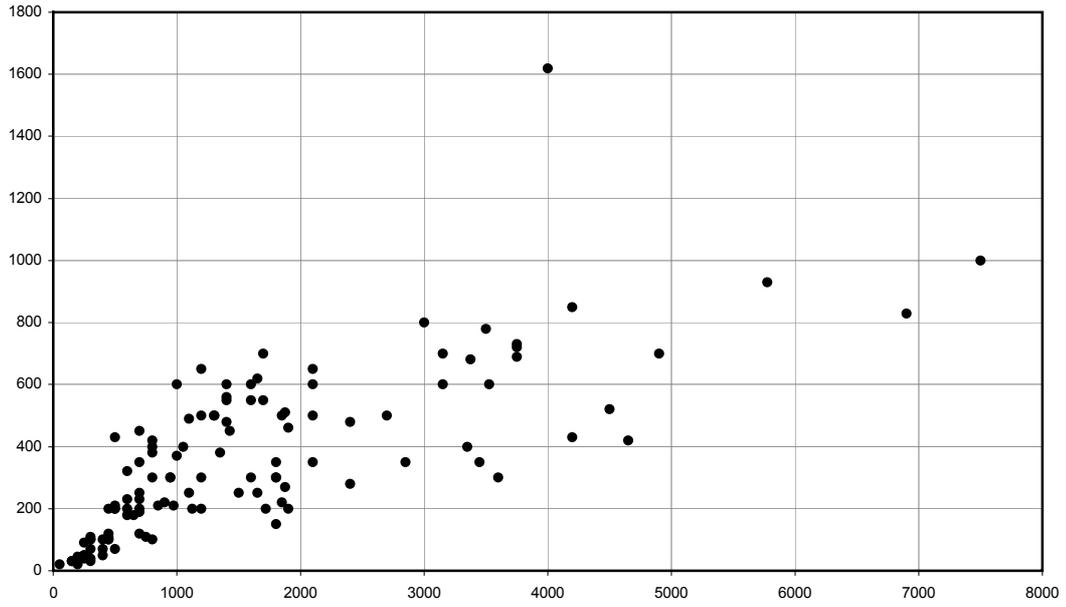


Fig. 3.1 - Relation entre la largeur (en m, en abscisses) et la profondeur (en m, en ordonnées) de 122 barrancos des Iles Canaries.

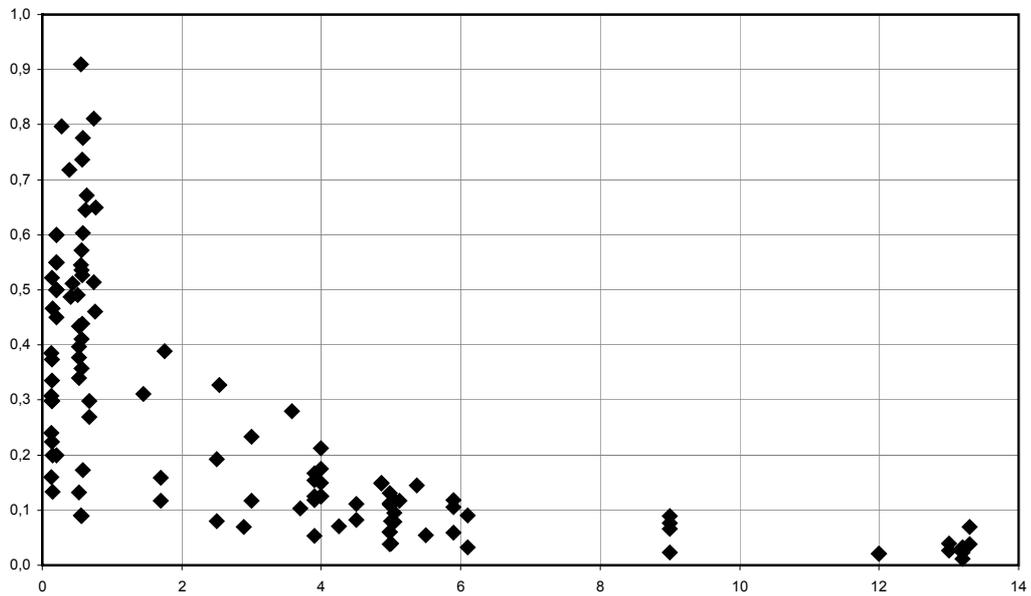


Fig. 3.2 - Evolution des vitesses d'incision linéaire des barrancos des Iles Canaries (en m/ka, en ordonnées) en fonction du temps (en Ma, en abscisses).

Sur l'ensemble de la série (122 barrancos), les meilleurs coefficients de corrélation sont de 0,75. Une telle valeur est modeste mais nettement au-dessus de la moyenne générale des coefficients (0,3). La catégorie des barrancos de moins de 3 Ma présente les meilleurs coefficients (0,43 en moyenne avec trois coefficients supérieurs à 0,6). La largeur est le paramètre donnant les meilleurs coefficients de corrélation : plus de 0,6 avec la profondeur et la longueur dans les trois catégories, sauf pour les barrancos de plus de 6 Ma où les relations L/P et l/L ne sont pas évidentes. Portées sur un graphique, les mesures de largeur et de profondeur montrent que la bonne relation entre ces deux paramètres se détériore avec l'élargissement du barranco (figure 3.1). Cette tendance est très légèrement corrigée en adoptant une échelle logarithmique pour la largeur. Les coefficients calculés entre la longueur et les autres paramètres sont très inégaux. La longueur dépend en effet en grande partie de l'agrandissement de l'île par construction volcanique. La relation est envisageable entre la longueur et la largeur, et éventuellement entre la longueur et la profondeur pour les barrancos ayant entre 3 et 6 Ma.

Le paramètre T (temps) donne des résultats surprenants. Les corrélations l/T et P/T ne sont envisageable que pour les barrancos de moins de 3 Ma. Elles sont très mauvaises pour les autres barrancos (coefficients < 0,4), notamment pour P/T. Les vitesses d'incision linéaire (P/T) et d'élargissement (l/T) présentent parfois des valeurs surprenantes, très éloignées de la moyenne. Difficile de les ignorer pour autant. Certaines valeurs "aberrantes" sont dues à la méthode adoptée, qui reste la seule valable jusqu'à présent. Mais l'objectif principal n'est pas de proposer 122 valeurs de vitesses d'approfondissement (incision linéaire) et de vitesses d'élargissement, mais plutôt de proposer une évolution de ces vitesses avec le temps (P/T² et l/T²), c'est-à-dire des rythmes. Les figures 3.2 et 3.3 montrent une uniformisation et une décroissance des rythmes d'approfondissement et d'élargissement des barrancos avec le temps, selon une tendance parabolique. Les vitesses d'élargissement supérieures à 3 m/ka et les vitesses d'incision supérieures à 1 m/ka ne sont pas mentionnées car elles concernent des vallées dont l'essentiel du volume est produit par des phases de destruction instantanée (avalanche de débris du Roque Nublo, Caldera de Taburiente).

La sinuosité est le paramètre pour lequel les coefficients de corrélation sont les plus faibles. Nos observations de terrain montrent que la sinuosité dépend avant tout de paramètres lithologiques et structuraux. Nous ne retenons que la possibilité d'une corrélation positive entre la sinuosité et la largeur des barrancos de plus de 6 Ma.

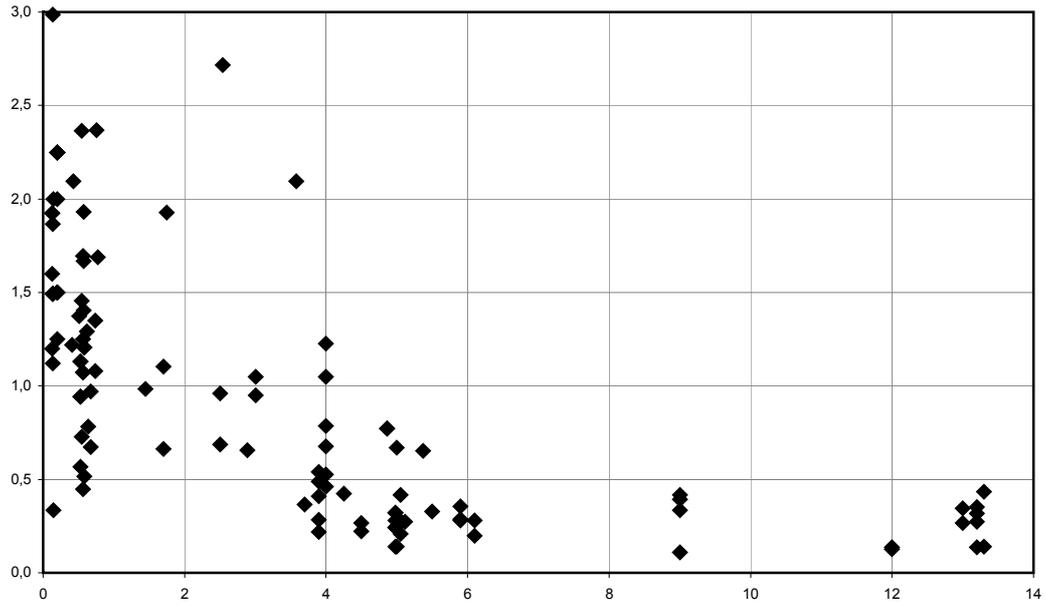


Fig. 3.3 - Evolution des vitesses d'élargissement des barrancos des Iles Canaries (en m/ka, en ordonnées) en fonction du temps (en Ma, en abscisses).

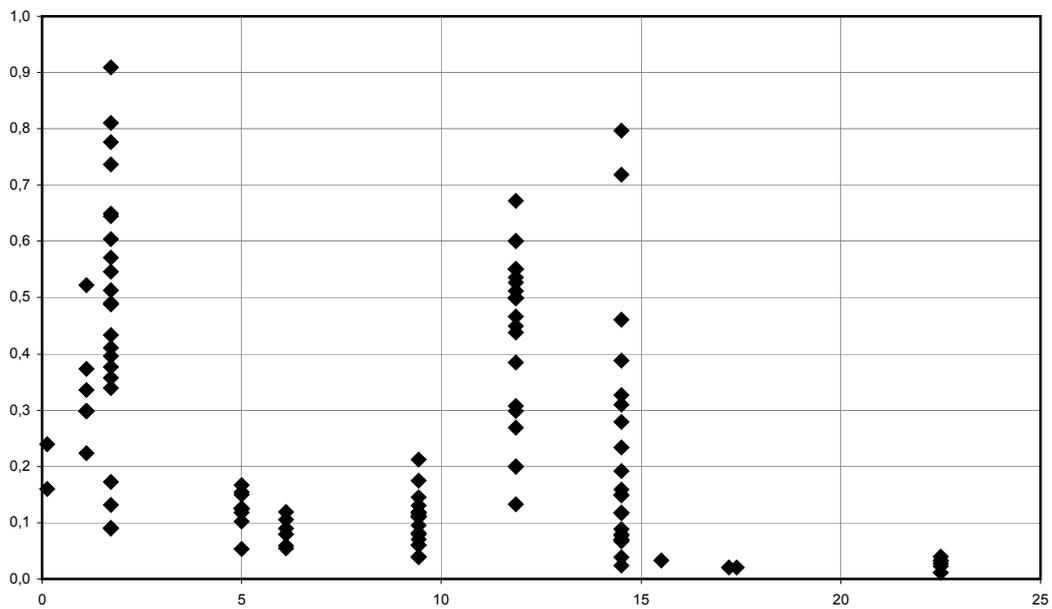


Fig. 3.4 - Evolution des vitesses d'incision linéaire des barrancos des Iles Canaries (en m/ka, en ordonnées) en fonction de l'âge des édifices volcaniques (Ma).

3.1.1.3. Discussion : apports et limites de l'approche quantitative

Les résultats de notre approche quantitative remettent en cause un certain nombre d'idées préconçues sur l'évolution morphologique des barrancos. Avant toute conclusion, il nous faut confronter ces résultats aux observations de terrain.

Globalement, les trois dimensions spatiales – longueur, largeur, profondeur – seraient surtout corrélées les unes aux autres dans les secteurs épargnés par les phases de régénérescence volcanique (La Gomera, Anaga, Teno). L'érosion est alors le paramètre prédominant et tendrait à conférer aux barrancos un équilibre entre ces trois dimensions. Les barrancos concernés se sont formés en 4 à 6 Ma et ils présentent des dimensions globalement similaires.

Mais les coefficients de corrélation ne sont pas pour autant mauvais dans la catégorie des barrancos de moins de 3 Ma. L'érosion se manifeste surtout par une incision puissante lors des phases majeures de construction volcanique ; incision qui stimule aussi le recul des parois des barrancos (exemple des barrancos d'El Hierro). Le coefficient de corrélation entre la profondeur et la largeur des barrancos de moins de 3 Ma est même supérieur à celui des barrancos de 3 à 6 Ma. Trop de publications font l'impasse sur le rôle de l'érosion lors du stade bouclier et limitent l'érosion aux périodes de cessation de l'activité volcanique. L'appellation maladroite d'"*erosionnal stage*" illustre cette lacune.

La bonne corrélation entre la largeur et la profondeur des barrancos est valable pour toute la série. Au-delà de 1 km de largeur et 400 m de profondeur, la relation est moins évidente pour les barrancos initiés lors des avalanches de débris du Roque Nublo (Gran Canaria) et pour les vallées-amphithéâtres de La Gomera (Vallehermoso, Barranco de la Villa, Barranco del Cedro / Hermigua).

La figure 3.1 passe sous silence les importantes ruptures de pente des versants des barrancos. Les petites ruptures d'origine structurale (replats dans les matériaux pyroclastiques, parois verticales dans les coulées épaisses et massives) ne sont que des irrégularités de détail, vu l'échelle à laquelle nous raisonnons pour l'instant. Le profil transversal en "verre à pied" des barrancos du nord de La Palma (barrancos de los Hombres, de los Franceses, Barranco del Agua etc.), du sud du Teno (Masca, Carrizales, Barranco Seco) et de certains barrancos du sud de Tenerife (Barranco del

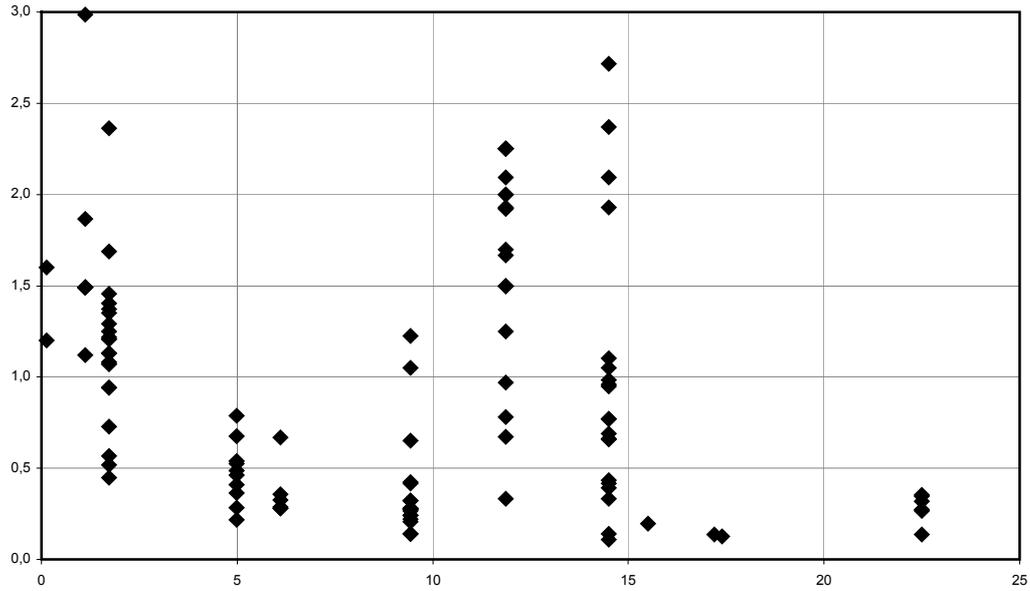


Fig. 3.5 - Evolution des vitesses d'élargissement des barrancos des Iles Canaries (en m/ka, en ordonnées) en fonction de l'âge des édifices volcaniques (Ma).

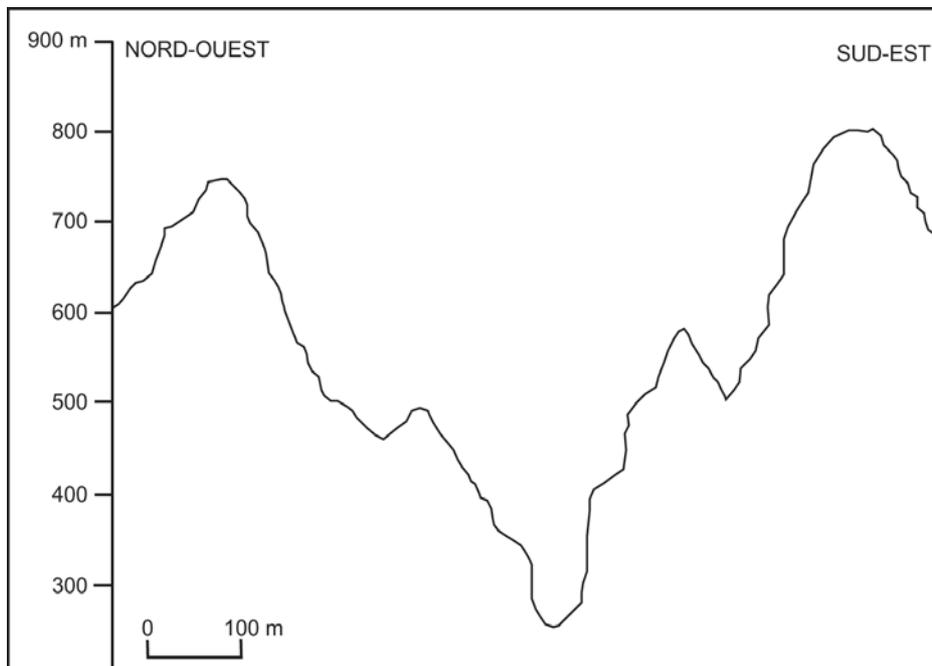


Fig. 3.6 - Profil transversal de la partie centrale du Barranco de Masca, Massif du Teno (Tenerife). Le profil en "verre à pied" épouse une structure volcanique à lithologie contrastée : épaisses coulées basaltiques massives déterminant la partie supérieure des parois verticales, cônes stromboliens intercalés et séries de fines coulées altérées donnant des pentes moins abruptes, fines couches de pyroclastites et brèches basales de coulées occasionnant des irrégularités de détail sur le profil (sans exagération de relief).

Infierno, Barranco de Arico) est marqué par une partie basse très abrupte et un évasement de leur partie supérieure. Cette particularité touche des barrancos d'âges très différents et correspondrait à des niveaux résistants épais et très étendus, armant toute la série volcanique sous-jacente (figure 3.6). Le profil en "verre à pied" n'affecte cependant aucun barranco de plus de 6 Ma. Nous avons l'impression que l'élargissement l'emporte finalement sur l'approfondissement. Les barrancos séparant les *cuchillos* de Fuerteventura sont beaucoup plus larges que profonds. Leur formation sera prochainement abordée.

Les barrancos sont globalement d'autant plus larges et profonds qu'ils sont anciens, surtout pour les barrancos de moins de 3 Ma. La relation se dégrade avec le temps, surtout pour la profondeur (P/T), car les formes des barrancos tendent à s'atténuer, par destruction des interfluves et par comblement des fonds de vallées (sédiments, volcanisme des phases de régénérescence volcanique). L'évolution de certains barrancos en amphithéâtres d'érosion perturbe aussi les relations P/T et I/T pour les barrancos de plus de 3 Ma (La Gomera, Teno, Anaga), voire beaucoup moins dans le cas de la Caldera de Taburiente (560 ka).

L'élargissement et l'approfondissement des barrancos ne se réalisent pas à de vitesses homogènes selon le stade d'évolution et les secteurs considérés. La tendance à la décroissance avec le temps confirme la puissance de l'érosion pendant les périodes de construction volcanique. La création rapide de volumes de relief volcanique stimule en effet les forces érosives, dont l'intervention se manifeste à des rythmes différents : déstabilisations instantanées, mais aussi ravinement et développement rapide de formes d'incisions. Nous avons représenté les vitesses d'incision et d'élargissement en fonction de l'âge des massifs volcaniques (figures 3.4 et 3.5) pour comparer l'évolution des rythmes d'érosion des barrancos et des rythmes de construction volcanique (figure 1.26). Les vitesses d'incision linéaire et d'élargissement sont particulièrement rapides, respectivement $> 0,3$ et $0,5$ m/ka, à la fin du stade bouclier (édifice Taburiente). Nous avons effectivement été marqué par les grandes dimensions des barrancos du nord de La Palma (profondeur souvent > 400 m) par rapport à leur relative jeunesse ($< 0,8$ Ma). Le travail de l'érosion n'est alors plus freinée par les fréquents renouvellements de surface. Les vitesses d'érosion sont également élevées lors des phases de régénérescence, et notamment lorsque les dynamismes et les produits éruptifs se diversifient (stratovolcans de Tenerife et Gran

Canaria). Nous avons déjà montré par ailleurs que les cicatrices de déstabilisations instantanées des flancs des volcans boucliers connaissent des vitesses d'incision supérieures à 0,5 voire 1 m/ka et des vitesses de recul des faces d'arrachement supérieures à 0,7 m/ka.

L'érosion des barrancos s'atténue lorsque le volcanisme cesse ou ralentit, pour atteindre des vitesses d'incision linéaire inférieures à 0,3 voire 0,1 m/ka et des vitesses d'élargissement inférieures à 1 voire 0,5 m/ka. L'érosion n'est plus stimulée par la construction volcanique (La Gomera, Teno, Anaga). La baisse de rythme est moins marquée pour l'élargissement, ce que confirment les barrancos de Fuerteventura (> 12 Ma). Depuis 5 Ma, des phases de régénérescence y produisent des coulées de lave fossilisant le fond des barrancos miocènes et diminuent ainsi leur profondeur tout en préservant leur largeur. Le coefficient de corrélation entre la sinuosité et la largeur des barrancos de plus de 6 Ma n'est pas insignifiant. La reprise de l'incision dans les larges coulées de régénérescence adopte un tracé hésitant sur des surfaces très peu inclinées (Barranco de la Torre, Barranco de Pozo Negro, débouchant sur la côte est de Fuerteventura).

L'uniformisation des vitesses d'érosion pendant le hiatus (Teno, Anaga, La Gomera) est surtout valable pour l'approfondissement. La réduction des écarts entre les vitesses estimées est sensible dès 2-3 Ma (figures 3.2. et 3.3). Les importantes différences de vitesses enregistrées lors des phases de construction volcanique sont dues aux différences de nature et de répartition spatio-temporelle des produits du volcanisme. Les phases explosives (émissions d'ignimbrites) et destructrices (avalanches de débris) des stratovolcans perturbent aussi l'évolution morphologique des barrancos par une perte massive de volume en amont et une fossilisation partielle du relief en aval, d'où des vitesses d'érosion des barrancos très contrastées.

Notre approche quantitative des barrancos n'est pas en contradiction avec nos conclusions précédentes. Elle apporte, confirme ou remet en question certaines idées sur l'évolution des barrancos. Les vitesses d'érosion sont sensiblement identiques sur les façades sud et les façades nord, plus humides car exposées aux alizés (Tenerife, La Gomera). Mais la méthode ne suffit plus lorsqu'il s'agit d'enregistrer les influences des variations climatiques et eustatiques.

3.1.1.4. Comparaison avec d'autres îles volcaniques

Les données chiffrées sur l'érosion des îles volcaniques ne sont pas très abondantes et limitées la plupart du temps à des estimations isolées de vitesses d'incision linéaire. Rares sont les îles aussi bien documentées que les Canaries en matière de datations.

D.W. Peterson et R.B. Moore (1987) estiment à 2 m/ka la vitesse d'incision linéaire des gorges Kohala (nord-ouest de Big Island), d'après une coulée datée à 0,26 Ma. Les vallées du massif de l'Haleakala (Maui Est), profondes de plusieurs centaines de mètres, se sont formées en moins de 0,5 Ma (McDonald *et al.*, 1983). Les "Rivières" des flancs sud-ouest du volcan bouclier de la Fournaise (La Réunion : Rivière des Remparts, Rivière Langevin) sont profondes de 500 à 1300 m. Leur formation est postérieure aux séries volcaniques du Morne Langevin (150-65 ka: Gillot & Nativel, 1989), soit des vitesses d'incision linéaire de 8 à 20 m/ka. Ph. Mairine et P. Bachèlery (1997) estiment à 10 m/ka la vitesse d'incision d'une large paléovallée creusée en 80 ka et fossilisée par les séries volcaniques du Morne Langevin (150-65 ka) et de Mahavel (290-150 ka). Les vitesses d'incision de l'ancien bouclier de La Réunion, le Massif du Piton des Neiges, sont comprises entre 2 et 5 m/ka pour les vallées radiales (Rivière St Denis, Rivière des Pluies, Rivière des Roches, Rivière des Marsouins) et entre 5 et 10 m/ka pour les trois "cirques" (Mafate, Cilaos et Salazie). Les vitesses d'érosion de la Caldera de Tahiti Nui vont de 0,4 à 3 m/ka, d'après les vitesses de déblaiement des formations intra-caldériques (0,9-0,5 Ma : Bardintzeff *et al.*, 1988).

Toutes ces estimations sont supérieures, voire largement supérieures aux vitesses d'incision linéaires des barrancos des Canaries. La Réunion, Tahiti et les Iles Hawaï ont un climat tropical plus humide que les Canaries. Les forêts tropicales humides de l'est de La Réunion reçoivent environ 10 m de précipitations par an (Bélouve, Takamaka, Grand Brûlé). Les écarts entre les vitesses enregistrées sont trop importants pour être nuancés par les différences de susceptibilité aux variations climatiques quaternaires d'une île à l'autre.

Le climat est certes un paramètre prépondérant de la vitesse de l'érosion. Mais les Iles Hawaï et La Réunion se construisent à des rythmes très supérieurs à ceux des Iles Canaries (paragraphe 1.3.3.). Or la présente étude met en évidence une relation entre les rythmes de construction et les rythmes d'érosion des barrancos.

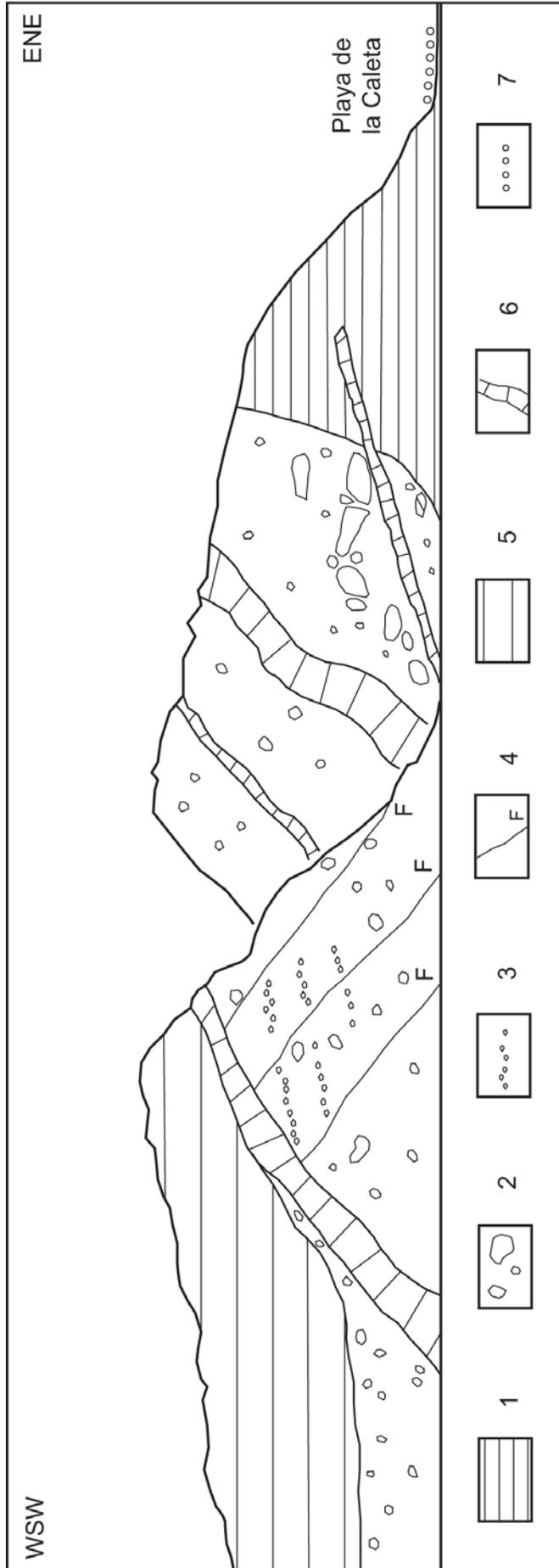


Fig. 3.7 - Coupe transversale dans les formations miocènes de la Playa de la Caleta (côte est de Hermigua, La Gomera). 1 : coulées basaltiques antérieures aux brèches (polarité normale) ; 2 : brèches, de type dépôts de coulées de débris, remplissant un ancien barranco (seuls les blocs de plus de 20 cm sont mentionnés) ; 3 : lits à support clastique ; 4 : faille dans les brèches ; 5 : coulées basaltiques postérieures aux brèches (polarité normale) ; 6 : dykes basaltiques ; 7 : plage de galets. Echelle approximative 1 cm = 4 m.

3.1.2. Renouvellements de surface et inversion de relief

3.1.2.1. *Les premiers barrancos de La Gomera*

Des niveaux de brèches sont intercalés entre les séries volcaniques des premières phases de construction du bouclier de La Gomera (figure 1.23). Ces formations souvent peu accessibles n'ont jamais fait l'objet d'études précises. Mentionnées sous le qualificatif "brèches polygéniques", elles ont systématiquement été confondues avec les brèches de la surface du glissement Garajonay. Pourtant, leur origine est différente et traduit la puissance de l'érosion dès les premières phases d'édification d'un relief volcanique, encouragée par un climat assez humide. Nous avons appliqué à ces brèches la méthode employée pour les brèches de la surface du glissement Garajonay (paragraphe 2.2.2.2.).

Les brèches affleurent en divers endroits de l'île où elles fossilisent des formes d'incision qui sont les premiers barrancos de l'île. La grande majorité des affleurements sont des coupes transversales montrent des paléo-chenaux d'un réseau hydrographique radial peu développé.

Lorsque les brèches sont mêlées aux toutes premières séries volcaniques subaériennes, non datables car trop altérées ($> 9,5$ Ma), elles sont elles-mêmes très altérées, pénétrées de dykes et s'inscrivent dans de petits barrancos peu profonds (< 10 m) mais aux berges abruptes. Les affleurements près de Tazo et Arguamul (nord-ouest, alt. 498-650 m) présentent de multiples petits ravins parfois très rapprochés, larges et profonds d'à peine 5 m. L'affleurement de la Playa de la Caleta (côte est d'Hermigua, figure 3.7) montre une berge de barranco recouverte sous 5 à 10 m de brèche,s parcourues de dykes. Les coulées antérieures aux brèches, de polarité normale, sont issues des premières éruptions subaériennes de l'île. Les coulées à *pillow-lavas* reconnues par C.R. Cubas (1994) sont toutes proches. Une coulée moins altérée que les précédentes fossilise un second ravin creusé dans les brèches. L'histoire d'un des premiers barrancos de La Gomera s'arrête ici, du moins pour ce que nous en voyons.

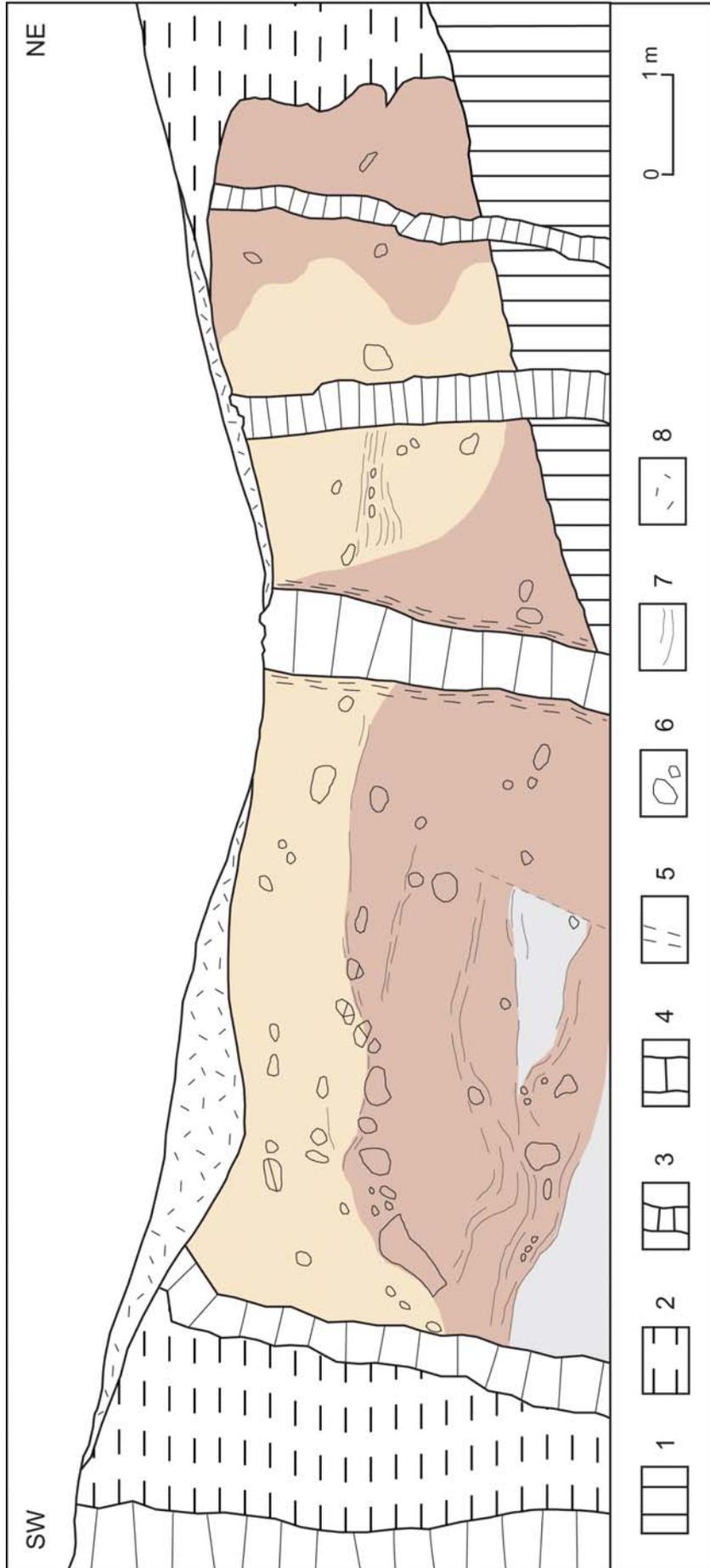


Fig. 3.8 - Coupe transversale dans le dépôt de coulée de débris d'Agua Jilva (La Gomera, Barranco de la Villa). 1 : épaisse coulée basaltique altérée ; 2 : matériaux volcaniques très altérés (fines coulées de lave, couches de scories) ; 3 : dyke basaltique ; 4 : dépôt de scories ; 5 : dyke trachy-phonolitique ; 6 : front d'altération thermique ; 7 : figures de lamination dans le dépôt de lahar ; 8 : colluvions.

Les brèches d'Hermigua sont plus massives. Plusieurs niveaux affleurent entre 330 et 820 m d'altitude. Leur épaisseur dépasse par endroits 20 m. L'affleurement de la route San Sebastian - Hermigua, près du barrage de Mulagua, est le plus instructif. Les brèches y fossilisent un relief légèrement vallonnée sur environ 300 m de largeur et 10 à 20 m d'épaisseur. Les niveaux inférieurs sont réincisés par de petits chenaux canalisant les niveaux supérieurs. Il y a en effet au moins deux générations de brèches. L'affleurement dominant Agua Jilva (Barranco de la Villa, alt. 640 m) est contemporain d'une coulée datée à 9,43 Ma près du tunnel de la Cumbre. Les brèches y sont encadrée par deux panneaux de fines coulées et de couches de scories basculées de manière aléatoire (figure 3.8). Il s'agit probablement de panneaux arrachés lors de la mise en place des brèches, dont nous devons maintenant préciser l'origine.

Nous avons distingué deux types de brèches : les dépôts de coulée de débris et les brèches volcaniques (tableau 3.2). Voici tout d'abord les caractéristiques des brèches que nous analysons comme des dépôts de coulées de débris :

- Ce sont des brèches chaotiques, hétérométriques, à support matriciel.
- La matrice est argilo-sableuse. L'induration du dépôt dépend apparemment de la proportion d'argile. Nous notons que les différences d'induration sont corrélées aux variations de couleur de la matrice, des gris clairs aux marrons foncés, voire violacés (figure 3.8). Ces variations de couleur donnent une impression de zonation du dépôt, reflétant des variations de saturation en eau. Le contact entre les aires de couleur différente a parfois un aspect feuilleté (Hermigua, alt. 555 m).
 - La taille moyenne des éléments mesurés, comprise entre 1,8 et 5,9 cm suivant les affleurements, et la taille maximale, comprise entre 20 et 120 cm. La compétence des coulées de débris est donc très variable. Les dépôts de coulées de débris présentent généralement des faciès plus grossiers au front de la coulée et plus fins en queue de coulée. Mais nous ne disposons ici d'aucune coupe longitudinale.
 - Des lits plus fins, à support clastique, sont insérés au sein des dépôts. Ils traduisent des écoulements hyperconcentrés, souvent situés à la base du dépôt ou remaniant un dépôt antérieur (Hermigua alt. 430 m, Agua Jilva alt. 640 m).
 - La forme des éléments solides est plutôt variée, même si les subanguleux (10-73,5 %) et les subarrondis (20-71,5 %) dominant. Nous n'avons remarqué aucune différence notable entre les fonds, le centre et les berges des petites vallées fossilisées par ces dépôts (Agua Jilva, alt. 640 m).

	Dépôts		Mesures alt. m	Taille max cm	Taille moy cm	So	Ang		Sub Ar		Ar %	juvéniles		lithiques %	support
	alt. m	cm					%	%	%	%		%	%		
Coulées de débris															
Barranco del Cedro	520-540	530	35	1,9	2,09	22,5	27,5	50	0	0	0	0	100	matriciel	
Hermigua	600-820	690	100	1,8	2,58	14	42	44	0	0	0	0	100	matriciel	
Hermigua	550-560	550	24	2	1,97	6,5	73,5	20	0	0	0	0	100	matriciel	
Hermigua	340-350	340	75	3,5	2,37	10	57	33	0	0	0	0	100	matriciel	
Playa de la Caleta	30-50	30	> 100	1,9	2,50	16,5	55	28,5	0	0	0	0	100	matriciel	
El Moralito	330-340	340	120	5,9	3,80	14	11	71,5	3,5	0	0	0	100	matriciel	
Agua Jilva	635-645	640	100	2,3	2,62	11	31	52	6	0	0	0	100	matriciel	
Agua Jilva	< 310	310	25	1,6	2,03	18	41	34	7	0	0	0	100	matriciel	
Tazo	500-650	505	40	2,5	2,06	22	22	56	0	0	0	0	100	matriciel	
Arguamul	495	495	25	2,6	3,16	8	60	28	4	0	0	0	100	matriciel	
Epina	655-698	660	> 50	2,9	2,67	19	25	56	0	0	0	0	100	matriciel	
Epina	655-695	680	90	5,8		13,5	41	45,5	0	0	0	0	100	matriciel	
Brèches volcaniques															
El Moralito	325-340	330	55	3,2	1,98	24	36	40	0	0	0	42	58	matriciel	
El Moralito	330-340	340	13	1,3	3,80	20	28	52	0	0	0	64	36	clastique	
Agua Jilva	430-440	430	16	1,4	1,89	33,5	10	56,5	0	0	0	53,5	46,5	clastique	

Tableau 3.2 - Caractéristiques sédimentologiques des brèches des premières phases de construction de La Gomera.

- Les dépôts sont très peu triés. Les indices de tri calculés (*sorting index*) sont quasiment tous compris entre 2 et 3. Certains affleurements de la vallée d'Hermigua montrent localement une légère distribution granulométrique inverse ou normale. Quelques affleurements affichent une tendance bimodale sur les histogrammes de répartition granulométrique (figure 3.9). Un des affleurements des versants ouest de la Enchereda (alt. 340 m) incorpore vraisemblablement une population de gros blocs arrondis et subarrondis présents dans le barranco et emportés par la coulée de débris. Pour l'autre affleurement (Agua Jilva, alt. 640 m), la tendance bimodale reflète une différence pétrographique entre quelques blocs de basaltes à pyroxènes et de basaltes très vésiculés, nettement plus gros que les autres types de basaltes.

- Les figures d'imbrication sont limitées aux pourtours des plus gros blocs.
- Du point-de-vue pétrographique, nous retrouvons une grande diversité de basaltes riches en pyroxènes et olivines, caractéristiques des premières phases de construction. Six des quinze dépôts étudiés comportent quelques gabbros (3,5-12 %). Les plus fortes proportions sont enregistrées à Tazo (12 %), Arguamul (12 %) et dans un des dépôts d'Hermigua (alt. 340 m, 10 %), qui sont parmi les dépôts les plus anciens. Leur présence indique que l'érosion atteint déjà les séries intrusives et sous-marines, dont le soulèvement est déjà bien avancé, comme à La Palma.

Nous avons recherché d'éventuelles corrélations entre les dépôts des coulées de débris d'Hermigua et d'Agua Jilva, toutes situées sur les flancs est du bouclier initial. D'après le pendage des coulées contemporaines de leur mise en place (8-12 °), les dépôts d'Hermigua alt. 690 m et alt. 340 m pourraient appartenir aux mêmes coulées de débris que les dépôts d'Agua Jilva alt. 640 m et alt. 310 m. Nous notons en effet un enrichissement en éléments arrondis et subarrondis vers l'aval et une baisse de compétence. Mais les importantes différences de pétrographie condamnent cette idée. Nous en retiendrons plutôt que les coulées de débris sont récurrentes et qu'elles empruntent un réseau dense de petites vallées très rapprochées les unes des autres.

Parmi les 15 affleurements étudiés, seulement trois sont d'origine volcanique : deux niveaux de brèches des versants ouest de la Enchereda (alt. 330-340 m) et les niveaux supérieurs du Barranco de Agua Jilva (affluent du Barranco de la Villa).

Les brèches volcaniques sont hétérométriques, peu grossières et présentent des faciès très variables suivant les niveaux. Elles sont aisément dissociables des dépôts de coulées de débris du fait de leur forte proportion en éléments juvéniles (36-34 %) et de leur indice de tri toujours inférieur à 2 (tableau 3.2). Les lapilli et blocs de basaltes juvéniles sont vésiculés et profilés, d'où leurs contours sub-arrondis (40-56 %). La matrice sablo-argileuse est composée de clastes très fins, dont des cristaux de pyroxènes et des fragments de verre volcanique.

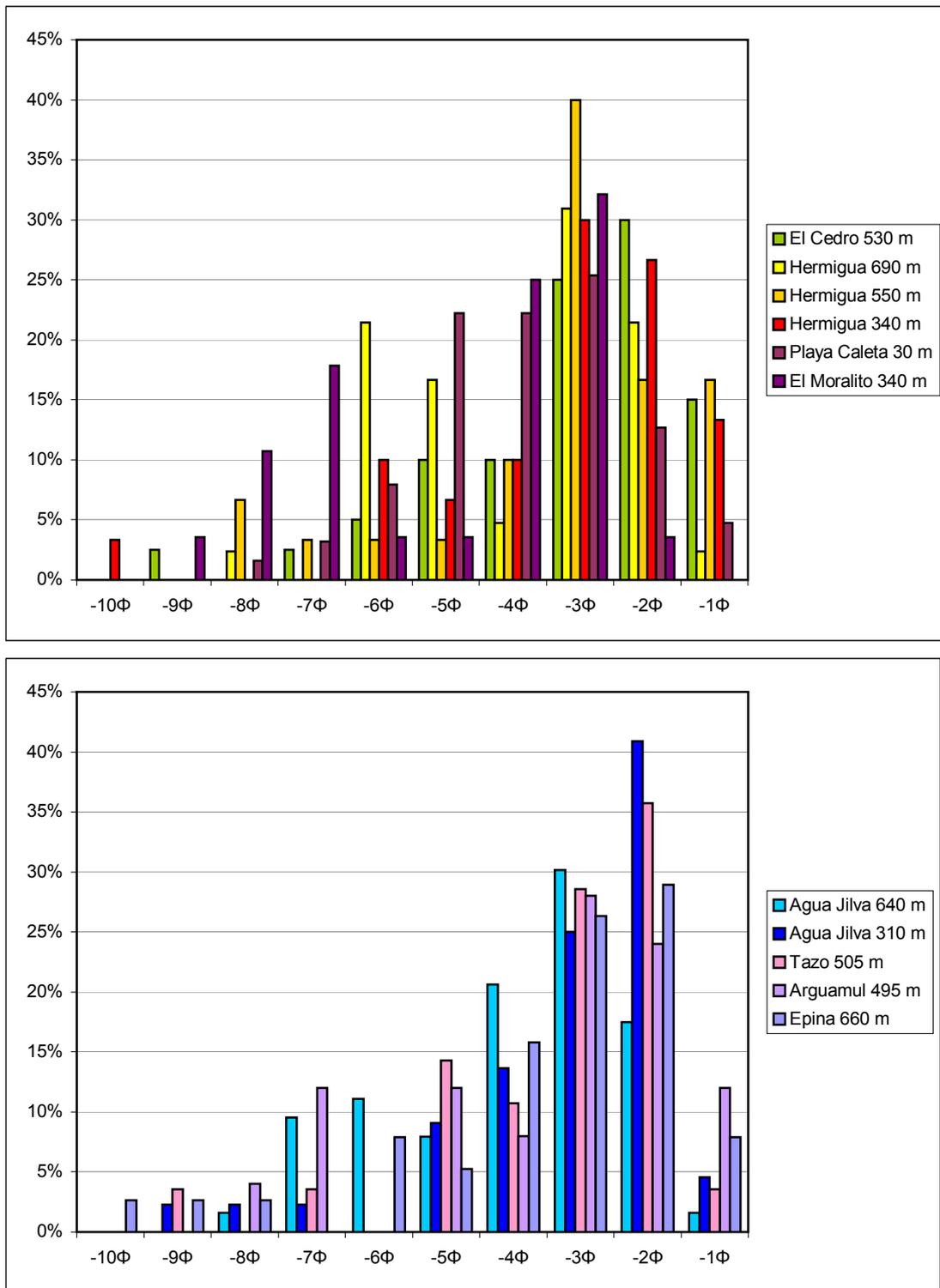


Fig. 3.9 - Histogrammes de répartition granulométrique des dépôts de coulées de débris des premiers barrancos de La Gomera.

Les brèches volcaniques d'Agua Jilva sont intercalées entre des coulées basaltiques "aa" altérées de composition similaire. Ce sont des brèches de progression et des brèches frontales provenant de la progression et de l'éboulisation du front des coulées.

Les brèches volcaniques des versants ouest de la Enchereda comportent des couches de lapilli jaunâtres entre 330 et 340 m d'altitude. Dans un contexte basaltique de début de stade bouclier, cette couleur jaunâtre est certainement due à des éruptions phréatomagmatiques.

Les autres brèches volcaniques de la Enchereda sont situées à une altitude comparable aux précédentes, mais elles sont plus grossières (10 % des blocs font plus de 12,8 cm), à support matriciel et très indurées. Près de 60 % d'éléments lithiques sont incorporés au dépôt. Le contact entre la matrice et les gros blocs basaltiques juvéniles est diffus et sous-entend une induration à chaud. Nous avons observé des figures de fracturation radiale thermique autour de blocs juvéniles rougeâtres. Ces caractéristiques sont très proches des brèches du Roque Nublo (Gran Canaria), produites par des déferlantes lors d'éruptions phréatomagmatiques.

Ces brèches volcaniques nous renseignent donc sur les toutes premières phases de construction du bouclier de La Gomera (vers 9,5 Ma). Le volcanisme était alors concentré autour de cônes stromboliens, alignés le long de fissures préfigurant les rift-zones du volcan-bouclier. Les fortes pentes et les éruptions phréatomagmatiques violentes contribuent à l'instabilité de l'édifice et constituent un stock sédimentaire aisément mobilisable par les coulées de débris. L'érosion est stimulée par la construction rapide d'un relief volcanique au milieu de l'océan et certainement encouragée par un climat tropical humide (Pomel, 1986). Les rares paléosols intercalés entre les coulées sont en effet de nature ferrallitique et bauxitique. Les formes d'incision sont cependant peu développées du fait de la fréquence des renouvellements de surface par l'activité volcanique. La répartition spatiale des coulées a pu former des lacs de barrage et des ruptures provoquant des coulées de débris.

Le régime hydrique actuel de La Gomera n'est plus favorable au déclenchement régulier de coulées de débris. Les coulées boueuses occasionnées par les tempêtes venues de l'Océan Atlantique ne sont pas aussi chargées en masse solide et leur pouvoir érosif est moindre.

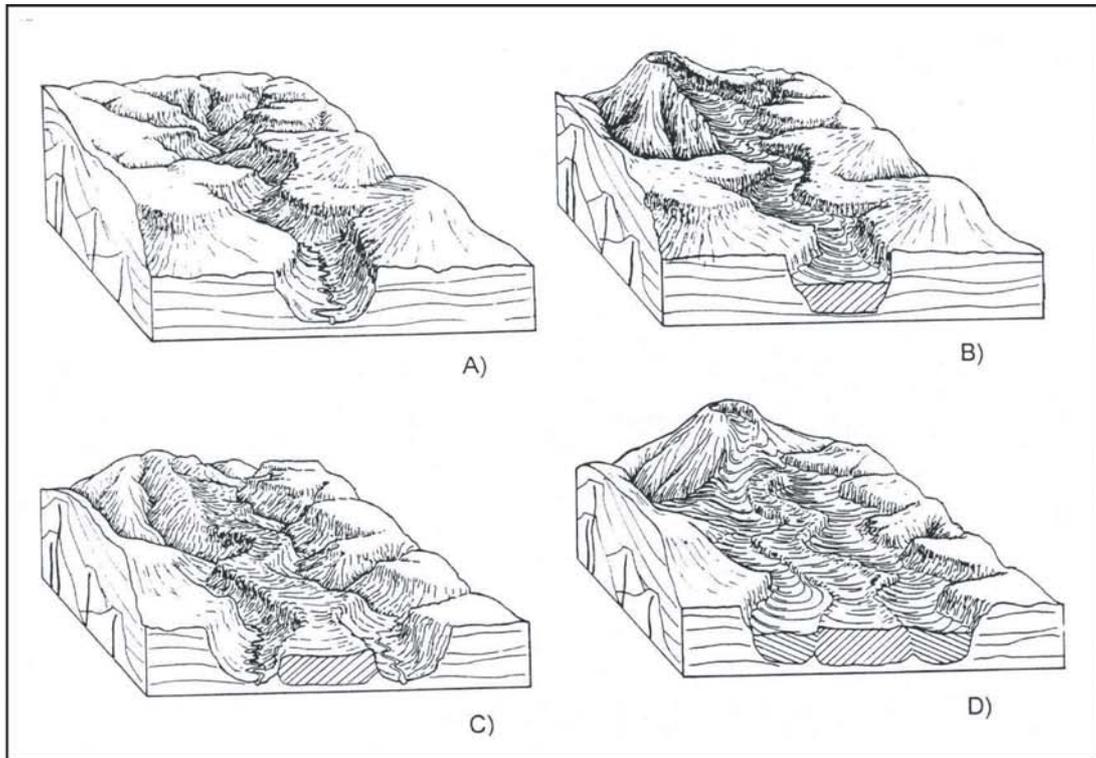


Fig. 3.10 - Modèle d'évolution des barrancos au gré des écoulements volcaniques intra-vallée, selon D. Palacios (1994, *Geomorphology* 9 p1-18). L'exploitation par l'érosion des contacts entre les coulées participerait à la formation des vallées radiales et des planèzes des volcans boucliers.



Photo 3.1 - Tagamiche, crête séparant les zones amont des barrancos de La Guancha et Juan de Vera (La Gomera) : petite vallée fossilisée par des écoulements pyroclastiques (en partie d'origine phréatomagmatique), devenue interfluve par inversion de relief.

3.1.2.2. *Les flancs sud de Las Cañadas : un relief à géométrie variable*

Les multiples coupes occasionnées par les routes des flancs sud de Las Cañadas (Tenerife) montrent une multitude de paléovallées fossilisées par les coulées de lave et les écoulements pyroclastiques des formations Bandas del Sur (Autopista del Sur, route Granadilla - Chimiche). Des projections de lapilli et de cendres ont à plusieurs reprises complètement moulé le relief préexistant. La cohabitation entre une érosion puissante et des dynamismes éruptifs variés a créé un relief à géométrie variable depuis plusieurs centaines de milliers d'années. Les plus grands barrancos des flancs sud de Las Cañadas ont moins de 700 ka et la plupart ont moins de 200 ka.

Les écoulements volcaniques intra-vallées évoluent classiquement en *mesas* lorsque la lave se solifie en une roche plus résistante que son encaissant. Les exemples de *mesas* sont nombreux aux Iles Canaries et ce n'est pas un hasard si le terme est Espagnol. Mais des inversions de relief se produisent aussi avec les écoulements pyroclastiques des formations Bandas del Sur, parfois en dépit des différences de résistance entre les pyroclastites non consolidées, les tufs, les ignimbrites soudées et les rares coulées de lave.

Les paramètres lithologiques ne sont pas les seuls à intervenir dans le processus d'inversion de relief. L'érosion exploite systématiquement le contact entre les écoulements volcaniques intra-vallées et leur encaissant. Conscient de ce phénomène, D. Palacios (1994) a proposé un modèle d'évolution des vallées en relief volcanique. Une vallée envahie par une coulée de lave devient un interfluve encadré par deux nouvelles vallées développées au contact entre la coulée intra-vallée et l'encaissant (figure 3.10). La récurrence de ce processus conduit à la multiplication des contacts, qui sont autant de "discordances verticales" exploitables par l'érosion, et jouerait un rôle non négligeable dans le développement des vallées radiales et des planèzes sur les flancs des volcans boucliers. Les flancs sud de La Gomera et les *cuchillos* de Fuerteventura en sont les illustrations les plus abouties aux Canaries.

D. Palacios (1994) n'a malheureusement pas assez poussé son idée et les interprétations qu'il en tire quant à l'origine des vallées de La Orotava et Guïmar sont évidemment erronées.

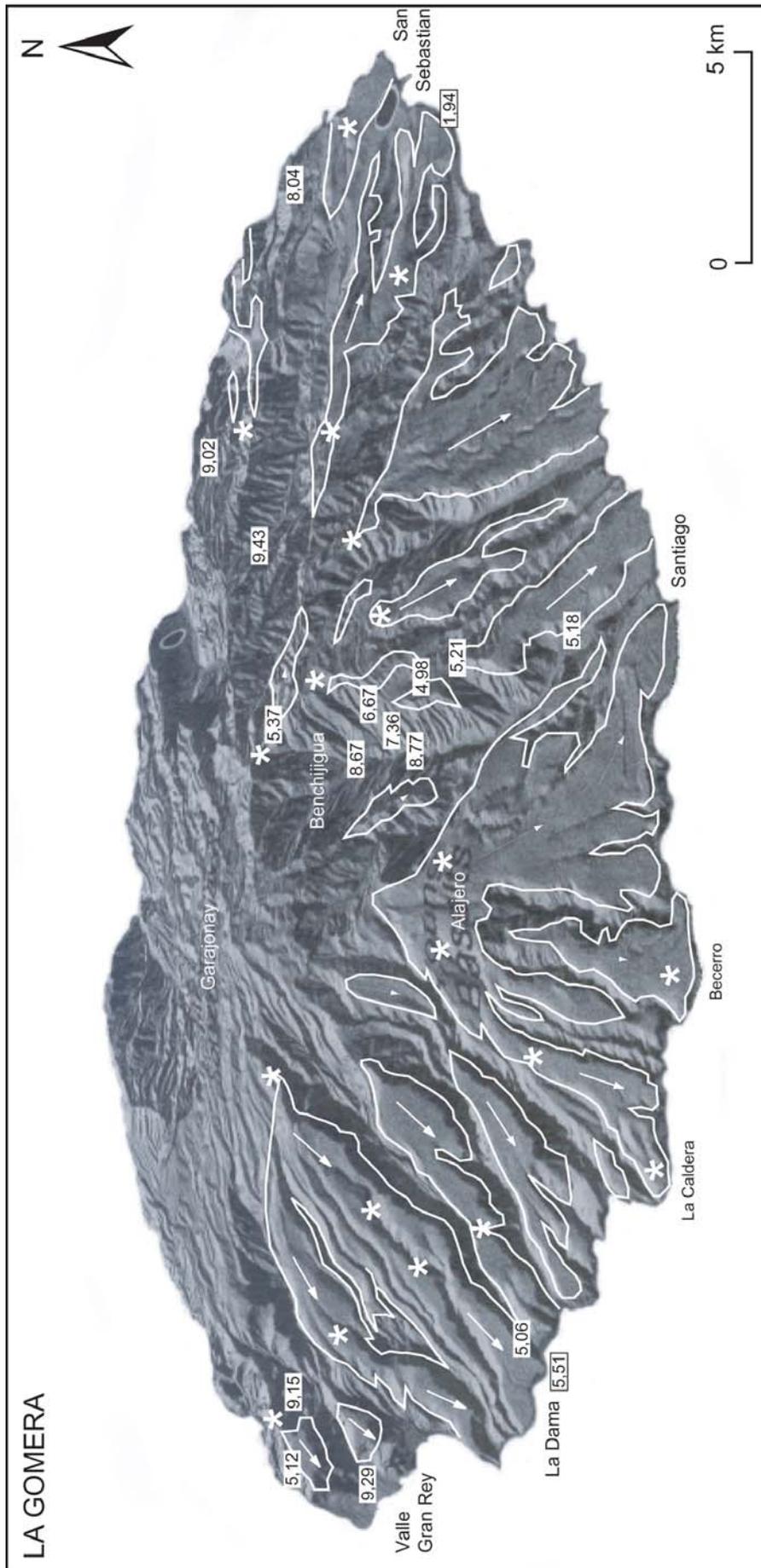


Fig. 3.11 - Le relief de planèzes du sud de La Gomera. Les flèches et les astérisques indiquent respectivement les directions d'écoulement et les centres éruptifs connus des séries volcaniques périphériques (< 6,67 Ma), reposant en discordance sur les premières séries du bouclier (9,43-7,36). Les chiffres encadrés correspondent à nos datations K-Ar. Les séries périphériques fossilisent des anciens barrancos et sont placées en position d'interfluves par inversion de relief.

3.1.2.3. *Les planèzes du sud de La Gomera*

Le relief du sud de La Gomera présente des planèzes dont les interfluves sont armés par les épaisses coulées des séries périphériques (6,67-4,98 Ma, figure 3.11). L'activité volcanique est moins effusive en périphérie qu'au cœur de Garajonay (séries basaltiques horizontales) et ses produits sont plus différenciés : coulées de lave et projections de cônes trachybasaltiques et trachytiques, coulées de lave et écoulements pyroclastiques de dômes trachytiques et phonolitiques (*roques* : paragraphe 1.3.2.5.). Les parois des barrancos et les falaises du sud et de l'est de l'île révèlent de nombreux édifices stromboliens et phréatomagmatiques intercalés. Les séries périphériques fossilisent d'anciens barrancos, peu profonds, et sont donc en inversion de relief. Les brèches basales des coulées et les écoulements pyroclastiques incorporent fréquemment des alluvions.

Dans la moitié sud de l'île, les coulées des premières phases de construction du bouclier (9,43-7,36 Ma) affleurent au fond et en amont des plus grands barrancos. La discordance est très marquée au sud-ouest (Valle Gran Rey) car l'activité volcanique s'est interrompue entre 9,15 et 5,35 Ma. Dans le secteur est, les séries périphériques sont moins étendues. Les tufs phréatomagmatiques de Montaña Ismael ont envahi une petite vallée et incorporent des blocs basaltiques subarrondis à arrondis, probablement des alluvions. Près de Las Casetas, une coulée trachybasaltique très épaisse (> 10 m) fossilise une large vallée creusée dans les séries de la Enchereda (9,43-8,04).

En revanche, la discordance est moins franche au sud et au sud-est, notamment le long des parois des barrancos de Erque et Benchijigua. D'après nos datations K-Ar, l'activité du bouclier se poursuit jusque vers 7,36 Ma à Benchijigua, alors qu'elle cesse dès 9,15 Ma au sud-ouest (Valle Gran Rey) et 8,04 à l'est (Enchereda). L'analyse des réseaux de dykes (ITGE, non publié) suggère en effet un fonctionnement en rift-zones radiales, dont le volcanisme ne serait pas forcément coordonné, comme cela se produit à El Hierro et Tenerife. Nous nous sommes penché sur le dispositif structural du Barranco de Benchijigua, reliant le Roque Agando à Playa de Santiago, pour comprendre l'évolution volcanique et morphologique de ce secteur de l'île.

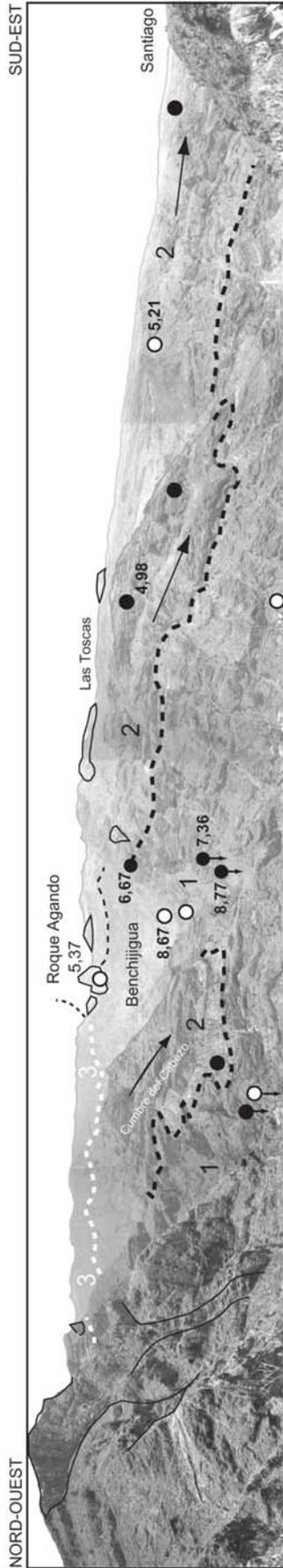


Photo. 3.2 - Le dispositif structural du Barranco de Benchijigua (La Gomera). 1 : séries inférieures du fond du barranco (9,43-7,36 Ma, 8,77-7,36 Ma à Benchijigua) ; 2 : séries périphériques, fossilisant d'anciens barrancos et placées en inversion de relief (6,67-4,98 Ma) ; 3 : séries horizontales (5,42-4,25 Ma). Les lignes discontinues représentent les discordances entre les séries bouclier et les séries périphériques (lignes noires discontinues) ou horizontales (lignes blanches discontinues). Les intrusions massives sont cernées d'un trait noir (dômes).

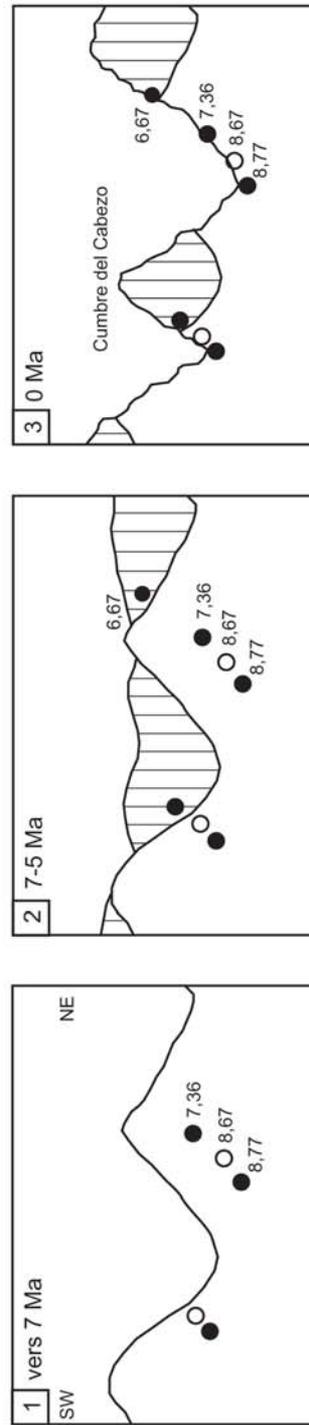
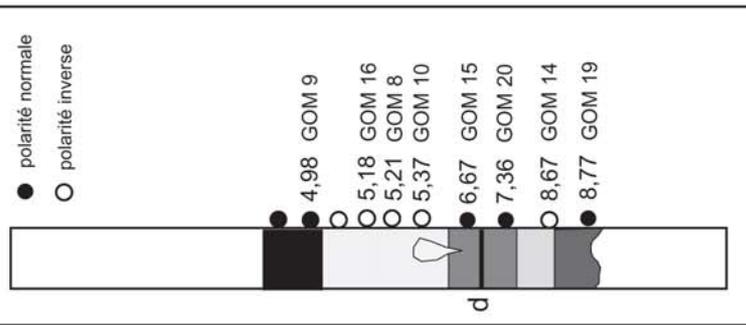


Fig. 3.12 - Evolution de la partie amont du Barranco de Benchijigua, vue en coupe transversale (La Gomera). 1 : formation de grands barrancos à la faveur d'un ralentissement du volcanisme, succédant à la construction rapide du bouclier initial ; 2 : fossilisation des barrancos par les séries périphériques ; 3 : cessation du volcanisme et inversion générale du relief à des rythmes d'érosion modestes.

Les datations K-Ar effectuées le long des parois du Barranco de Benchijigua montrent une relative continuité du volcanisme entre 8,77 et 4,98 Ma, avec une période de ralentissement entre 7,36 et 5,21. Des discordances locales sont soulignées par des dépôts phréatomagmatiques. Les rythmes d'accumulation de matériaux volcaniques chutent à 0,3 m/ka entre 7,36 et 6,67 Ma (tableau 1.5). Les mesures paléomagnétiques mettent en évidence une incohérence majeure dans le secteur amont de Benchijigua. A partir d'El Cabezo (alt. 200 m), le barranco se dédouble en deux barrancos, séparés par une crête massive, la Cumbre del Cabezo. Les coulées basaltiques des fonds de barrancos sont de polarité normale en dessous de 320 m d'altitude (8,77 Ma). Une période de polarités inverses (8,67 Ma) apparaît entre 325 et 600 m sur les parois externes des deux barrancos. Mais les coulées de la Cumbre d'El Cabezo sont de polarité normale dès 400 m d'altitude. La *cumbre* entière fossilise en fait un ancien barranco, large d'environ 1200 m et profond d'au moins 400 m (figure 3.12). C'est donc sur un relief déjà très découpé que se sont installées les séries périphériques (6,67-4,98). La baisse des rythmes de construction volcanique a été propice à l'érosion du nouveau bouclier rapidement édifié.

Les rythmes d'accumulation sont à nouveau plus soutenus à partir de 5-6 Ma. Les renouvellements de surface sont plus fréquents. Les grands barrancos miocènes, façonnés avant 7 Ma, ont disparu du paysage et l'évolution morphologique du sud de La Gomera s'apparente alors aux flancs sud de Las Cañadas. L'observation en détail des parties supérieures des barrancos du sud et du sud-est de l'île révèle de multiples petites vallées et ravins fossilisés, comme le long des falaises de la côte sud-est. Depuis la cessation du volcanisme, vers 5 Ma, l'érosion exploite à des rythmes modestes les parois fossilisées des anciens barrancos miocènes en une seconde génération de barrancos (cf. âges du tableau des barrancos en annexe). Le Barranco de la Villa (Est) présente un dispositif structural comparable.

L'inversion générale du relief s'est réalisée en moins de 5 Ma puisque la coulée de Playa de Machal (1,94 Ma) fossilise le fond d'un barranco de seconde génération. Les interfluves des planèzes sont assez étroits en amont. Les plus grands barrancos évoluent en effet en amphithéâtres. Les derniers centres éruptifs des séries périphériques, peu résistants à l'érosion, ont quasiment tous disparu. Seuls restent des cônes intercalés et le cône de La Caldera, au sud d'Alajero (daté à 4,2 Ma par J.M. Cantagrel *et al.*, 1984). En aval des planèzes, les interfluves sont peu disséqués et s'élargissent pour venir constituer la partie supérieure des falaises.

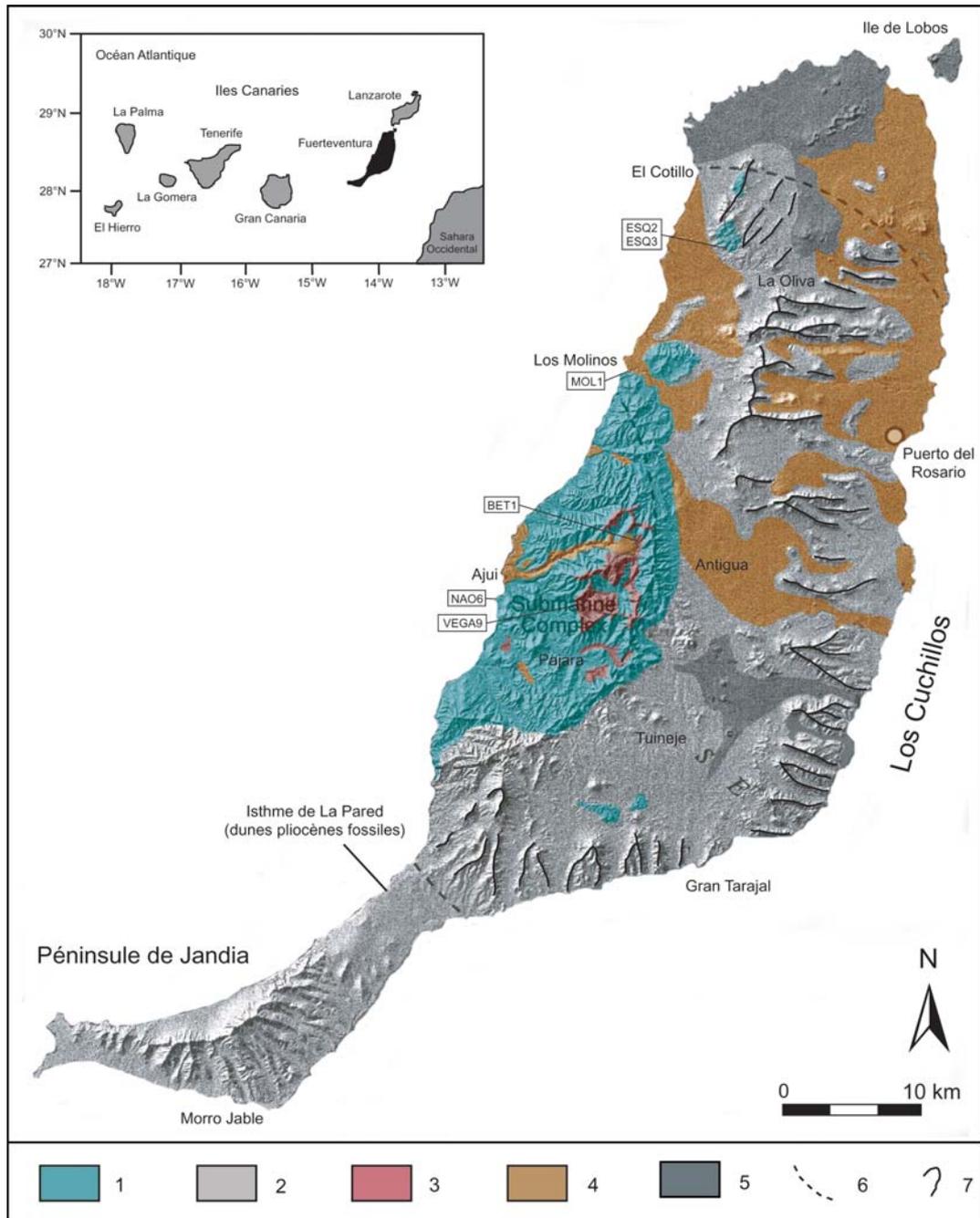


Fig. 3.13 - Carte géologique simplifiée de Fuerteventura. 1 : phases sous-marines et phases d'émergence : sédiments Jurassique Supérieur - Crétacé Inférieur, matériaux volcaniques (coulées à pillow-lavas, hyaloclastites, brèches, intrusions) et dépôts littoraux Oligocène - Miocène Inférieur ; 2 : phases subaériennes des volcans boucliers Jandia et Los Cuchillos (20,6-12,1 Ma) : volcanisme fissural basaltique aligné sur une rift-zone NNE-SSW puis décentralisé le long de rift-zones secondaires. Phase finale plus différenciée (trachybasaltes) ; 3 : complexes intrusifs annulaires (gabbros, syénites, trachytes). 4 : phases de régénérescence volcanique du Pliocène (5 Ma et 2,9-1,7 Ma) ; 5 : phases de régénérescence volcanique du Quaternaire (< 0,8 Ma) ; 6 : limite des volcans boucliers Jandia et Los Cuchillos ; 7 : lignes de crêtes des cuchillos. En encadrés : références des échantillons pour les âges par traces de fission.

3.1.2.4. *Les cuchillos de Fuerteventura*

Le relief des *cuchillos* de la côte est de Fuerteventura résulte d'une évolution comparable aux flancs sud de La Gomera, mais plus aboutie et complétée par le volcanisme de régénérescence.

Les *cuchillos* sont les reliefs résiduels du volcan bouclier central de Fuerteventura, que nous avons d'ailleurs baptisé "Los Cuchillos". Les crêtes massives que sont les *cuchillos* sont disposées en arc de cercle autour du massif hypovolcanique de l'ouest de l'île, centre supposé du bouclier. Une dépression centrale allongée du nord au sud sépare au centre de l'île (Antigua, Tuineje) les *cuchillos* du massif hypovolcanique. Les larges vallées en "U" séparant les *cuchillos* participent à ce réseau radial et convergent vers la dépression centrale (figures 2.12 et 3.13). Les datations disponibles pour Fuerteventura ne sont pas toujours fiables du fait de l'altération des coulées. Les résultats sont compris entre 20,6 et 12,1 Ma (Coello *et al.*, 1992 ; Ancochea *et al.*, 1996). Les produits du volcanisme de régénérescence (< 5 Ma) colonisent les vallées en "U", la dépression centrale et le nord-ouest de l'île, c'est-à-dire les zones basses d'un relief ne dépassent pas 724 m d'altitude (Pico de la Atalaya, dominant le village de Betancuria).

Les coulées et pyroclastites qui constituent les *cuchillos* sont de nature principalement basaltique. Les directions d'écoulement et le pendage des coulées concordent avec le dispositif radial. E. Ancochea *et al.* (1996) distinguent trois phases dans la structure des *cuchillos* de l'est de l'île :

1. Les matériaux des premières phases subaériennes affleurent à la base des terminaisons amont des *cuchillos*, dans la dépression centrale et autour des matériaux hypovolcaniques et sous-marins. Ils sont très altérés, fracturés et pénétrés de dykes. La lecture de ces formations est difficile. On reconnaît des coulées d'ankaramite, dont seuls subsistent les cristaux de pyroxènes noyés dans une matrice argilo-sableuse. Les olivines sont altérés en iddingsite ou en minéraux argileux. Le pendage est très prononcé pour un volcan bouclier (20°) et est localement accentué par un basculement (30-45°). Les phases primitives de construction de Fuerteventura sont en effet caractérisées par une tectonique cisailante et distensive précédant la mise en place d'une rift-zone primitive NNE-SSW, le long de laquelle sont alignés les volcans boucliers de Lanzarote et Fuerteventura (Stillman, 1987 ; Fernandez *et al.*, 1997).

2. Les matériaux des secondes phases sont en discordance sur les précédentes et constituent sur 300 à 500 m d'épaisseur l'ossature principale des *cuchillos*. Ce sont de fines coulées basaltiques, souvent "pahoehoe", intercalées entre des projections de cônes stromboliens. Le pendage est compris entre 10 et 20°. D'après l'orientation des réseaux de dykes, ce volcanisme fissural est décentralisé le long de rift-zones secondaires convergeant vers la rift-zone NNE-SSW. Celle du sud-est se prolonge jusqu'à l'isobathe – 1500m.

3. La répartition spatiale des produits d'une troisième phase est plus irrégulière : tantôt absents (sud-est), tantôt réhaussant les *cuchillos* de 200 à 300 m d'épaisseur coulées basaltiques à trachybasaltiques (Muda, Aceitunal, Rosa del Toro, Agundo). La légère différenciation magmatique caractérise les phases finales du bouclier, avec des rythmes d'accumulation saccadés.

Nous retrouvons en effet l'évolution typique des premières phases de construction des boucliers d'El Hierro, de La Palma, de La Gomera et de Tenerife (paragraphe 1.3.2.3.). Si le modèle s'étale sur quelques centaines de milliers d'années dans ces îles (< 2 Ma), il durerait en revanche plus de 8 Ma à Fuerteventura...si l'on en croit les datations radiométriques. Les mesures paléomagnétiques effectuées récemment par J.C. Carracedo et H. Guillou (*pers. com.*) suggèrent des phases de construction beaucoup plus courtes.

Vues depuis la dépression centrale, les terminaisons amont des *cuchillos* offrent des sections transversales dans leur structure interne. Les contacts entre les trois phases de construction sont souvent occupés par des formations sédimentaires (alluvions, dépôts de lahars), dont l'étendue et l'épaisseur sont d'autant plus importantes que le *cuchillo* est imposant. Nous avons auparavant démontré que les avalanches et les coulées de débris de la Ampuyenta avaient été canalisées dans des barrancos peu encaissés (paragraphe 2.1.3.1.). Leurs dépôts sont ravinés par des alluvions torrentiels au pied des *cuchillos* de la Montaña del Campo et de la Rosa del Toro. Ces anciens barrancos et leurs dépôts sont fossilisés par les épaisses coulées des troisièmes phases du volcan bouclier (14,3-12,1 Ma : Coello *et al.*, 1992, Ancochea *et al.*, 1996).

Le relief des *cuchillos* de la moitié est de Fuerteventura est donc le fruit d'une inversion générale de relief, amorcée il y a environ 13-14 Ma par la fossilisation d'un système de barrancos radiaux et exploitée par l'érosion depuis 12 Ma. Les coulées des phases de régénérescence (< 5 Ma) tendent à atténuer l'inversion en envahissant les

zones basses. Leur répartition est d'une grande utilité lorsqu'elles sont datées. Nous savons ainsi que la dépression centrale et les vallées en "U" étaient déjà formées il y a 2,6 Ma, âge obtenu par J. Coello sur la coulée allant d'Antigua au Barranco de la Torre (côte est). Ce profil en "U" n'est pas courant pour des barrancos. Il résulte selon C.C. Hernandez (1991) de la combinaison entre un processus de glaniplation des versants et les coulées intra-vallées des phases de régénérescence. Nous avons été frappé par le développement de versants réglés dans les matériaux des premières et secondes phases volcaniques des *cuchillos*. Les replats occasionnés par les coulées plus résistantes sont peu marqués dans le profil des versants.

Les *cuchillos* et les vallées en "U" de Fuerteventura donnent l'impression d'un relief quasiment figé, évoluant à des rythmes très lents. Les traces laissées par les variations climatiques quaternaires ne sont que superficielles (dunes fossiles, dépôts limoneux, encroûtements calcaires et gypseux, glacis étagés, dépôts torrentiels, petits cônes de déjection, etc.). Des incertitudes majeures demeurent : quelle est l'origine de la dépression centrale ? Pourquoi tronque-t-elle les terminaisons amont des *cuchillos* ? Les dépôts de barrancos que nous avons trouvés au col de Vallebron (alt. 340 m, versant nord du *cuchillo* de Muda) traduisent sur plus de 6 m d'épaisseur d'une alternance de phases torrentielles (avec des blocs atteignant 50 cm) et de phases moins turbulentes à écoulement plus régulier (lits de graviers et petits galets plus ou moins stratifiés suivant les niveaux). Ces dépôts s'inscrivent dans un chenal de 200 m de largeur, dont la formation est postérieure à l'inversion de relief des *cuchillos*. Ce barranco ayant évolué sous un système morphoclimatique relativement humide est perché à 340 m d'altitude et tronqué à l'ouest par la dépression centrale. Y a-t-il eu capture vers l'ouest suite à la formation de la dépression centrale ? Les processus aboutissant à ce dispositif sont-ils uniquement érosifs ?

Plus nous remontons aux sources même d'un relief pourtant simple en apparence, plus les incertitudes s'affrontent. L'évolution des barrancos des autres îles fournit des clés pour mieux comprendre le relief actuel de Fuerteventura. Mais ce relief n'est pas uniquement le résultat d'une érosion linéaire. L'élargissement des barrancos, la formation d'amphithéâtres d'érosion et la dénudation des racines des volcans boucliers procèdent d'une dénudation en trois dimensions, dont les effets ne sont pas uniformes dans le temps et dans l'espace.

		Dépression	Exutoire	Profondeur	Surface	Age	Typologie
		km	km	m	km ²	Ma	
Masca - Teno	Tenerife, Canaries	1,8 x 1,5	4	700		5,9	vallée-amphithéâtre
Los Carrizales - Teno	Tenerife, Canaries	2,5 x 1,5	4,5	620		5,9	vallée-amphithéâtre
Barranco de la Villa	La Gomera, Canaries	4,5 x 4	10	780		5,37	vallée-amphithéâtre
Hermigua	La Gomera, Canaries	4 x 3,5	10	850		4,25	vallée-amphithéâtre
Benchijigua	La Gomera, Canaries	4 x 3,5	9	550		4,98	vallée-amphithéâtre
Tirajana	Gran Canaria, Canaries	12 x 5	15	800		2,54	vallée-amphithéâtre
Rivière des Remparts	Réunion	7 x 4	21	1300		0,065	vallée-amphithéâtre
Rivière Langevin	Réunion	4 x 3	16	1300		0,065	vallée-amphithéâtre
Vallehermoso	La Gomera, Canaries	7 x 6	0	700	33	4,25	amphithéâtre
Caldera de Taburiente	La Palma, Canaries	8 x 6	8	2000	40	0,56	amphithéâtre
Cirque de Cilaos	Réunion	11 x 8	12	2000	70	0,18	amphithéâtre
Cirque de Mafate	Réunion	11 x 7	15	2000	60	0,18	amphithéâtre
Cirque de Salazie	Réunion	10 x 8	15	1600	65	0,18	amphithéâtre
Haleakala	Mauï, Hawaï	8 x 7	20		40	0,4	caldera d'érosion
Kauai	Kauai, Hawaï	19 x 16			240	4	caldera d'érosion
Tahiti Nui	Tahiti, Société	8 x 8	20	1900	50	0,5	caldera d'érosion
Mont Elgon	Ouganda/Kenya	8 x 8	10		50	< 5 ?	caldera d'érosion
Mezöhavas	Roumanie	4,5 x 5,5		400	20	7	caldera d'érosion
Misamis Oriental	Mindañaï, Philippines	8 x 9		1100	55	< 2 ?	caldera d'érosion

Tableau 3.3 - Caractéristiques des grandes formes d'érosion des reliefs volcaniques : vallées-amphithéâtres, amphithéâtres d'érosion, calderas d'érosion. Dépression (km) : dimensions de la dépression amont ; Exutoire (km) : longueur de l'exutoire aval ; Profondeur (m) : profondeur maximale ; Surface (km²) : surface de la dépression amont.

3.1.3. Des barrancos aux amphithéâtres et calderas d'érosion

3.1.3.1. *Les calderas d'érosion*

Le mot "*caldera*" signifie en espagnol chaudron et est appliqué au sens large à toutes les dépressions ovoïdes des massifs volcaniques canariens, quelles que soient leur taille et leur origine : effondrements centraux (Caldera de Tejeda, Gran Canaria), explosions phréatomagmatiques (Caldera de Bandama, Gran Canaria), avalanches de débris (Tirajana, Gran Canaria). Au sens strict du terme, seules sont concernées les dépressions circulaires ou elliptiques produites par l'effondrement des zones centrales des volcans, la chambre magmatique ayant été en partie vidée par les dernières éruptions (Smith & Bailey, 1968 ; Gudmundson, 1988 ; Mc Birney, 1990). L'appellation "caldera d'érosion" est maladroite, mais elle est toujours reconnue et son emploi reste pratique.

La notion de caldera d'érosion a été définie par C. Lyell (1855) à partir de la Caldera de Taburiente ; dépression qui s'apparente plutôt à un grand amphithéâtre d'érosion (paragraphe 2.2.1., Paris & Carracedo, 2001). C.A. Cotton (1952) et C.D. Ollier (1988) définissent les calderas d'érosion comme des dépressions d'origine volcanique (cratère, caldera *s.s.*) dont le drainage endoréique a été capturé par l'érosion régressive d'une des vallées radiales. Des cas typiques sont signalés par D. Karátson *et al.*, (1999) dans les Carpathes, au Kenya (Mont Elgon), au Vanuatu, aux Philippines et à Tahiti (caldera de Tahiti Nui). La caldera centrale de l'Haleakala (Maui Est, Hawaï) a été ouverte par trois vallées convergentes (Kaupo au sud, Kupahulu au sud-est et Keanae au nord), d'où sa forme triangulaire (McDonald *et al.*, 1983). Relevant du même processus d'érosion régressive, l'agrandissement de la caldera centrale de Kauai (Hawaï) a été freiné par des phases de régénérescence volcanique remplissant partiellement la caldera et les vallées adjacentes.

Nous distinguons deux types principaux de calderas d'érosion :

- Les calderas d'érosion "classiques", où l'érosion régressive d'une vallée radiale capture le système morphogénique d'une dépression centrale d'origine volcanique. On peut imaginer un tel processus à Gran Canaria pendant le hiatus, un des grands barrancos miocènes

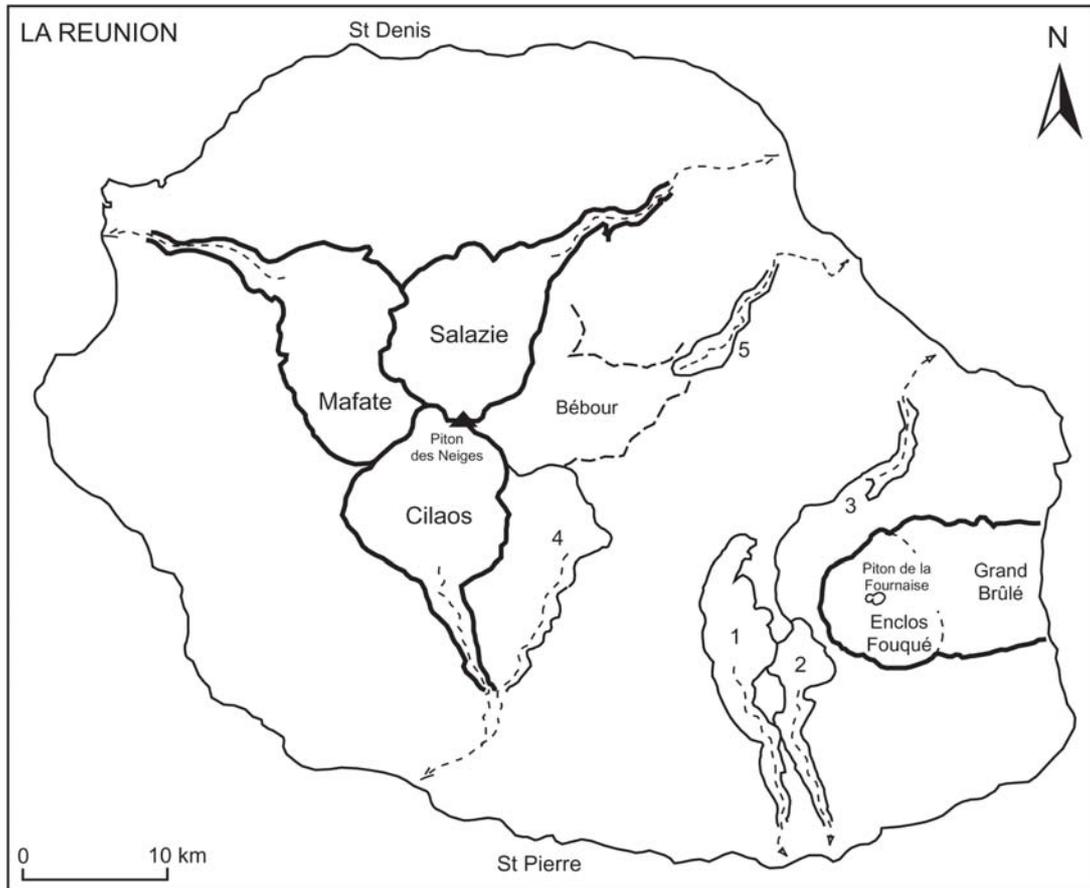


Fig. 3.14 - Les grandes formes de relief de La Réunion : les trois cirques (Mafate, Cilaos, Salazie : 180 ka) et les principales vallées-amphithéâtres avec leurs exutoires (1 : Rivière des Remparts ; 2 : Rivière Langevin ; 3 : Rivière de l'Est ; 4 : Grand Bassin ; 5 : Takamaka), La caldera de l'Enclos Fouqué et la cicatrice de glissement du Grand Brûlé (4,7 ka), envahis par les coulées du Piton de la Fournaise. Les contours supposés du cirque de Bébour, fossilisé par les dernières séries volcaniques du Piton des Neiges (< 70 ka), sont signalés par deux lignes discontinues.

- (Barranco de La Aldea - Tejeda ?) ouvrant une brèche dans les parois érodées de la Caldera de Tejeda.

- Les calderas s.s. perdant une portion de leur rebord lors d'un glissement sectoriel peuvent évoluer en calderas d'érosion. Les glissements sectoriels des flancs nord de Tenerife ont pu transformer provisoirement les calderas emboîtées de Las Cañadas en calderas d'érosion, si toutefois on admet l'existence de phases de subsidence centrale à Tenerife. Les rebords sud-ouest de l'actuelle Caldera de Las Cañadas sont effectivement très découpés pour une caldera s.s. Les rebords sud-est et est sont plus réguliers. Le glissement Icod (170-150 ka) a pu ouvrir une brèche dans le rebord nord et ouvrir la voie à l'érosion régressive depuis les cicatrices, vers le rebord sud-ouest d'une caldera. Cette idée est également envisageable pour le glissement du Grand Brûlé et la caldera de l'Enclos Fouqué (Piton de la Fournaise, La Réunion).

L'érosion régressive des barrancos et les glissements sectoriels ont pu occasionner aux Canaries des calderas d'érosion, sans qu'aucune preuve ne vienne le démontrer formellement. Les calderas d'érosion, au sens strict du terme, sont des formes de relief volcanique héritées, sources de confusions avec les notions de vallées-amphithéâtres et d'amphithéâtres d'érosion.

3.1.3.2. *Les vallées-amphithéâtres*

Les vallées-amphithéâtres sont susceptibles de participer à la formation des calderas d'érosion, telles qu'elles sont définies par C.A. Cotton (1952) et C.D. Ollier (1988). Le terme d'amphithéâtre est employé par Hinds en 1925, en référence aux vallées s'achevant par des morphologies en amphithéâtres d'érosion à Hawaï (*amphitheatre valley heads*). Certains des plus grands barrancos de La Palma, La Gomera, Tenerife et Gran Canaria évoluent vers l'amont en amphithéâtres de dimensions diverses. Ils adoptent alors un profil transversal évasé, souvent dominé par des parois verticales constituées de coulées ou d'ignimbrites massives. Le fond des amphithéâtres est relativement disséqué, échanuré de crêtes secondaires appelées "*Lomo*"(échine) ou "*Morro*"(museau) aux Canaries. Les dimensions des vallées-amphithéâtres n'excèdent pas 5 km de largeur ou de longueur et 800 m de profondeur aux Canaries. L'abondance des précipitations engendre à La Réunion des profondeurs de plus de 1000 m (les "Rivières", figure 3.14).

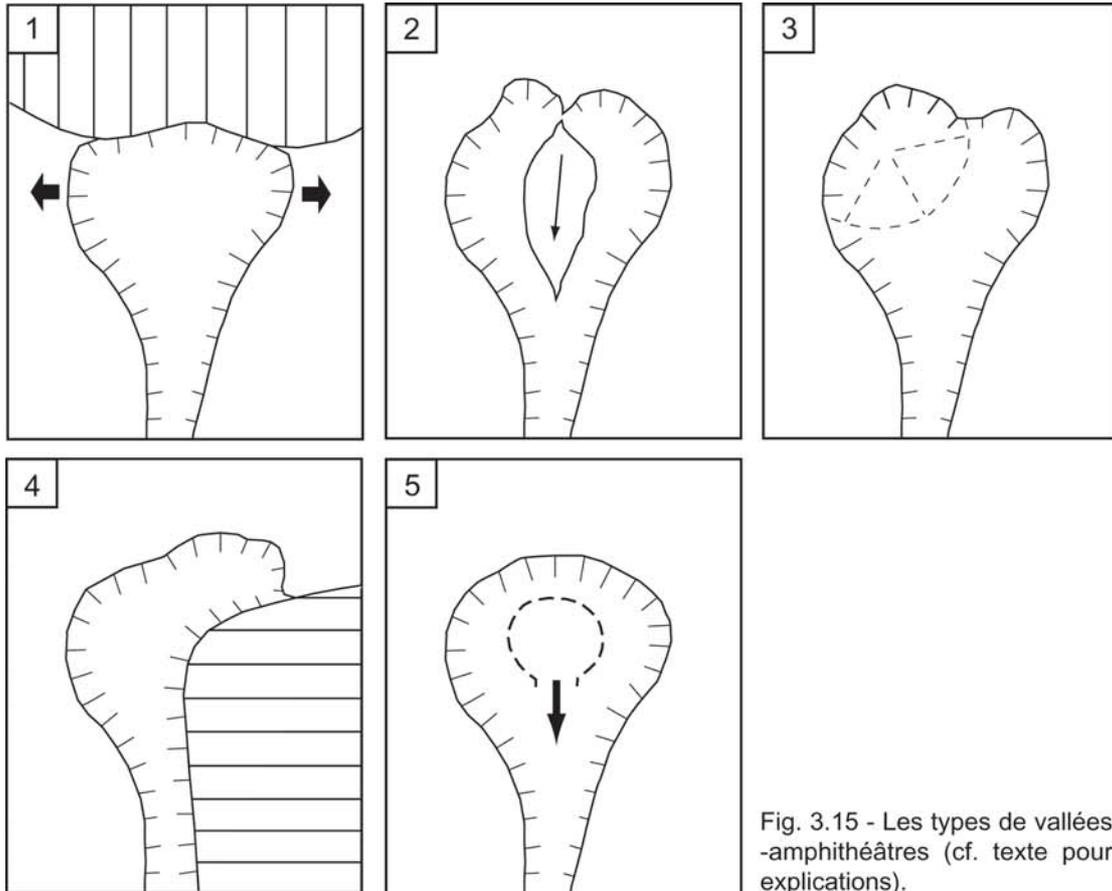


Fig. 3.15 - Les types de vallées -amphithéâtres (cf. texte pour explications).

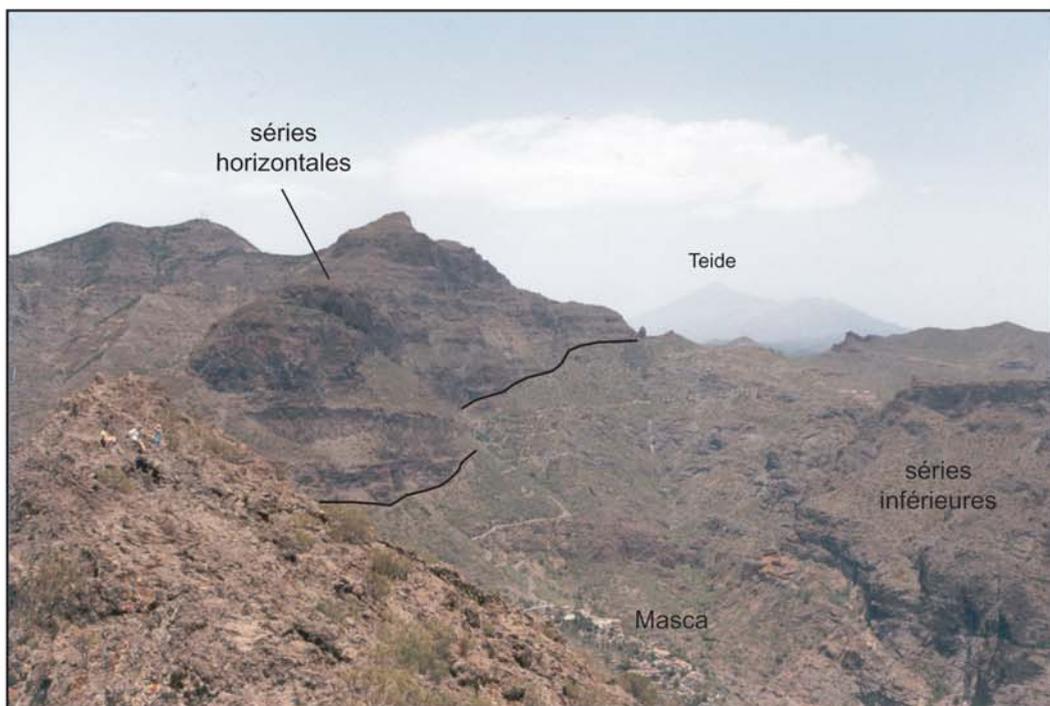


Photo 3.3 - Le barranco de Masca (sud Teno, Tenerife) évolue vers l'amont en amphithéâtre d'érosion car son érosion régressive se heurte aux séries horizontales (séries de remplissage d'une cicatrice de glissement). C'est une vallée-amphithéâtre du type 1 (figure 3.15).

L'origine des vallées-amphithéâtres est communément associée aux climats tropicaux humides, avec des précipitations de plus de 1 m par an. Aucune mention n'est faite d'une possible influence de la répartition temporelle des précipitations. G.A.J. Scott et J.M. Street (1976) considèrent l'altération chimique comme principal processus d'érosion des vallées-amphithéâtres de Maui Ouest et d'Honolulu (Hawaï). Ils ont démontré la récurrence des glissements translationnels affectant une couche superficielle altérée (sur environ 50 cm) dans les zones de fortes pentes (40-75°) et de fortes précipitations (> 2 m/an). Mais l'érosion fluviale et l'altération chimique ne sont pas les seules responsables de l'érosion des vallées-amphithéâtres, et encore moins de leur formation. Des morphologies en amphithéâtres se sont formées dans des environnements où les précipitations sont inférieures à 1 m par an (Canaries, Cap Vert, Mayotte, Galapagos). L'évolution des barrancos en amphithéâtres fait surtout appel à des paramètres structuraux (discordances, failles, rift-zones et structures profondes guidant la répartition des eaux d'infiltration) et lithologiques (différences de résistance et de perméabilité entre les coulées et les pyroclastites).

Les déstabilisations de flancs jouent également un rôle décisif dans la formation des plus grands amphithéâtres d'érosion. Les Iles Canaries présentent à ce propos des exemples variés et sont le terrain idéal pour proposer une classification.

La morphologie en amphithéâtre apparaît comme la forme naturelle la plus simple pour concentrer un réseau hydrographique dendritique. Nous serions tenté de dire : trop simple quand on connaît l'hétérogénéité des structures volcaniques. Nous proposons ci-dessous une classification des vallées-amphithéâtres. La plupart des exemples sont issus de notre connaissance des Iles Canaries et de La Réunion. Nous n'avons pas été exclusif et certains exemples illustrent deux catégories. Nous distinguons 5 sous-types, parmi lesquels les quatre premiers sont d'origine structurale et le dernier d'origine volcanique (figure 3.15) :

1. Les vallées-amphithéâtres du Teno (Masca, Carrizales), du Barranco del Agua (La Palma), de Benchijigua (La Gomera) et de la Rivière de l'Est (La Réunion) s'élargissent en amont car l'érosion régressive se heurte à des séries basaltiques horizontales résistantes, déterminant des parois verticales (figure 2.35).

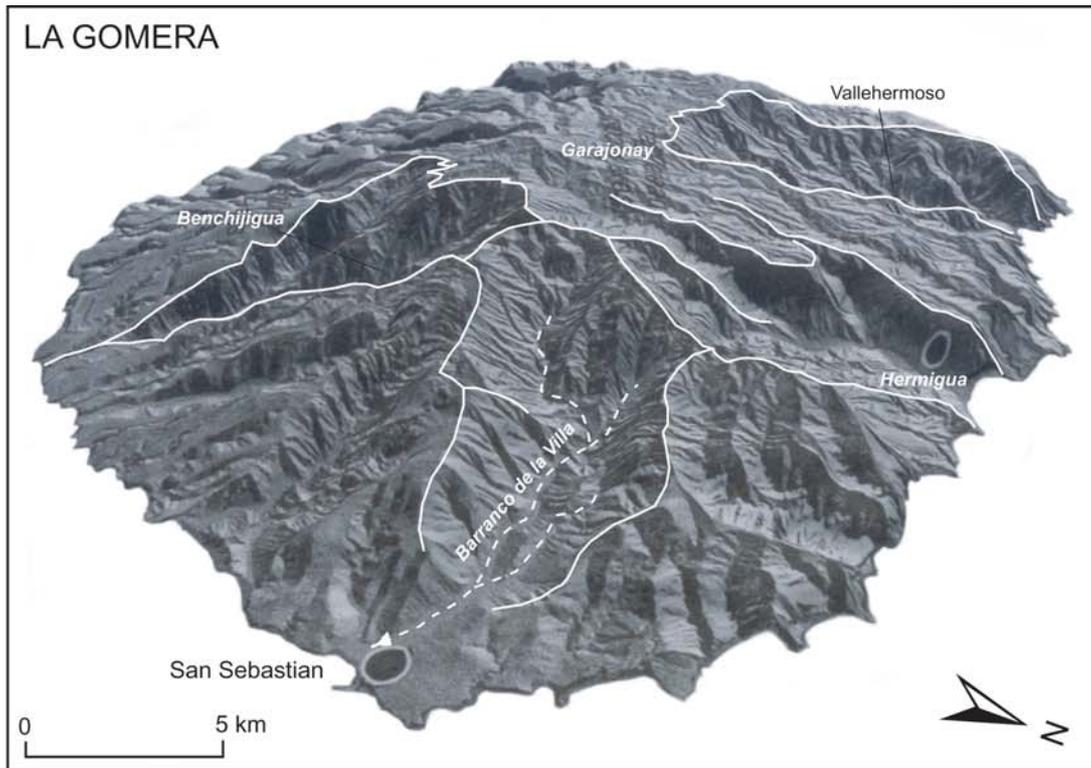


Fig. 3.16 - Les vallées-amphithéâtres de La Gomera : le Barranco de la Villa, Benchijigua, Hermigua.

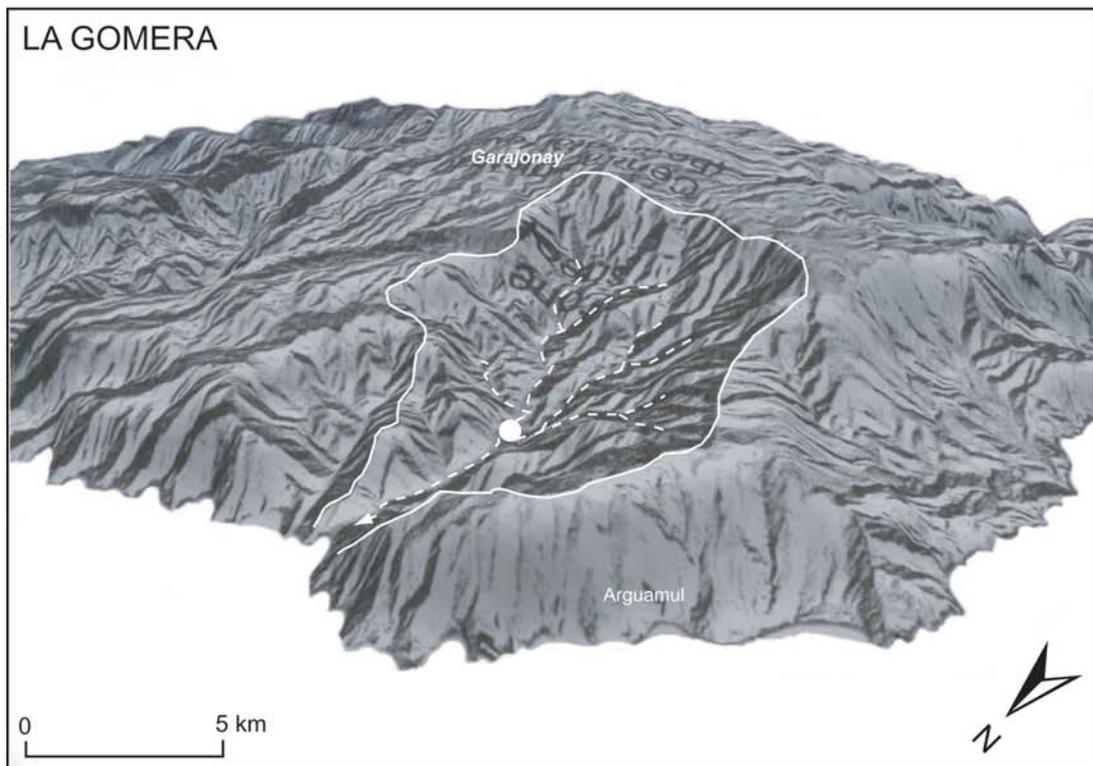


Fig. 3.17 - L'amphithéâtre d'érosion de Vallehermoso (La Gomera).

2. Les vallées amphithéâtres du sud et de l'est de La Gomera (barrancos de la Villa, de Benchijigua) se sont formées suite à la fossilisation d'anciens barrancos par des séries volcaniques intra-vallées (figures 3.11 et 3.16). Un processus semblable est en cours entre la Rivière des Remparts et la Rivière Langevin, où les séries volcaniques de Mahavel et Langevin fossilisent une large paléovallée enfouie (Mairine & Bachèlery, 1997). Les deux vallées ne formeront bientôt plus qu'une seule vallée-amphithéâtre composite.

3. Les vallées-amphithéâtres où le travail de l'érosion régressive est facilité en amont par des matériaux pyroclastiques de grands cônes stromboliens. C'est le cas de certains barrancos du sud et de l'est de La Gomera (barrancos de Juan de la Vera et de La Guancha, Barranco d'Erque et éventuellement Barranco de la Villa).

4. Les vallées-amphithéâtres d'Hermigua et de la Rivière des Remparts exploitent le contact entre des séries volcaniques remplissant une cicatrice de glissement sectoriel massif et les séries volcaniques pré-glissement. Les zones amont de ces vallées ont une forme pluri-lobée due à la coalescence d'amphithéâtres peu développés. Leur origine provient de l'érosion des cicatrices d'effondrements chroniques affectant les séries de remplissage¹. Les eaux d'infiltration exploitent la discordance basale. Les amphithéâtres d'Hermigua et de la Rivière des Remparts sont donc situés du côté des séries volcaniques de remplissage.

5. Les vallées-amphithéâtres d'origine volcanique sont initiées lors des avalanches de débris des stratovolcans centraux, comme les barrancos de Valsequillo, Arguineguin et Tirajana (sud-est de Gran Canaria). La grande dépression allongée de Tirajana n'est pas seulement un barranco, sans cesse agrandi par des glissements de terrain (Lomoschitz & Corominas, 1997), puisque son amphithéâtre amont est hérité d'une caldera d'avalanche du stratovolcan Roque Nublo. L'avalanche a aussi tronqué le Barranco de Fataga qui, privé de son amont, présente de grands versants convexes, avec des nappes colluvionnaires massives et faiblement réincisées. L'incision est plus développée vers l'aval, où le barranco est dominé par les parois verticales des ignimbrites Fataga. L'évolution rapide du Barranco de Tirajana a donc freiné l'érosion linéaire et l'évacuation des sédiments du Barranco de Fataga vers l'amont. C'est un exemple édifiant d'interdépendance entre barrancos voisins.

¹ Un effondrement de ce type a brusquement emporté 15 millions de m³ d'une paroi de la Rivière des Remparts (Bras de Mahavel) le 15 mai 1965. La charge solide a rapidement barré la vallée et laissé s'accumuler un lac qu'il a fallu pomper pour éviter une vidange brutale. Le stock sédimentaire issu de cet événement est toujours très important et son remaniement occasionne encore de petits lacs de barrage. Les dépôts de la coulée de débris de 1965 présentent des caractéristiques proches des anciennes coulées des débris de la Fournaise, décrites par Ph. Mairine et P. Bachèlery (1997).



Photos 3.4 et 3.5 : Deux exemples de vallées-amphithéâtres formées dans les séries anciennes du volcan-bouclier du Piton de la Fournaise (La Réunion) : les gorges de Takamaka (est, ci-contre) et la Rivière des Remparts (sud, ci-dessous).





Photo 3.6 - La cirque de Mafate (La Réunion), depuis le col du Taïbit, qui le sépare du Cirque de Cilaos (figure 3.14). Ce grand amphithéâtre d'érosion s'insère du nord au sud entre les différentes séries volcaniques de construction du volcan bouclier du Piton des Neiges.



Photo 3.7 - Cicatrice de glissement au fond du Cirque de Salazie (La Réunion). L'érosion est très rapide dans les matériaux volcaniques altérés et détritiques du fond des grands amphithéâtres d'érosion de La Réunion. L'essentiel du volume est produit par des déstabilisations comme celle-ci.

3.1.3.3. *Les grands amphithéâtres d'érosion*

Les amphithéâtres d'érosion prennent parfois des dimensions telles que la vallée n'est plus qu'un simple d'exutoire. Nous préférons dans ce cas employer le terme d'amphithéâtre d'érosion plutôt que de vallée-amphithéâtre, dans le sens où l'essentielle du réseau hydrographique est concentré de façon dendritique dans l'amphithéâtre. L'exutoire a une longueur à peine supérieure aux dimensions de l'amphithéâtre (tableau 3.3). Le Barranco de Vallehermoso adopte à ce titre une curieuse morphologie d'amphithéâtre débouchant directement sur la mer. Son exutoire est réduit à son strict minimum (figure 3.16). Nous avons déjà précisé son origine : l'avalanche de débris du stratovolcan initie une phase de destruction accélérée de l'édifice, qui aboutira à une inversion de relief par rapport aux séries horizontales cernant maintenant l'amphithéâtre (figure 2.34). Le recul rapide des falaises de la côte nord, attesté par de nombreuses cicatrices d'effondrements aurait-il progressivement "grignoté" la vallée-d'amphithéâtre d'origine ?

Les plus grands amphithéâtres ont des dimensions supérieures à 5 km et une profondeur de plus de 1500 m. Certains sont encore confondus avec les calderas d'érosion lorsqu'ils sont de forme elliptique et lorsque leur exutoire se rétrécit fortement vers l'aval (cirque de Cilaos à La Réunion, Caldera de Taburiente à La Palma). De la même manière, les calderas d'érosion aux formes très découpées finissent par ressembler à des amphithéâtres d'érosion lorsque le volcanisme intracaldérique cesse définitivement (calderas de Tahiti Nui en Polynésie, Mezöhavas dans les Carpathes Roumaines et Misamis Oriental aux Philippines). La distinction essentielle entre les calderas d'érosion et les amphithéâtres d'érosion est l'origine de la dépression initiale : volcano-structurale pour les calderas d'érosion, érosive pour les amphithéâtres d'érosion. La convergence de forme est parfois trompeuse.

Leur formation de grands amphithéâtres requiert des circonstances structurales et lithologiques exceptionnelles, communes à la Caldera de Taburiente et aux trois cirques de La Réunion (Kieffer, 1990 ; Rocher, 1990) :

- récurrence de déstabilisations massives des flancs du volcan bouclier ;
- concentration et puissance de l'érosion aux marges des séries volcaniques de remplissage, le volcanisme fissural reprenant juste après les déstabilisations ;

- superposition de parois verticales, constituées d'un empilement de coulées massives et imperméables, sur des matériaux volcaniques (premières phases sous-marines et subaériennes) et détritiques (brèches massives), très altérés, ravinés et pénétrés de multiples dykes ;
- influence de cette superposition et de structures profondes (rift-zones, cicatrices de glissements, calderas enfouies) sur la répartition des eaux d'infiltration.

Le contexte climatique n'influence que les vitesses d'érosion puisque les Cirques de La Réunion (180 ka) et la Caldera de Taburiente (560 ka) ont des dimensions similaires. Les brèches massives constituant certains îlets¹ de Mafate traduisent des effondrements et des coulées de débris produisant l'essentiel du volume du cirque. Les pertes depuis les zones hautes sont entretenues par l'incision des zones basses, où la mobilisation et l'évacuation des matériaux venant des versants est très active. Les dépôts de cicatrices non revégétalisées de la Rivière des Galets (Mafate) ont parfois disparu du paysage ! Les profils longitudinaux des cours d'eau des grands amphithéâtres ont des pentes très fortes, marquées par des ruptures lithologiques, en cascades de plusieurs dizaines de mètres de hauteur.

Les trois cirques de La Réunion sont adossés les uns aux autres : Mafate au nord-ouest, Salazie au nord-est et Cilaos au sud (figure 3.14). Ils sont séparés par le massif sommital des Salazes et du Piton des Neiges, qui leur est postérieur. Cilaos a une forme elliptique proche de la Caldera de Taburiente, d'où les confusions avec les calderas d'érosion. Mafate est une grande gouttière épousant les contacts entre plusieurs séries volcaniques de remplissage de cicatrices. Un quatrième cirque, occupé par la forêt tropicale de Bébou, est enfoui sous les dernières coulées du Piton des neiges (< 70 ka). Les cols entre Mafate et Cilaos d'une part (col du Taïbit, 2082 m), et Mafate et Salazie d'autre part (col de Fourche, 1942) sont étroits. Les cirques sont amenés à terme à se rejoindre, comme les vallées-amphithéâtres d'Hermigua, de la Villa et de Benchijigua à La Gomera (figure 3.16). Les captures par érosion régressive modifient ainsi considérablement la géométrie et l'évolution morphologique des amphithéâtres d'érosion. Il s'agit là d'un processus fondamental dans la destruction des zones centrales des volcans boucliers océaniques.

¹ Les îlets sont des interfluves à surface relativement plane, d'où leur occupation par de petits villages.

3.2. La dénudation des structures hypovolcaniques de Fuerteventura

3.2.1. Les structures hypovolcaniques en tant que marqueurs de l'érosion

3.2.1.1. *Les phases intrusives de Fuerteventura*

La destruction d'un volcan bouclier aboutit sur le long terme au dégagement de ses structures hypovolcaniques, essentiellement constituées d'intrusions magmatiques: réseaux de dykes et de sills, crypto-dômes, corps magmatiques cristallisés en roches plutoniques. Le massif hypovolcanique de l'ouest de Fuerteventura représente sur 300 km² une "vitrine" de l'évolution profonde du volcan bouclier de Los Cuchillos, des phases sous-marines (paragraphe 1.3.1) aux intrusions les plus tardives. Les meilleurs affleurements sont situés le long de la côte ouest, dans les fonds de barrancos et sur les crêtes sommitales du massif. Ailleurs, les roches sont masquées par des formations pliocènes et quaternaires (dunes, encroûtements). Les travaux antérieurs distinguent quatre phases intrusives (Muñoz, 1970 ; Robertson & Stillman, 1979 ; Le Bas *et al.*, 1986 ; Cantagrel *et al.*, 1993; Balogh *et al.*, 1999) :

1. Les premières intrusions portées à l'affleurement sont des corps de grande taille constitués de roches basiques à ultrabasiques (gabbros, pyroxénites, amphibolites) pénétrées de syénites. Leur géométrie est inconnue car ils sont en grande partie traversés de formations volcaniques et sédimentaires ultérieures. Les datations K-Ar et Ar-Ar sont comprises entre 70,6 et 23,5 Ma (Balogh *et al.*, 1999). Ces résultats sont faussés par les excès d'argon par incorporations de fluides, ou les pertes d'argon lors des phases intrusives ultérieures. Cette phase est en tout cas antérieure à 23,5 Ma.

2. La seconde phase intrusive est contemporaine du fonctionnement de zones de cisaillement W-E et N-S affectant la croûte océanique sous l'effet de remontées asthénosphériques (Fernandez *et al.*, 1997). Les mouvements verticaux de blocs excèdent localement 1 km. Cette phase d'instabilité tectonique précède les débuts du volcanisme sous-marin de Fuerteventura. Affleurant du nord au sud à Esquinzo, Ajui, la Caleta de la Cruz et la Punta del Peñon Blanco, cette seconde génération est représentée par des corps de syénites, ijolites et carbonatites de petite taille, sous forme de filons irréguliers de quelques centimètres à un mètre de puissance. Les

datations donnent des âges concordants, toujours comprises entre 25 et 21 Ma (Cantagrel *et al.*, 1993 ; Balogh *et al.*, 1999). A. Demény *et al.* (1998) ont montré que les fluides carbonatitiques de cette phase ont été légèrement contaminés par les sédiments du plancher océanique.

3. La troisième phase intrusive majeure correspond à la mise en place de la grande rift-zone le long de laquelle vont se construire les volcans boucliers de Fuerteventura et Lanzarote. Les dykes ne sont pas très larges, très rapprochés les uns des autres et en grande majorité orientés NNE-SSW. G.P.L. Walker (1992) a décrit des réseaux de dykes comparables à Maui, Oahu et Molokai (Hawaï). Au nord et au centre de Fuerteventura (Barranco de Esquinzo, Las Hendiduras, Punta de Diego Diaz), des petites intrusions de gabbros à olivines et pyroxénites, provoquant une recristallisation des roches encaissantes, sont contemporains du fonctionnement de la rift-zone. La densité de veines de fluides pneumatolytiques souligne l'intensité des phénomènes tardi-magmatiques dans les filons. Les datations oscillent entre 22 et 19 Ma (Cantagrel *et al.*, 1993 ; Balogh *et al.*, 1999). Cette phase intrusive alimente le volcanisme sous-marin et subaérien primitif de Fuerteventura.

4. La quatrième phase intrusive voit la mise en place de complexes annulaires de syénites, gabbros et trachytes autour de Vega Rio de Palmas, de Betancuria et de Toto (à l'est de Pajara). J.M. Cantagrel (1993) ont effectués trois datations K-Ar : 18,7 Ma pour un des gabbros de Vega Rio de Palmas, 14,6 Ma pour une trachyte et 13,0 Ma pour une syénite près de Betancuria. Ces roches constituent la partie centrale du massif hypovolcanique et ne sont pas traversées par les dykes de la rift-zone NNE-SSW, bien que situées dans son axe. Le volcanisme fissural est en effet décentralisé le long de rift-zones radiales. C'est la phase majeure de construction des *cuchillos* (20,6-12,1 : Coello *et al.*, 1992 ; Ancochea *et al.*, 1996). La présence de gabbros, syénites et de trachytes en filons annulaires (*ring dykes*) traduit une différenciation magmatique et des phases de subsidence au centre du volcan bouclier. Les diamètres modestes des ring-dykes (< 4 km) évoque plutôt des grands pit-craters que des calderas (tableau 2.8). C'est pourquoi nous reviendrons plus en détail sur cet épisode et plus particulièrement sur les complexes annulaires.

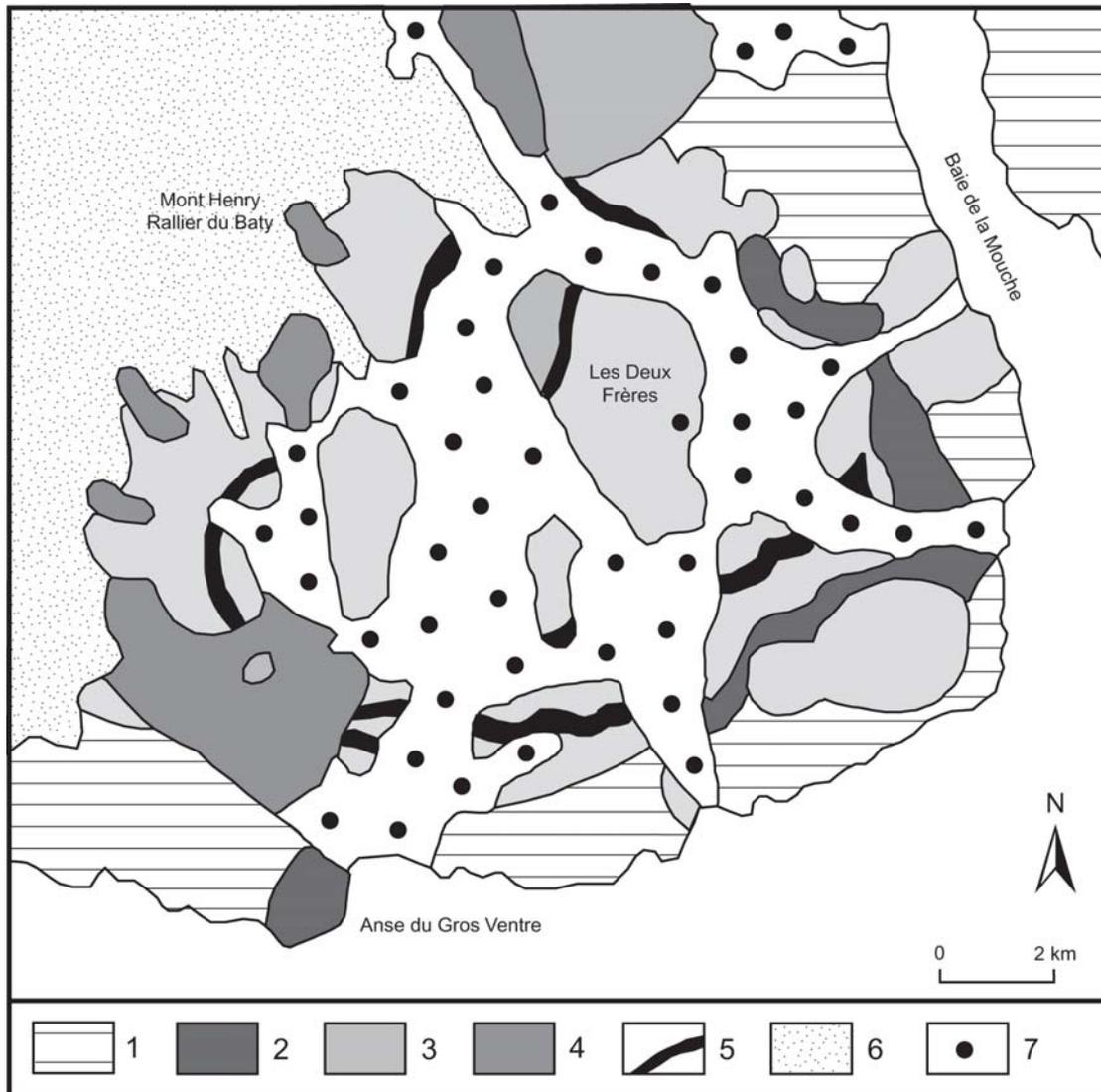


Fig. 3.18 - Carte géologique simplifiée du complexe annulaire de la Péninsule Rallier du Baty (Iles Kerguelen). 1 : basaltes miocènes ; 2 : gabbros et autres roches basiques ; 3 : syénites quartzifères ; 4 : trachytes (phase de résurgence) ; 5 : injections tardives en filons et faciès de contact ; 6 : calotte glaciaire ; alluvions (d'après J. Nougier, 1970 et A. Giret, 1983, modifiés).

3.2.1.2. *L'intérêt des complexes annulaires*

La mise en place des complexes annulaires est traditionnellement associée aux phases de subsidence des zones centrales d'un volcan (Smith & Bailey, 1968 ; Walker, 1985 ; Bonin, 1990). Le mécanisme traditionnellement décrit est le suivant. Il se produit tout d'abord un bombement et une fracturation, à la fois radiale et concentrique de la zone centrale du volcan sous les effets d'une différenciation et d'une surpression au niveau de la chambre magmatique. La différenciation magmatique se traduit en effet par une baisse de densité du magma et par une sursaturation des liquides résiduels en fluides. Le volcanisme est concentré sur les fractures et ses manifestations sont explosives (écoulements pyroclastiques, dômes). Les complexes de *cone sheets* se forment par mise en place de feuillets concentriques et coniques le long de failles circulaires à fort pendage centripète, lors des éruptions explosives pré-caldera. La vidange de la chambre magmatique lors d'éruptions pliniennes paroxysmales (nuées ignimbriques épaisses) provoque finalement l'effondrement en blocs de la partie centrale du volcan, le long des failles circulaires. Les nouvelles injections magmatiques se mettent en place sous la forme de coupoles annulaires (*ring dykes*) autour des blocs subsidents qui exercent un effet de piston sur la chambre magmatique.

Seule la Caldera de Tejeda (Gran Canaria) semble obéir à ce schéma : grande structure caldérique avec trois blocs centraux subsidents, récurrence des éruptions ignimbriques, corrélation entre les volumes de dépôts pyroclastiques extra et intra-caldera, complexe de cone-sheets de 20 km de diamètre entourant une coupole syénitique centrale (Schmincke, 1967 ; Schirnack *et al.*, 1999). Pour les autres îles et notamment pour les stratovolcans de Las Cañadas (Tenerife) et Vallehermoso (La Gomera), l'absence de grandes calderas et de nappes ignimbriques massives évoque plutôt des subsidences par à-coups, au gré des variations de volume de la chambre magmatique (Walker, 1984). C'est en fait le cas de la plupart des volcans boucliers et des stratovolcans des îles océaniques (Canaries, Açores).

Les complexes annulaires sont plus courants dans les provinces volcaniques continentales intraplaques que sur les îles océaniques. La destruction des zones centrales des volcans boucliers tertiaires du Hoggar (Rognon, 1967 ; Maza *et al.*, 1998), du Tibesti (Vincent, 1963) et d'Ecosse (Le Cœur, 1994) a révélé de grands

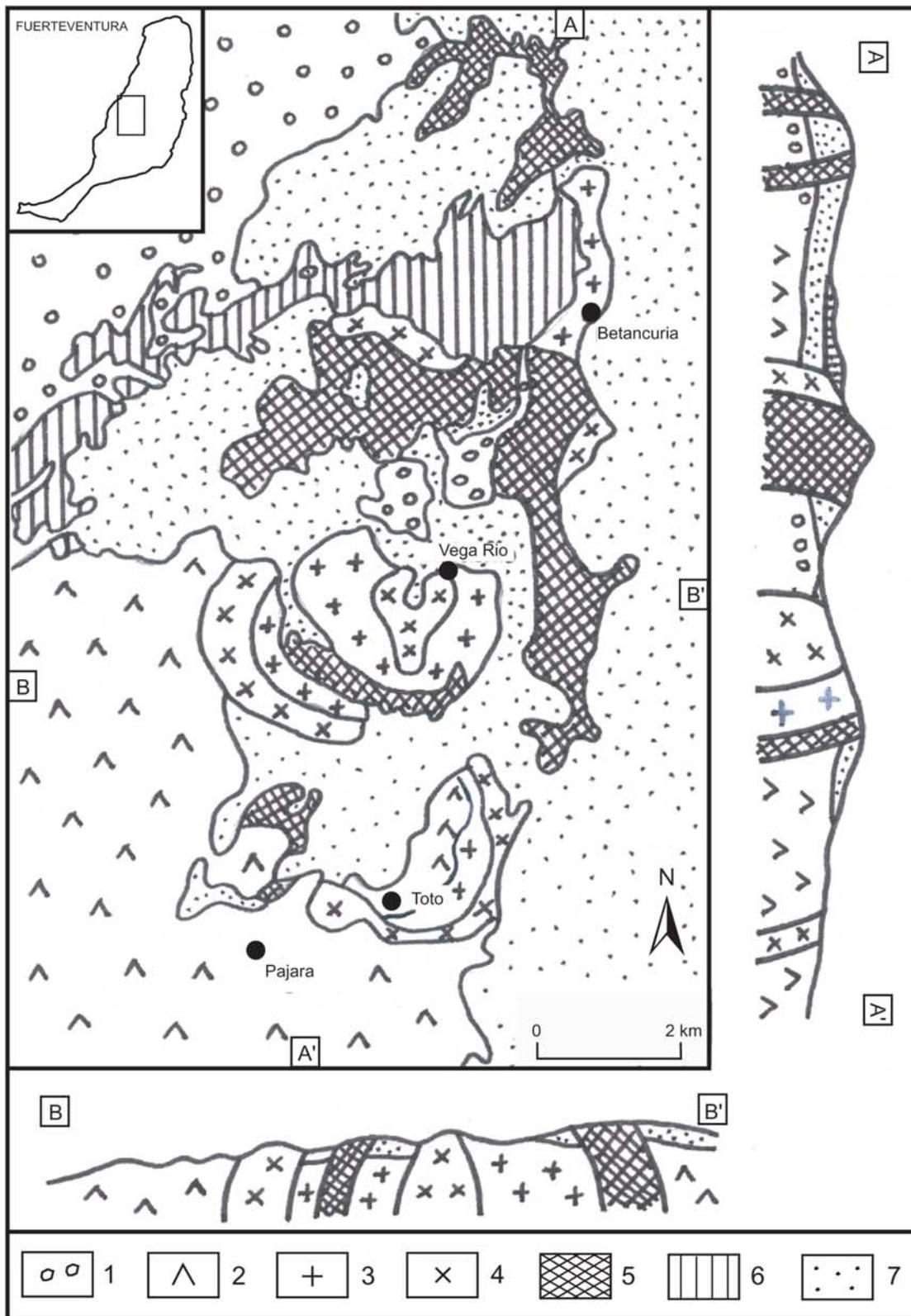


Fig. 3.19 - Carte géologique simplifiée des complexes annulaires de Fuerteventura. 1 : matériaux volcaniques sous-marins ; 2 : gabbros à olivine et pyroxénites (> 20 Ma) ; 3 : gabbros (< 20 Ma) ; 4 : syénites alcalines ; 5 : intrusions trachytiques tardives (15-14 Ma) ; 6 : coulée du volcan de Betancuria (5 Ma) ; 7 : formations sédimentaires quaternaires.

complexes annulaires où les roches plutoniques prédominent. En domaine océanique, ceux des Kerguelen sont les plus connus, notamment le complexe miocène de la Péninsule Rallier du Baty (figure 3.18 : syénites quartzifères, gabbros, microgranite). Des affleurements de roches plutoniques sont également signalés à La Réunion (syénites quartzitiques microcristallines de Mafate et Cilaos), aux Seychelles (granites), au Cap Vert (syénites de Maio), à Ascension (granites hyperalcalins) et à Tahiti (gabbros, syénites et théralites). Les "granites océaniques" proviendraient de la différenciation résiduelle d'un magma basaltique alcalin d'origine mantellique (Engel & Fischer, 1975). Ces roches ont d'abord été considérées comme issues de la fusion de micro-continent (Dietz & Sproll, 1970) mais aucune enclave pétrologique de type continental n'y a jusqu'à présent été reconnue (Grégoire, 1994).

La mise à l'affleurement de complexes annulaires implique la disparition d'une tranche de relief de 1 à 2 km (Smith & Bailey, 1968 ; Bonin, 1990 ; Bardintzeff *et al.*, 1988). En l'absence de décapitations des zones centrales par des éruptions paroxysmales, la dénudation des racines hypovolcaniques du volcan bouclier de Fuerteventura résulte de la conjugaison de plusieurs facteurs :

- des phases de subsidence centrale dont témoignent les ring-dykes ;
- des avalanches de débris dont nous avons identifié les dépôts, intercalés entre les séries basaltiques des *cuchillos* (paragraphe 2.1.3.1.) ;
- des déstabilisations massives des flancs ouest du volcan bouclier, attestées par 3500 km³ de dépôts détritiques sous-marins ;
- et finalement l'érosion des reliefs volcaniques résiduels, jusqu'au dégagement des structures hypovolcaniques.

Couplée à une analyse pétrographique, la géomorphologie apporte dans un premier temps quelques réponses. Elle permet notamment de faire la part des choses entre l'exploitation par l'érosion des différences de résistance dans les nombreux faciès de roches intrusives et le degré de dénudation des filons annulaires. Les complexes annulaires n'ont en effet jamais une géométrie parfaite. Leur présence en position dominante dans le relief représente un marqueur de la destruction du volcan bouclier sur le long-terme. L'objectif final est de reconstituer l'évolution du volcan bouclier, notamment dans ses rapports entre le massif hypovolcanique l'ouest, la dépression centrale et le relief des *cuchillos* à l'est.

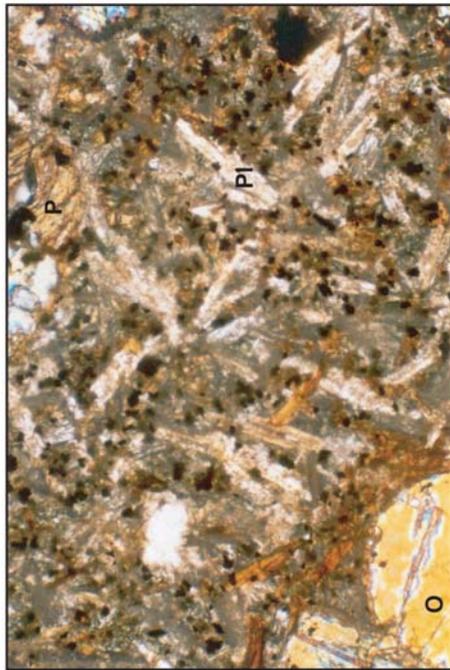


Photo 3.8 - Gabbro des environs de Toto, vu en lame mince (Fuerteventura). O : olivine ; Pl : plagioclases à disposition grossièrement doléritique ; P : clinopyroxènes brunâtres.

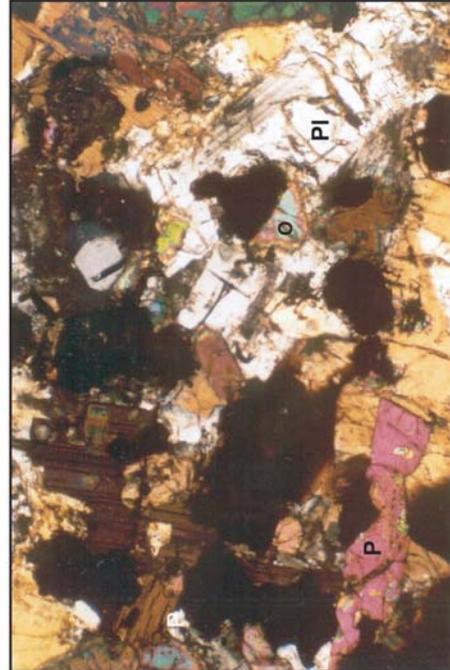


Photo 3.10 - Gabbro de la Caldera de Taburiente, vu en lame mince (La Palma) : grands cristaux de plagioclases (Pl), grande variété de pyroxènes (P) et olivines résiduelles (O).



Photo 3.9 - Microgabbro de Vega Rio de Palmas, vu en lame mince (Fuerteventura), essentiellement constitué de plagioclases et de clinopyroxènes.

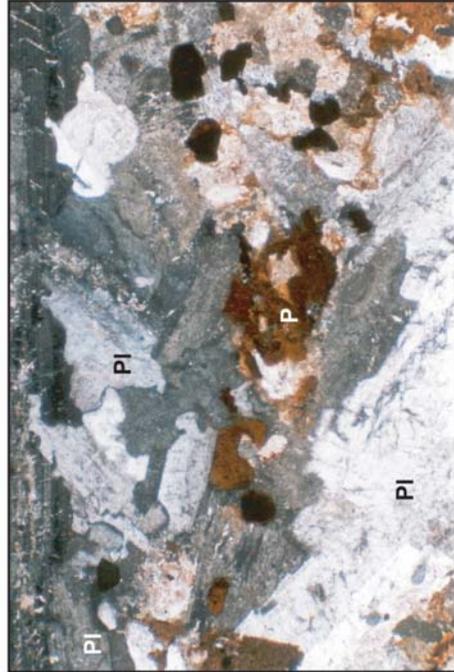


Photo 3.11 - Gabbro troctolitique de Betancuria, vu en lame mince (Fuerteventura), très riche en plagioclases (Pl), parfois en phénocristaux. Pyroxènes xénomorphes et oxydés (P).

3.2.1.3. *Relief et pétrographie des complexes annulaires de Fuerteventura*

Le massif hypovolcanique de l'ouest de Fuerteventura est dominé au centre par les complexes annulaires de la quatrième phases intrusive. Pénétrés de toutes parts par les trois phases intrusives précédentes, les matériaux volcaniques et sédimentaires sous-marins sont disposés en périphérie des complexes annulaires, sous la forme d'un relief vallonné de collines estompées. Cet assemblage de roches entremêlées se comporte comme des roches meubles dont le ravinement serait fossilisé par les encroûtements et les massifs dunaires du Quaternaire. Le réseau hydrographique, rarement fonctionnel, est de type dendritique. Les longs dykes de la rift-zone n'apparaissent que très légèrement déchaussés en surface.

Les trois complexes annulaires de Fuerteventura (figure 3.19) sont exclusivement constitués de ring-dykes massifs de gabbros, de syénites et de trachytes. Le complexe de Toto à un diamètre apparent de 3 km et affleure entre 250 et 400 m d'altitude autour du village du même nom. Il est constitué d'un corps de gabbros légèrement altérés, cerné par une auréole de syénites. Ces roches ne sont visibles que dans les fonds des ravins asséchés et le long des routes. Ce complexe ne détermine aucune forme de relief particulière. La disposition des cristaux de plagioclases des gabbros évoque une structure doléritique, noyée dans un pâte ferromagnésienne où émergent aussi quelques clinopyroxènes. Il y a donc eu un début de cristallisation avant la mise en place et la consolidation, dans une chambre magmatique certainement peu profonde. Aucune datation n'a été publiée.

Le complexe de Betancuria est peu connu pour les même raisons. Il se limite à un intrusion gabbroïque autour de Betancuria (secteur amont), du fond du barranco (390 m) jusqu'à 500 m sur les versants. Cette roche d'apparence fraîche est très riche en plagioclases (75 %) et comporte des olivines de petite taille. Les pyroxènes sont xénomorphes et oxydés. Ce faciès troctolitique est typique des toits de chambres magmatiques, ce qui explique la position de cette intrusion dans une zone basse. Sa dénudation est peu avancée. Le petit affleurement de syénites du Castillo de Lava lui est communément associée (Fuster, 1968a ; Muñoz; 1970). J.M. Cantagrel *et al.* (1993) ont daté ces syénites par K-Ar à 13,0 Ma, mais ils n'ont pas publié les résultats obtenus sur les gabbros Betancuria (150 à 42 Ma...).



Photo 3.12 - Le complexe annulaire de Vega Rio de Palmas (massif hypovolcanique de Fuerteventura). Les ring-dykes de gabbros et syénites sont recoupés par une intrusions massive de trachytes. Notez la différence de modelé entre les versants trachytiques et les versants syénitiques. Le confinement des gabbros dans la vallée résulte de la conjugaison de l'érosion différentielle et de leur position inférieure dans la structure du complexe annulaire.

Photo 3.13 - Altération en boules dans les syénites du complexe annulaire de Vega Rio de Palmas (Fuerteventura).



Photo 3.14 - La "cluse" du Barranco de las Peñitas dans un ring-dyke syénitique du complexe annulaire de Vega Rio de Palmas (Fuerteventura). Le site a été aménagé en barrage, dont le lac de retenue est désormais asséché. Au fond, les matériaux volcaniques et sédimentaires sous-marins occasionnent un relief moins vigoureux de collines et croupes estompées.

D'après l'âge d'un de ses gabbros (18,7 Ma), le complexe de Vega Rio de Palmas est antérieur aux précédents. Il est beaucoup plus marqué dans le paysage. Un noyau syénitique alcalin pénètre au niveau du village de Vega Rio un corps de microgabbros affleurant dans le Barranco de Betancuria (secteur aval) et un de ses affluents (figure 3.20). Le tout forme un cœur fragile limité aux zones inférieures à 400 m. Les syénites centrales sont porphyriques, avec de grands cristaux de feldspaths. Les faciès périphériques, en contact avec les microgabbros, sont plus fins. La limite entre les syénites et les gabbros n'est pas nette, marquée par une succession de veines trachytiques. Les microgabbros sont très altérés. Ils sont composés d'un assemblage fragile de plagioclases, de feldspaths et de ferromagnésiens oxydés. Les olivines sont microcristallines, voire cryptocristallines (circulations tardives). Ce faciès caractérise plutôt les bordures supérieures des coupoles en ring-dyke.

Un second ring-dyke, syénitique, détermine au sud une crête oblongue massive que le Barranco de Betancuria, devenu entre-temps Barranco de las Peñitas, transperce en une "cluse". Les microgabbros sont très fins et d'apparence plus résistante au contact de ces syénites. Leur composition est en effet plus homogène, avec essentiellement des plagioclases et des pyroxènes. Les syénites du second ring-dyke sont elles aussi alcalines (des feldspaths alcalins, des amphiboles et quelques plagioclases). Nous avons distingué plusieurs faciès : des faciès porphyriques et porphyroïdes parfois feuilletés au centre de la crête, et des faciès plus fins à la fois sur les flancs, au contact avec des dykes trachytiques, et dans la zone supérieure de l'intrusion (alt. 420-450 m). L'extension de ce ring-dyke vers le nord et l'est est masquée par des formations de versants. Lorsqu'ils sont dénudés, ces versants sont caractérisés par le développement de grandes diaclases courbes. Les sommets présentent un aspect de chicots rocheux, avec des phénomènes de taffonisation et d'altération en boule. S'agit-il d'un héritage d'une période humide, également responsable du modelé collinaire des matériaux sous-marins ?

Un troisième ring-dyke, trachytique, recoupe les microgabbros en leur centre et le ring-dyke syénitique sur sa bordure nord. Il fait partie d'une intrusion hétéroclite subverticale, plus étendue vers le nord de Vega Rio. Ces injections tardives déterminent les crêtes sommitales du massif hypovolcanique (724 m au l'ouest de Betancuria, 520 m au-dessus de Vega Rio) et ceinturent une grande gouttière en "V" occupée par le Barranco de Betancuria. Le relief développé dans les trachytes est fait de crêtes rocheuses découpées surplombant des versants en pente forte recouverts

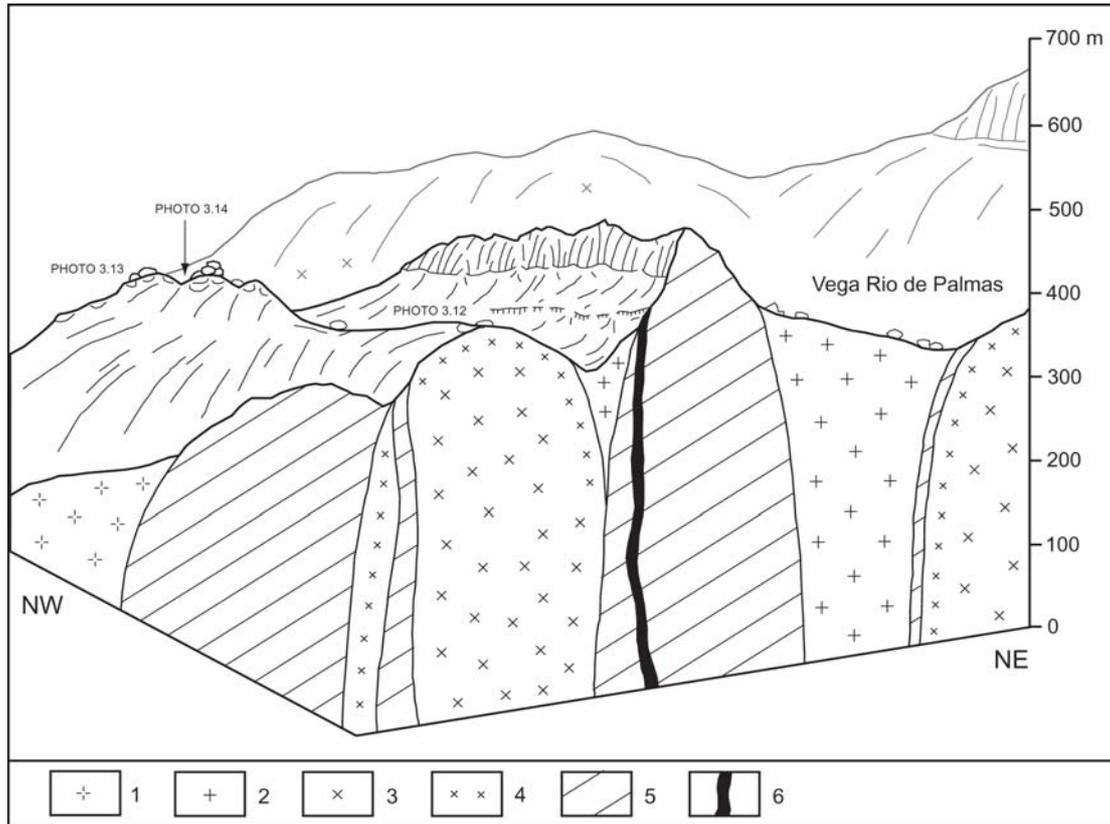


Fig. 3.20 - Bloc-diagramme du complexe annulaire de Vega Rio de Palmas (Fuerteventura). 1 : gabbros à olivines (> 20 Ma) ; 2 : gabbros et microgabbros (18,7 Ma) ; 3 : syénites alcalines ; 4 : faciès microcristallin des syénites ; 5 : intrusion trachytique tardive (14,6 Ma) ; 6 : dyke basaltique.

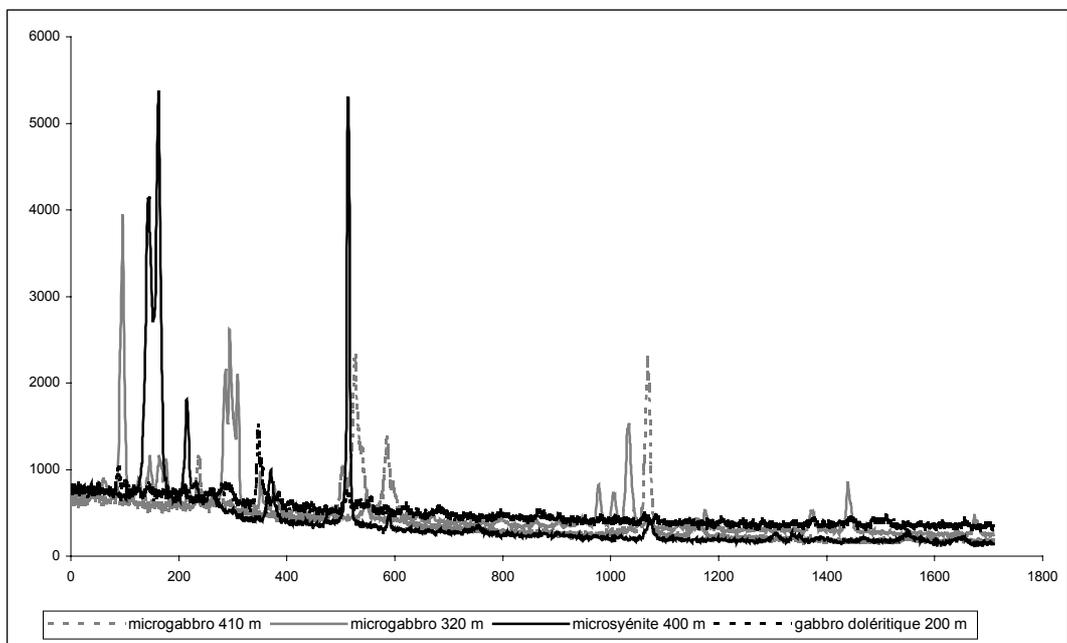


Fig. 3.21 – Diagrammes de diffraction X sur quatre lames minces de roches des complexes annulaires de Fuerteventura.

d'éboulis. L'âge K-Ar de 14,6 Ma obtenu sur ces trachytes à La Platilla (Cantagrel *et al.*, 1993) est antérieur aux syénites de Betancuria (13 Ma) qui s'insèrent en effet sur les flancs d'une crête trachytique.

Pour connaître l'organisation des phases non visibles sur les lames minces des microgabbros et microsyténites du complexe de Vega de Rio Palmas, nous avons tenté une expérience jamais réalisée auparavant : projeter des faisceaux de rayons X d'une longueur d'onde de 0,5 à 2 Å sur des lames minces non recouvertes.

La diffraction des rayons X est une méthode universellement utilisée pour distinguer les produits amorphes (verres) des produits cristallisés et pour identifier la nature et la structure des produits cristallisés. Les atomes d'un état cristallin s'organisent en plans réticulaires tridimensionnels plus ou moins denses qui sont désignés par leurs coordonnées dans un système de repérage dans l'espace. Certains plans contiennent bien plus d'atomes que d'autres, en fonction de la formule chimique du minéral. Les plans sont séparés par des distances caractéristiques de la nature du cristal ou du minéral considéré. Trois ou quatre distances réticulaires bien choisies permettent une reconstitution du réseau cristallin du minéral. Avec un rayonnement de longueur d'onde suffisamment petit on peut obtenir des diffractions par les plans réticulaires. Cette réfraction est d'autant plus intense que le plan est "dense", c'est-à-dire riche en atomes. Les phénomènes d'interférence entre les différents ordres de diffraction vont permettre une énergie suffisante des rayons X diffractés pour être détectés. Pour effectuer les mesures, l'appareil de base est un goniomètre équipé d'une source de rayons X et d'un détecteur. Les expériences ont été réalisées par Julien Cardin¹.

Les résultats sont satisfaisants. Les pics de la figure 3.21 correspondent à des phases cristallisées. Des trois échantillons de Vega Rio, la microsyténite présente le degré de crypto-cristallisation le plus abouti. Pour valider la méthode, nous avons mené l'expérience sur un gabbro doléritique de Pajara (seconde phase intrusive de Fuerteventura). Le diagramme présente en effet un petit pic de cristallisation noyé dans une mésostase amorphe. La technique apporte finalement des informations sur la nature cryptocristalline des roches plutoniques et sur leur degré global de cristallisation. Les résultats obtenus confirment ce que nous voyions sur les lames minces, à savoir plusieurs phases de cristallisation liées à une subsidence par à-coups.

¹ Laboratoire de Physique des Isolants et d'Optronique, Dépt. de Physique, Université de Nantes.

Les différents faciès de gabbros et syénites de Fuerteventura sont plutôt typiques des zones supérieures des filons annulaires (bordures et coupole supérieures). Leur dénudation n'est donc pas très avancée. Le relief développé dans les complexes annulaires exprime plus leur structure et leur profondeur de mise en place qu'une érosion différentielle. L'action de cette dernière n'est cependant pas à exclure localement pour le noyau central du complexe de Vega Rio. Mais ces arguments morphologiques et pétrographiques sont insuffisants pour situer chronologiquement ces intrusions les unes par rapport aux autres. Leur dénudation résulte de la destruction de 1 à 2 km de matériaux sus-jacents mais nous ne connaissons pas les rythmes auxquelles s'est effectuée cette destruction. D'autre part, les datations disponibles sont disparates et pas toujours fiables. Nous avons donc recherché des marqueurs partiels de dénudation et entrepris une méthode complémentaire.

3.2.2. La thermochronologie par les traces de fission dans les apatites

3.2.2.1. *Méthodologie*

La reconstitution d'une évolution géomorphologique impliquant de larges volumes de matériaux (plusieurs centaines de km³) érodés sur le long terme (plusieurs Ma) ne bénéficie que d'enregistrements indirects interprétables en tant que taux de dénudation. Le principe de la thermochronologie par les traces de fission dans les apatites est de reconstituer la séquence thermochronologique de cristaux d'apatites par rapport à un gradient géothermique local et de retranscrire ce parcours en termes de taux de refroidissement et donc de taux de dénudation (figure 3.22 : Gunnell, 1997). Les roches intrusives affleurant dans la partie ouest de Fuerteventura, entre la côte ouest et la dépression centrale, contiennent fréquemment de petites cristaux d'apatites. Cette méthode a déjà été appliquée aux marges continentales passives (Afrique, Inde, Australie) et aux orogènes des zones de convergence (Nouvelle Zélande, Taïwan). Son application aux Iles Canaries, première tentative sur des îles volcaniques, a pour objectif de mettre en évidence des phases de refroidissement très rapide, assimilables à des phases de destruction massive.

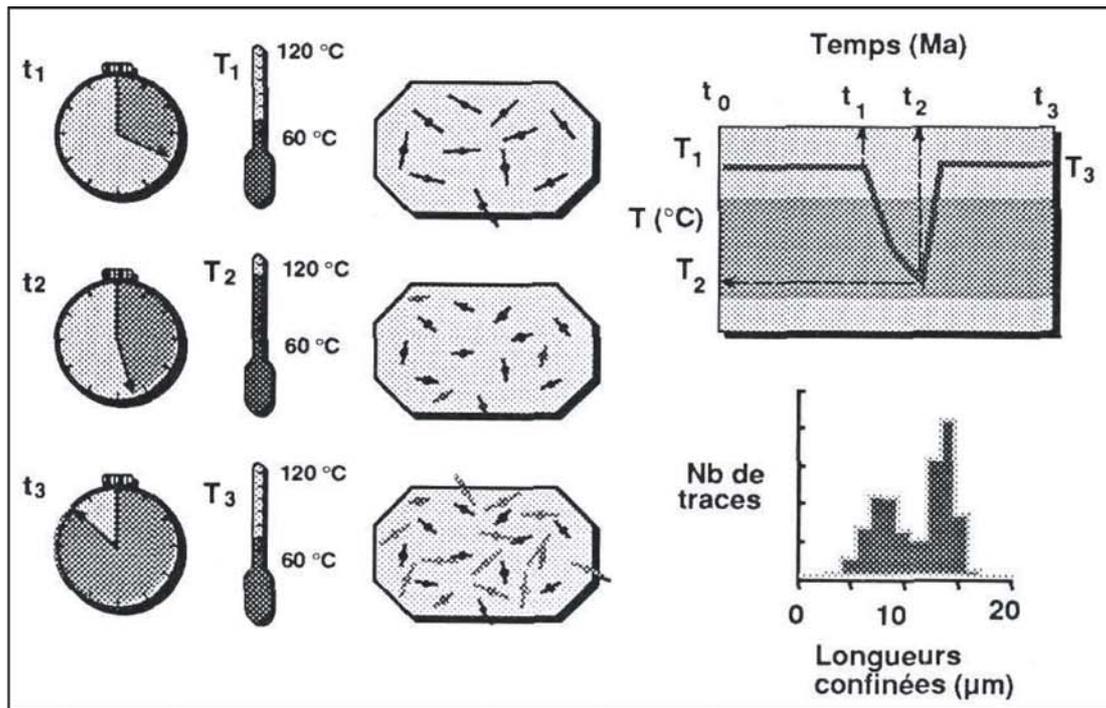


Fig. 3.22 - Le principe de la thermochronologie par les traces de fission dans les apatites (Gunnell, 1997, Géomorphologie 1997 (3) p 261). Ce schéma retrace l'histoire thermique arbitraire d'un cristal d'apatite. A une température T₁ inférieure à 60°C, la cristal présente une population de traces longues, qui sont ensuite raccourcies par un réchauffement (T₂ > 110°C). Le refroidissement (T₃) entraîne l'apparition d'une seconde population de traces. Les traces précédentes sont conservées. L'histogramme de longueurs des traces est donc bimodal.

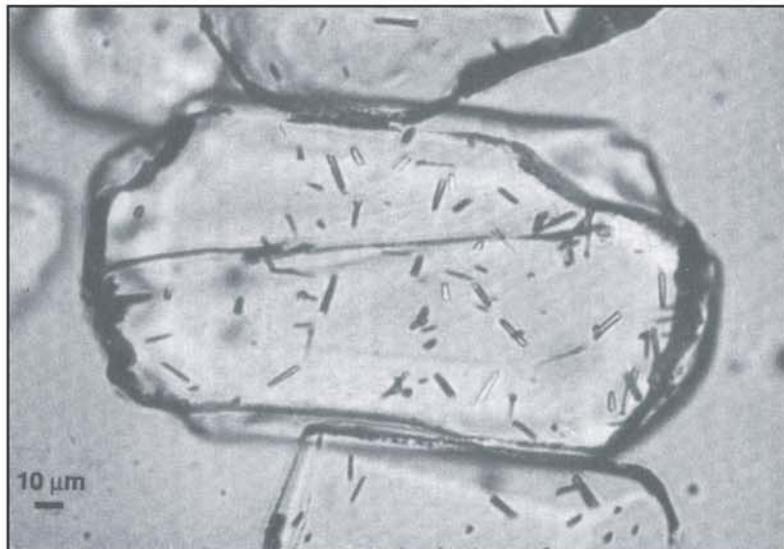


Photo 3.15 - Fissure subhorizontale et population de traces de fission dans un cristal hexagonal d'apatite (cliché aimablement communiqué par Gianni Gunnell).

La fission spontanée des noyaux d' ^{238}U présents dans les apatites produit des dislocations mécaniques rectilignes. Révélées par des attaques chimiques auxquelles elles sont sensibles, ces traces de fission sont ensuite comptées au microscope afin de déterminer le nombre de traces par unité de surface polie (ρ_s). La quantité initiale d'uranium est déterminée en provoquant la fission des ^{235}U par irradiation en réacteur nucléaire. Le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ étant constant, le comptage des traces induites par irradiation (ρ_i) révèle la teneur initiale en ^{238}U . A partir d'une équation d'âge et de standards de calibration, le rapport $\rho_s / (\rho_s + \rho_i)$ fournit un âge TF. La seconde étape consiste à mesurer la longueur moyenne des traces. En effet, la longueur des traces dépend de la durée d'exposition de l'apatite à une séquence de températures inférieures à 110°C (à 10°C près). Au delà de cette température, l'effacement des traces (cicatrisation rendue possible par l'élasticité du réseau cristallin) l'emporte sur leur taux de production des traces. L'histogramme de la longueur des traces par rapport au temps représente l'histoire thermique des cristaux d'apatites et la vitesse de leur mise à l'affleurement. L'estimation de taux de dénudation n'en est pas déduite de façon directe. Il faut prendre en compte la compensation isostatique et d'éventuels soulèvements ou subsidences tectoniques.

Les 32 échantillons de départ sont répartis entre la dépression centrale et la côte ouest de Fuerteventura. Ils ont été choisis en fonction de la présence d'apatites, de l'état de conservation (les roches trop altérées ont été écartées), de leur âge (afin d'avoir toutes les phases intrusives représentées) et de leur répartition les uns par rapport aux autres (couverture homogène de la zone d'échantillonnage). Un seul échantillon ne provient pas de Fuerteventura : TAB1 est un gabbro affleurant au fond de la Caldera de Taburiente (La Palma). L'utilisation d'un GPS a permis d'échantillonner des roches ayant déjà fait l'objet d'une étude pétrographique (confirmation de la présence d'apatite), voire d'une datation radiométrique.

Après avoir été découpé en cubes de taille inférieure à 5 cm, chaque échantillon a été broyé à plusieurs reprises, jusqu'à obtenir une fine poudre au sein de laquelle se distinguent les cristaux juvéniles. Nous n'avons ensuite conservé que la fraction comprise entre 0,8 mm et 50 microns par tamisage. Afin de ne conserver que les minéraux lourds, chaque échantillon a fait l'objet d'une séparation au bromoforme (liqueur de densité comprise entre 2,9 et 3) puis au séparateur Frantz, pour écarter les minéraux ferro-magnésiens présents en grand nombre dans les roches basiques à ultra-basiques. Malgré ces dernières étapes, les échantillons comportant des minéraux lourds en forte proportion présentaient une légère pollution de ferro-magnésiens (biotites mordorées, magnétites, augites, diopsides) et de feldspaths (plagioclases résiduels dans 7 échantillons). Un ultime tri a été réalisé à la loupe binoculaire, ne retenant que douze échantillons présentant des cristaux d'apatites, mêlés à des sphènes (prismes transparents violets) et des zircons (cristaux bitéragonaux jaune-orangé) dans le cas des syénites, des gabbros et des carbonatites. Cinq échantillons ont par la suite été écartés à cause de leur nombre insuffisant d'apatites.

Echantillon	Localité	Latitude GPS	Longitude GPS	Altitude	Caractéristiques pétrographiques
VEGA9	Vega de Rio Palmas	28°23'09"N	14°05'27"W	320 m	microgabbro de ring-dyke
BET2	Betancuria	28°25'35"N	14°03'19"W	450 m	gabbro troctolitique de ring-dyke
ESQ2	Barranco de Esquinzo	28°37'37"N	14°00'07"W	50 m	gabbro porphyrique
ESQ3	Barranco de Esquinzo	28°37'37"N	14°00'07"W	50 m	basalte à olivines
MOL1	Barranco de Los Molinos	28°32'29"N	14°03'40"W	2 m	trachybasalte à plagioclases
NAO6	Punta de la Nao	28°23'54"N	14°09'39"W	5 m	pyroxénite
TAB1	Caldera de Taburiente	28°42'50"N	17°74'08"W	350 m	gabbro doléritique

Tableau 3.4 - Localisation des six échantillons retenus pour les traces de fission. Seul TAB1 se trouve à La Palma (Caldera de Taburiente). Les six autres sont situés dans les complexes intrusifs de la partie ouest de Fuerteventura.

Echantillon	Nb cristaux	Dosimètre pd	Traces spontanées ps	Traces induites pi	Traces induites Ni	Dispersion âge Py ²	Age TF (Ma) ± 1σ	Longueur moy. Nb traces (μm)		
NAO6	14	1.298	7196	0.053	69	0.472	611	46	0	24.7±3.2
ESQ3	20	1.298	7196	0.079	173	0.739	1610	53	2.2	23.5±1.9
BET1	21	1.298	7196	0.044	59	0.504	674	70	0.1	19.2±2.6
ESQ2	28	1.298	7196	0.023	51	0.279	607	38	8.4	18.4±2.7
MOL1	19	1.298	7196	0.045	28	0.715	444	55	0.5	13.8±2.7
VEGA9	23	1.298	7196	0.028	60	0.527	1133	13	31.3	11.8±1.8
TAB1	23	1.298	7196	0.002	5	0.251	742	52	1.6	1.5±0.7

Tableau 3.5 - Traces de fissions dans les apatites de Fuerteventura et La Palma (Iles Canaries). Les densités de traces (ρ) sont en $\times 10^6$ traces.cm⁻². Le nombre de traces (N) est indiqué à côté. ps : nombre de traces comptées / cm² ; pi : nombre de traces induites par irradiation / cm². Analyses réalisées par Andrew Carter (Research School of Geological Sciences, Birkbeck and University College, London).

3.2.2.2. Résultats

Les cristaux d'apatites présents dans les roches intrusives de Fuerteventura se présentent sous la forme de bâtonnets transparents, très faiblement colorés et de très petite taille (0,1 à 0,2 mm), sauf pour les échantillons NAO6 et ESQ 3 (quelques cristaux > 0,4 mm). Les bâtonnets ont fréquemment été cassés lors du broyage de l'échantillon, l'apatite étant de résistance moyenne (dureté 5). Selon les observations d'Andrew Carter¹, les cristaux récoltés ont un aspect craquelé dû à de nombreux défauts mécaniques (fissures) compliquant le décompte des seules traces de fission. D'autre part, le nombre de traces spontanées dont la longueur est mesurable est insuffisant pour mener une étude statistique significative. Les complexes intrusifs des îles océaniques ne sont peut-être pas le terrain idéal pour l'application de la thermochronologie par les traces de fission dans les apatites. Mais les autres roches, les roches éruptives, sont très pauvres en apatites. Un échantillonnage très large était donc nécessaire (7 échantillons exploitables sur 32 préparés). Cette tentative n'est pas totalement infructueuse puisque nous disposons des âges TF (traces de fission) qui, comparés aux âges K-Ar et au dispositif sur le terrain, sont porteurs d'informations.

Grâce aux coordonnées GPS mentionnées par K. Balogh *et al.* (1999), nous sommes en mesure de comparer directement nos âges TF avec leurs âges radiométriques. Nous avons pris soin de prélever nos échantillons le plus à l'écart possible des intrusions ultérieures. Les réchauffements par conduction latérale, du centre vers les bords des dykes, perturbent en effet le compteur TF au delà de 110°C.

- L'échantillon NAO6 (Punta de la Nao : $24,7 \pm 3,2$ Ma) correspond à une pyroxénite de la première phase intrusive de Fuerteventura. L'âge TF n'est probablement pas celui de la mise en place du corps de pyroxénite, mais plutôt celui d'une injection magmatique ultérieure. NAO6 est traversé par une veine de carbonatite datée à $23,2 \pm 1,0$ Ma par Ar-Ar (Balogh *et al.*, 1999 : deuxième phase intrusive).

- ESQ3 (Barranco de Esquinzo : $23,5 \pm 1,9$ Ma) est un dyke basaltique prélevé à la limite nord du massif hypovolcanique (figure 3.13). D'après K. Balogh *et al.* (1999), cette roche est contemporaine de la mise en place de la rift-zone majeure (22-19 Ma :

¹ Research School of Geological Sciences, Birkbeck and University College, London

troisième phase intrusive). Il faut tenir compte de la faible précision des deux méthodes. L'âge TF de ESQ3 enregistre uniquement l'injection primitive puisqu'il est concordant avec les âges radiométriques. Il n'a pas réagi aux injections suivantes, dont ESQ2, situé à plus de 2 m de ESQ3.

- L'âge TF du gabbro ESQ2 ($18,4 \pm 2,7$ Ma) recoupant ESQ3 est en effet très satisfaisant. Il s'agit d'un dyke grossier, contemporain des premières phases subaériennes du volcan bouclier. Les deux intrusion ESQ2 et ESQ 3 sont alignées dans le sens de la rift-zone NNE-SSW.

- Nous avons prélevé un échantillon d'un dyke de trachybasalte au débouché du Barranco de Los Molinos (MOL1 : $13,8 \pm 2,7$ Ma). Cet âge TF est très proche des datations K-Ar des dernières phases de construction du volcan bouclier (Coello *et al.*, 1992 ; Ancochea *et al.*, 1996). Les coulées supérieures des *cuchillos* correspondant à ces phases sont situées à 9 km vers l'est (13,6 Ma à Casillas del Angel), 10 km vers le nord-est (13,0 Ma au sommet de Muda) et 15 km vers le nord (13,7 Ma à El Cotillo). Voici une preuve supplémentaire de l'extension passée du bouclier vers l'ouest.

- Nous disposons de deux âges TF pour les complexes annulaires. Le corps gabbroïque du fond du Barranco de Betancuria est daté à $19,2 \pm 2,7$ Ma (BET2). Aucune datation n'avait été obtenue auparavant. Cet âge n'enregistrerait donc pas l'influence des intrusions trachytiques périphériques (14,6 Ma) et des coulées de Betancuria (5 Ma). Il est comparable à l'âge K-Ar d'un gabbro du complexe annulaire de Vega Rio ($18,7 \pm 0,8$ Ma : Cantagrel *et al.*, 1993), pour lequel nous avons obtenu un âge TF de $11,8 \pm 1,8$ Ma. Compte tenu des 1,8 Ma de précision, cet âge TF représenterait plutôt le réchauffement des gabbros par les injections trachytiques tardives (figure 3.20). Les deux ring-dyke syénitiques de Vega Rio recoupent ces gabbros et leurs sont donc postérieurs. La quantité d'apatites contenues dans les syénites était insuffisante pour envisager un âge TF.

- Enfin, le gabbro doléritique du fond de la Caldera de Taburiente (La Palma) a donné un âge TF de $1,5 \pm 0,7$ Ma. Cette intrusion est en effet contemporaine des premières phases de construction du volcan bouclier de Taburiente (séries Garafia : 1,72 - 1,21 Ma) et antérieure au glissement Cumbre Nueva (560 ka).

3.2.2.3. Discussion

Quatre des six âges TF obtenus sur les apatites des roches intrusives de Fuerteventura sont très proches des datations radiométriques effectuées sur des roches semblables et de la même phase intrusive. La complémentarité des deux méthodes limite les incertitudes liées aux excès ou aux pertes d'argon. Les deux autres âges TF ont enregistré des réchauffements ultérieurs, pas toujours faciles à éviter du fait de la densité du réseau intrusif dans le massif hypovolcanique.

La concordance entre les datations TF et K-Ar ou Ar-Ar est néanmoins surprenante pour des gabbros dont la mise en place est assez profonde (> 1-2 km) et dont le refroidissement n'est pas instantané (à l'échelle géologique). Les âges TF ne sont des âges absolus que dans le cas des roches éruptives (coulées) ou des intrusions de très faible profondeur. Les deux âges TF de gabbros concordants avec les datations radiométriques (BET2, ESQ2) représentent en fait le refroidissement massif, incluant une courte période de refroidissement lent et une mise à l'affleurement brutale (refroidissement très rapide). Nous voyons ici les effets des phases de destruction massive des zones sommitales et des flancs ouest du volcan bouclier.

L'étude des isotopes stables a montré que les magmas ont interagi avec des eaux météoriques à plus de 3000 m d'altitude (Javoy *et al.*, 1986). E. Ancochea *et al.* (1996) reconstituent les dimensions du volcan bouclier de Los Cuchillos et placent son sommet entre 2600 et 3300 m d'altitude. Les exemples plus récents des îles occidentales ont montré la récurrence et l'alternance de l'instabilité et de la construction volcanique. A quels moments de son évolution le volcan bouclier central de Fuerteventura a-t-il atteint 3000 m d'altitude ? A combien de reprises ses flancs ouest ont-ils glissé dans la mer ? Les données bathymétriques suggèrent au moins deux larges cicatrices, de taille finalement modeste comparée aux 3500 km³ de dépôts détritiques jonchant les fonds marins à l'ouest de Fuerteventura (figure 2.8).

Une reconstitution globale ne sera possible qu'en prenant en compte des marqueurs intermédiaires de la destruction rapide des flancs ouest et du centre du volcan bouclier de Los Cuchillos. La succession chronologique d'avalanches de débris, de phases de subsidence centrale, et l'évolution des magmas basaltiques aux magmas trachytiques apparentent d'ores-et-déjà le volcan bouclier de Los Cuchillos aux grands volcans boucliers hétéroclytes des autres îles Canaries.

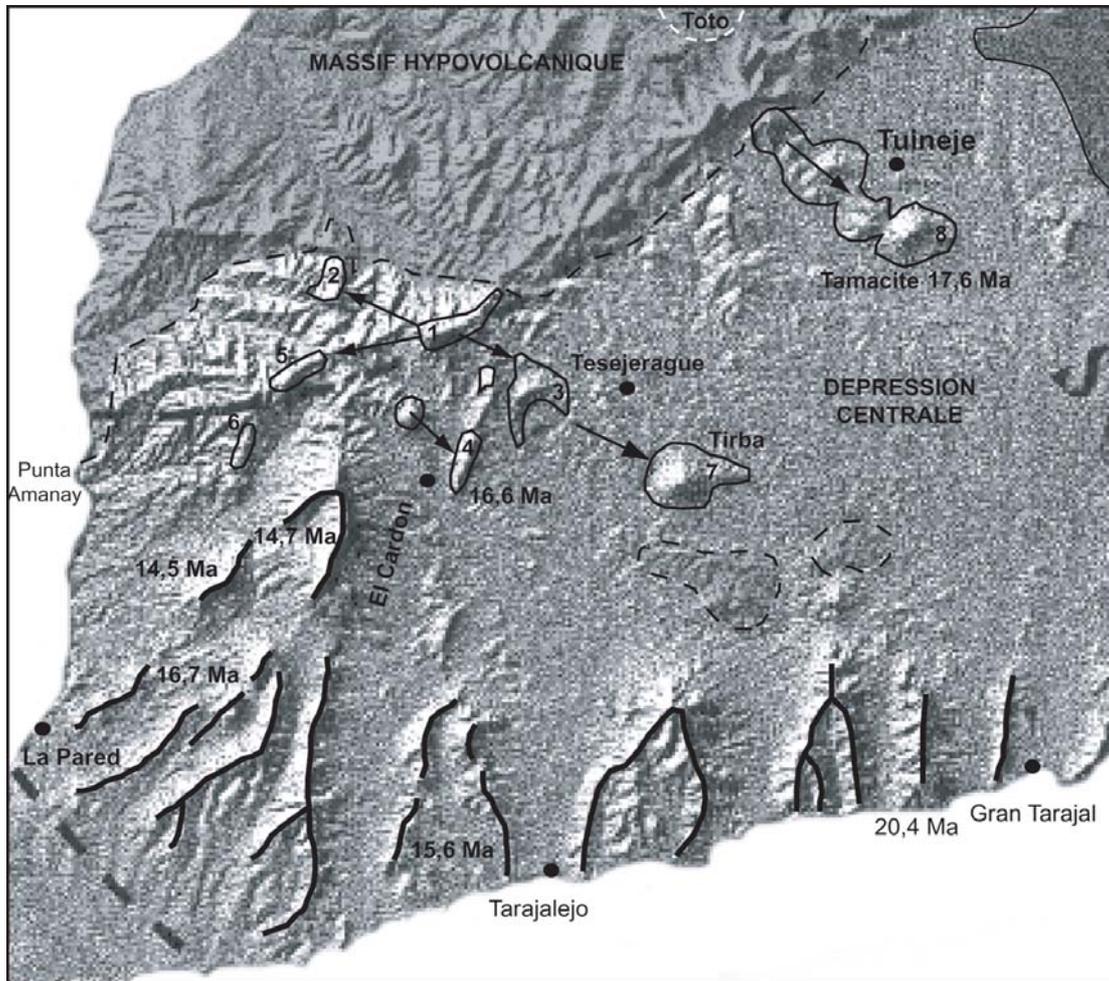


Fig. 3.23 - Localisation des formations Melindraga et Tamacite (Fuerteventura). Les principaux affleurements sont entourés en noir et numérotés. 1 : Cuchillos de Los Pasos ou Tablada ; 2 : Cuchillo Negro ; 3 : Tesejerague ; 4 : Montaña Hendida ou Morro de Moralito ; 5 : Morro Colorado ; 6 : Montaña de la Hendidura ; 7 : Montaña Tirba ; 8 : Montaña de Tamacite (17,6 Ma). Les flèches indiquent les directions d'écoulement des formations Melindraga et Tamacite. Les matériaux volcaniques sous-marins sont délimités par des pointillés. Les crêtes des cuchillos sont renforcées par des traits noirs épais. Les coulées des phases de régénérescence sont assombries (Malpais Grande et Malpais Chico). Les datations K-Ar sont de J. Coello et al., 1992 et E. Ancochea et al., 1996.

3.2.3. Les marqueurs intermédiaires de dénudation

3.2.3.1. *Les formations Melindraga et Tamacite*

Au sud du massif hypovolcanique, les premières séries volcaniques subaériennes (> 20 Ma) sont localement recouvertes en discordance par les formations "Melindraga et Tamacite" (Ancochea *et al.*, 1996). Ce sont des coulées de basaltes alcalins et de trachybasaltes prismées dont l'épaisseur cumulée atteint 150 m. Le faciès le plus courant est un basalte à analcimes dont la prismation est exploitée du haut vers le bas par une altération en boules. Sa couleur marron-foncé tranche sur les teintes beiges et grisâtres des matériaux sous-marins. Les formations Melindraga se répartissent au sud de Pajara entre la dépression centrale, les *cuchillos* du sud (El Cardón) et la Punta de Amanay (figure 3.23). Les formations Tamacite sont situées près de Tuineje (à l'est de Pajara), entre le massif hypovolcanique et la dépression centrale. Les centres éruptifs n'ont pas pu être identifiés car probablement érodés (cônes fragiles).

Les datations K-Ar sont comprises entre 18,3 et 16,6 Ma pour les formations Melindraga (Ancochea *et al.*, 1996). Cet écart de 1,7 Ma apparaît bien long pour une série volcanique de 150 m sans discordance. Le rythme d'accumulation serait extrêmement faible (0,09 m/ka). Une coulée de Montaña de Tamacite a été datée à 17,6 Ma (Ancochea *et al.*, 1996). Ces formations sont en tout cas postérieures aux séries volcaniques formant l'ossature des *cuchillos*, mais antérieures aux coulées plus épaisses qui occupent la partie supérieure de certains *cuchillos* (15,6-14,5 Ma) et antérieures aux phases de différenciation trachytique centrale (15-14 Ma).

Comme les *cuchillos* qui les entourent et parfois les dominent, les formations Melindraga et Tamacite sont en inversion de relief. Elles constituent la partie supérieure de crêtes trappues, dominant des versants ravinés recouverts d'éboulis et de boules basaltiques déchaussées. Entre le village d'El Cardón et la Montaña Hendida (photo 3.16), les coulées fossilisent une ample paléovallée, large de 400 m. Le fond de la paléovallée s'abaisse d'ouest en est, de 350 m à 170 m sous les coulées de la Montaña Hendida. Elle creuse son lit dans les matériaux altérés des premières séries subaériennes. Le dispositif est identique entre le Cuchillo de Los Pasos et la Montaña Tirba, entre El Carbon et Tamacite, et au niveau du Cuchillo Negro (figure 3.23). Les Montañas Tirba (339 m) et Tamacite (345 m) sont des buttes résiduelles dominant la dépression centrale de plus de 200 m. Elles sont constituées aux deux tiers par des

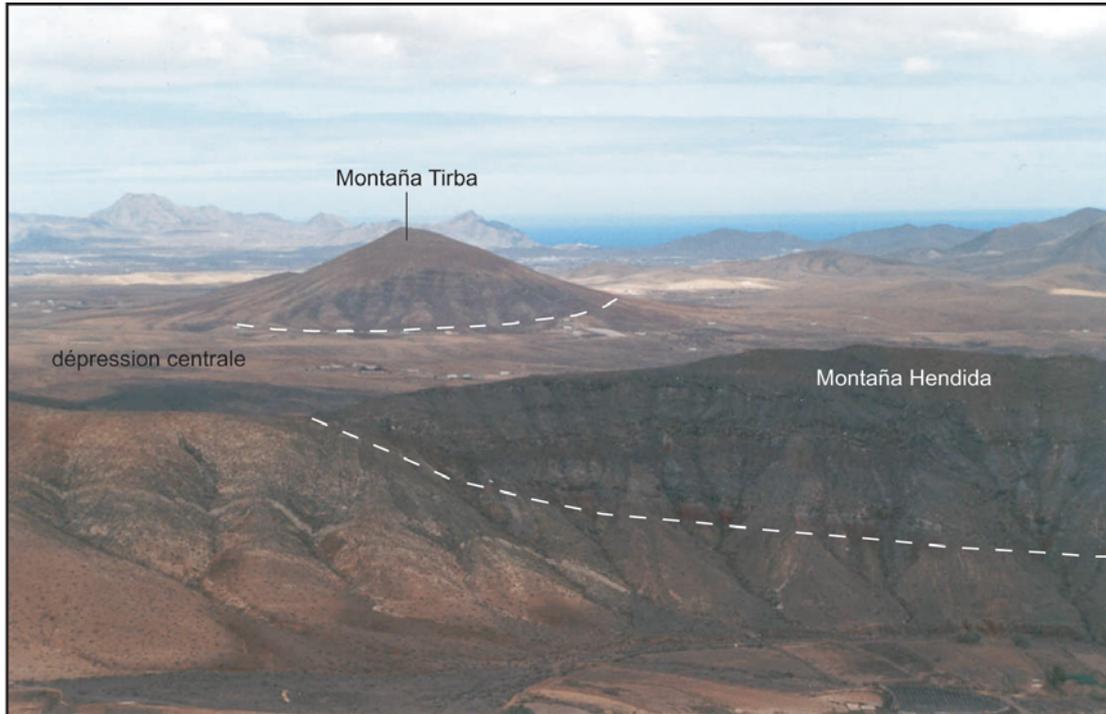


Photo 3.16 - Entre la Montaña Hendida et la Montaña Tirba (Fuerteventura), les formations Melindraga fossilisent une paléovallée en direction de la dépression centrale. On distingue à l'arrière-plan les cuchillos du sud-est de l'île.

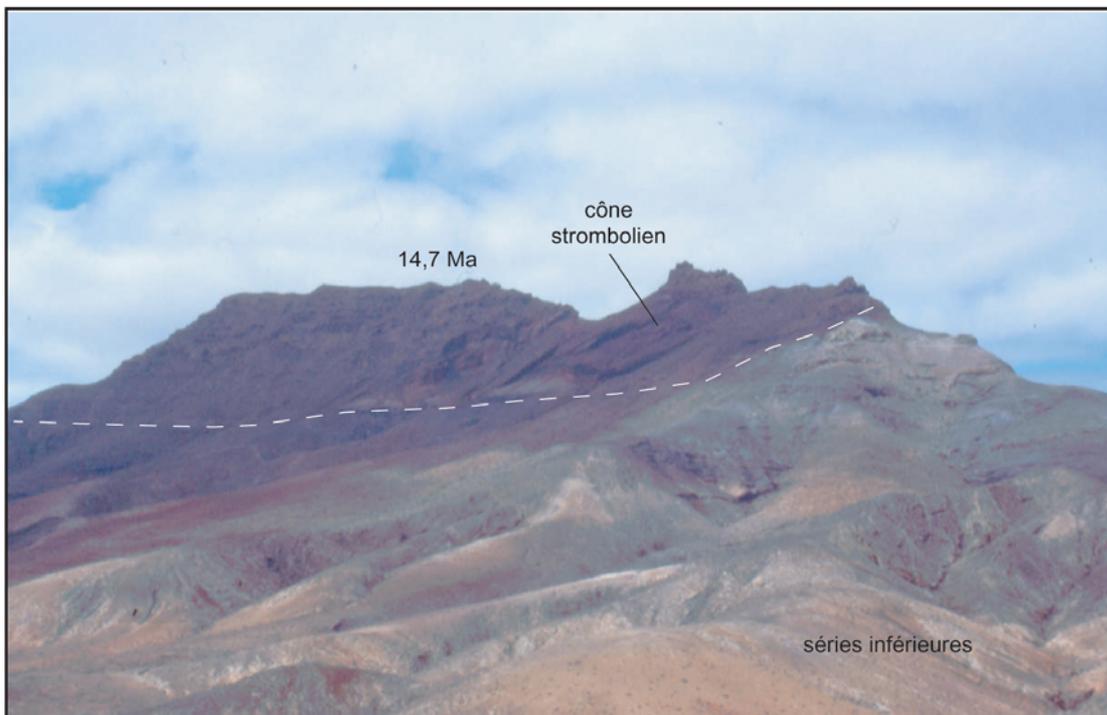


Photo 3.17 - Le Cuchillo d'El Cardon (Fuerteventura) est armé par d'épaisses coulées des séries basaltiques périphériques (14,7 Ma). Ces coulées en inversion de relief sont postérieures aux formations Melindraga et sont en discordance sur les séries inférieures du volcan bouclier de Los Cuchillos (matériaux très altérés > 20 Ma).

coulées horizontales des formations Melindraga et Tamacite dont l'extension vers l'est s'arrête donc au milieu de la dépression centrale actuelle.

Le contact entre les premières séries subaériennes et les formations Melindraga est souvent occupé par des dépôts de barrancos (Tesejerague, Cuchillo Negro, Cuchillo de Los Pasos) : dépôts torrentiels, dépôts de coulées de débris et d'écoulements plus concentrés (lits de graviers stratifiés). La taille des blocs excède rarement 50 cm, quels que soient les niveaux. La matrice est argilo-sableuse. Nous avons remarqué un enrichissement vers le haut du dépôt en blocs rubéfiés typiques des périodes humides, comme dans les alluvions du col de Vallebron (*cuchillos* nord, paragraphe 3.1.2.4).

Les dépôts de barrancos sont particulièrement développés sous les coulées Melindraga du Cuchillo Negro. L'affleurement s'étire sur plus de 600 m du nord-ouest au sud-est sur les flancs est du *cuchillo* et nord-ouest au sud-est sur ses flancs sud, soit une coupe longitudinale et une coupe transversale. Les premières coulées Melindraga sont des basaltes assez vésiculés qui remplissent de petits chenaux alluvionnaires. Les berges du barranco fossilisé sont visibles au pied des flancs ouest (alt. 390 m) et sud (alt. 355 m) du Cuchillo Negro. Le contact est incliné vers le nord (alt. 320 m en limite nord de l'affleurement). Nous sommes bien en présence de coulées intra-vallées mises en inversion de relief. La forme allongée du Cuchillo Negro, du sud au nord, traduit la géométrie initiale d'un barranco s'écoulant du sud vers le nord.

H.U. Schmincke et U. Von Rad (1979) ont trouvé des fragments de gabbros dans les niveaux 17,2-16,5 Ma des carottes des forages DSDP 397 au large de la côte ouest de Fuerteventura. Ils en concluent que la destruction du volcan bouclier central de Fuerteventura atteint ses structures hypovolcaniques dès 17 Ma.

Les formations Melindraga et Tamacite fossilisent le relief du volcan bouclier central de Fuerteventura il y a environ 17 Ma. Les flancs ouest de l'édifice ont déjà disparu, du moins pour ce qui est de la partie sud-ouest. Nous avons repéré des paléovallées dont la direction et la taille sont comparables aux vallées actuelles. Leurs fonds sont simplement perchés de 100 à 200 m selon les secteurs. L'extension vers l'est des coulées, sous la forme de buttes résiduelles (Tirba, Tamacite) signifie que la dépression centrale existait déjà, sous une forme moins étendue, alors que se poursuivait le volcanisme trachytique central (dômes résurgents ?) et le volcanisme périphérique des *cuchillos* (coulées supérieures). Le *cuchillo* d'El Cardón (691 m) domine les formations Melindraga dont il n'est éloigné que d'un kilomètre. Ses coulées sommitales épaisses, datées à 14,7 Ma (Ancochea *et al.*, 1996), sont issues

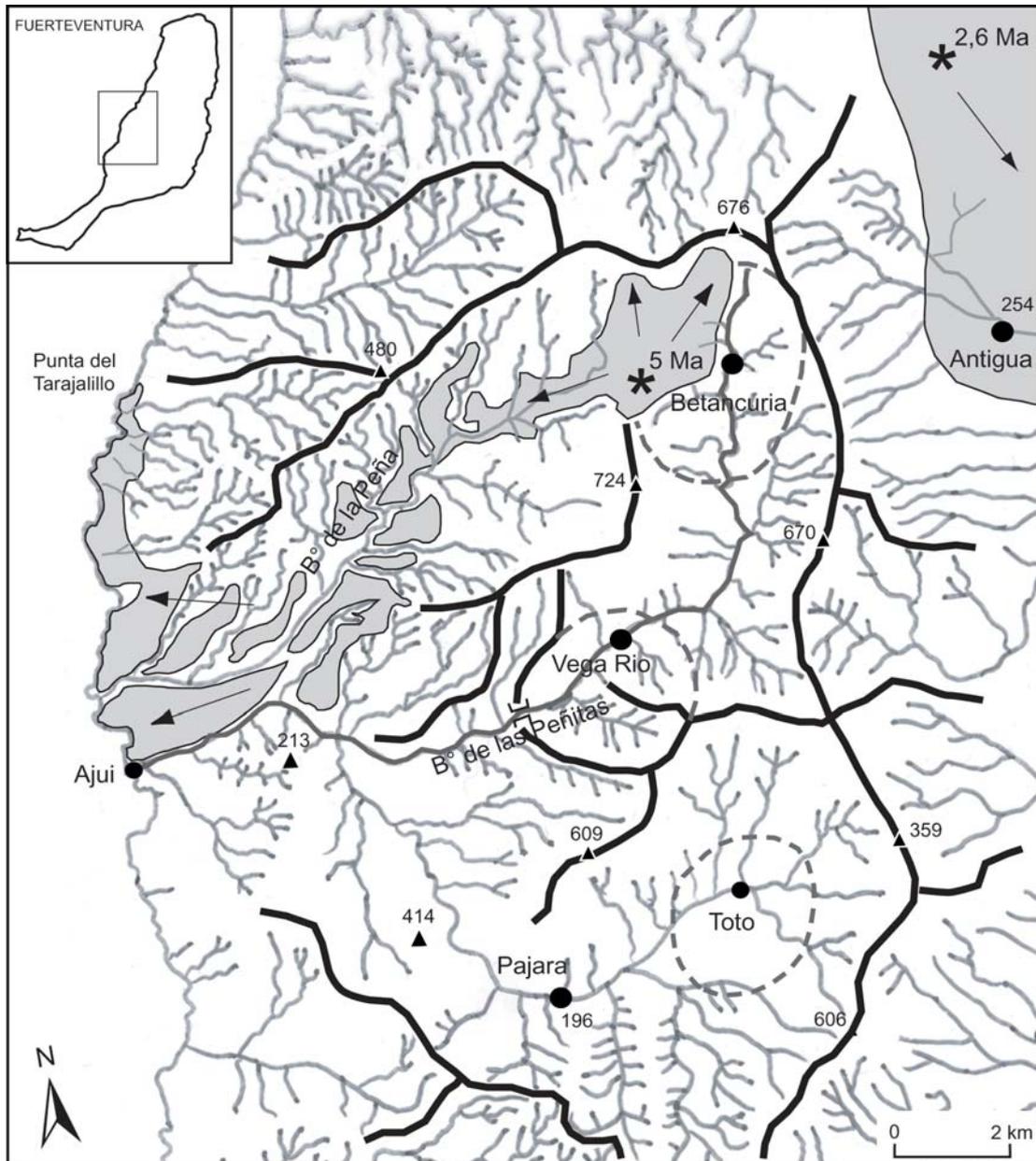


Fig. 3.24 - Le réseau hydrographique de la zone centrale du massif hypovolcanique de Fuerteventura et les coulées du volcan de Betancuria (5 Ma). Les principales lignes de crête sont marquées par des traits noirs épais. Les complexes annulaires sont délimités par des lignes grises discontinues. Les coulées des phases de régénérescence volcanique sont colorées en gris, avec des astérisques pour les centres éruptifs et des flèches pour les directions d'écoulement.

d'un cône strombolien enfoui, dont on discerne encore les projections à pendage centripète. Nous avons trouvé sous ces coulées (alt. 370 m) des dépôts de coulées de débris peu grossiers mais denses en éléments solides. L'inversion de relief des *cuchillos* est en route. Le "timing" pressenti lors de notre développement sur ces *cuchillos* est respecté (paragraphe 3.1.2.4).

3.2.3.2. *La répartition des coulées des phases de régénérescence*

La répartition des coulées des phases de régénérescence (< 5 Ma) est un marqueur intermédiaire entre le relief fossilisé par les formations Melindraga et Tamacite, et le relief actuel. En effet, la construction des *cuchillos* en périphérie du bouclier central démantelé s'achève il y a environ 12 Ma. D'après les datations K-Ar, le volcanisme ne reprend que 7 Ma plus tard à Betancuria, au cœur même du massif hypovolcanique. Les autres coulées des phases de régénérescence seraient postérieures à 2,9 Ma. Les plus grands cônes atteignent 500 m d'altitude (Montaña Escanfraga dans le nord). De nombreux cônes et coulées sont enfouis sous les formations sédimentaires quaternaires et n'ont pu être datés. On distingue encore leur forme estompée. Près d'un quart de la surface totale de Fuerteventura est ainsi recouverte par les produits du volcanisme de régénérescence, qui est peu productif et sporadique. Mais il offre des marqueurs intermédiaires de la "touche finale" portée au relief de Fuerteventura depuis 5 Ma.

Pour commencer, suivons le cheminement des coulées basaltiques du volcan de Betancuria, depuis leur source jusqu'à leur arrivée sur la côte ouest il y a 5 Ma. D'après les directions d'écoulement des coulées, le centre éruptif se situait sur les flancs nord du Pico de la Atalaya (724 m), quelques dizaines de mètres à l'ouest du village de Betancuria (figure 3.24). Dans ce secteur amont, les coulées sont en discordance sur les gabbros (âge TF 19,2 Ma) et les matériaux volcaniques sous-marins. Les premières coulées fossilisent de petites vallées (photo 3.18). Toutes les coulées se dirigent ensuite dans le Barranco de la Peña, qui est envahi sur environ 1,5 km jusqu'à son débouché marin vers l'ouest. Ces coulées ont ensuite été réincisées sur leurs bords par le barranco actuel et ses affluents. Les vitesses d'incision linéaire déduites sont extrêmement lentes : moins de 50 m en 5 Ma, soit 0,01 m/ka.



Photo 3.18 - Les coulées du volcan de Betancuria (5 Ma) fossilisent une petite vallée creusée dans les matériaux volcaniques sous-marins. On distingue environ une douzaine de coulées basaltiques, réincisées par l'actuel Barranco de la Peña, au premier plan.



Photo 3.19 - Non loin de l'endroit où a été prise la photo ci-dessus (novembre 2000), les coulées de Betancuria fossilisent une vallée similaire. Ce cliché pris par J.M. Fuster dans les années 60 montre surtout les ravages de la déforestation en 40 ans et les risques de ravinement rendant la terre stérile.

Les coulées débouchent finalement en mer en un grand delta de lave sur 5 km de large, entre le port d'Ajui et la Punta del Tarajalillo (figure 3.24). Le contact discordant entre les coulées et les matériaux volcaniques et sédimentaires sous-marins est un fait une plateforme d'abrasion marine Pliocène Inférieur perchée, ou soulevée, à 7-8 m d'altitude. La discordance est donc plane et très légèrement inclinée vers l'ouest. La base des coulées entrant en contact avec l'eau de mer est soulignée par d'épais niveaux de hyaloclastites (0,5-2 m). On y distingue des figures de stratification entrecroisée et des blocs de basalte pouvant mesurer jusqu'à 50 cm. Trois coulées différentes sont identifiables sur les falaises de la Caleta Negra, entre Ajui et le débouché du Barranco de la Peña.

L'organisation du réseau hydrographique de la partie centrale du massif hypovolcanique (figure 3.24) révèle une inadaptation majeure du Barranco de las Peñitas qui tranche de façon abrupte dans le ring-dyke de syénites de Vega Rio de Palmas (photo 3.14). Les autres principaux barrancos et leurs affluents dessinent un réseau dendritique adapté à la structure. La prolongation du Barranco de las Peñitas vers Betancuria en amont n'est séparée du Barranco de la Peña que par les coulées du volcan de Betancuria. Pourquoi ces coulées n'ont-elles pas emprunté le Barranco de las Peñitas vers le sud ? Pour nous la seule explication possible est que la morphologie du Barranco de las Peñitas il y a 5 Ma ne permettait pas aux coulées de s'y écouler :

- soit parce qu'il ne remontait pas encore jusqu'à Betancuria. L'érosion régressive ultérieure aurait alors fini par capturer le secteur amont du Barranco de las Peña, isolé de son aval par les coulées du Betancuria. Aucun remplissage sédimentaire ou lacustre attestant d'un barrage par les coulées n'a cependant été identifié dans le secteur de Betancuria. La capture a donc du être rapide et l'origine de l'inadaptation du Barranco de las Peñitas à Vega Rio est dans ce cas plus antérieure au volcan de Betancuria.

- soit parce qu'il y a eu inversion totale de l'écoulement dans la portion amont du Barranco de las Peñitas, qui était alors la prolongation amont du Barranco de la Peña, ensuite capturée vers le sud par le Barranco d'Ajui-Pajara. La vitesse d'incision linéaire dans les syénites serait alors d'environ 400 m en 5 Ma (0,08 m/ka) au niveau de la "cluse" de Vega Rio. Cette estimation est très largement supérieure à la vitesse de réincision des basaltes de Betancuria au cours de la même période (50 m en 5 Ma, soit 0,01 m/ka). Les syénites sont pourtant tout aussi résistantes, si ce n'est plus. La première solution est finalement la plus plausible.

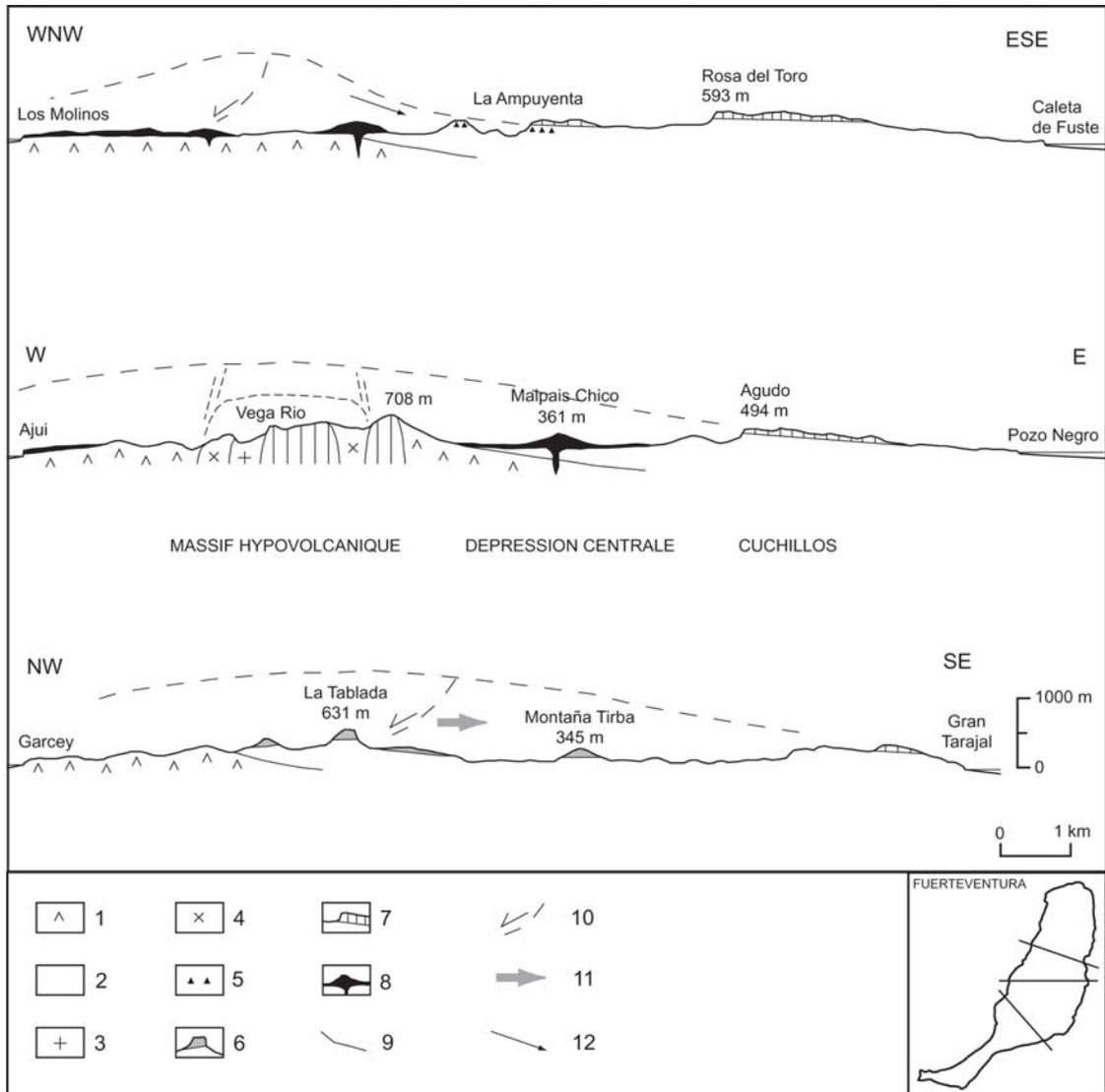


Fig. 3.25 - Coupes géologiques dans le volcan bouclier de Los Cuchillos (Fuerteventura). 1 : matériaux volcaniques et sédimentaires sous-marins ; 2 : séries volcaniques inférieures des cuchillos (21-18 Ma) ; 3 : ring-dyke de gabbros (19 Ma) ; 4 : ring-dyke de syénites (< 19 Ma) ; 5 : dépôts d'avalanches de débris de la Ampuyenta (> 13 Ma) ; 6 : formations Melindraga et Tamacite (17-16 Ma) ; 7 : séries supérieures des cuchillos (16-12 Ma) ; 8 : séries volcaniques des phases de régénérescence (< 5 Ma) ; 9 : limite entre les matériaux volcaniques sous-marins et subaériens ; 10 : surface de glissement sectoriel et faces d'arrachement ; 11 : érosion régressive des faces d'arrachement ; 12 : direction d'écoulement des avalanches de débris de la Ampuyenta.

La répartition des cônes et coulées des phases volcaniques suivantes (< 5 Ma) est également intéressante à plus d'un titre :

- Elle montre une extension de l'île vers le nord, par progradation des coulées du Pléistocène sur le détroit peu profond (< 40 m) entre Lanzarote et Fuerteventura (Volcan de la Arena, cônes alignés de la Montaña Colorada, de Las Calderas et de la Montaña Bayuyo, Isla de Lobos).
- Elle souligne la prolongation d'une longue plateforme d'abrasion marine au Pliocène Inférieur, fossilisée du sud au nord par les coulées du volcan de Betancuria (5 Ma), puis par celles de Los Molinos (2,9 - 2,7 Ma) et d'El Cotillo (2,4 Ma). Nous précisons bientôt l'origine et la signification de cette plateforme d'abrasion marine affleurant tout le long de la côte ouest.
- Elle confirme l'existence des *cuchillos* et des vallées en "U" dans la partie est de l'île, depuis au moins 2,7 Ma. Ces vallées sont en effet fossilisées par des coulées postérieures à 2,7 Ma (coulées d'Antigua au Barranco de la Torre, du Malpaís Grande et du Malpaís Chico à l'est de Tuineje).
- Dans la partie centrale (Antigua - Tuineje), elle retrace une dépression centrale dont les contours sont quasiment identique aux contours actuels, dès 2,9 Ma.

La coulée du Barranco de la Torre (2,6 Ma), entre Antigua et la côte est, est réincisée de 15 à 20 m, soit une vitesse d'incision linéaire de 0,006 à 0,008 m/ka. Cette estimation est légèrement inférieure aux vitesses calculées pour la coulée de Betancuria (0,01 m/ka). Les coulées des Malpaís Grande et Malpaís Chico, entre Tuineje et la côte est, sont du Pléistocène Supérieur. Elles ne sont que très peu remaniées par de petits chenaux torrentiels sur leurs bordures. Le terme " Malpaís" qualifie des coulées beaucoup plus récentes sur les autres îles (Holocène, période historique). Les systèmes de terrasses alluviales et de glacis étagés de la dépression centrale enregistrent aussi des vitesses d'érosion très modestes, même dans les matériaux très altérés des séries volcaniques primitives (> 20 Ma). Les terrasses alluviales du Pliocène Inférieur, perchées entre 140 et 180 m d'altitude, témoignent d'un abaissement général du fond de la dépression centrale (Pomel, 1986). Autour de Tuineje, les glacis du Pléistocène Inférieur (1,8-1,7 Ma) épousent un plan incliné de 120 à 90 m, du nord-ouest au sud-est (Hernandez, 1991). Leur formation témoigne d'une période de glacioplation des versants est du massif hypovolcanique. Ils sont incisés de 30 à 40 m, soit une vitesse de 0,02 m/ka.

La reprise du volcanisme intervient à Fuerteventura il y a 5 Ma sur un relief de volcan bouclier démantelé, jusqu'à ses racines hypovolcaniques. L'essentiel de la

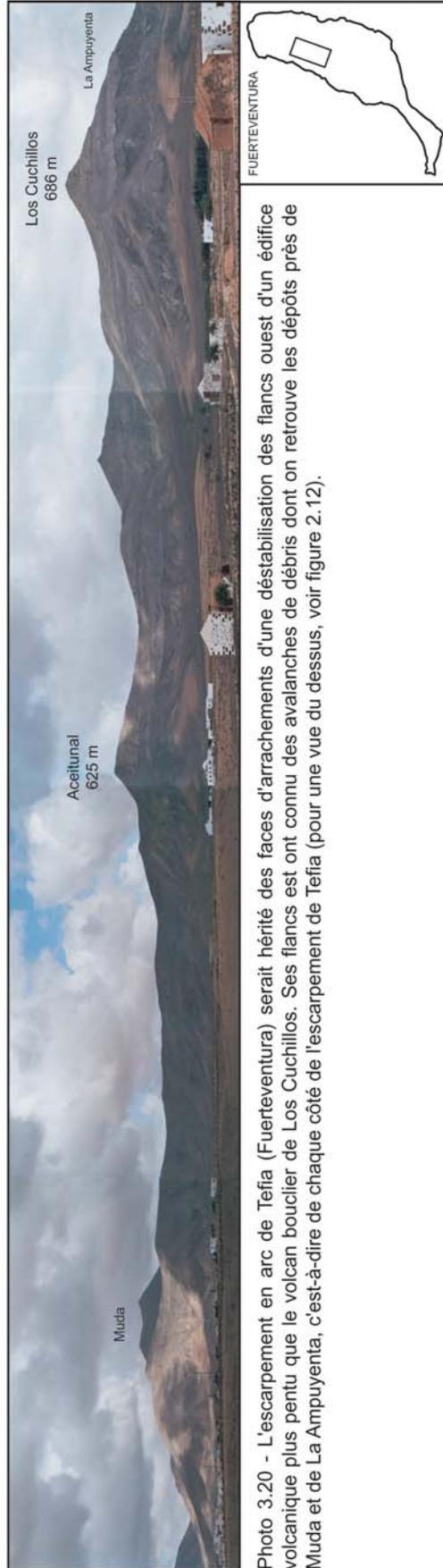


Photo 3.20 - L'escarpement en arc de Tefia (Fuerteventura) serait hérité des faces d'arrachements des flancs ouest d'un édifice volcanique plus pentu que le volcan bouclier de Los Cuchillos. Ses flancs est ont connu des avalanches de débris dont on retrouve les dépôts près de Muda et de La Ampuyenta, c'est-à-dire de chaque côté de l'escarpement de Tefia (pour une vue du dessus, voir figure 2.12).

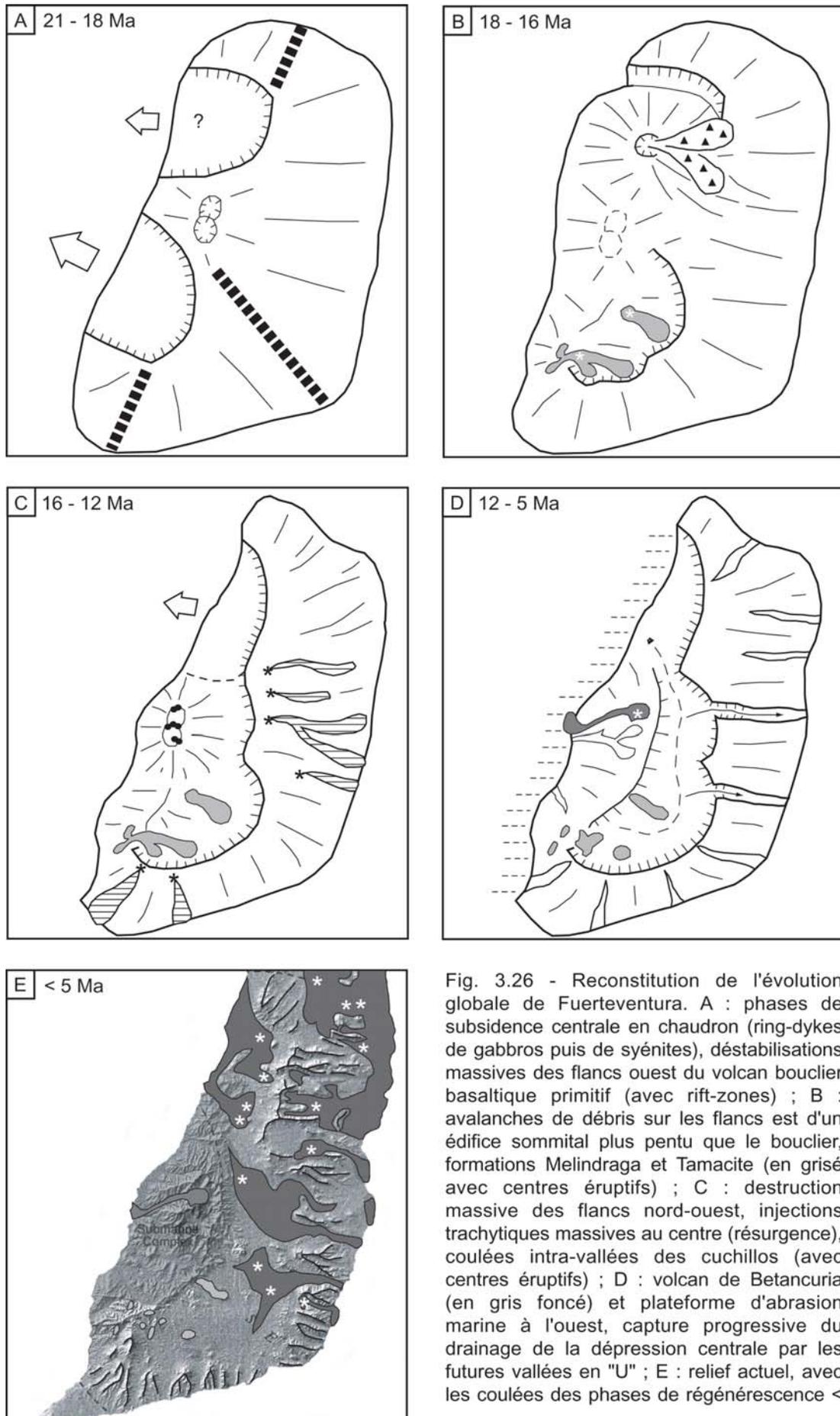
destruction des grandes structures volcaniques est bien antérieure à 5 Ma. Les faibles vitesses de réincision des coulées de régénérescence traduisent une érosion peu vigoureuse au Quaternaire. Le relief actuel est quasiment acquis il y a 3 à 5 Ma.

3.2.3.3. *L'origine de la dépression centrale*

Reste à préciser l'origine de la dépression centrale, à la charnière entre les *cuchillos* à l'est et les racines hypovolcaniques dégagées précocément à l'ouest. Dans certains secteurs, les terminaisons ouest (amont) des *cuchillos* sont encore reliées entre elles par des cols peu élevés. Le meilleur exemple est l'escarpement de Tefia, entre la Montaña del Tao et Muda (figure 2.12, photo 3.20). Ses versants abrupts dominant à l'ouest l'extension septentrionale de la dépression centrale et à l'est des barrancos envahis par les coulées des phases de régénérescence (Pliocène Supérieur). Nous évoquons la possibilité selon laquelle les escarpements seraient hérités des faces d'arrachements de grands glissements des flancs ouest du volcan bouclier. La dépression centrale serait alors une grande "gouttière" développée au contact entre les faces d'arrachement et le volcanisme de remplissage de la surface de glissement érodée (formations Melindruga et Tamacite), à la manière du Barranco de Hermigua à La Gomera, de la Caldera de Taburiente à La Palma ou du Cirque de Mafate à La Réunion.

L'ancien débouché de la dépression centrale, avant que son drainage ne soit capturé par l'érosion régressive des futures vallées en "U", se situerait vers le nord, entre Antigua et Los Molinos. C'est en effet le seul secteur où la dépression centrale s'ouvre largement vers la côte ouest. Cet hypothétique exutoire aurait par la suite été obstrué par les coulées d'Antigua (2,6 Ma) et de Los Molinos (2,9 - 2,7 Ma).

Situés au nord de la dépression centrale, les dépôts d'avalanches de débris de la base des *cuchillos* étaient issus d'un édifice central instable et plus pentu que les *cuchillos*, mais dont les produits étaient encore basaltiques. Nous n'avons trouvé aucune trachyte ou syénite dans les dépôts. Cet édifice formant la partie nord du volcan bouclier a été rapidement détruit par les avalanches de débris vers l'est et par une déstabilisation plus massive de ses flancs ouest. L'escarpement de Tefia serait hérité des faces d'arrachement de cette déstabilisation. La dépression centrale aurait



progressé depuis cette zone, vers le sud et les anciennes surfaces de glissements des déstabilisations antérieures.

Les deux principaux processus de destruction de Fuerteventura sont finalement les déstabilisations massives, les inversions de relief et l'érosion régressive. Nous sommes désormais en mesure de proposer une reconstitution schématique de l'évolution de Fuerteventura (figure 3.26).

A. Construction entre 21 et 18 Ma d'un volcan bouclier le long d'une rift-zone NNE-SSW et de rift-zones secondaires (NW-SE par exemple). Les flancs ouest subissent des déstabilisations massives (glissements sectoriels probablement). Les zones sommitales connaissent des phases de subsidence en chaudron (grands pit-craters ?) avec injections de ring-dykes de gabbros (20-19 Ma), puis de syénites (< 19 Ma).

B. 18 - 16 Ma : Développement d'un édifice basaltique plus pentu dans les zones sommitales de la partie nord du volcan bouclier. Des avalanches de débris se produisent sur les flancs est de cet édifice, canalisées dans des barrancos encaissés. Dans la partie sud, la surface de glissement érodée des grandes déstabilisations précédentes est fossilisée par les formations Melindraga et Tamacite.

C. 16 - 12 Ma : Nouvelle phase de destruction rapide des flancs nord-ouest du volcan bouclier (Tefia), injections trachytiques massives (phase de résurgence ?) au centre du massif hypovolcanique en cours de dénudation et fossilisation d'un réseau de barrancos radiaux par les coulées supérieures des futurs *cuchillos*.

D. 12 - 5 Ma : Achèvement de la dépression centrale dans ses grandes lignes, puis capture de son drainage par érosion régressive des barrancos périphériques. Les coulées du volcan Betancuria (5 Ma) masquent provisoirement les fonds d'une grande vallée formée dans les matériaux volcaniques sous-marins et dans un ring-dyke de gabbros (Betancuria). Les coulées débouchent sur la côte ouest où elles envahissent une plateforme d'abrasion marine.

E. Depuis 5 Ma, les produits des phases de régénérescence volcanique moulent les zones basses d'un relief dont l'évolution semble figée. L'achèvement du relief de *cuchillos* et le positionnement du massif hypovolcanique en situation dominante sont en grande partie antérieurs à 5 Ma.

Du volcan bouclier culminant à environ 3000 m d'altitude aux reliefs résiduels de moins de 750 m, des interrogations demeurent. Notre proposition est évidemment emprunte des schémas d'évolution plus complets, pour des îles où les repères chronologiques et les marqueurs sont moins disparates qu'à Fuerteventura.

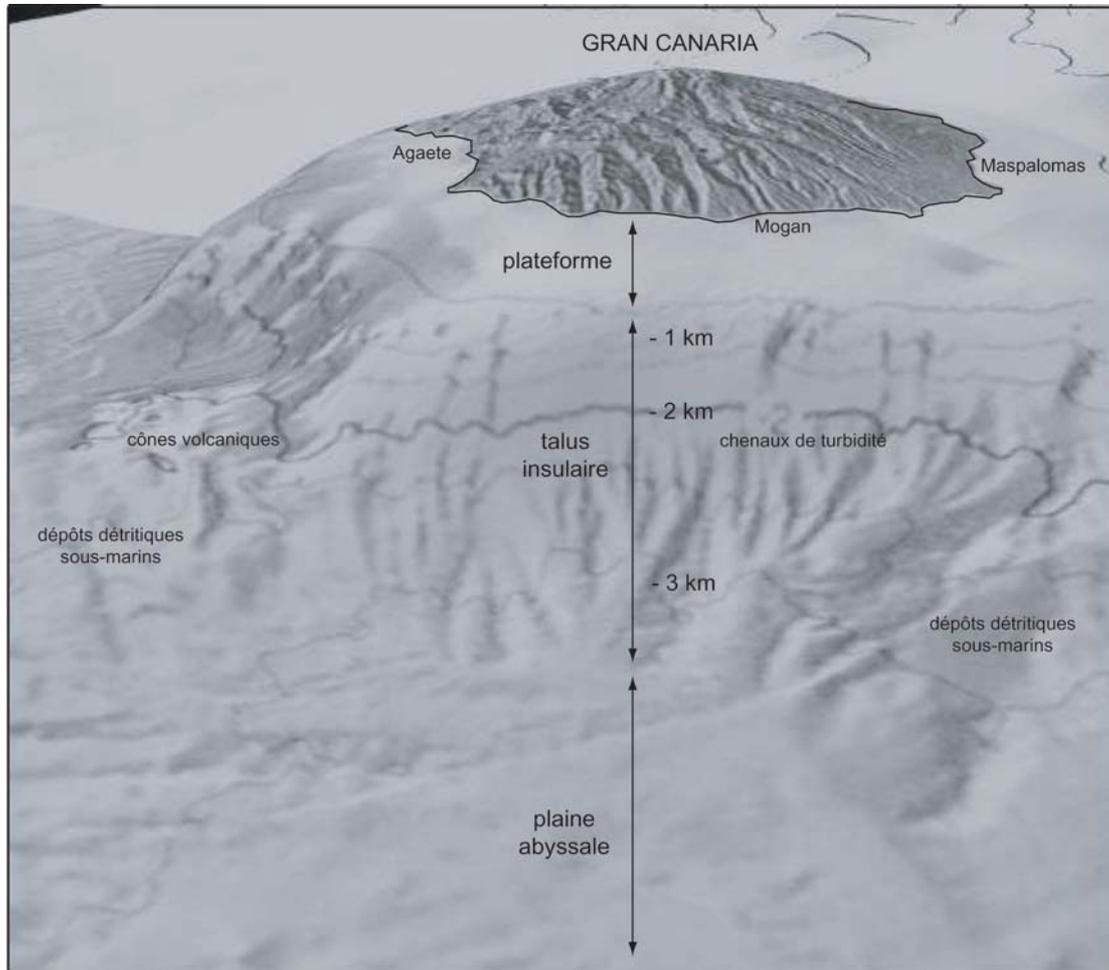


Fig. 3.27 - Organisation des fonds sous-marins du sud de Gran Canaria. Les dépôts détritiques sous-marins et les chenaux de turbidité font état de rythmes variés, instantanés ou progressifs, du transfert des matériaux de l'île aux plaines abyssales. La plateforme insulaire, dont la largeur atteint 13 km, témoigne du recul du trait de côte et de la réduction de la surface de l'île au sud et à l'ouest. La répartition des coulées subaériennes du stade bouclier suggère en effet une extension des édifices miocènes vers l'ouest, détruite par des déstabilisations de grande ampleur.

3.3. Transferts sédimentaires et variations verticales du niveau de base

La bathymétrie des pentes et des fonds sous-marins autour des Iles Canaries, et des autres îles océaniques, met en évidence une organisation en trois étages :

1. Les plaines abyssales environnantes commencent de 3000 à 4000 m de profondeur, suivant l'éloignement de la marge continentale. Elles sont ponctuées de petits cônes volcaniques isolés ou par petits groupes. Leurs très faibles pentes ($< 5^\circ$) sont renforcées à l'approche des îles par les complexes de dépôts sous marins issus de l'érosion des îles. Le relief de surface est chaotique dans le cas des faciès proximaux des dépôts d'avalanches de débris. Les forages dans les plaines abyssales font des couches de sédiments accumulés un enregistrement des transferts de matière de l'île aux fonds océaniques.

2. Un talus plus pentu ($10-20^\circ$) relie la plateforme aux fonds sous-marins. Il est incisé par des chenaux de turbidité. Leur largeur dépasse 2 km au nord de l'Anaga et au sud de Gran Canaria (figure 3.27), où leur profondeur atteint 200 m. C'est par cet étage que transitent, à des rythme variés (avalanches de débris, courants de turbidité), les produits de la destruction de la partie émergée de l'île. L'appel au vide vers les plaines abyssales et les pentes du talus provoquent une accélération des transferts de matière et limitent les possibilités de sédimentation.

3. Entre 0 et 200 m de profondeur, une plateforme insulaire matérialise la zone de transition, très faiblement inclinée, entre le domaine insulaire et les fonds sous-marins. C'est l'interface entre l'érosion marine et l'érosion subaérienne. La continuité, la largeur et la profondeur maximales de la plateforme sont variables suivant les îles et les secteurs côtiers. La surface de la plateforme a une morphologie de détail assez chaotique, du fait des contrastes lithologiques et structuraux, et est plus ou moins nappée de sédiments en transit. Des replats étagés traduisent l'influence des variations verticales du niveau de base.

La plateforme est très réduite autour des formes de construction volcanique récentes, comme les prolongations sous-marines des rift-zones d'El Hierro, de la Cumbre Vieja (La Palma), de Tenerife Sud et de la Isleta (Gran Canaria). Des amphithéâtres sous-marins correspondant à d'anciennes cicatrices de déstabilisations massives tronquent par endroits la plateforme. Au nord de Tenerife, la plateforme large de 2 km est interrompue au niveau des glissements sectoriels d'Icod (170-150 ka) et de la Orotava (640-590 ka).

L'idée selon laquelle les plateformes insulaires témoignent du recul du trait de côte et de la réduction de la surface de l'île est généralement acceptée (Menard, 1986 ; Trenhaile, 1983). Mais la formation de plateformes aussi étendues que celles des îles océaniques est un aspect jusqu'à présent négligé. L'origine même des plateformes est encore controversée.

Ile	Plateforme	Largeur max. km	Age île Ma	Vitesse km/Ma
El Hierro	El Golfo	2	1,12	1,8
La Palma	Taburiente	1	1,72	0,6
La Gomera	nord	12	9,43	1,3
La Gomera	ouest	10	9,29	1,1
La Gomera	sud	4	8,77	0,5
La Gomera	est	5	9,43	0,5
Tenerife	Teno sud-ouest	4	6,11	0,7
Tenerife	Teno nord	5,5	6,11	0,9
Tenerife	nord	2	3,5	0,6
Tenerife	sud-ouest	2	3,5	0,6
Tenerife	Guïmar	1	0,8	1,3
Tenerife	Anaga nord	6	4,99	1,2
Tenerife	Anaga sud	2	4,99	0,4
Gran Canaria	ouest	15	14,5	1,0
Gran Canaria	nord	8	13,3	0,6
Gran Canaria	est	8	14,5	0,6
Gran Canaria	sud	13	14,5	0,9
Lanzarote	sud-est	3	15,5	0,2
Lanzarote	ouest	7	6,7	1,0
Lanzarote	Famara ouest	12	10,2	1,2
Fuerteventura	ouest	13	21,6	0,6
Fuerteventura	est	6	21,6	0,3
Fuerteventura	sud-est	9	21,6	0,4
Fuerteventura	Jandia nord	11	17,2	0,6
Fuerteventura	Jandia sud	3	17,2	0,2

Tableau 3.6 – Estimation des vitesses d'élargissement des plateformes insulaires des Iles Canaries, assimilées à des vitesses de recul du trait de côte (en km/Ma).

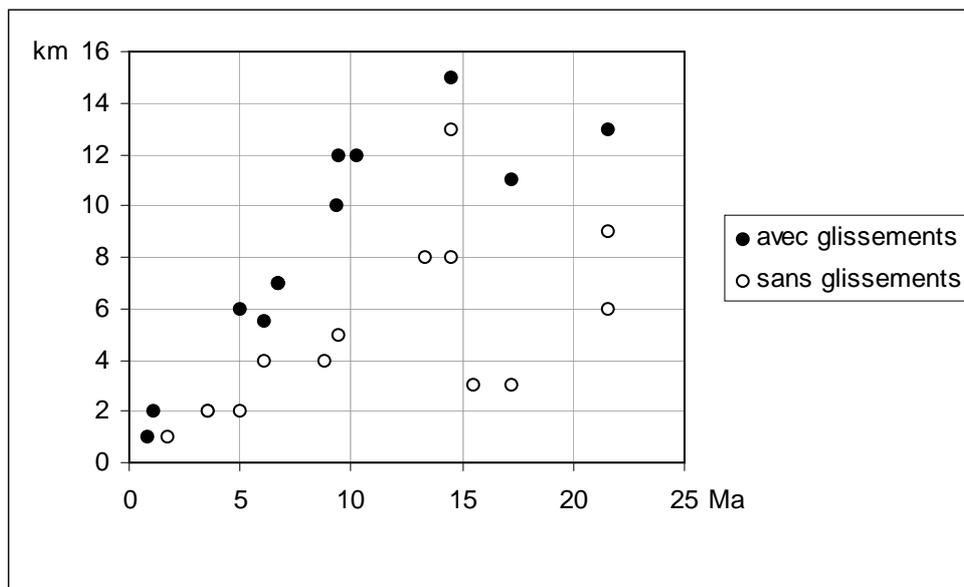


Fig. 3.28 – Evolution de la largeur des plateformes insulaires des Iles Canaries (en km) en fonction de l'âge des édifices volcaniques (en Ma).

3.3.1. Les plateformes : des marqueurs de l'érosion et des variations verticales

3.3.1.1. *Le développement de la plateforme et le recul du trait de côte*

Le développement d'une grande plateforme d'abrasion marine dépend traditionnellement de l'orientation par rapport aux houles dominantes, des processus de météorisation du littoral et du contexte lithologique. L'érosion marine, par son action d'abrasion et de sapement basal, et l'érosion littorale, par son travail d'altération, participent conjointement à la formation d'une plateforme (Stephenson & Kirk, 2000). L'appellation "plateforme d'abrasion marine" est trop restrictive.

Les périodes de transgression marine sont plus favorables au développement d'une plateforme (Trenhaile, 1989). Mais l'intervention des paramètres eustatiques et climatiques dans l'élaboration des plateformes est difficile à prendre en compte pour la période considérée aux Canaries (20-25 Ma).

En prenant les plateformes comme des marqueurs de l'érosion d'une île, nous assimilons la largeur des plateformes à une estimation par défaut du recul du trait de côte sur le long terme. Nous avons mesuré la largeur de toutes les plateformes cernant les Iles Canaries. Les cartes bathymétriques donnent une précision inférieure à 0,5 km. Nous avons volontairement prolongé de 2,5 km vers le sud la plateforme nord du Teno, car son extension d'origine est masquée par le volcanisme pléistocène (figure 2.35). En portant les valeurs sur un graphique avec en abscisse l'âge d'émergence du massif volcanique considéré, il apparaît une augmentation globale de la largeur des plateformes avec le temps (figure 3.28). Les vitesses estimées oscillent entre 0,2 et 1,8 m/ka suivant les secteurs. H.W. Menard (1986) a estimé de la même façon le recul du trait de côte à Hawaï, aux Marquises et aux Canaries (mais avec peu de datations fiables). Ses estimations sont comprises entre 0,6 et 1,7 m/ka pour les trois archipels. Les vitesses données par les MEM et les TMEM¹ pour des périodes de 1 à 20 ans sont comprises entre 0,9 et 1,97 mm/an (m/ka) suivant les auteurs et les types de roches (Trenhaile, 1983 ; Sunamura, 1992 ; Stephenson, 2000). L'échelle de valeur est comparable, mais pas l'échelle de temps.

¹ *Micro-Erosion Meter et Traversing Micro-Erosion Meter*

Après avoir noté que les plus fortes vitesses concernent des zones affectées par des glissements sectoriels massifs, nous avons séparé celles-ci des zones épargnées par les grandes déstabilisations. Les plateformes qui se sont développées depuis un ancien glissement présentent des vitesses d'élargissement de 1 m/ka en moyenne, contre 0,5 m/ka pour les autres plateformes.

Mais la plateforme est toutefois réduite (< 0,5 km) dans les secteurs affectés par les derniers glissements en date : à l'ouest de La Palma (Cumbre Nueva 560 ka), au nord de Tenerife (Icod 170-150 ka et Orotava 640-590 ka) à l'est d'El Hierro (Las Playas II 176-145 ka) et au sud d'El Hierro (El Julan 180-158 ka). Seule la prolongation sous-marine de la cicatrice d'El Golfo I (134 ka ?) présente localement une plateforme de 2 km de large. Etant donné les incertitudes actuelles sur le nombre de déstabilisations du secteur d'El Golfo, il pourrait s'agir d'une portion de plateforme résiduelle. Sa vitesse d'élargissement est de toutes façons supérieure ou égale à 1,8 m/ka (2 km en au moins 1,12 Ma, âge d'émergence d'El Hierro). Outre le cas d'El Golfo, l'apparition d'une plateforme de plus d'un kilomètre de large prendrait environ 0,8 Ma dans le cas des secteurs touchés par un glissement et 1,7 Ma dans les autres secteurs. La plateforme atteint en effet 1 km de large en contrebas de la dépression côtière de Guïmar (glissement sectoriel : 840-780 ka) et au nord de La Palma (1,72 Ma, sans déstabilisation massive).

Comment expliquer le développement plus rapide d'une plateforme après un grand glissement ? Les exemples d'évolution morphogénique des surfaces des glissements Cumbre Nueva (La Palma) et Garajonay (La Gomera) fournissent à nouveau quelques pistes. La surface de glissement exploite une discontinuité structurale qui correspond souvent à la limite entre les séries volcaniques sous-marines et subaériennes. Les matériaux mis à nu par le glissement sont des roches très altérées mais gardant une certaine cohérence. La frange littorale de la cicatrice est donc un terrain idéal pour la formation d'une plateforme primitive. L'érosion postérieure des faces d'arrachement, particulièrement puissante dans un premier temps, alimente des cônes de déjection littoraux volumineux (Las Angustias à La Palma, San Marcos à La Gomera). Ce stock sédimentaire grossier est facilement mobilisé par la mer, participant ainsi à son action d'abrasion. Le développement de la plateforme en largeur est facilité lorsque le glissement affecte aussi les pentes sous-marines de l'édifice (cas d'El Golfo et du nord de l'Anaga).

Comme nous le soulignons dès notre introduction, le rapport entre l'altitude maximale (H) et la superficie (S) des îles est décroissant d'ouest en est (tableau 1). La destruction s'exprime apparemment plus en terme de dénudation qu'en terme de réduction de la surface de l'île. Seule Tenerife (2055 km²) est plus étendue que Fuerteventura (km²). La superficie dépend plus de la taille initiale des édifices volcaniques, que de la vitesse de recul du trait de côte. La prolongation du volcanisme du plus de 20 Ma retarde à plusieurs reprises le développement des plateformes. Les produits des phases de régénérescence fossilisent parfois des plateformes en cours de formation et agrandissent la surface de l'île, même après le démantèlement des volcans boucliers primitifs (Fuerteventura, Lanzarote).

Situés à proximité de la marge continentale, les îles Canaries orientales ne connaissent pas la subsidence qui, dans le cas des archipels du Pacifique, conduit à la submersion des îles en bout de chaîne. Le développement d'une plateforme est encouragé par la submersion d'une île. La submersion correspond à une hausse relative du niveau marin et est alors assimilable à une transgression. Mais cela ne se produit pas aux Canaries. Dans les secteurs de Fuerteventura et Lanzarote épargnés par les grandes déstabilisations, les vitesses d'élargissement des plateformes sont inférieures à 0,4 m/ka.

Les particularités géodynamiques expliquées dans notre première partie ne sont pas en faveur d'une submersion rapide des îles vers l'est. Après des destructions rapides et une période de cessation du volcanisme d'environ 7 Ma, les grandes structures des édifices volcaniques de Fuerteventura ont été détruites. Son altitude est passée d'environ 3000 m à 800 m. Son volume émergé ne représente plus que 1,3 % de son volume total. Mais l'île a conservé plus de la moitié de sa superficie maximale et s'est même agrandie vers le nord. Elle n'a pas connu de subsidence globale.

C'est ce que nous allons démontrer à travers l'étude des plateformes du Pliocène Inférieur, portées à des altitudes comprises entre 50 et 120 m sur Fuerteventura, Lanzarote et Gran Canaria (tableau 1.2).

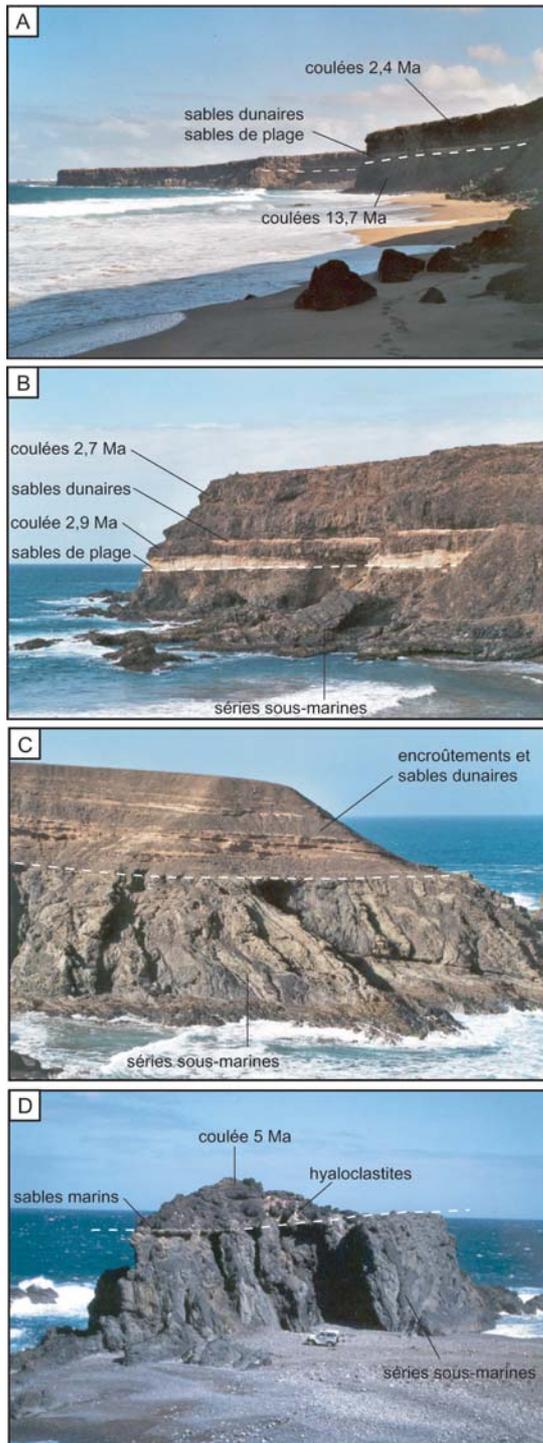
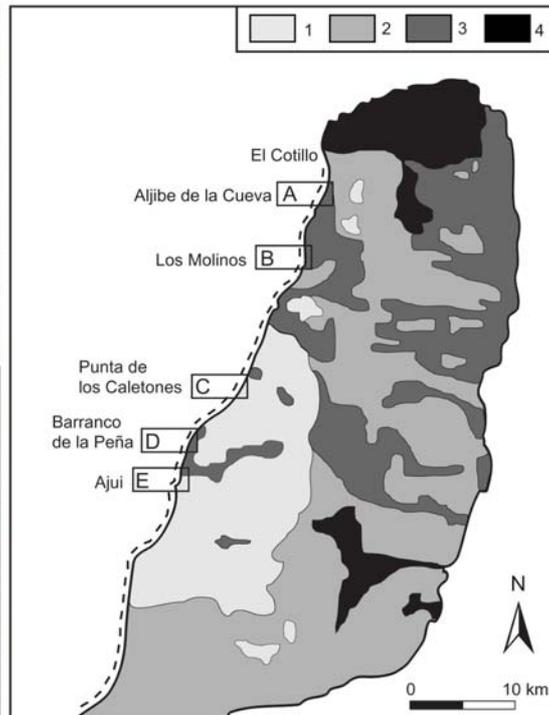


Fig. 3.29 - La plateforme d'abrasion marine soulevée de la côte ouest de Fuerteventura. 1 : séries sous-marines ; 2 : séries du volcan bouclier de Los Cuchillos ; 3 : volcanisme de régénérescence pliocène ; 4 : volcanisme de régénérescence quaternaire. La transition des sables marins (> 5 Ma), aux sables de plage (> 2,9 Ma), puis aux sables dunaires (< 2,9 Ma) traduit une émergence progressive de la plateforme.



3.3.1.2. La plateforme du Pliocène Inférieur à Fuerteventura

Le long de la côte ouest de Fuerteventura, une surface de discordance majeure sépare les matériaux sous-marins des coulées de lave pliocènes (phases de régénérescence). Cette surface est une ancienne plateforme marine formée principalement dans les matériaux sous-marins de l'ouest de Fuerteventura. Elle s'étend du nord au sud sur plus de 60 km de côtes (figure 3.29). Au niveau des falaises actuelles, elle affleure entre + 7 m et + 16 m selon les irrégularités de la surface, l'éloignement par rapport à l'ancienne ligne de côte et la tectonique locale.

Des calcarénites se sont déposées sur la plateforme lorsque celle-ci était largement submergée, disséquée et affectée de nombreuses failles (affleurements au Puerto de Ajui et au débouché du Barranco de la Peña). Ces calcarénites se sont formées dans les creux de la plateforme, dont la complexité structurale (multiples intrusions filoniennes de toutes tailles) est exploitée par l'érosion différentielle marine. Les dykes les plus récents traversant les matériaux sous-marins et tronqués par la plateforme sont datés du Miocène Supérieur. Au niveau d'El Cotillo, la plateforme est formée non pas dans les matériaux sous-marins, mais dans d'épaisses coulées subaériennes datées à 13,7 Ma (Playa del Aguila : K-Ar Coello *et al.*, 1992. Les coulées pliocènes ont des âges K-Ar compris entre 5 Ma (coulées du volcan de Betancuria) et 2,4 Ma (coulées d'El Cotillo et d'Aljibe de la Cueva au nord). La plateforme d'abrasion marine est donc d'âge Miocène Supérieur / Pliocène Inférieur.

Avant la mise en place des coulées pliocènes, des dépôts littoraux fossilifères ont partiellement recouvert la plateforme. Les fossiles sont du Pliocène Inférieur (*Rothpletzia*, *Nerita Emiliana*, *Strombus coronatus* : Meco & Stearns, 1981 ; Pomel, 1986). A Aljibe de la Cueva, ces dépôts présentent une transition des sables de plage (avec rides conservées), aux sables dunaires avec des poches de limons éoliens recouverts par une coulée pliocène (2,4 Ma). On retrouve le même dispositif un peu plus au sud, aux débouchés des barrancos de Los Molinos et de la Cruz : matériaux sous-marins, sables marins d'eau peu profonde (sables blancs très fins), puis sables dunaires et une première coulée pliocène (2,7 Ma). La mise en place des coulées du Pliocène Supérieur est donc contemporaine d'une phase de baisse du niveau de base : régression eustatique ou soulèvement de l'île ?

Dans le secteur d'Ajui, les coulées provenant du volcan de Betancuria (5 Ma) montrent des structures en pillows jusqu'à + 25 m. Des niveaux de hyaloclastites jaunâtres sont intercalés entre chaque coulée. Leur épaisseur atteint 2 m. Toujours à Ajui, des sables dunaires pléistocènes fossilisent des encoches d'abrasion marine creusées dans les coulées de Betancuria jusqu'à + 13 m et + 23 m. La plateforme était encore partiellement submergée lors de la mise en place des coulées de Betancuria (5 Ma). Les affleurements de hyaloclastites se poursuivent jusqu'à + 40 m (Barranco de Ajui) et les dépôts littoraux jusqu'entre + 50 et + 60 m. La plateforme était donc large d'au moins 2 km.

La plateforme se poursuit aussi au sud. En l'absence de coulées pliocènes, elle est recouverte de sables marins (Punta de la Nao), de sables dunaires (Playa de Garcey) ou d'alluvions quaternaires (Caleta de la Cruz, Punta de la Nao). Elle est continue sur la côte sud et sud-est de la péninsule de Jandia (sud de Fuerteventura), en grande partie dissimulée sous des encroûtements et des alluvions grossiers. L'ancien pied de falaise se situe vers + 55 m à Morro Jable, où un conglomérat marin et des dunes littorales pliocènes flanquant le pied de falaise. La plateforme est en revanche quasiment absente de la côte nord de la péninsule de Jandia, même si quelques résidus en sont préservés aux extrémités ouest (Agua Tres Piedras) et est (Roque del Moro). Le long des autres côtes de Fuerteventura, la plateforme est absente ou dissimulée.

Les flancs ouest à sud du volcan-bouclier Ajaches, formant la partie sud de Lanzarote, sont eux-aussi largement entamés par une plateforme d'abrasion marine (Meco & Stearns, 1981). Sa limite supérieure est marquée par des conglomérats littoraux au sud-ouest (+ 60 m) et des calcarénites au sud et à l'ouest (+ 55 m). Aux Salinas de Janubio, ces calcarénites sont intercalées entre les coulées du stade bouclier d'Ajaches (coulée datée à 14,1 Ma par J. Coello *et al.*, 1992) et les coulées d'une première phases de régénéscence (6,7 Ma).

D'après nos estimations précédentes, la formation d'une plateforme d'au moins 2 km de large requiert plus d'un million d'années. La plateforme du Pliocène Inférieur / Miocène Supérieur des îles orientales était certainement active il y a au moins 5 à 7 Ma. Elle est en partie contemporaine de la régression majeure du Messinien, définie en Méditerranée et attestée sur les côtes ouest-africaines. Sur les îles orientales, la régression Messinienne atteindrait son maximum vers 5,5 Ma (Lietz & Schmincke, 1975 ; Pomel, 1986 ; Meco & Stearns, 1981 ; Meco *et al.*, 1997). Elle est corrélée à un assèchement climatique (réduction du couvert végétal) et à un renforcement des

apports éoliens du Sahara. La régression Messinienne pourrait expliquer l'émergence progressive de la plateforme, dont la formation est antérieure à 5,5 Ma, mais elle n'explique pas son soulèvement à + 50-60 m d'altitude. La transition des sables marins aux sables de plage et aux sables dunaires atteste en effet de la persévérance d'une tendance à la baisse du niveau de base entre 5 et 2,7 Ma.

Seul un soulèvement peut expliquer la position actuelle des marqueurs de variations du niveau de base depuis le Miocène Supérieur. Ce soulèvement général n'affecterait que les parties ouest de Fuerteventura et Lanzarote.

D'après le modèle d'évolution des îles de point chaud, la subsidence mécanique de Fuerteventura et Lanzarote devrait se faire sentir dès le stade bouclier (21-12 Ma). Vers 12 Ma, le point chaud est sous Tenerife. Les îles orientales devraient alors se trouver en situation de subsidence thermique et de submersion. C'est l'inverse qui se produit puisque ces îles se soulèvent vers l'ouest au cours du Miocène Supérieur et du Pliocène Inférieur. Quelle est l'origine de ce soulèvement ?

La proximité de la marge continentale bloque aux Canaries la subsidence des îles vers l'est, sans pour autant les soulever. Intervenant après la destruction quasi-intégrale des volcans boucliers de Fuerteventura et Lanzarote, ce soulèvement vers l'ouest traduirait une compensation isostatique. S'agit-il d'une compensation d'un allègement sur le long-terme de la surcharge mécanique liée aux volcans boucliers ? En prenant en compte les complexes de dépôts sous-marins des flancs ouest de Fuerteventura et Lanzarote, les deux îles représentent encore un volume total de plus de 55000 km³, soit autant que Tenerife, Gran Canaria et La Gomera réunies. Cette hypothèse est peu probable.

Par contre, la destruction accélérée des flancs ouest des grands édifices volcaniques miocènes aurait suscité des réajustements isostatiques, d'autant plus que le volcanisme de remplissage des cicatrices n'a produit que de modestes volumes (formations Melindraga et Tamacite à Fuerteventura). Mais le soulèvement interviendrait avec un retard de 5 à 10 Ma. Il semble révolu, si l'on en croit l'adéquation entre les variations eustatiques et les marqueurs de niveaux marins du Quaternaire. La plateforme actuelle est large de 10 à 13 km. C. Stillman (1999) émet également l'hypothèse d'un soulèvement de la partie ouest de Fuerteventura ; soulèvement qu'il attribue aux régénérescences volcaniques et qui atteindrait son maximum au niveau du massif hypovolcanique.

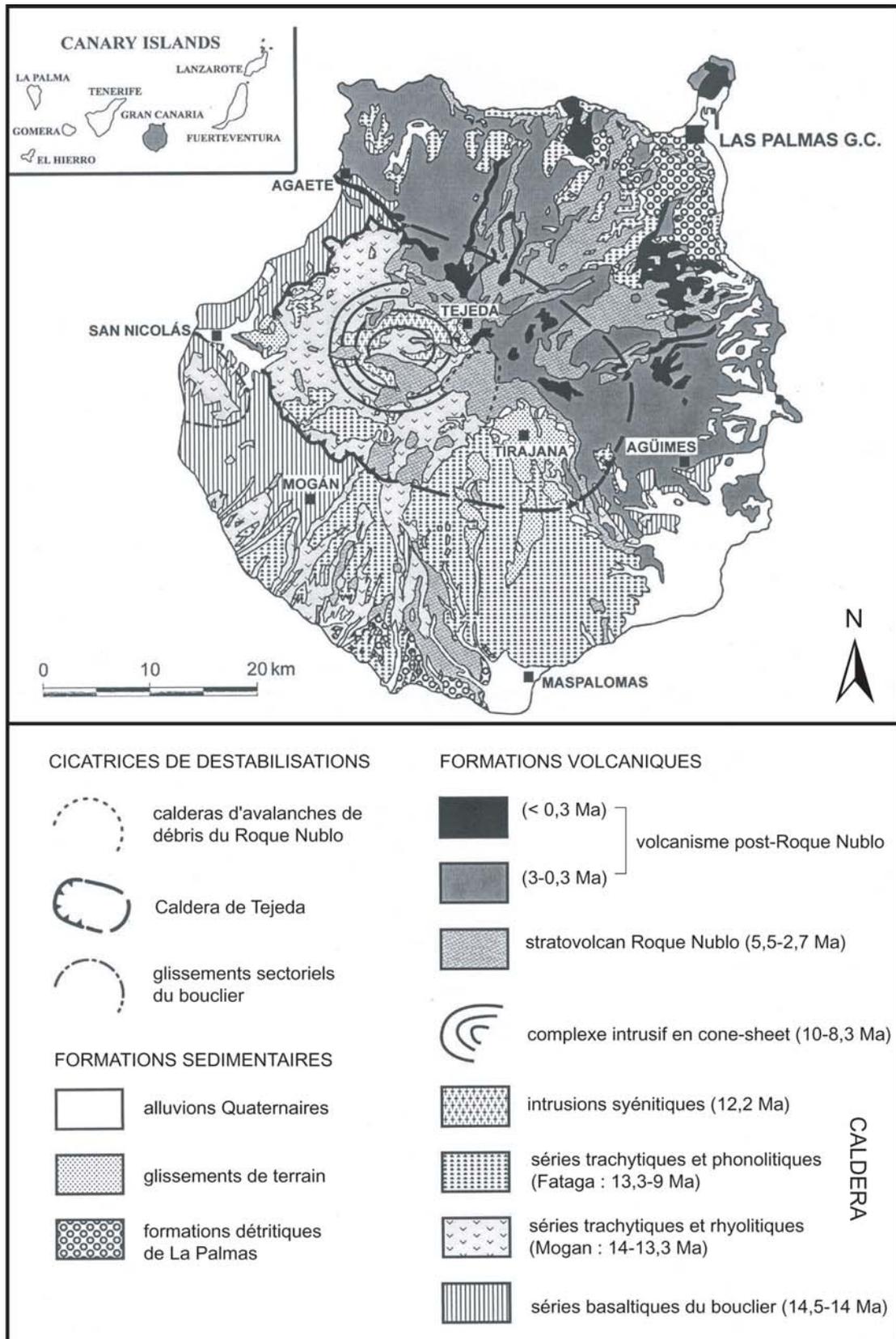


Fig. 3.30 - Carte géologique de Gran Canaria (F.J. Pérez-Torrado, pers. com.).

Le contexte géodynamique et volcano-tectonique des îles orientales n'est décidément pas en faveur de leur submersion.

Le soulèvement de la partie ouest de l'alignement Fuerteventura - Lanzarote a-t-il eu une influence sur Gran Canaria ? Une plateforme marine du Pliocène Inférieur s'étend en effet entre 40 et 120 m d'altitude au nord-est de cette île.

3.3.1.3. *Les formations détritiques de Las Palmas, Gran Canaria*

La ville de Las Palmas (355000 hab.) est construite sur un complexe de formations détritiques, relié aux édifices volcaniques de La Isleta par un grand tombolo (figure 3.30). Ces formations témoignent de l'évolution du nord-est de l'île pendant le hiatus volcanique majeur (8,8-5,5 Ma) et le volcanisme du stratovolcan Roque Nublo (5-2,7 Ma). Trois phases sédimentaires sont distinguées sur la notice de la carte géologique (ITGE, 1990).

1. Les conglomérats alluviaux du **membre inférieur** des formations détritiques de Las Palmas (> 6 Ma) montrent des signes de transition progressive entre une ambiance deltaïque et une ambiance marine : petits chenaux à remplissage alluvial, creusés dans les épaisses phonolites des séries Fataga (Caldera de Tejeda), niveaux de sables fins avec stratification croisée en sillons et *ripple-marks* d'oscillation à la base, puis conglomérats marins avec des fossiles de mollusques, rubéfaction du niveau sommital du conglomérat. Cette altération particulière est typique des plateformes d'abrasion marine. Le niveau sommital rubéfié, nettement visible sur les coupes des environs de Las Palmas, permet de retracer l'étendue d'une plateforme d'abrasion marine du Pliocène Inférieur, affleurant désormais entre 40 et 120 m d'altitude. Le développement de la plateforme a été facilité par une hausse du niveau de base, antérieure au Messinien (transgression ou subsidence de l'île).

2. Le **membre médian** des formations détritiques de Las Palmas présente sur environ 30 m une alternance de dépôts marins et littoraux : sables de plage et sables marins avec *ripple-marks*, stratification croisée plane plongeant vers la mer, figures de bioturbation, traces de décantation, sables de dunes. Des blocs anguleux basaltiques attestent d'apports continentaux occasionnels. Ces formations situées en retrait de la plateforme du Pliocène Inférieur sont en effet contemporaines des premières phases d'activité du stratovolcan Roque Nublo (Lietz & Schmincke, 1975 ; Pérez Torrado *et al.*, 1995). Les coulées de basaltes et basanites en pahoehoe fossilisent la plateforme précédente et présentent à leur base un niveau de *pillow-lavas*. H. Guillou et F.J. Pérez-Torrado (*pers. com.*) ont obtenu six datations

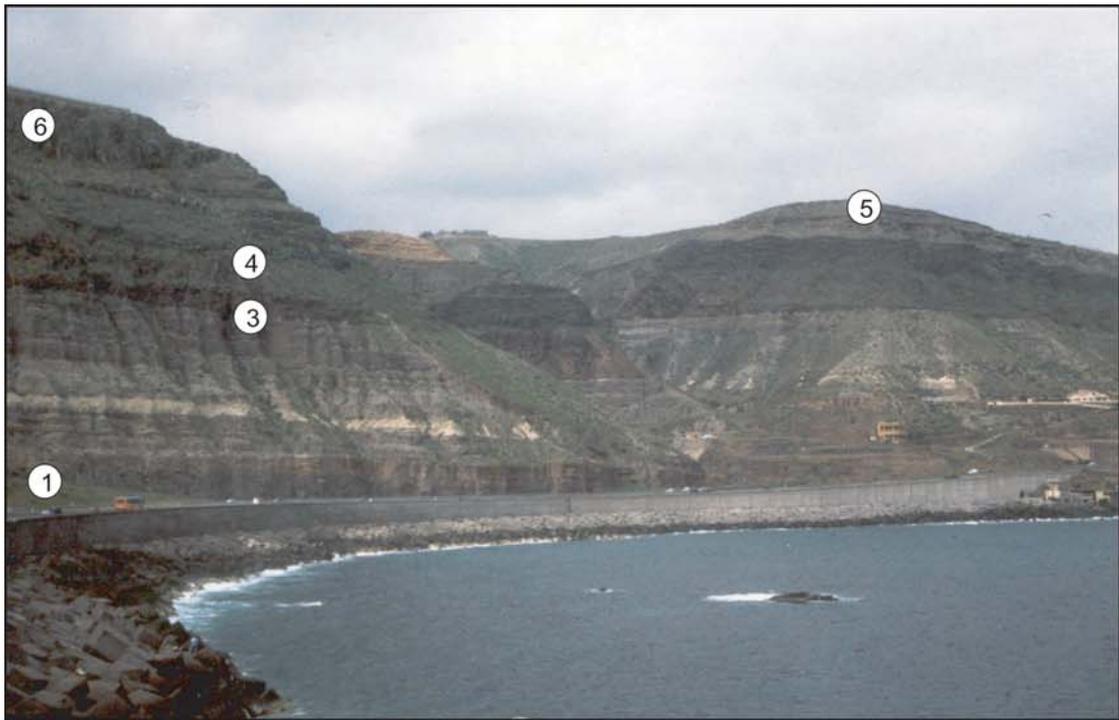


Photo 3.26 - Ci-dessus : A l'ouest de Las Palmas, les falaises d'El Rincon (Gran Canaria) présentent toute la stratigraphie du nord-est de l'île : les séries Fataga (1 : ignimbrites phonolitiques 13,3-9 Ma), les formations détritiques de Las Palmas (2 : niveau rubéfié du membre inférieur ; 3 : cinérites du membre médian ; 4 : pillow-lavas basaltiques du stratovolcan Roque Nublo ; 5 : membre supérieur) et enfin, les coulées post-Roque Nublo (6 : polarité Matuyama).

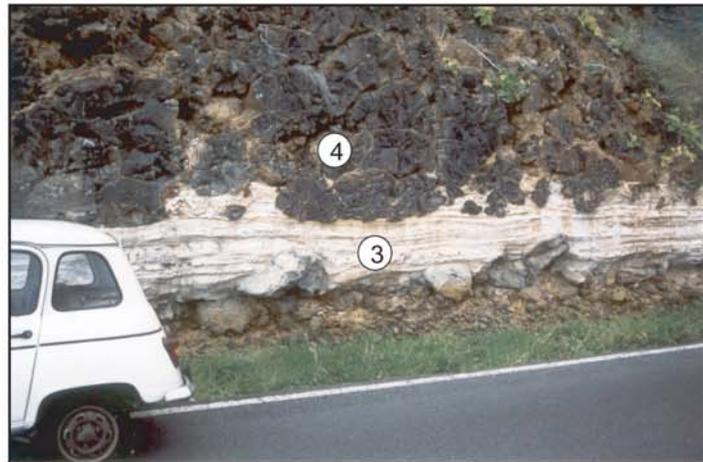


Photo 3.27 - Au milieu : Niveau de cinérites blanches intercalées entre le membre inférieur des formations détritiques de Las Palmas et les pillow-lavas du stratovolcan Roque Nublo (4,1-4,0 Ma). Barranco de Tamaraceite.

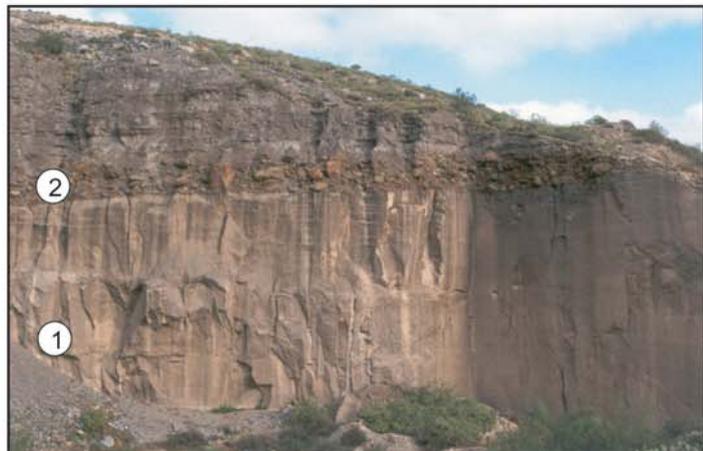


Photo 3.28 - Ci-contre : Niveau de galets rubéfiés (membre inférieur) intercalé entre les ignimbrites de Fataga et des formations littorales et marines du membre médian. Barranco Seco.

K-Ar comprises entre 4,1 et 4,0 Ma. Des cinérites blanches sont intercalées entre la plateforme et les coulées. Ces deux marqueurs, *pillow-lavas* et cinérites, ont récemment été cartographiés par télémétrie laser (Pérez-Torrado, *pers. com.*). Ils retracent l'étendue de la plateforme. Les *pillow-lavas* sont situés entre 80 et 130 m, en amont de la plateforme. Les variations d'altitude sont dues aux marées, au va-et-vient des vagues et aux effondrements partiels des deltas de lave. Plus représentatif de la plateforme en elle-même, le niveau de cinérites est incliné vers l'est-nord-est entre 110 et 40 m d'altitude.

3. Les formations du membre supérieur traduisent le retrait progressif de la mer et la reconquête de la plateforme par des dépôts détritiques d'origine volcanique et alluviale (coulées de débris, brèches volcaniques). Cette baisse du niveau de base est contemporaine des dernières phases du Roque Nublo et de l'émersion de la plateforme Miocène Supérieur / Pliocène Inférieur de Fuerteventura.

Les marqueurs des niveau marin, du Miocène Supérieur au Pliocène, sont soulevés à plus de 100 m d'altitude au nord-est de Gran Canaria. Ce soulèvement n'a pas d'équivalent à l'ouest et au sud de l'île. Il est légèrement postérieur à la surrection de l'ouest de Fuerteventura et Lanzarote. Les îles orientales ont-elles ressenti les effets d'une longue flexure régionale orientée NE-SW comme le suggère R.S. Pomel (1986)? Son origine pourrait provenir d'un soulèvement d'ensemble de la marge continentale africaine. Mais la marge africaine, de type marge passive grasse, subit le poids des sédiments post-*rifting* et des Iles Canaries.

La régénérescence volcanique généralisée au Pliocène et une compensation isostatique de la destruction rapide des édifices volcaniques du stade bouclier, largement entamée au Miocène Supérieur pour les trois îles, nous semble une hypothèse plus crédible. Cette compensation s'exprime différemment sur chaque île. Le soulèvement varie de + 50 à + 120 m suivant les secteurs. D'après les âges K-Ar des coulées pliocènes, il interviendrait plus tôt sur Fuerteventura et Lanzarote, que sur Gran Canaria. Cette progression est logique dans le cadre d'un alignement d'îles de point chaud. La surcharge pondérale de Tenerife accentuerait le basculement de Gran Canaria, dont la partie sud-ouest serait en voie de subsidence.

Voyons maintenant quelles sont les conséquences du volcanisme et des variations verticales du niveau de base sur les transferts de matière de l'île aux fonds océaniques.

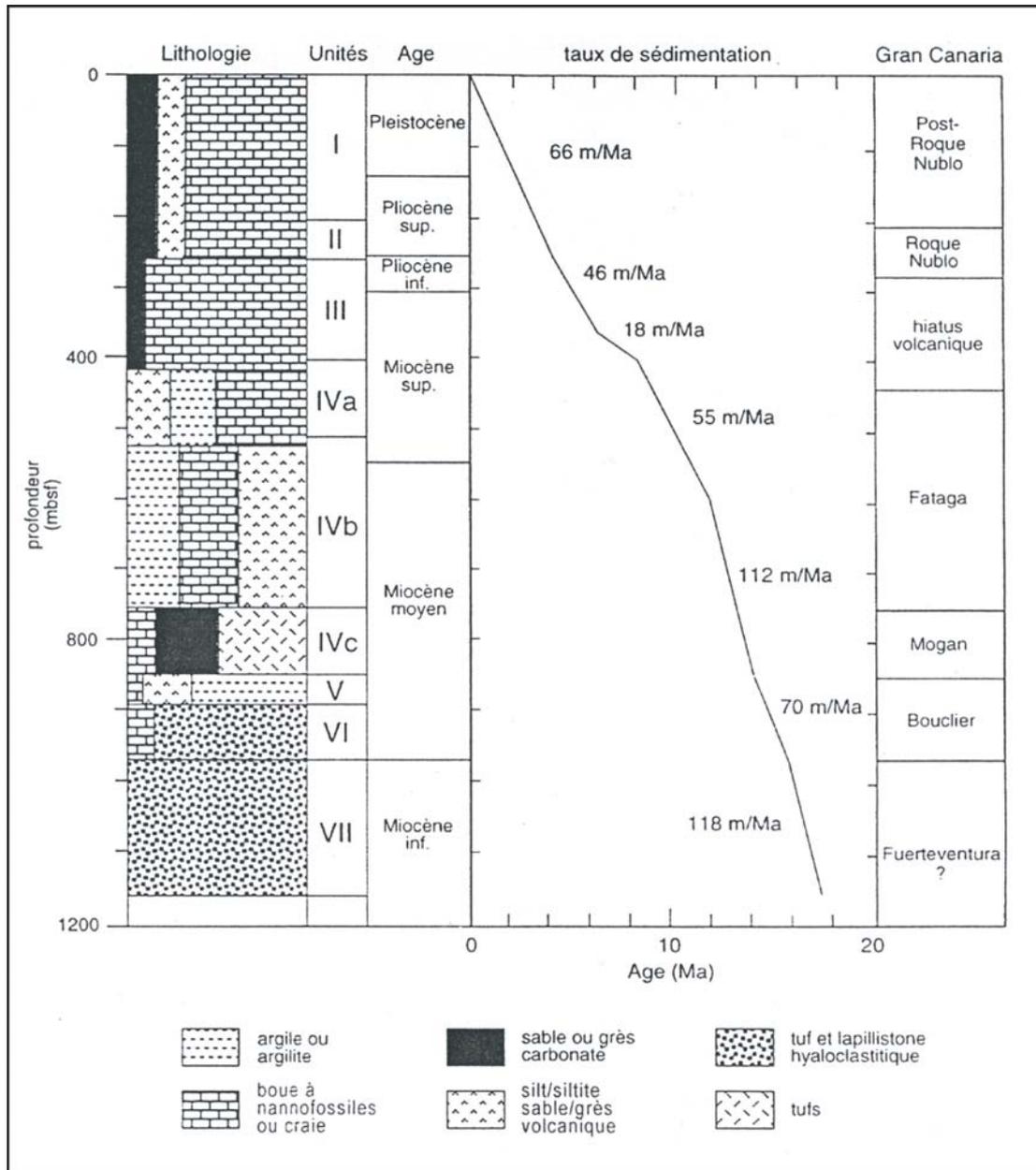


Fig. 3.31 - Lithostratigraphie du forage ODP site 953, taux de sédimentation et principales phases de construction volcanique de Gran Canaria (Schneider et al., 1997, CRAS série II 324).

3.3.2. Les transferts sédimentaires de l'île aux fonds océaniques : Gran Canaria

La partie septentrionale du talus volcanoclastique de Gran Canaria est pratiquement isolée d'apports sédimentaires continentaux par l'existence du Bajo de Amanay, un édifice volcanique sous-marin constituant un haut-fond d'une profondeur maximale de 1500 m. La stratigraphie de cette zone est connue grâce aux deux forages ODP (Leg 157) entrepris en 1994. Le site 953, situé à 68 km au nord-est de Gran Canaria, présente la séquence la plus complète et permet une étude de l'enregistrement sédimentaire de l'évolution volcanique et morphogénique de Fuerteventura et surtout Gran Canaria (Schneider *et al.*, 1997 : figure 3.31).

3.3.2.1. *Le stade bouclier : volcanisme fissural et taux de sédimentation élevés*

La construction du volcan bouclier de Gran Canaria est essentiellement sous-marine (90 %) et se poursuit en surface entre 14,5 et 14 Ma par des éruptions fissurales rapides, parfois simultanées (Mc Dougall & Schmincke, 1976 ; Schmincke, 1993). Les quelques discordances érosives sont presque conformes aux lits de laves basaltiques (basaltes alcalins porphyriques des formations Guigui, hawaïtes et mugéarites des formations Horgazales). Les phases stromboliennes se signalent par quelques couches de projections pyroclastiques.

Au niveau des carottes du forage 953, le stade bouclier a été corrélé à des hyaloclastites et des dépôts de coulées de débris grossiers, épais de 200 m (Schneider *et al.*, 1997). L'émersion de l'île est signalée par une couche de matériel hydroclastique. Les taux de sédimentation du talus volcanoclastique décroissent de 0,118 m/ka à 0,07 m/ka au cours du stade bouclier. Ces valeurs rapides sont en faveur d'une instabilité précoce de l'édifice, dès les phases de construction sous-marines. Certains niveaux de dépôts détritiques proviennent du remaniement instantané des déstabilisations massives affectant les flancs ouest des volcans boucliers de Fuerteventura (> 17 Ma, figure 3.26).

Ces données confirment les conclusions de notre étude des premiers barrancos de La Gomera (paragraphe 3.1.2.1). L'érosion est puissante dès les premières phases de construction d'un relief volcanique. Mais elle ne crée pas de formes de grande ampleur car le volcanisme est très productif.



Photo 3.29 - La Caldera de Tejeda (Gran Canaria). La forme initiale de la caldera a été érodée pendant le hiatus volcanique majeur (8,8-5,5 Ma) et fossilisée par le stratovolcan Roque Nublo, dont les reliefs résiduels apparaissent ici sous la forme de buttes sommitales. Dans le lointain, Tenerife émerge de la mer de nuages.



Photo 3.30 - Coulée des phases de régénérescence post-Roque Nublo (datée à 0,39 Ma : F.J. Pérez-Torrado, pers. com.) fossilisant un barranco formé dans les formations Roque Nublo (5-2,7 Ma), et réincisée depuis par le Barranco de Tenoya (nord-est de Gran Canaria).

3.3.2.2. *La Caldera de Tejeda et le volcanisme différencié*

Les turbidites pyroclastiques rencontrées sur 425 m d'épaisseur représentent les phases volcaniques différenciées et explosives, corrélées aux phases de subsidence de la Caldera de Tejeda : séries Mogan (14-13,3 Ma) et séries Fataga (13,3-9 Ma). Les ignimbrites et coulées pyroclastiques émises au cours de ces phases fossilisent des barrancos et se poursuivent fréquemment en mer par des coulées de débris et des courants de turbidité envahissant le talus volcanoclastique à raison de 0,112 m/ka. L'île connaît de fréquents renouvellements de surface limitant le travail de l'érosion au ravinement rapide des nappes d'ignimbrites. Les conglomérats alluviaux du membre inférieur des formations détritiques de Las Palmas représentent pour cette période la transition entre les barrancos et les fonds sous-marins.

Les éruptions se faisant moins fréquentes, le taux de sédimentation atteint la valeur plus modeste de 0,055 m/ka (Schneider *et al.*, 1997). Chaque séquence de turbidites sous-marines correspond aux phases volcaniques paroxysmales. La sédimentation se fait à un rythme saccadé. Les taux moyens ne sont pas forcément significatifs dans ce contexte.

3.3.2.3. *Le hiatus majeur : une réduction des apports en sédiments*

Entre 8,5 et 6 Ma, les taux de sédimentation chutent à 0,018 m/ka. Cette période est corrélée à une phase d'activité volcanique extrêmement réduite entre 8,8 et 5,5 Ma, limitée à quelques éruptions phonolitiques au nord de l'île (Pérez Torrado *et al.*, 2000).

Sous un climat subtropical humide (Pomel, 1986), l'érosion retouche de larges vallées formées entre les formations Mogan et Fataga (barrancos de Mogan, Fataga, Tirajana, Arguineguin). Les versants sont recouverts d'altérites ferrallitiques dont l'épaisseur atteint 10 m et les fonds de vallées voient s'accumuler colluvions et alluvions. Leur évacuation n'est pas rapide. La morphogénèse est plus favorable à l'élargissement des barrancos qu'à leur approfondissement. Cette tendance est encouragée par la transgression marine qui voit se développer la plateforme marine de Las Palmas (paragraphe précédent). Les apports de matière vers le talus volcanoclastique se limitent à des séquences de turbidites silteuses épicycliques épaisses de quelques centimètres.

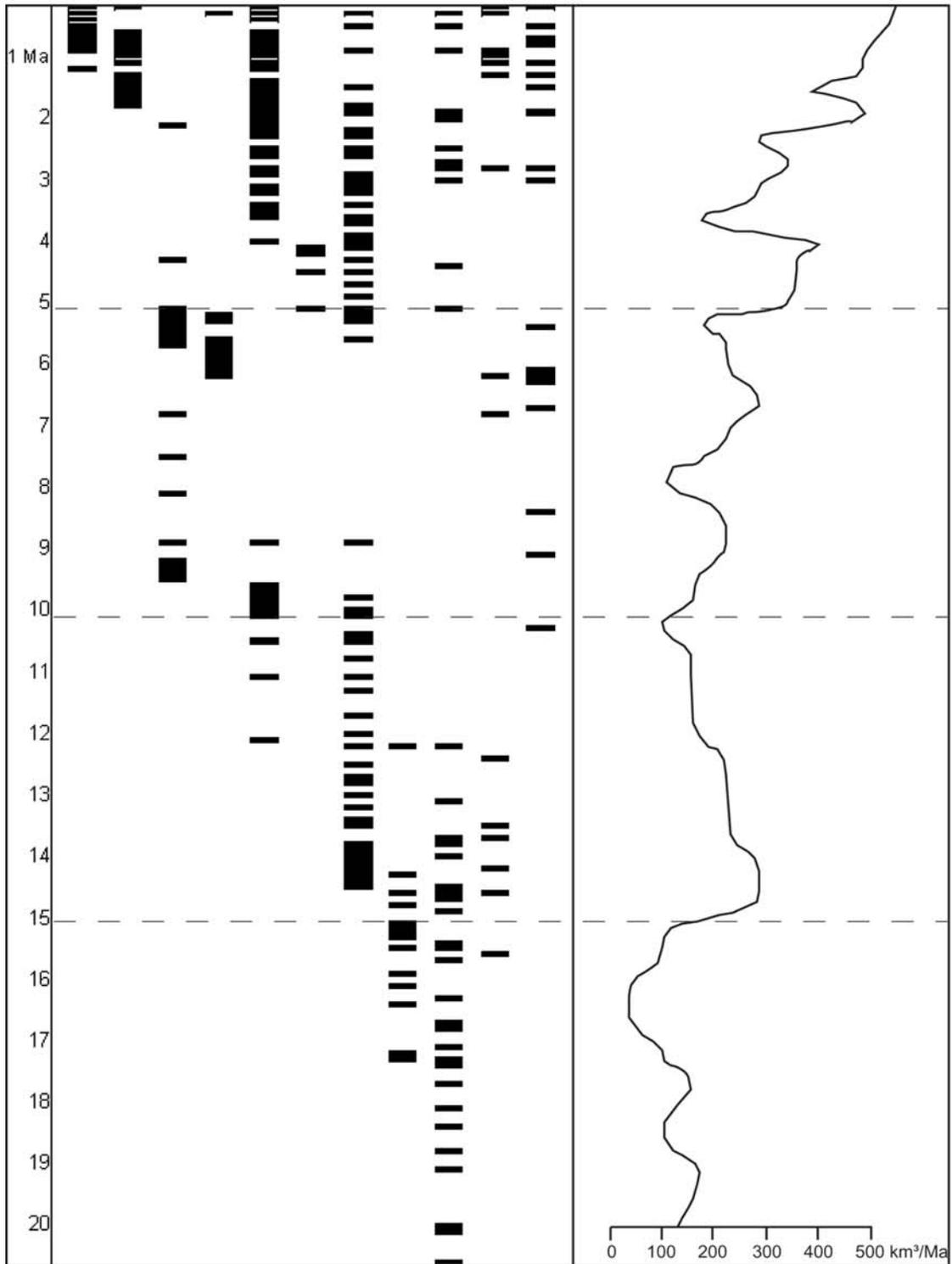


Fig. 3.32 - Comparaison entre les principales phases de construction volcaniques des Iles Canaries (figure 1.25) et les taux de sédimentation dans la plaine abyssale de Madère (Weaver et al., 1998, *Proceed. ODP Sci. Res.* 157).

3.3.2.4. *La reprise du volcanisme et de la sédimentation marine*

Le soulèvement du nord de Gran Canaria et de l'ouest de Fuerteventura, et la régression "Messinienne", qui atteindrait son maximum vers 5,5 Ma (Lietz & Schmincke, 1975), relance l'incision et l'évacuation des sédiments par les barrancos. Le taux de sédimentation marine remonte à 0,046 m/ka. La présence de fragments basaltiques et de clinopyroxènes typiques des séries du bouclier témoignent de l'incision rapide des barrancos (Schneider *et al.*, 1997).

Mais la croissance des taux de sédimentation au Pliocène Inférieur est aussi encouragée par la reprise du volcanisme. L'activité volcanique du stratovolcan Roque Nublo (5-2,7 Ma) est signalée dans les carottes par des turbidites volcanoclastiques basaltiques et téphritiques sur 264 m d'épaisseur.

Depuis environ 4 Ma, le taux de sédimentation est en moyenne de 0,066 m/ka. Le relief résultant de l'érosion du bouclier miocène exerce un contrôle topographique sur la répartition spatiale des produits du volcanisme Roque Nublo et post-Roque Nublo (< 3 Ma). Les coulées de lave et les écoulements pyroclastiques du Roque Nublo sont canalisés par de grands barrancos en pente douce. La forte teneur en eau interstitielle de certaines ignimbrites au moment de leur dépôt engendre une condensation massive et la formation de faciès distaux proches des lahars (Pérez Torrado *et al.*, 1997).

Le volcanisme post-Roque Nublo (< 3 Ma) est limité au nord-est de l'île. Mais ses dynamismes sont variés (effusif, strombolien, phréatomagmatique) et les principales phases éruptives sont très étalées dans le temps (10 magnétozones enregistrées, Pérez-Torrado, *pers. com.*). Les renouvellements de surface ne sont pas assez fréquents pour masquer le travail de réincision, stimulé par les régressions marines quaternaires et par le soulèvement de la partie nord-est de l'île. La concentration du volcanisme au nord-est n'y est certainement pas étrangère.

Les taux de sédimentation de la plaine abyssale de Madère, au nord des Iles Canaries, enregistrent aussi les effets de leur construction et de leur destruction (Weaver *et al.*, 1998). Les taux les plus élevés correspondent aux principales phases de construction volcanique, et les taux les plus faibles aux périodes de ralentissement généralisé du volcanisme (17-15 Ma, 9-6 Ma, 4-3 Ma : figure 3.32).

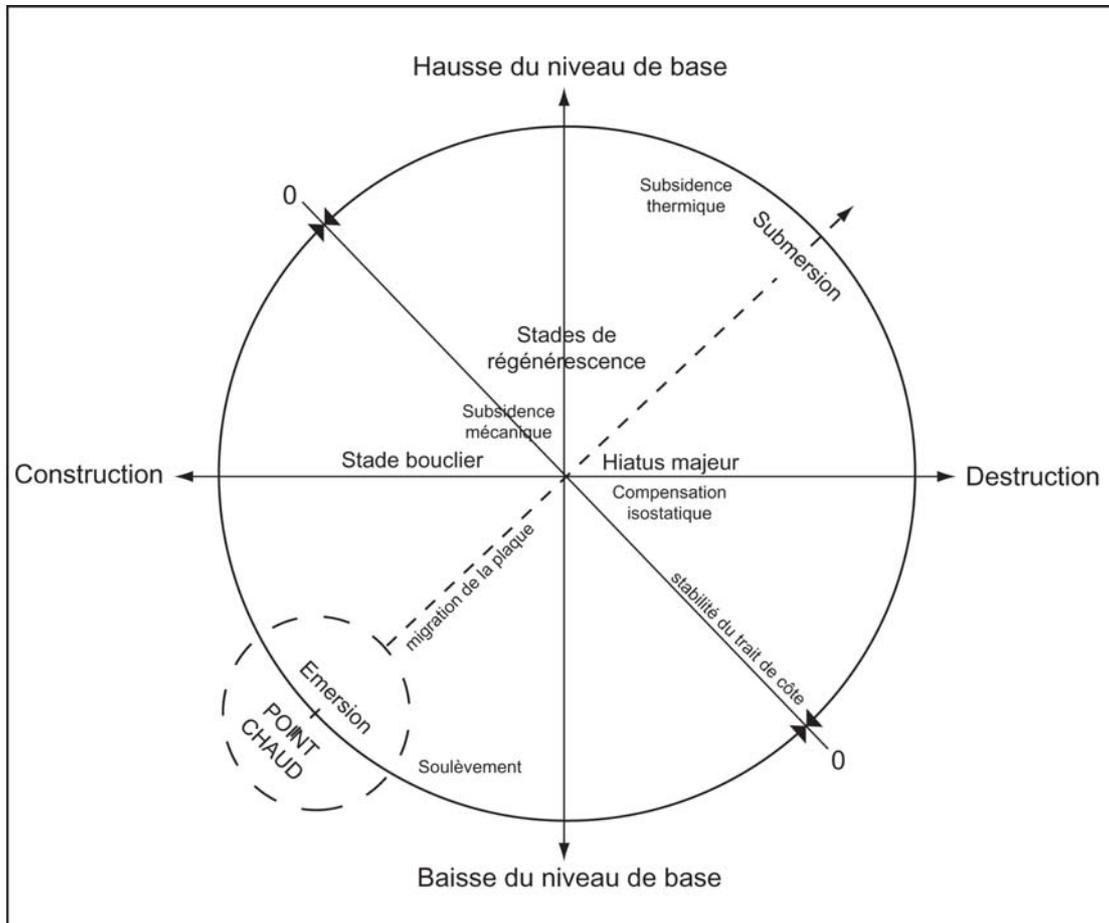


Fig. 3.33 - Les relations entre la construction, la destruction et les variations verticales du niveau de base d'une île de point chaud, d'après le modèle classique d'évolution des Iles Hawaï ou Société. Ce schéma n'est plus valable aux Iles Canaries, du fait de la proximité de la marge continentale et de la lenteur de déplacement de la plaque africaine. Aucune phase de subsidence sur le long-terme n'est attestée aux Iles Canaries.

3.3.3. Rythmes d'érosion et variations verticales du niveau de base

Les variations verticales du niveau de base ont des conséquences morphogéniques importantes. Une baisse du niveau de base, par soulèvement ou régression marine, stimule l'action de l'érosion et tend à agrandir son champ d'action. Au contraire, une hausse du niveau de base, par subsidence ou transgression marine, tend à réduire la surface de l'île, notamment par le développement de la plateforme d'abrasion marine, et limite l'efficacité de l'érosion.

3.3.3.1. *Les variations verticales liées au point chaud*

La figure 3.33 présente les relations entre la construction, la destruction et les variations verticales du niveau de base d'une île de point chaud, à partir du modèle d'évolution défini aux Iles Hawaï et Société. Mais ce schéma n'est pas applicable aux Iles Canaries, du fait de la proximité de la marge continentale et de la lenteur de déplacement de la plaque africaine.

Comme nous l'avons souligné auparavant (paragraphe 1.1.3.3), le soulèvement des matériaux sous-marins, dès les premières phases de construction, est endogène et n'entraîne pas de soulèvement apparent du niveau de base. C'est la rapidité de la création d'un relief volcanique qui stimule l'érosion dès le stade bouclier, mais le niveau de base reste stable.

Bien qu'il ne soit pas directement lié au point chaud, le soulèvement de l'ouest de Fuerteventura au cours du Pliocène a certainement encouragé le dégagement, déjà bien engagé, des structures hypovolcaniques. Le fait que ce soulèvement soit limité à la façade ouest de l'île a du créer un déséquilibre morphogénique et accentuer l'érosion des matériaux sous-marins altérés. L'évaluation de l'érosion dans les matériaux sous-marins manque de marqueurs. Mais les vitesses d'incision estimées à partir des coulées pliocènes sont relativement faibles. Le contexte climatique du Quaternaire de Fuerteventura n'est pas favorable au creusement des formes d'incision (formation de glaciers, placages limoneux et encroûtements d'origine éolienne ou évaporitique, massifs de dunes, reprises éphémères d'un écoulement sporadique).



Photo 3.31 - Le relief de planèzes et les barrancos du sud-ouest de Gran Canaria se sont formés dans les séries différenciées du volcan bouclier (séries Mogan et Fataga fossilisant elles-même d'anciens barrancos miocènes). Les interfluves peu accidentés sont armés par des ignimbrites phonolitiques et trachytiques extrêmement soudées (14-9 Ma). Les séries basaltiques du bouclier (14,5-14 Ma) affleurent au fond des barrancos.

En revanche, le soulèvement du nord-est de Gran Canaria est sensible sur nos estimations des vitesses d'incision des barrancos. Les vitesses calculées dans le nord-est sont en effet deux fois plus rapides (0,3 m/ka en moyenne) que celles du sud-ouest de l'île (0,14 m/ka). Nous avons ici encore un exemple d'accélération des rythmes d'érosion correspondant à une régénérescence du volcanisme et à une croissance des taux de sédimentation sous-marine (paragraphe précédent). L'activité volcanique n'est pas assez soutenue pour empêcher le développement des barrancos.

Dans le sud et le sud-ouest de Gran Canaria (photo 3.31), les grands barrancos ont des dimensions plus importantes, surtout en termes de largeur. Les barrancos empruntés par les avalanches de débris du Roque Nublo adoptent vers l'aval un fond plat où s'accumule une importante charge sédimentaire vers l'aval, alimentée en grande partie par les dépôts d'avalanches de débris (barrancos del Tauro, de Arguineguin et de Puerto Rico). La tendance à la subsidence n'encourage pas l'évacuation des sédiments vers les fonds sous-marins. Les grands barrancos de la façade est de Fuerteventura, fossilisés par les coulées des phases de régénérescence, ont fonctionné de la même manière pendant le soulèvement de la façade ouest de l'île.

Il y a cependant une différence notable entre l'est de Fuerteventura et le sud de Gran Canaria. La plateforme d'abrasion marine atteint 13 km de large au sud de Gran Canaria. C'est la plus forte vitesse d'élargissement estimée pour un secteur côtier épargné par les grands glissements sectoriels (figure 3.28 : 0,9 m/ka). Le développement de la plateforme est probablement accentué par la subsidence. Or elle ne dépasse pas 9 km de large au sud-est de Fuerteventura (0,4 m/ka). Les marqueurs de niveaux marins de l'est de Fuerteventura n'indiquent pas de variation qui ne soit pas d'origine eustatique. Les différences de développement des plateformes proviennent en effet de l'héritage des grands glissements, de la nature des matériaux exposés (plateformes actuelles et Miocène Supérieur / Pliocène Inférieur de l'ouest de Fuerteventura) et des hausses du niveau de base (subsidence au sud de Gran Canaria). Ces paramètres ne sont pas réunis de façon favorable à l'est de Fuerteventura.

Dans le contexte des Iles Canaries, les variations du niveau de base liées au fonctionnement du point chaud procèdent principalement de régénérescences volcaniques et de réajustements isostatiques. Leurs effets sont plus faciles à démontrer sur les îles orientales, où le volcanisme est plus disparate depuis le Pliocène. Les variations antérieures sont difficiles à détecter.



Photo 3.32 - Le débouché du Barranco de Chinguarime (côte sud de La Gomera). Le fond du barranco est situé en dessous du niveau marin actuel et est en partie masqué par l'accumulation de sédiments. Ces derniers sont remaniés en une grande plage de galets (cliché aimablement communiqué par Juan Carlos Carracedo).



Photo 3.33 - La coulée intra-vallée de Playa de Machal (côte est de La Gomera) : 1,94 Ma.

3.3.3.2. *Les variations eustatiques*

Dans le contexte des Iles Canaries, où les relations entre la dynamique interne et la dynamique externe sont complexes, il est difficile d'isoler l'influence des variations eustatiques sur les rythmes d'érosion.

On retrouve de grands barrancos à fond plat au sud et à l'est de La Gomera. C'est l'accumulation d'alluvions aux débouchés des barrancos qui leur donne cet aspect. Mais les fonds des barrancos ne sont pas plats. Ils sont enfouis sous les alluvions et se situent même en dessous du niveau marin actuel. Ces barrancos ont donc connu une phase où le niveau de base était inférieur au niveau l'actuel. R.S. Pomel (1986) attribue la formation des barrancos à la régression "Messinienne"(6-5 Ma). D'après nos datations K-Ar, les barrancos sont postérieurs à cette régression (< 4,98 Ma). Les vitesses d'incision sont d'ailleurs faibles au sud et à l'est de La Gomera (< 0,15 m/ka). On peut dès lors envisager une phase de subsidence mécanique (5-2 Ma), probablement accentuée par la subsidence de Tenerife (Las Cañadas) et suivie d'une phase de stabilité toujours d'actualité (< 2 Ma). La coulée de Playa de Machal (1,94 Ma) fossilise un fond de barranco relié au niveau actuel.

Que ce soit au niveau des marqueurs du niveau de base, ou au niveau des vitesses d'incision des barrancos, il n'y a à La Gomera aucune évidence de l'influence des variations eustatiques sur les rythmes d'érosion. Il ne faut pas la nier pour autant.

La chronologie et l'importance des variations eustatiques ne sont localement connues que pour le Quaternaire. Les grands barrancos fossilisés par les écoulements volcaniques intra-vallées à La Gomera, Tenerife et Gran Canaria témoignent de puissantes phases de creusement. Elles ne sont pas pour autant attribuables aux variations eustatiques. Elles succèdent en fait aux principales phases de construction volcanique, lorsque le relief nouvellement créé n'est plus protégé par les renouvellements de surface.

Comme nous l'avons déjà évoqué précédemment (paragraphe 2.3.2.2), Les importantes régressions pourraient jouer un rôle dans l'instabilité des flancs des îles océaniques. Dans la mesure où les déstabilisations initient des épisodes d'érosion accélérée, les régressions auraient une influence indirecte sur les rythmes d'érosion.

Les dernières régressions eustatiques (< 120 ka) n'ont provoqué qu'une réincision des terrasses alluviales et une émergence partielle des plateformes d'abrasion marine (Meco *et al.*, 1997). L'anthropisation a finalement des conséquences plus importantes sur les systèmes morphogéniques des Iles Canaries : déforestation, érosion des sols et ravinement des versants abandonnés, surexploitation des nappes phréatiques, bétonnage des fonds de barrancos et des plaines alluviales.

L'impact des régressions eustatiques est surtout présent sur les îles orientales par les phases d'assèchement climatique auxquelles elles sont corrélées. Depuis la destruction des grandes structures des volcans boucliers, chaque phase "glaciaire" voit l'apparition de grands massifs dunaires et d'encroûtements sur les versants des *cuchillos* et des collines du massif hypovolcanique de Fuerteventura. Les effets sont plus limités sur les "îles hautes", dont la destruction est moins avancée. La fossilisation des reliefs volcaniques résiduels par les dunes et les encroûtements ralentit les rythmes d'érosion sur le long terme. Mais elle traduit une sensibilité aux phases d'assèchement climatique, les reliefs résiduels n'étant pas assez importants pour retenir l'humidité des vents dominants.

La déforestation insouciante des forêts clairsemées et l'abandon des terres agricoles, autrefois organisées en terrasses, encourage la destruction des sols et le ravinement des versants. Fuerteventura et Lanzarote présentent désormais un paysage conforme à leur latitude et beaucoup moins propice à l'anthropisation. Leur solde migratoire est largement déficient.

Les paysages de l'archipel du Cap Vert sont aussi marqués par un relatif assèchement d'ouest en est, des "îles hautes" aux "îles basses". Comme aux Canaries, les phases "glaciaires" ont déclenché un processus d'assèchement, autorisé par la destruction préalable des principales structures volcaniques. La création d'une île volcanique introduit une touche azonale à la mosaïque bio-climatique. Sa destruction la réintègre finalement à une organisation bioclimatique zonale.

CONCLUSION

1. Les apports de notre travail à la connaissance des îles océaniques

L'objectif de notre travail n'était pas d'apporter des réponses sur la nature du point chaud, la constitution de la lithosphère ou l'évolution géochimique du volcanisme des Iles Canaries. C'est le travail des géophysiciens et des géochimistes. En tant que géomorphologue, nous voulions envisager les conséquences des relations entre la dynamique interne et la dynamique externe sur les rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud. Une documentation récente et une présentation des connaissances actuelles sur l'origine et la nature du volcanisme des Iles Canaries étaient donc nécessaires. Le bon choix des Iles Canaries s'est vu confirmé par les conclusions de notre première partie :

- La progression relative du volcanisme d'est ou en ouest est globalement respectée, même si les âges des îles ne concordent pas toujours avec la faible vitesse de migration de la plaque africaine (1,9 cm/an). Cette progression est corrélée à une évolution des paysages d'ouest en est : omniprésence des formes volcaniques récentes concentrées le long de rift-zones, apparition rapide de profonds barrancos, construction de stratovolcans sur le volcan bouclier érodé, puis progressivement réduit à ses racines hypovolcaniques, fossilisées par le volcanisme dispersé des phases de régénérescence.
- Les interactions entre le panache mantellique et la plaque africaine, à déplacement lent, permettent au volcanisme de s'exprimer plus longtemps (> 20 Ma) et d'exploiter plus facilement la fracturation préexistante de la croûte océanique. La longévité du volcanisme multiplie les possibilités de marqueurs spatiaux et chronologiques d'un bout à l'autre de l'archipel.
- Pour les mêmes raisons, les effets de subsidence mécanique d'une île à l'autre sont prolongés. Ils perturbent la répartition des remontées magmatiques, retardant par exemple l'émersion des îles occidentales et occasionnent leur construction en ligne double.
- Le volcanisme n'est pas continu. Les longues périodes de cessation du volcanisme permettent de comparer les rythmes de destruction pendant et après les principales phases de construction volcanique. L'idée, selon laquelle l'érosion intervient une fois achevée la création d'un relief volcanique, est encore trop répandue.
- Les dynamismes éruptifs sont très variés, des phases basaltiques "hawaiennes" et "stromboliennes" le long des rift-zones, aux phases différenciées à écoulements pyroclastiques (dômes, stratovolcans). Les dynamismes phréatomagmatiques sont également très présents sur les îles volcaniques. Cet éventail de modes de mise en place se traduit par une grande variété des formes de relief volcanique et par des rythmes de construction et de destruction contrastés.

Nous n'avons pu proposer des rythmes de construction, en terme d'accumulation par section (m/ka) ou en terme de volume produit (km³/ka), que grâce à un contrôle chronologique du volcanisme. Le couplage entre les datations K-Ar (44 âges) et les mesures du paléomagnétisme (82 mesures vérifiées en laboratoire) a permis de reconstituer les principales phases de construction volcanique de La Gomera et Tenerife. Les résultats viennent compléter ceux obtenus auparavant sur El Hierro, La Palma et Gran Canaria. Le modèle présenté à la fin de notre première partie laisse une place aux exceptions (figure 1.27). Il tient compte du fait que le volcanisme est plus ou moins continu suivant l'échelle de temps à laquelle on raisonne. La corrélation entre les estimations, d'un stade d'évolution à un autre et d'une île à l'autre, le rend crédible. Nous pouvons ainsi affirmer que :

- Les rythmes de construction augmentent des phases sous-marines aux phases subaériennes, pour atteindre 2 à 5 m/ka (accumulation verticale par sections) et 1 à 2,5 km³/ka, vers 1 Ma après l'émergence. Ce stade se caractérise sur toutes les îles par une évolution d'un édifice primitif, avec des dynamismes mixtes (coulées de basaltes riches en phénocristaux et projections stromboliennes, voire phréatomagmatiques), vers des dynamismes très effusifs le long des rift-zones (fines coulées de basaltes aphyriques).
- La décroissance des rythmes de construction de 1 à 3 Ma (4 Ma avec les phases sous-marines) est corrélée à un épaississement des coulées, de nature légèrement différenciée et parfois issues de dômes. La baisse de fréquence des renouvellements de surface se traduit par des discordances.
- Pendant le principal hiatus, les rythmes de construction sont presque nuls. Mais les éruptions ne sont pas à exclure, comme le prouve l'âge de la coulée de Playa de Machal à La Gomera (1,94 Ma, alors que les coulées antérieures remontent à 4,25 Ma). De même, le hiatus entre les séries Fataga (13,3-9 Ma) et les stratovolcan Roque Nublo (5-2,9 Ma) n'était pas généralisé à Gran Canaria (Pérez-Torrado *et al.*, 2000).
- Les rythmes de construction des volcans de Las Cañadas (Tenerife) et Roque Nublo (Gran Canaria) sont inférieurs à 1 m/ka et 0,5 km³/ka. Ils sont en fait très contrastés car ces stratovolcans connaissent des phases différenciées très explosives. Mais l'existence de stratovolcans, voyant alterner construction et destruction rapide (avalanches de débris), ne semble pas systématique. Les témoins d'un tel édifice sont très limités à Fuerteventura (figure 3.26) et absents à Lanzarote.
- les phases suivantes de régénérescence volcanique se font à des rythmes de construction faibles et leur production est très dispersée dans le temps et dans l'espace (< 0,5 m/ka et 0,2 km³/ka). Il est impossible de dire combien de temps persiste le volcanisme au-delà de 20 Ma.

Nous nous sommes rapidement rendus compte que les rythmes de destruction étaient indissociables des rythmes de construction. Le modèle que nous venons de résumer est constamment présent dans l'élaboration des chapitres suivants.

Beaucoup de travaux récents sont consacrés aux déstabilisations massives et instantanées des flancs des îles volcaniques. Les Iles Canaries sont un des exemple les plus représentatifs et les plus documentés, notamment pour ce qui est des dépôts détritiques sous-marins. Nous nous sommes penchés sur des aspects auparavant négligés et pourtant fondamentaux :

- La corrélation entre les volumes de cicatrice de déstabilisation et les volumes de dépôts détritiques doit prendre en compte des paramètres tels que l'érosion des faces d'arrachement et de la surface de glissement, le remplissage volcanique et sédimentaire de la cicatrice, les matériaux sous-marins incorporés par les déstabilisations, les remaniements et la sédimentation hémipélagique ultérieure. Rares sont les exemples où tous ces paramètres sont quantifiables. Nous avons proposé une formulation très simple, en termes de volumes, et nous l'avons appliqué à deux exemples : les glissements sectoriels de La Orotava (Tenerife) et surtout la Cumbre Nueva (La Palma). Les marges d'erreur sont de 5 km³, pour des déstabilisations impliquant environ 30 km³.

- Les conséquences directes des déstabilisations focalisent l'attention de la communauté scientifique, pour des raisons de prévention et de gestion des risques. La découverte du dépôt de tsunami d'Agate (Gran Canaria) rentre dans ce cadre. Son étude sédimentologique détaillée a permis de reconstituer l'arrivée et la concentration du tsunami au débouché d'un barranco de la côte ouest de Gran Canaria, l'origine la plus probable étant le glissement sectoriel de Guimar, sur la côte est de Tenerife.

- Mais les déstabilisations massives, dès les premiers stades de construction, ont aussi des conséquences sur le long-terme, au niveau de la répartition spatiale du volcanisme, des rythmes d'érosion et de l'équilibre isostatique de l'île. Nous avons détaillé cet aspect à travers deux exemples : le glissement de la Cumbre Nueva et la formation de la Caldera de Taburiente (La Palma), et la cicatrice masquée sous les séries volcaniques horizontales de Garajonay à La Gomera. Nous avons mis en évidence et, dans la mesure du possible, quantifié des phases d'érosion accélérée après les grandes déstabilisations. Leurs effets se traduisent par un recul rapide des faces d'arrachement, une incision puissante de la surface de glissement aux pieds de ces faces d'arrachement et enfin par des accumulations sédimentaires volumineuses en aval des cicatrices. En considérant la destruction des édifices volcaniques sur le long-terme, force est de constater que ces effets issus de déstabilisations instantanées conditionnent une grande partie de l'évolution ultérieure de l'île.

- Enfin, notre bilan des connaissances actuelles sur les paramètres de l'instabilité des édifices volcaniques de point chaud confirme la prépondérance des paramètres endogènes lors du stade bouclier (fonctionnement des réservoirs magmatiques de faible profondeur, concentration du volcanisme le long des rift-zones, fréquence des discontinuités structurales exploitées par les eaux souterraines).

- Les conséquences isostatiques des déstabilisations sont en revanche très peu connues. Leur modélisation requiert une estimation de l'épaisseur élastique de la lithosphère, des volumes emportés par une déstabilisation donnée et la reconstitution de l'évolution volcanique et morphologique ultérieure de la cicatrice. C'est un projet pluri-disciplinaire qui n'a pour l'instant jamais été réalisé.

Les variations verticales du niveau de base d'une île océanique dépendent de plusieurs facteurs : intumescence ou détumescence thermique (bloquée par la marge continentale africaine aux Canaries), réajustements isostatiques, variations eustatiques, tectonique locale, influence des îles voisines. Ces facteurs interviennent à des rythmes différents et sont parfois simultanés. Il est donc difficile de discerner la part de chacun. Tout au plus pouvons nous mettre en évidence des phases de subsidence (sud de La Gomera) ou de soulèvement, comme nous l'avons fait à partir des marqueurs de niveaux marins des îles orientales (plateformes marines soulevées). Exceptées Gran Canaria et les façades ouest de Fuerteventura et Lanzarote depuis le Pliocène, les marqueurs disponibles n'enregistrent pas aux Canaries d'importantes variations du niveau de base. La proximité de la marge continentale africaine limite les variations verticales d'origine mantellique et crustale.

Les grandes régressions marines ont du temporairement accentuer les rythmes d'érosion (régression pliocène corrélée au Messinien). Mais d'après notre étude statistique de 122 barrancos, les rythmes d'érosion sont davantage influencés par la répartition spatio-temporelle du volcanisme que par les variations verticales du niveau de base. L'inversion de relief, la formation de vallées-amphithéâtres et leur coalescence sont les principaux processus d'évolution d'un relief de barrancos et de planèzes, aux reliefs résiduels.

Pour avoir une vision globale des paramètres que nous avons estimés tout au long de notre travail, nous avons juxtaposé et superposé les données des figures 1.27 (rythmes de construction), 2.20 (volumes émergés et volumes de dépôts détritiques sous-marins), 3.4 (vitesses d'approfondissement ou d'incision linéaire des barrancos), 3.5 (vitesses d'élargissement ou de recul des versants des barrancos) et 3.28 (développement des plateformes marines ou recul du trait de côte). Nous y avons ajouté les taux de sédimentation sous-marine au nord de Gran Canaria (Schneider *et al.*, 1997 : figure 3.31). Ce bilan des rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques canariens est présenté sur la figure 8*.

* numérotation en prolongation des figures de l'introduction.

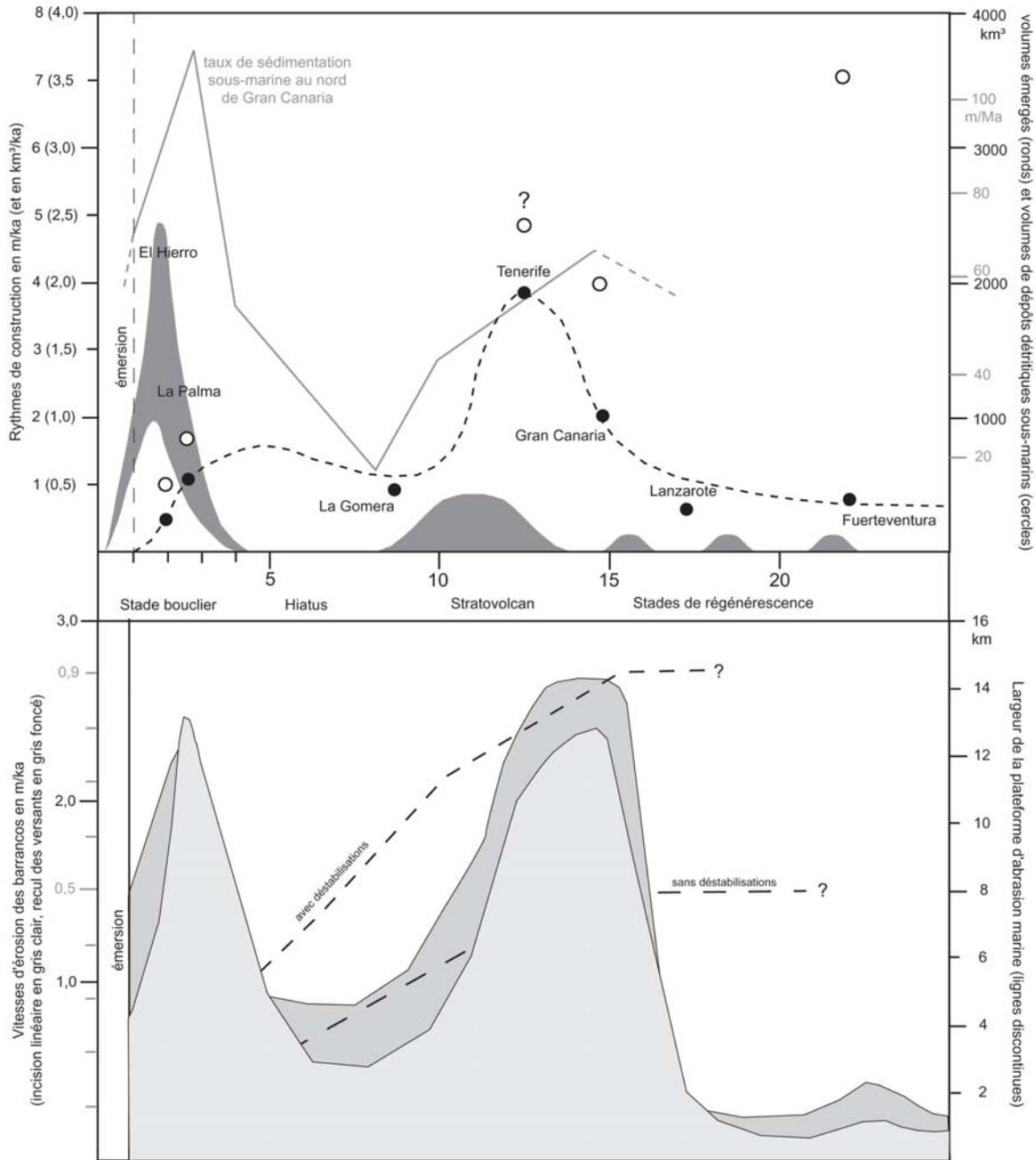


Figure 8 - Bilan des rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques des Iles Canaries (juxtaposition et superposition des figures 1.27, 2.20, 3.4, 3.5, 3.28 et 3.31).

Il y a un parallélisme évident entre les rythmes de construction, les rythmes d'érosion et les taux de sédimentation sous-marine. Lorsqu'ils ne sont pas dus à des particularités locales, les décalages évoquent des temps de réponse. L'accroissement des rythmes d'érosion et des taux de sédimentation intervient environ 1 Ma après les paroxysme des rythmes de construction. Les volumes émergés sont aussi décalés par rapport aux rythmes de construction. La différence est due à l'intervention précoce des déstabilisations massives d'une part, et à la construction / destruction rapide des stratovolcans de Tenerife et Gran Canaria d'autre part.

Le développement des plateformes d'abrasion marine semble suivre une évolution indépendante, de même que le volume total de dépôts détritiques sous-marins. Une fois franchi le seuil du niveau de la mer, les processus et les rythmes sont moins complexes que pour la partie émergée de l'île. Nous avons mis en évidence une relation entre la largeur des plateformes et l'occurrence de grandes déstabilisations. Mais les plateformes ne s'élargissent pas infiniment aux dépens de la surface de l'île. A l'approche du talus insulaire, les courants de turbidité et des glissements secondaires exercent une action érosive sur la plateforme. Au delà d'un seuil, que nous ne connaissons pas, la plateforme ne s'élargit plus (Sunamura, 1992). Le recul du trait de côte est toujours actif, réduisant l'île à quelques reliefs résiduels émergeant d'une plateforme. C'est ce qui se produit dans le Pacifique, avec en plus des accumulations coralliennes au gré de la subsidence de l'île. L'absence de subsidence thermique et la persistance du volcanisme de régénérescence des Iles Canaries orientales ne sont pas favorables à cette évolution finale.

Se pose finalement la question du devenir des Iles Canaries sur le long terme. Le volcanisme de Fuerteventura et Lanzarote produit, à des rythmes très modeste, de nouveaux reliefs et agrandit provisoirement la surface des îles. Qui l'emportera de l'érosion ou du volcanisme ? Le climat et la topographie peu accidentée ne stimulent pas l'érosion subaérienne. Mais de part leur forme allongée, les deux îles sont très exposées à l'érosion marine sur le long terme (Menard, 1986 ; Mitchell, 1998). Les reliefs sous-marins de *Conception Bank*, au nord de Lanzarote, ne sont pas assez connus pour savoir s'ils ont eu une évolution subaérienne.

La disparition des terres émergées de Lanzarote et Fuerteventura dépendra finalement de la progression de la plaque africaine et des possibilités de compensation isostatique. Le premier paramètre est favorable au volcanisme depuis 30 Ma, le second nous semble compromis par la proximité de la marge continentale.

Iles Canaries - plaque africaine 1,9 cm/an	Iles Hawaï - plaque Pacifique 11cm/an
---	--

STADE DE CONSTRUCTION SOUS-MARINE DU BOUCLIER
--

durée : 0,5-3 Ma	durée : 200-300 ka
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

STADE DE CONSTRUCTION SUBAERIENNE DU BOUCLIER
--

0,5-2 Ma	700-800 ka
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 ³ /ka)	rythmes de construction 3-11 m/ka (Kilauea)
glissements sectoriels (40-100 km ³)	mouvements de terrain massifs (> 100 km ³),
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

STADE FINAL DE CONSTRUCTION DU BOUCLIER

2-5 Ma	150-250 ka
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

STADE DE CESSATION DU VOLCANISME

3-5 Ma	300-600 ka
relief de planèzes après inversion de relief	
évolution amont des barrancos en vallées-amphithéâtres	
ralentissement des rythmes d'érosion	récifs coralliens frangeants
vitesse d'incision < 0,3 m/ka	subsidence mécanique : 1,5-2 m/ka
légère subsidence mécanique	puis soulèvement (compensation)

STADES DE REGENERESCENCE VOLCANIQUE
--

> 3 Ma	0-150 ka
petits édifices volcaniques dispersés (cônes stromboliens, phréatomagmatiques)	
quelques paroxysmes effusifs (Lanzarote)	
grands stratovolcans aux dynamismes variés	récifs coralliens frangeants
(calderas, ignimbrites, avalanches, coulées)	
rythmes de construction < 1 m/ka (0,5 km ³ /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

STADE DE SUBMERSION

pas de subsidence thermique	relief volcanique résiduel
	récifs-barrières puis atolls
	subsidence thermique

2. Une méthodologie applicable à d'autres archipels

Nous avons appliqué aux Iles Canaries une méthodologie d'étude des rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud. Cette méthodologie, ses outils et ses champs d'application ont été présentés dès notre introduction (figures 3 et 6).

Seule l'application de la thermochronologie par les traces de fission dans les apatites n'a pas donné les résultats escomptés. Connaissant l'épaisseur élastique de la lithosphère et le gradient géothermique sous les Iles Orientales, la longueur moyenne des traces de fission nous aurait "soufflé" quelques réponses sur deux points essentiels :

- les rythmes de destruction du volcan bouclier central de Fuerteventura, en comparant les résultats de la thermochronologie et notre reconstitution à partir de marqueurs volcaniques intermédiaires.
- les rapports entre cette destruction, le soulèvement de la partie ouest de l'île et les réajustements isostatiques.

Ce semi-échec ne condamne cependant pas l'application de la thermochronologie par les traces de fission dans les apatites aux îles océaniques en général. Mais elle nécessite au préalable un échantillonnage très volumineux et des analyses pétrographiques précises sur les cristaux d'apatites, compte tenu de leur faible quantité et de leur qualité médiocre.

En reprenant un modèle d'évolution par stades (tableau 2), nous dressons le bilan de la comparaison entre les Iles Hawaï, situés sur une plaque rapide (Pacifique : 11 cm/an), et les Iles Canaries, situées sur une plaque lente (africaine : 1,9 cm/an). Il y a bien sûr des nuances et des exceptions que nous avons précisées tout au long de notre travail. Mais notre connaissance des Iles Hawaï est limitée à la bibliographie. Nous avons récemment parcouru l'île de La Réunion, où les rythmes de construction et de destruction semblent davantage se rapprocher des Iles Hawaï. L'évolution morphologique des volcans boucliers, des barrancos et des amphithéâtres d'érosion présente cependant des analogies fondamentales avec les Iles Canaries. Plus que les formes de relief, ce sont les rythmes qui sont différents. Le climat est certes plus humide à La Réunion et à Hawaï. Mais les rythmes de construction sont aussi bien plus rapides, d'où des vitesses d'érosion plus importantes.

La méthodologie que nous avons développée aux Canaries est applicable à tous les archipels de point chaud. Outre les archipels de l'Océan Pacifique (Hawaï, Société, Marquises) et de l'Océan Indien (Réunion – Maurice, Comores), les îles du Cap Vert, également situées sur la plaque africaine mais plus éloignées de la marge continentale, mériteraient qu'on leur accorde un plus grand intérêt.

3. Les risques naturels et les effets de l'anthropisation

En prenant pour To l'émergence de Fuerteventura (21,6 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"...

Bien que notre problématique s'inscrive dans un raisonnement sur le moyen et le long-terme, nous ne pouvons être insensibles aux problèmes soulevés par l'importante anthropisation des Iles Canaries. La population des sept îles dépasse 1,5 millions d'habitants et accueille plus de 10 millions de touristes par an. La forte densité de population de Gran Canaria (> 450 hab/km²) explique la surexploitation de ses nappes phréatiques, au-delà du seuil de renouvellement. Tenerife risque de connaître les mêmes soucis d'ici quelques années. 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 au contraire des problèmes de ravinement des versants et d'érosion des sols dans les vieux massifs volcaniques de La Gomera.

Nous sommes certes convaincus que notre travail propose des éléments de réponse dans la localisation des eaux souterraines (surfaces de glissements fossilisées par exemple) ou dans la répartition spatio-temporelle des risques volcaniques. Les zones susceptibles de connaître des éruptions fissurales sont très peu peuplées (El Hierro, sud de La Palma, rift-zones de Tenerife et Lanzarote). Les risques naturels majeurs sont les grands glissements de terrain et le volcanisme explosif (maars, stratovolcans de Tenerife). mais ces événements ont une très faible récurrence. La Cumbre Vieja (rift-zone sud de La Palma) ne menace pas de s'écrouler, comme l'ont prétendu certaines personnes peu scrupuleuses.

Finalement, le risque majeur aux Canaries tient à la surpopulation de certaines zones. Les épisodes pluvieux provoquent des inondations de plus en plus meurtrières, non pas en raison d'un éventuel changement climatique, mais plutôt à cause du bétonnage et de l'occupation inconsidérée des lits asséchés de barrancos.

En confrontant ces quelques remarques avec notre travail sur les rythmes de construction et de destruction, nous nous posons la question suivante : l'anthropisation galopante des Iles Canaries, en quelques dizaines d'années, aura-t-elle des conséquences morphogéniques sur le moyen, voire le long terme ?

"Ce sont ceux qui connaissent peu, et non ceux qui connaissent beaucoup, qui affirment aussi positivement que tel ou tel problème ne sera jamais résolu par la science."

Darwin, 1871, La Filiation de l'Homme. Introduction.

REMERCIEMENTS

Mes pensées se tournent d'abord vers Dominique Sellier (Université de Nantes), qui m'a fait découvrir la géomorphologie. Outre nos deux directeurs de thèse, Messieurs Charles LeCoeur (Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne) et Francisco José Pérez-Torrado (Université de Las Palmas, Gran Canaria), et Juan Carlos Carracedo (Estación Volcánologica de Canarias, Tenerife), nous souhaitons remercier particulièrement et par ordre alphabétique :

Pauline Agnew, pour son charmant accueil "Irish" à Guamaza (Tenerife) ;
 Sylvain Blais, pour m'avoir donné l'occasion d'encadrer un stage de volcanologie ;
 Jacques Bouffette, pour les lames minces des brèches de La Gomera ;
 Maria Carmen Cabrera, pour son accueil à Las Palmas et son apport sur le terrain ;
 Julien Cardin, mon "frère Bogdanoff" du *flux-gate* ;
 Andrew Carter, pour les traces de fission dans les apatites de Fuerteventura ;
 Guy Cornen, pour l'accès au laboratoire de géologie de l'Université de Nantes ;
 Dominique Decobecq, pour les articles dans la revue *Lave* ;
 Samuel Etienne, pour m'avoir montré les "microformes" de la Caldera de Las Cañadas ;
 Albert Anton Gil, pour l'hébergement à Las Palmas ;
 Hervé Guillou, pour l'accueil à Gif et les datations K-Ar ;
 Yanni Gunnell, pour son apport sur la thermochronologie et les traces de fission ;
 Jean-Yves Jolivel, pour sa confiance et son célèbre Mickey au port de Santa Cruz ;
 Stéphane Kunesh et Franck Goupille, pour les séparations à la liqueur de bromoforme ;
 Franck Lavigne, pour l'article sur Tenerife dans la revue *Photo-Interprétation* ;
 Hervé Regnaud, pour m'avoir accordé sa confiance à l'Université de Rennes 2 ;
 Jean-Luc Schneider, pour son aide décisive, du DEA aux missions Picasso ;
 Jean-Claude Thouret, pour l'article sur la La Palma dans la revue *Géomorphologie* ;
 Aitor Q. Uribe et Alexander Lomoschitz, pour les explications sur le terrain à Gran Canaria ;
 Patrick Wassmer, pour les discussions et les bons moments passés sur le terrain.

Le programme Egide Picasso pour la mission d'octobre 2002 à Gran Canaria.

Et enfin,

ma famille, pour son soutien ;

Gaëlle, pas seulement pour les tableaux de brèches remplis sur le terrain (lithiques, lithiques, juvéniles...basalte à olivine, basalte, basalte etc.), tu le sais bien ...

BIBLIOGRAPHIE

- Abdel-Monem A., Watkins N.D., Gast P.W., 1971, K-Ar ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote-Fuerteventura, Gran-Canaria and La Gomera. *American Journal of Science* 271 p490-521.
- Abdel-Monem A., Watkins N.D., Gast P.W., 1972, K-Ar ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, El Hierro. *American Journal of Science* 272 p805-825.
- Ablay G.J., Kearey P., 2000, Gravity constraints on the structure and volcanic evolution of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* B105 p5783-5796.
- 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) p439-462.
- 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 p231-249.
- Ancochea E., Hernan F., Cendrero A., Cantagrel J.M., Fuster J.M., Ibarrola E., Coello J., 1994, Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and the genesis of the Caldera de Taburiente . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60 p243-262.
- Ancochea E., Brändle J.L., Cubas C.R., Hernan F., Huertas M.J., 1996, Volcanic complexes in the Eastern ridge of the Canary Islands: the Miocène activity of the Island of Fuerteventura. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70 p183-204.
- Ancochea E., Huertas M.J., Cantagrel J.M., Coello J., Fuster J.M., Arnaud N., Ibarrola E., 1999, Evolution of the Cañadas edifice and its implications for the origin of the Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88 p177-199.
- Anguita F., Hernan F., 1975, A propagating fracture model versus a hotspot origin for the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 27 p11-19.
- Anguita F., Garcia-Cacho L., Colombo F., Gonzales-Camacho A., Vieira R., 1991, Roque-Nublo caldera: a new stratocone caldera in Gran Canaria. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 47 p45-63.
- Annen C., Lénat J.F., Provost A., 2001, The long-term growth of volcanic edifices: numerical modelling of the role of dyke intrusion and lava-flow emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105 p263-289.
- Araña V., Ortiz R., 1991, The Canary Islands : Tectonics, Magmatism and Geodynamic framework. from: Kampunzi A.B. & Lubala R.T. (eds), 1991, *Magmatism in extensional structural settings. The Phanerozoic African Plate*. Springer Berlin p209-249.
- Arndt N.T., Nisbet E.G., 1982, *Komatiites*. George Allen & Unwin, London. 526p.
- Arozena M.E., 1984, La incidencia de las líneas estructurales en la morfología del Archipelago Canario. *Revista de Geografía Canaria* 0 p23-43.
- Aubert M., Kieffer G., 1998, Hypothèse d'un processus de glissement sur le secteur NE de la Caldera de Las Cañadas del Teide (Tenerife, Canaries): arguments géophysiques et morphostructuraux. *Compte-rendu de l'Académie des Sciences série II* 326.2 p87-92.
- Azevedo J.M.M., Portugal Ferreira M.R., 1999, Volcanic gaps and subaerial records of palaeo-sea-levels on Flores Island (Azores): tectonic and morphological implications. *Journal of Geodynamics* 28(2-3) p117-129.
- Bachelery P., Mairine P., 1990, Evolution volcanologique structurale du Piton de la Fournaise depuis 0,53 Ma. from: Lénat J.F., *Le volcanisme de la Réunion, Monographies*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, p213-242.
- Balogh K., Ahijado A., Casillas R., Fernandez C., 1999, Contributions to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 90 p 81-101.
- Banda E., Dañobeita J.J., Suriñach E., Ansoorge J., 1981, Features of crustal structure under the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 55 p11-24.
- Bardintzeff J.M., Bellon H., Bonin B., Brousse R., Mc Birney A.R., 1988, Plutonic rocks from Tahiti Nui caldera (Society Archipelago, French Polynesia): a petrological, geochemical and mineralogical study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 35 p31-53.
- 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. P1005-1013.
- Ben Youssouf A.A., 1991, *Morphogénèse et modèle dans un milieu insulaire tropical : l'exemple de Mayotte*. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille, 286p.
- Binard N., Hékinian R., Cheminée J.L., Searle R.C., Stoffers P., 1991, Morphological and structural studies of the Society and Austral hotspot regions in the south Pacific. *Tectonophysics* 186 p293-312.
- Bogaard P., Schmincke H.U., Freundt A., 1988, Eruption ages and magma supply rates during the Miocene evolution of Gran Canaria. Single crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser ages. *Naturwissenschaften* 75 p 616-617.

- Bonin B., 1990, *Les granites des complexes annulaires*. éd. BRGM Manuels et méthodes 183p.
- Bory de St Vincent J.B.G.M., 1803, Essais sur les isles Fortunées et l'antique atlantide ou précis de l'histoire générale de l'archipel des Canaries. Baudouin, Paris.
- Bosshard E., Mc Farlane D.J., 1970, Crustal structure of the Western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. *Journal of Geophysical Research* 75 (26) p4901-4918.
- Bravo T., 1962, El circo de Las Cañadas y sus dependencias. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* G60 p93-108.
- Bravo T., 1964, Estudio geológico y petrográfico de la isla de La Gomera (Canarias). *Estudios Geológicos* 20 p1-56.
- Brousse R., Léotot C., 1988, Modèle d'édification de l'archipel de la Société (Polynésie Française). *CRAS* 307 p533-536.
- Bryan S.E., Marti J., Cas R.A.F., 1998, Stratigraphy of the Bandas del Sur Formation: an extracaldera record of Quaternary phonolitic explosive eruptions from the Las Cañadas edifice, Tenerife (Canary Islands). *Geological Magazine* 135 (5) p605-639.
- Campbell J.F., 1986, Subsidence rates for the Southeastern Hawaiian Islands determined from submerged terraces. *Geo-Marine Letters* 6 p139-146.
- Canales J.P., Dañoibeita J.J., 1998, The Canary Islands swell: a coherence analysis of bathymetry and gravity. *Geophysical Journal International* 132 (3) p479-488.
- Canales J.P., Dañoibeita J.J., Watts A.B., 2000, Wide-angle seismic constraints on the internal structure of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103 (1-4) p 63-81.
- 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.
- Cantagrel J.M., Cendrero A., Fuster J.M., Ibarola E., Jamond C., 1984, K-Ar chronology of the volcanic eruptions in the Canarian Archipelago: Island of La Gomera. *Bulletin of Volcanology* 47 (3) p597-610.
- Cantagrel J.M., Fuster J.M., Pin C., Renaud U., Ibarrola E., 1993, Age Miocène inférieur des carbonatites de Fuerteventura (23Ma : U-Pb zircon) et le magmatisme précoce d'une île océanique (îles Canaries). *CRAS série II* 316 p1147-1153.
- Cantagrel J.M., Arnaud N.O., Ancochea E., Fuster J.M., Huertas M., 1999, Repeated debris avalanche on Tenerife and genesis of Las Cañadas caldera wall (Canary Islands). *Geology* 27 p739-742.
- 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 p225-261.
- 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 p239-250.
- Carracedo J.C., Rodriguez Badiola E., 1993, Evolución geológica et magmática de la isla de Lanzarote (Islas Canarias). *Revista de la Academia Canaria de Ciencias* 4 p25-58.
- 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) p591-604.
- Carracedo J.C., Day S., Guillou H., Gravestock P., 1999a, Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente. *Geological Society of America Bulletin* 111(5) p755-768.
- Carracedo J.C., Day S., Guillou H., Pérez Torrado F.J., 1999b, Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 p169-190.
- Cassignol C., Cornette Y., David D., Gillot P.Y., 1978, Technologie potassium-argon. C.E.N. Saclay, *Rapport C.E.A.* R-4802 37p.
- Chadwick W.W., Howard K.A., 1991, The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands, Galapagos. *Bulletin of Volcanology* 53 p259-275.
- Chevallier L., Verwoerd W.J., 1987, A dynamic interpretation of Tristan da Cunha volcano, South Atlantic Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 34 p35-49.
- Cendrero A., 1971, Estudio geológico y petrológico del complejo basal de la isla de La Gomera (Canarias). *Estudios Geológicos* 27 p3-73.
- Clague D.A., Moore J.G., Reynolds J.R., 2000, Formation of submarine flat-topped volcanic cones in Hawai'i. *Bulletin of Volcanology* 62 p214-233.
- Coello J., Cantagrel J.M., Hernan F., Fuster J.M., Ibarrola E., Ancochea E., Cendrero A., 1992, Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 53 p251-274.
- Cotton C.A., 1952, *Volcanoes as landscape forms*. Hafner Publishing Company, New York, 416p.
- Courtney R.C., White R.S., 1986, Anomalous heat flow geoid across the Cape Verde Rise: evidence for dynamic support from athermal plume in the mantle. *Geophysical Journal of the Royal Astrophysical Society: Volcanology and Geothermal Research* 87 p815-867.
- Crough T.S., 1979, Hotspot epeirogeny. *Tectonophysics* 61 p321-333.
- Crough T.S., 1981, Mesozoic hotspot epeirogeny in eastern North America. *Geology* 9 p2-6.
- Cubas C.R., 1978, Estudio de los domos sálicos de la isla de La Gomera. *Estudios Geológicos* 34 p53-128.
- Cubas C.R., Hernán F., Ancochea E., Brändle J.L., Huertas M.J., 1994, Serie basáltica antigua

- inferior en el sector de Hermigua. Isla de La Gomera. *Geogaceta* 16 p15-18.
- Dalrymple G.B., Lanphere M.A., 1969, *Potassium-argon dating*. Freeman, San Francisco, CA.
- Darwin C., 1842, *The structure and distribution of coral reefs*. Smith Elder, London.
- Davies W.M., 1928, *The Coral Reef problem*. American Geographical Society, New York.
- Dawson A.G., 1994, Geomorphological effects of tsunami runup and backwash. *Geomorphology* 10 p83-94.
- Dawson A.G., Shi S., 2000, Tsunami deposits. *from* : Keating B.H., Waythomas C.F., Dawson A.G. (eds.), 2000, *Landslides and tsunamis*. Birkhäuser Verlag, Pure Applied Geophysics 157 p875-897.
- Day S., 1996, Hydrothermal pore-fluid pressure and the stability of porous, permeable volcanoes. *from*: Mc Guire W.J., Jones A.P., Neuberg J. (eds.), 1996, *Volcano Instability on the Earth and Others Planets*. Geological Society Special Publications (London) 110 p281-292.
- De la Nuez J., 1984, El complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias). Thèse Université Complutense Madrid 402p.
- Demény A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W., 1998, Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain) : a C, O, H, study. *Lithos* 44 p101-115.
- Denizot G., 1934, Sur la structure des Iles Canaries, considérée dans ses rapports avec le problème de l'Atlantide. *CRAS* 199 p372-373.
- Derruau M., 1988, *Précis de géomorphologie*. Masson, Paris, 533p.
- Dickinson W.R., 1998, Geomorphology and geodynamics of the Cook-Austral island-seamount chain in the South Pacific Ocean: implications for hotspots and plumes. *International Geology Review* 40 (12) p1039-1075.
- Dietz R.S., Sproll W.P., 1970, East Canary Islands as a microcontinent within the Africa-North America continental drift fit. *Nature* 226 p1043-1044.
- Dillon W.P., Sougy M.A., 1974, Chapter 10: Geology of West Africa, Canary and Cape Verde Islands. *from*: Nairn A.E.M. & Stehli G. (eds), 1974, *The Ocean Basins and Margins. vol II : The North Atlantic*. Plenum Press New York.
- Duncan R.A., Mc Dougall I., 1976, Linear volcanism in French Polynesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1 p197-227.
- Elsworth D., Day S.J., 1999, Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 p323-340.
- Engel C.G., Fischer R.L., 1975, Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, Western Indian Ocean. *Geological Society of America Bulletin* 86 p1553-1578.
- Epp D., 1984, Possible perturbations to hotspot traces and implications for the origin and structure of the line islands. *Journal of Geophysical Research* 89 B13 p11273-11286.
- Fairbridge R.W., 1950, Landslide patterns on oceanic volcanoes and atolls. *Geological Journal* 45 p84-88.
- Felton E.A., Crook K.A.W., Keating B.H., 2000, The Hulopoe gravel, Lanai, Hawaii: new sedimentological data and their bearing on the "Giant wave"(mega-tsunami). Emplacement hypothesis. *from* : Keating B.H., Waythomas C.F., Dawson A.G. (eds.), 2000, *Landslides and tsunamis*. Birkhäuser Verlag, Pure Applied Geophysics 157 p1257-1284.
- Féraud G., Kaneoka I., Allègre C.J., 1980, K-Ar ages and stress pattern in the Azores: geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 46 p 275-286.
- Féraud G., Giannerini G., Campredou R., 1985, Geochronology of some canarian dyke swarms: contribution to the tectonic evolution of the archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25 p29-52.
- Fernandez C., Casillas R., Ahijado A., Perello V., Hernandez-Pacheco A., 1997, Shear zones as a result of intraplaque tectonics in oceanic crust: the example of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *Journal of Structural Geology* 19 p 41-59.
- Filmer P.E., McNutt M.K., 1988, Geoid anomalies over the Canary Islands group. *Marine and Geophysical Research* 11 p77-87.
- Flament-Lieffrig D., 1979, *La marge continentale africaine du sud des Iles Canaries au Déroit de Gibraltar. Géologie et évolution des bassins dans le contexte Atlantique (El Aaiun-Tarfaya, Essaouira)*. Thèse de 3e cycle Université Paris VI, 147p.
- Fornari D.J., Campbell J.F., 1987, Submarine topography around the Hawaiian Islands. *U.S. Geological Survey Professional Papers* 1350 p109-120.
- Francis P.W., 1985, The origin of the 1883 Krakatau tsunamis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25 p349-364.
- Frey F.A., Wise W.S., Garcia M.O., West H., Kwon S.T., Kennedy A., 1990, Evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism. *Journal of Geophysical Research* 95 B2 p1271-1300.
- Funck T., 1995, *Structure of the volcanic apron north of Gran Canaria, deduced from reflection seismic, bathymetric and borehole data*. Thèse PhD, Université de Kiel. 144p.
- Fuster J.M., 1968a, *Geología y Volcanología de las Islas Canarias*. Tome 1 : Fuerteventura. Instituto "Lucas Mallada" Madrid 239p.
- Fuster J.M., 1968b, *Geología y Volcanología de las Islas Canarias*. Tome 2 : Gran Canaria. Instituto "Lucas Mallada" Madrid 243p.
- Fuster J.M., 1968c, *Geología y Volcanología de las Islas Canarias*. Tome 3 : Lanzarote. Instituto "Lucas Mallada" Madrid 177p.

- Fuster J.M., 1968d, *Geologia y Volcanologia de las Islas Canarias*. Tome 4 : Tenerife. Instituto "Lucas Mallada" Madrid 218p.
- Galindo I., Castro L., Lima R.N., Mélian G., Redondo S., Salazar J.M.L., Pérez N.M., Hernandez P.A., 2001, Geochemical soil CO₂ flux monitoring network for volcanic surveillance in the Canary Islands, Spain. *IAVCEI General Assembly 2001 Abstracts*.
- Garcia M.O., Foss D.J.P., West H.B., Mahoney J., 1995, Geochemical and isotopic evolution of Loihi volcano, Hawaii. *Journal of Petrology* 36 (6) p 1647-1674.
- Garcia M.O., 1996, Turbidites from slope failure on Hawaiian volcanoes. from: Mc Guire W.J., Jones A.P., Neuberg J. (eds), 1996, *Volcano Instability on the Earth and Others Planets*. Geological Society Special Publications (London) 110 p281-294.
- Gastesi P., Hernandez-Pacheco A., Muñoz M., 1966, Las Rocas holocristalinas de la Caldera de Taburiente, Isla de La Palma (Canarias). *Estudios Geológicos Madrid* 22 p113-134.
- Gee M.J.R., Masson D.G., Watts A.B., Allen P.A., 1999, The Saharian Debris Flow : an insight into the mechanisms of long runout debris flows. *Sedimentology* 46 p317-335.
- Gee M.J.R., Masson D.G., Watts A.B., Mitchell N.C., 2001, Offshore continuation of volcanic rift-zones, El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105 p107-119.
- Geldmacher J., Hoernle K., 2000, The 72 Ma geochemical evolution of the Madeira hotspot (eastern North Atlantic): recycling of Paleozoic (< 500 Ma) oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 183 p73-92.
- Gillot P.Y., Nativel P., 1989, Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island – Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36 p 53-65.
- Gillot P.Y., Cornette Y., Guille G., 1992, Age (K-Ar) et conditions d'édification du soubassement volcanique de l'atoll de Mururoa (Pacifique Sud). *Compte-rendu de l'Académie des Sciences, série II*, 314 p393-399.
- Giret A., 1983, *Le plutonisme océanique intraplaque : l'exemple des îles Kerguelen*. CNFRA 54. 300p.
- Grégoire M., 1994, *Pétrologie des enclaves ultrabasiques et basiques des îles Kerguelen (TAAF). Les contraintes minéralogiques et thermobarométriques et leurs implications géodynamiques*. Thèse de Doctorat, Université Jean Monnet St-Etienne. 253p.
- Gudmundson A., 1988, Formation of collapse calderas. *Geology* 16 p808-810.
- Guest J.E., Gaspar J.L., Cole P.D., Quiroz G., Duncan A.M., Wallenstein N., Ferreira T., Pacheco J.M., 1999, Volcanic geology of Furnas Volcano, Sao Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 92 p1-29.
- Guille G., Goutière G., Sornein J.F., 1993, *Les atolls de Mururoa et Fangataufa (Polynésie Française) : I*. Editions Masson Paris 133p.
- Guillou H., 1990, *Le soubassement volcanique de Fangataufa (géologie, pétrologie)*. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud Orsay.
- Guillou H., Carracedo J.C., Perez-Torrado F., Rodriguez-Badiola E., 1996, K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 73 p141-155.
- Guillou H., Garcia M.O., Turpin L., 1997a, Unspiked K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spots seamounts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 78 p239-249.
- Guillou H., Turpin L., Garnier F., Charbit S., Thomas D.M., 1997b, Unspiked K-Ar dating of pleistocene tholeiitic basalts from the deep core SOH4, Kilauea, Hawaii. *Chemical Geology* 140 p81-88.
- 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 p137-149.
- Guillou H., Carracedo J.C., Duncan R.A., 2001, K-Ar, ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequences from La Palma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106 (3-4) p175-194.
- Gunnell Y., 1997, Les traces de fission dans les apatites, un outil thermochronologique adapté à la mesure de la dénudation : panorama des connaissances actuelles. *Géomorphologie* 1997 (3) p257-280.
- Harbitz C.B., 1992, Model simulations of tsunamis generated by the Storregga slide. *Marine Geology* 105 p1-21.
- Hernán F., Cubas C.R., Huertas M.J., Brändle J.L., Ancochea E., 2000, Geometría del enjambre de diques cónicos de Vallehermoso. La Gomera, Islas Canarias. *Geogaceta* 27 p87-90.
- Hernandez-Pacheco A., Ibarrola E., 1973, Geochemical variation trends between the different Canary Islands in relation to their geological position. *Lithos* 6 p389-402.
- Hernandez C.C., 1991, *La Evolucion del Relieve de Fuerteventura*. Cabildo Insular de Fuerteventura, Puerto del Rosario 319p + mapa geomorfológico.
- Hess H., 1946, Drowned ancient volcanic islands of the Pacific basin. *American Journal of Sciences* 244 p772-791.
- Hieronymus C.F., Bercovici D., 1999, Discrete alternating hotspot islands formed by interaction of magma transport and lithospheric flexure. *Nature* 397 p604-607.
- Hinds N.E.A., 1925, Amphitheatre valley heads. *Journal of Geology* 33 p816-818.
- 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) p599-626.

- Holcomb R.T., Searle R.C., 1991, Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology* 10 p19-32.
- Holik J.S., Rabinowitz P.D., 1991, Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco. *Journal of Geophysical Research* 96 B7 p12039-12067.
- Huertas M.J., Brändle J.L., Ancochea E., Hernán F., Cubas C.R., 2000, Distribución de los diques sálicos del Norte de La Gomera. *Geogaceta* 27 p 91-94.
- Huertas M.J., Arnaud N.O., Cantagrel J.M., Fúster J.M., 2002, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ stratigraphy of pyroclastic units from the Cañadas Volcanic Edifice (Tenerife, Canary Islands) and their bearing on the structural evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115 (3-4) p351-365.
- Huetz de Lempis A., 1969, Le climat des Iles Canaries. SEDES Sie "Recherches" 54. 226p.
- Hürlimann M., Turon E., Marti J., 1999, Large landslides triggered by caldera collapse events in Tenerife, Canary Islands. *Physical and Chemical Earth* 24 (10) p921-924.
- ITGE (Instituto Tecnológico Geominero de España), 1990, *Mapa geológico de Gran Canaria* (MAGNA 1:100.000^e).
- ITGE (Instituto Tecnológico Geominero de España), non publié, Memoria de la hoja geologica de la Isla de La Gomera (MAGNA 1:100.000^e).
- Iwaski S.I., 1997, The wave forms and directivity of a tsunami generated by an earthquake and a landslide. *Science of Tsunami Hazards* 15 (1) p23-40.
- Javoy M., Stillman J.C., Pineau C., 1986, Oxygen and Hydrogen isotope studies on the basal complexes of the Canary Islands: implications on the conditions of their genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92 p225-235.
- Jones A., Siebert L., Kimberly P., Luhr J.F., 2000, *Earthquakes and Eruptions : temporal and spatial display of earthquakes hypocenters, seismic-waves paths, and volcanic eruptions*. CD-ROM Smithsonian Institution, Global Volcanism Program.
- Karátson G., Thouret J.C., Moriya I., Lomoschitz A., 1999, Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. *Bulletin of Volcanology* 61 (3) p174-193.
- Keating B.H., Mc Guire W.J., 2000, Island edifice failures and associated tsunami hazards. from: Keating B.H., Waythomas C.F., Dawson A.G. (eds.), 2000, *Landslides and tsunamis*. Birkhäuser Verlag, Pure Applied Geophysics 157 p899-955.
- Kieffer G., 1990, Evolution dynamique et structurale récente ("Phase IV") du Piton des Neiges (Ile de la Réunion, Océan Indien). from : Lénat J.F., *Le volcanisme de la Réunion, Monographies*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, p163-185.
- Labazuy Ph., 1996, Recurrent landslides events on the submarine flanks of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). from: Mc Guire W.J., Jones A.P., Neuberg J. (eds.), 1996, *Volcano Instability on the Earth and Others Planets*. Geological Society Special Publications (London) 110 p295-306.
- Lageat Y., Goër de Herve A., 1991, La vitesse de l'érosion linéaire. *Réflexions à propos du Massif Central Français. Physio-Géo* 21 p5-13.
- Léotot C., 1988, *Cycles éruptifs et géochronologiques du volcan de Taravao (archipel de la Société). Modèle du hotspot tahitien et de l'alignement de la Société (Polynésie Française)*. Thèse de Doctorat, Université paris-Sud Orsay.
- Lénat J.F., Labazuy P., 1990, Morphologies et structures de la Réunion. from : Lénat J.F., *Le volcanisme de la Réunion, Monographies*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, p43-74.
- Lénat J.F., 2000, Combien de volcans à la Réunion ? *Jubilé Pierre Vincent - Phénomènes volcanotectoniques et volcanisme associé*. Clermont-Ferrand, septembre 2000.
- Le Bas M.J., Rex D.C., Stillman J.C., 1986, The early magmatic chronology of Fuerteventura. *Geological Magazine* 123 p287-298.
- Le Cœur C., 1993, Volcanisme tertiaire et mise à nu des complexes hypovolcaniques d'Ecosse. from : Lageat Y., Thouret J.C. (eds), 1993, *Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé*. Actes de Colloque AGF, CERAMAC, Clermont-Ferrand, p169-179.
- Le Dez A., 1996, *Variations pétrologiques et géochimiques associées à l'édification des volcans-boucliers de Polynésie Française : exemples de Nuku Hiva et Hiva Oa (Marquises) et de Moorea (Société)*. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 407p.
- Lietz J., Schmincke H.U., 1975, Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 18 p213-239.
- Loper D.E., 1997, Mantle plumes and their effects on the Earth's surface: a review and synthesis. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 27 (1-4) p35-54.
- Lomoschitz A., Corominas J., 1997, Actividad histórica y características de los movimientos de ladera de Rosiana, Gran Canaria. *Boletín Geológico y Minero* 108-6 p553-568.
- Lopez D.L., Williams S.L., 1993, Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes. *Science* 260, p1794-1796.
- Lyell C., 1855, *A manual of elementary geology* II, Murray J. ed. London. 498p.
- Mairine Ph., Bachèlery P., 1997, Un grand épisode érosionnel dans l'histoire ancienne du Piton de la Fournaise (île de la Réunion). *CRAS série II* 325 p243-249.
- Malahoff A., 1987, Geology of the summit of Loihi submarine volcano. *U.S. Geological Survey Professional Papers* 1350 p133-144.
- Marinoni L.B., Pasquaré G., 1994, Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island:

- Lanzarote, Canary Islands. *Tectonophysics* 239 p111-135.
- Marinoni L.B., Gudmundsson A., 2000, Dykes, faults and palaeostresses in the Teno and Anaga massifs of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103 (1-4) p83-103.
- Marti J., Hürlimann M., Ablay G.J., Gudmundsson A., 1997, Vertical and lateral collapse on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic islands. *Geology* 25 p879-882.
- Marti J., Gudmundsson A., 2000, The Las Cañadas caldera (Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103 (1-4) p161-173.
- Martin L.P., Pelletier H., Pomel R.S., 1984, L'origine des îles Canaries II : Les terrasses de La Palma : étude minéralogique et morphopédologique. *Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne* 50 (1-4) p141-155.
- Masson D.G., 1996, Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology* 24 (3) p231-234.
- 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 p1-35.
- Maza M., Briquieu L., Dautria J.M., Bosch D., 1998, Le complexe annulaire d'âge Oligocène de l'Achkal (Hoggar central, sud Algérie), témoin de la transition au Cénozoïque entre les magmatismes tholéïtiques et alcalins : évidences par les rapports Sr, Nd et Pb. *CRAS série Ila* 327 p167-172.
- Mc Birney A.R., 1990, An historical note on the origin of calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 42 p303-306.
- Mc Donald G.A., Abbott A.T., Peterson F.L., 1983, *Volcanoes in the sea*. Second edition, Honolulu, University of Hawaii press. 517p.
- Mc Dougall I., 1971, Volcanic islands chains and sea-floor spreading. *Nature* 231 p141-144.
- Mc Dougall I., Schmincke H.U., 1976, Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of a shield building volcanism and other magmatic phases. *Bulletin of Volcanology* 40 (1) p57-77.
- Mc Farlane D.J., Ridley W.I., 1968, An interpretation of gravity data for Tenerife, Canary Islands. *Earth Planetary Science Letters* 4 p481-486.
- Mc Guire W.J., Howarth R.J., Firth C.R., Solow A.R., Pullen A.D., Saunders S.J., Stewart I.S., Vita-Finzi C., 1997, Correlation between rate of sea-level change and frequency of explosive volcanism in the Mediterranean. *Nature* 389 p473-476.
- Meco J., Stearns C.E., 1981, Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands. *Quaternary Research* 15 p199-208.
- Meco J., 1982, Los bivalvos fosiles de las Canarias orientales. *Annales Estudios Antlaticos* 28 y 29. Madrid – Las Palmas.
- Meco J., Petit-Maire N., Fontugne G., Shimmield G., Harrop P., Ramos A.J., 1997, The Quaternary deposits in Lanzarote and Fuerteventura (Eastern Canary Islands, Spain). An overview. from : Meco J., Petit-Maire N. (eds.), 1997, *Climates of the past*. Servicio de publicaciones de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. p129-142.
- Mehl K.W., Schmincke H.U., 1999, Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 p105-134.
- Menard H.W., 1983, Insular erosion, isostasy and subsidence. *Science* 220 n°4600 p913-918.
- Menard H.W., 1986, *Islands*. Scientific American Library New York 231p.
- Middlemost E.A.K., 1972, Evolution of La Palma, Canary Archipelago. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 36 p33-48.
- Mitchell J.G., Le Bas M.J., Zielonka J., Fumes H., 1983, On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 64 p61-76.
- Mitchell N.C., 1998, Characterising the irregular coastlines of volcanic ocean islands. *Geomorphology* 23 p1-14.
- Mitchell-Thomé R.C., 1970, *Geology of the South Atlantic Islands*. Gebrüder Borntraeger Berlin Stuttgart 367p.
- Mitchell-Thomé R.C., 1976, *Geology of the Middle Atlantic Islands*. Gebrüder Borntraeger Berlin Stuttgart 382p.
- Mohrange C., 1990, Mise en évidence d'une déformation de la lithosphère à partir de l'étude quantitative de l'évolution géomorphologique des Iles Australes et Cook du Sud en Polynésie. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 39 (1) p1-13.
- Moore J.G., 1964, Giant submarine landslides on the Hawaiian ridge. *US Geological Survey Professional Papers* 501D p95-98.
- Moore J.G., 1971, Relationship between subsidence and volcanic load, Hawaii, *Bulletin Volcanologique* 34 p562-576.
- Moore J.G., Fiske R.S., 1969, Volcanic substructures inferred from dredged samples and ocean-bottom photographs, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 80 p1191-1202.
- Moore J.G., Moore G.W., 1984, Deposit from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii. *Science* 226 p1312-1315.
- Moore J.G., Fornari D.J., 1984, Drown reefs as indicators of the rate of subsidence of the islands of Hawaii. *Journal of Geology* 92 p752-759.
- Moore J.G., Clague D.A., Holcomb R.T., Lipman P.W., Normark W.R., Torresan M.E., 1989, Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research* 94 p 17465-17484.
- Moore J.G., Clague D.A., 1992, Volcano growth and evolution of the Island of Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 104 p1471-1484.

- Moore J.G., Bryan W.B., Ludwig K.R., 1994, Chaotic deposition by a giant wave, Molokai, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 106 p962-967.
- Morgan J.P., Morgan J.W., 1999, Two-stage melting and the geochemical evolution of the mantle: a recipe for mantle plume-pudding. *Earth and Planetary Science Letters* 170 p215-239.
- Morgan J.W., 1983, Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics* 94 p123-139.
- 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 p251-265.
- Muñoz M., 1970, Ring complexes of Pajara in Fuerteventura Island. *Bulletin of Volcanology* 33 (3) p840-861.
- Munro D.C., Rowland S.K., 1996, Caldera morphology in the Western Galapagos and implications for volcano eruptive behaviour and mechanisms of caldera formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 72 p85-100.
- Naumann T., Geist D., 2000, Physical volcanology and structural development of Cerro Azul volcano, Isabela Island, Galapagos: implications for the development of Galapagos-type shield volcanoes. *Bulletin of Volcanology* 61(8) p497-514.
- Navarro-Latorre J.M., 1994, Estudio geológico del Parque nacional de la Caldera de Taburiente, La Palma (Islas Canarias). 79p.
- 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.
- Neumann E.R., Wulff P.E., Johnsen K., Andersen T., Krogh E., 1995, Petrogenesis of spinel harzburgite and dunite suite xenoliths from Lanzarote, eastern Canary Islands: implication for the upper mantle. *Lithos* 35 (1-2) p83-107.
- Nicolas A., 1990, *Les Montagnes sous la mer*. éd. BRGM. 188p.
- Nougier J., 1970, *Contribution à l'étude géologique et géomorphologique des îles Kerguelen (TAAF)* CNFRA 27. 440p.
- Ollier C.D., 1988, *Volcanoes*. Blackwell, Oxford.
- O'Connor J.M., Stoffers P., Van den Bogaard P., McWilliams M., 1999, First seamount age evidence for significantly slower African plate motion since 19 to 30 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 171 p575-589.
- Palacios D., 1994, The origin of certain wide valleys in the Canary Islands. *Geomorphology* 9 (1) p1-18.
- 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) p93-106.
- Peulvast J.P., Vanney J.R., 2001, *Géomorphologie structurale. Terre, corps planétaires solides. Tome 1 : Relief et structure*. Gordon & Breach Science Publisher. 505p.
- 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 p807-818.
- Pérez Torrado F.J., Schneider J.L., Gimeno D., Wassmer P., Cabrera M.C., 2000, Mecanismos de transporte y emplazamiento de depósitos volcanoclásticos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias). *Geotemas* 1 (3) p329-333.
- Peterson D.W., Moore R.B., 1987, Geologic history and evolution of geologic concepts, island of Hawaii. *U.S. Geological Survey Professional Papers* 1350 p149-189.
- Pomel R.S., 1986, *Morphologie volcanique et paléoclimatologie des Iles Canaries : comparaison avec d'autres milieux volcaniques insulaires : Iles de la Mer Tyrrhénienne et de la Mer Egée, Ile de la Réunion*. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille 1. 1083p.
- Pollack H.N., 1981, On the vulnerability of lithospheric plates to midplate volcanism. *Journal of Geophysical Research* 86 p961-966.
- Regnaud H., 1985, Morphologie littorale des îles Galapagos. *Zeitschrift für Geomorphologie* 29 (2) p153-168.
- Richards M.A., Duncan R.A., Courtillot V.E., 1989, Flood basalts and hotspots tracks : plume heads and tails. *Science* 246 p103-107.
- Rihm R., Jacobs C.L., Krastel S., Schmincke H.U., Alibes B., 1998, Las Hijas seamounts: the next Canary Islands ? *Terra Nova* 10 p121-125.
- Robertson A.H., Stillman J.C., 1979, Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura basal complex, Canary Islands. *Geological Magazine* 116 p203-214.
- Rocher P., 1990, Evolution structurale du Massif du Piton des Neiges. from : Lénat J.F., *Le volcanisme de la Réunion, Monographies*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, p145-161.
- Rodriguez J.A., 1988, *El complejo traquítico fonolítico de La Gomera, Islas Canarias*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. 414p.
- Rognon P., 1967, *Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara Central)*. *Etude géomorphologique*. éd. CNRS 559p.
- Rognon P., Coudé-Gaussen G., 1987, Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pléistocène supérieur et de l'Holocène du nord de Fuerteventura (Canaries). *Zeitschrift für Geomorphologie* 31 (1) p1-19.
- Schiffman P., Staudigel H., 1994, Hydrothermal alteration of a seamount complex on La Palma, Canary Islands. Implications for metamorphism on accreted terranes. *Geology* 22 p151-154.
- Schirnack C., Van den Bogaard P., Schmincke H.U., 1999, Cone-sheet formation and intrusive growth of an oceanic island. The Miocene Tejada complex on Gran Canaria (Canary Islands). *Geology* 27(3) p207-210.
- Schmincke H.U., 1967, Cone sheet swarms, resurgence of Tejada Caldera and the Early Geologic History

- of Gran Canaria. *Bulletin of Volcanology* 31 p153-162.
- Schmincke H.U., 1973, Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island groups. *Geological Society of America Bulletin* 84 p633-648.
- Schmincke H.U., 1993, *Geological field guide of Gran Canaria*. 6e éd. Pluto-Press Kiel 227p.
- Schmincke H.U., 1995, *Volcanism and Climates*. Terra Nosta, Bonn.
- Schmincke H.U., Von Rad U., 1979, Neogene evolution of Canary Islands volcanism inferred from ash layers and volcanoclastic sandstones of DSDP Site 397 (Leg 47A). from : Von Rad U., Ryan W.B.F. *et al.*, 1979, *Initial Reports DSDP* 47 (1) p703-725.
- Schneider J.L. *et al.*, 1997, Du volcan au sédiment : la dynamique du talus volcanoclastique sous-marin de Gran Canaria, Canaries (Atlantique orientale, Leg ODP 157). *CRAS série Ila* 324 p891-898.
- Schneider J.L., 2000, Volcaniclastic sedimentation in submarine settings : products and processes. from : Leyrit H. & Montenat C. (eds), 2000, *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*. Gordon & Breach, London. p175-192.
- Scott G.A.J., Street J.M., 1976, The role of chemical weathering in the formation of Hawaiian amphitheatre-headed valleys. *Zeitschrift für Geomorphologie* 20 (2) p 171-189.
- Searle R., 1980, Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction. *Earth and Planetary Science Letters* 51 p415-434.
- Semet M.P., Boudon G., Mohamed-Abchir A., Clochiatti R., Bachèlery P., 2000, L'éruption explosive des "Cendres de Bellecombe" et la formation de l'Enclos Fouqué au Piton de la Fournaise, Réunion. *Jubilé Pierre Vincent - Phénomènes volcano-tectoniques et volcanisme associé*. Clermont-Ferrand, septembre 2000.
- Shi S., Dawson A.G., Smith D.E., 1995, Geomorphological impact of the Flores tsunami of 12th December 1992. from: Tsuchiya Y., Shuto N. (eds.), 1995, *Tsunami: Progress in prediction, disaster prevention and warning*. p187-195.
- Siebert L., 1984, Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 22 p163-197.
- Simkin T., Howard K.A., 1970, Caldera collapse in the Galapagos Islands, 1968. *Science* 169 p4289-437.
- Sleep N.H., 1990, Hotspots and mantle plumes: some phenomenology. *Journal of Geophysical Research* 95 p6715-6736.
- Smith J.R., Malahoff A., Shor A.N., 1999, Submarine geology of the Hilina slump and morphostructural evolution of the Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 (1-4) p59-88.
- Smith J.R., Wessel P., 2000, Isostatic consequences of giant landslides on the Hawaiian ridge. from: Keating B.H., Waythomas C.F., Dawson A.G. (eds.), 2000, *Landslides and tsunamis*. Birkhäuser Verlag, Pure Applied Geophysics 157 p1097-1114.
- Smith R.L., Bailey R.A., 1968, Resurgent cauldrons. In: *Studies in Volcanology*. Howell Williams Memoir. *Geological Society of America Mem.* 116 p613-662.
- Smoot N.C., 1995, Mass wasting and subaerial weathering in guyot formation: the Hawaiian and Canary Ridges as examples. *Geomorphology* 14 p29-41.
- Staudigel H., Schmincke H.U., 1984, The Pliocène Seamount series of La Palma, Canary Islands. *Journal of geophysical research* 83 p11195-11215.
- Staudigel H., Feraud G., Giannerini G., 1986, The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 27 p299-322.
- Stearns H.T., 1946, Geology of the Hawaiian Islands. *Hawaii Division of Hydrograph Bulletin* 8 105p.
- Stephenson W.J., 2000, Shore platforms: a neglected coastal feature ? *Progress in Physical Geography* 24 (3) p311-327.
- Stephenson W.J. & Kirk R.M., 2000, Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Part I: The role of waves. Part II: The role of subaerial weathering. *Geomorphology* 32 p21-56.
- Stillman C.J., 1987, A Canary Islands dyke swarm : implications for the formation of oceanic islands by extensional fissural volcanism. from: Halls H.C., Fahrig W.F. (eds), 1987, *Mafic Dykes swarms*. *Geological Association of Canada Special Papers* 34 p243-255.
- Stillman C.J., 1999, Giant Miocene landslides and the evolution of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 p89-104.
- Stillman C.J., Furnes H., Le Bas M.J., Robertson A.H., Zielonka J., 1982, The geological history of Maio, Cape Verde Islands. *Journal of the Geological Society, London* 139 p347-361.
- Sumita M., Schmincke H.U., Krastel S., 2001, Recognizing major ocean island collapse events in deep-sea sediments by widespread debris and tsunami-related deposits: evidence in the volcanic aprons of Tenerife and Gran Canaria (ODP Leg 157). *IAVCEI General Assembly 2001 Abstracts*.
- Sunamura T., 1992, *Geomorphology of rocky coasts*. Wiley, New York.
- Teide Group, 1997, Morphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 102 B9 p20325-20342.
- Ten Brink U.S., 1991, Volcano spacing and plate rigidity. *Geology* 19 p397-400.
- Thiessen R., Burke K., Kidd W.S.F., 1979, African hotspots and their relations to the underlying mantle. *Geology* 7 p263-266.
- Thirwall M.F., Singer B.S., Marriner G.F., 2000, ³⁹Ar-⁴⁰Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal*

- of *Volcanology and Geothermal Research* 103 (1-4) p247-297.
- Thouret J.-C., 1999, Volcanic geomorphology - an overview. *Earth-Science Reviews* 47 p95-131.
- Trenhaile A.S., 1989, Sea level oscillations and the development of rocky coasts. From: Lakhan V.C., Trenhaile A.S., 1989, *Applications in coastal modeling*. Elsevier Amsterdam p271-295.
- Trenhaile A.S., 1983, The width of shore platforms: a theoretical approach. *Geografiska Annaler* 65A p147-158.
- Urgeles R., Canals M., Baraza J., Alonso B., Masson D., 1997, The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *Journal of Geophysical Research* 102 B9 p20305-20323.
- Urgeles R., Canals M., Baraza J., Alonso B., 1998, Seismostratigraphy of the western flanks of El Hierro and La Palma (Canary Islands): a record of the Canary volcanism. *Marine Geology* 146 p225-241.
- Urgeles R., Masson D.G., Canals M., Watts A., Le Bas T., 1999, Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 104 B11 p25331-25348.
- Van Wyk de Vries B., Borgia A., 1996, The role of basement in volcano deformation. from: Mc Guire W.J., Jones A.P., Neuberg J. (eds.), 1996, *Volcano Instability on the Earth and Others Planets*. Geological Society Special Publications (London) 110 p95-110.
- Vincent P.M., 1963, *Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad)*. Mémoire BRGM n°23. 307p.
- Vogt P.R., 1974, Volcano spacing, fractures and thickness of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 21 p235-252.
- Vogt P.R., 1981, On the applicability of thermal conduction models to mid-plate volcanism. *Journal of Geophysical Research* 86 p950-960.
- Von Buch L., 1825, *Physikalische Beschreibungen der Kanarischen Inseln*. Berlin. 201p.
- Walker G.P.L., 1984, Downsag calderas, ring faults, caldera sizes and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research* 89 B10 p8407-8416.
- Walker G.P.L., 1992, Coherent intrusion complexes in large basaltic volcanoes - a new structural model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 50 p41-54.
- Watts A.B., 1994, Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary islands. *Geophysical Journal International* 119 p648-666.
- Watts A.B., Masson D.G., 1995, A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 100 p24499-24507.
- Watts A.B., Peirce C., Collier J., Dalwood R., Canales J.P., Henstock T.J., 1997, A seismic study of lithosphere flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 146 p431-447.
- Weaver P.P.E., Jarvis I., Lebreiro S.M., Alibes B., Baraza J., Howe R., Rothwell R.G., 1998, The Neogene turbidite sequence of the Madeira Abyssal Plain-basin filling and diagenesis in the deep ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program* 157 p619-634.
- Wilson J.T., 1963, Evidence from islands on the spreading ocean floors. *Nature* 197 p536-538.
- Young R.W., Bryant E.A., 1992, Catastrophic wave erosion on the southeastern coast of Australia: impact of the Lanai tsunami ca. 150 ka ? *Geology* 20 p199-202.
- Zhao D., 2001, Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters* 192 p251-265.

TABLE DES MATIERES

Avant-propos	5
Sommaire	7
INTRODUCTION	9
1. Les reliefs volcaniques de points chauds : des macro-formes négligées.....	9
2. L'intérêt des alignements d'îles volcaniques nées d'un point chaud.....	10
3. « Ce mot rythme ne m'est pas clair. » (Paul Valéry, <i>Cahiers</i>).....	13
4. Le choix des Iles Canaries pour l'application d'une méthodologie.....	13
5. Les travaux antérieurs.....	21
1. DYNAMIQUE INTERNE ET RYTHMES DE CONSTRUCTION VOLCANIQUE	25
1.1. Les interactions entre le panache mantellique et la lithosphère	25
1.1.1. <u>Un point chaud à proximité d'une marge continentale</u>	25
1.1.1.1. <i>Une hypothèse réfutée : l'influence de la ceinture orogénique alpine</i>	25
1.1.1.2. <i>Quelques rappels sur la géodynamique interne des points chauds</i>	27
1.1.1.3. <i>Les arguments en faveur d'un point chaud sous les Iles Canaries</i>	31
1.1.1.4. <i>L'absence de bombement topographique autour des Iles Canaries</i>	32
1.1.2. <u>L'âge du volcanisme des Iles Canaries et la mobilité de la plaque Africaine</u>	35
1.1.2.1. <i>Méthodologie de datation des îles Canaries</i>	39
1.1.2.2. <i>L'influence de la fracturation préexistante de la croûte océanique</i>	40
1.1.2.3. <i>Le dédoublement des alignements insulaires en lignes doubles</i>	43
1.1.3. <u>Les mécanismes et les marqueurs de la subsidence des îles de point chaud</u>	45
1.1.3.1. <i>Mécanismes et estimations de la subsidence des Iles Hawaï</i>	45
1.1.3.2. <i>Niveaux marins et subsidence aux Iles Canaries</i>	48
1.1.3.3. <i>Le soulèvement endogène des formations volcaniques sous-marines</i>	50
1.2. L'évolution volcanique et morphologique des îles de point chaud	53
1.2.1. <u>Le modèle classique d'évolution des îles Hawaï</u>	53
1.2.1.1. <i>Le modèle de H.T. Stearns (1946)</i>	53
1.2.1.2. <i>Une référence : le modèle de D.W. Peterson et R.B. Moore (1987)</i>	55

1.2.2	<u>L'évolution des paysages et reliefs volcaniques d'ouest en est aux Iles Canaries.....</u>	59
1.2.2.1.	<i>Les "dorsales" des îles occidentales : le volcanisme de rift-zone.....</i>	61
1.2.2.2.	<i>Les reliefs volcaniques sous-marins autour des îles occidentales.....</i>	63
1.2.2.3.	<i>Les "massifs anciens" : la cessation de l'activité volcanique.....</i>	65
1.2.2.4.	<i>Les stratovolcans de point chaud : une "exception Atlantique" ?.....</i>	69
1.2.2.5.	<i>Les reliefs volcaniques résiduels.....</i>	73
1.2.3.6.	<i>Les formes de régénérescence volcanique des îles orientales.....</i>	77
1.2.3.	<u>Une tentative d'application du modèle Hawaïen aux Canaries.....</u>	81
1.3.	Les phases et les rythmes de construction.....	83
1.3.1.	<u>Les phases de construction sous-marines.....</u>	83
1.3.1.1.	<i>Les produits et les dynamismes éruptifs sous-marins.....</i>	83
1.3.1.2.	<i>L'émergence d'une île : une transition fondamentale.....</i>	84
1.3.2.	<u>La détermination des phases de construction subaériennes.....</u>	85
1.3.2.1.	<i>La méthode : le couplage datations K-Ar / paléomagnétisme rémanent....</i>	85
1.3.2.2.	<i>L'exemple de Tenerife.....</i>	87
1.3.2.3.	<i>L'exemple de La Gomera.....</i>	93
1.3.2.4.	<i>Les hiatus majeurs : comparaison Tenerife-La Gomera-Gran Canaria....</i>	101
1.3.2.5.	<i>Les phases de différenciation magmatique.....</i>	103
1.3.3.	<u>L'estimation des rythmes de construction.....</u>	109
1.3.3.1.	<i>La méthode par sections transversales : les rythmes d'accumulation.....</i>	109
1.3.3.2.	<i>La méthode des débits et des volumes.....</i>	111
1.3.3.3.	<i>Conclusion : un modèle de construction ?.....</i>	115
2.	LES DESTABILISATIONS INSTANTANÉES ET LEURS CONSÉQUENCES	117
2.1.	Les conséquences directes des déstabilisations et les volumes impliqués.....	119
2.1.1.	<u>Un témoin unique : les dépôts de tsunami d'Agate (Gran Canaria).....</u>	119
2.1.1.1.	<i>Un dispositif topographique peu commun.....</i>	119
2.1.1.2.	<i>Les caractéristiques sédimentologiques.....</i>	121
2.1.1.3.	<i>Comparaison avec les dépôts de tsunami d'Indonésie et d'Hawaï.....</i>	126
2.1.1.4.	<i>L'origine du tsunami : un glissement sectoriel massif sur Tenerife.....</i>	129
2.1.1.5.	<i>La modélisation du tsunami d'après les mesures d'imbrication.....</i>	131

2.1.2. <u>Les dépôts détritiques sous-marins</u>	135
2.1.2.1. <i>Typologie des modes de transport et des dépôts associés</i>	135
2.1.2.2. <i>Les remaniements sédimentaires instantanés et postérieurs</i>	140
2.1.3. <u>Les dépôts subaériens d'avalanches de débris</u>	143
2.1.3.1. <i>Les dépôts d'avalanche de débris des cuchillos de Fuerteventura</i>	143
2.1.3.2. <i>Les dépôts de l'avalanche de débris de Vallehermoso à La Gomera</i>	147
2.1.4. <u>Les caractéristiques des zones de départ</u>	151
2.1.4.1. <i>Les cicatrices apparentes</i>	151
2.1.4.2. <i>Les formes de relief héritées des faces d'arrachement</i>	157
2.1.5. <u>L'estimation et la corrélation entre les volumes emportés et les volumes déposés</u> ...	161
2.1.5.1. <i>L'estimation du volume de dépôts détritiques sous-marins</i>	161
2.1.5.2. <i>L'estimation du volume initial des cicatrices de déstabilisations</i>	165
2.1.5.3. <i>La corrélation entre les volumes emportés et les volumes déposés</i>	167
2.2. L'évolution morphologique et volcanique des cicatrices de déstabilisation	169
2.2.1. <u>Le glissement Cumbre Nueva et la Caldera de Taburiente, La Palma</u>	169
2.2.1.1. <i>Les étapes de la construction du volcan bouclier de Taburiente</i>	169
2.2.1.2. <i>Le problème de l'origine de La Caldera de Taburiente</i>	170
2.2.1.3. <i>L'instabilité récurrente des flancs sud-ouest de La Palma</i>	171
2.2.1.4. <i>Les marqueurs volcaniques de la formation de la Caldera de Taburiente</i> ...	173
2.2.1.5. <i>L'évolution morphogénique, du glissement à la caldera d'érosion</i>	179
2.2.1.6. <i>Essai de bilan des volumes érodés et déposés depuis le glissement</i>	185
2.2.2. <u>Le remplissage volcanique d'une cicatrice de déstabilisation à La Gomera</u>	189
2.2.2.1. <i>La destruction des flancs nord du bouclier : le glissement Garajonay</i>	189
2.2.2.2. <i>Typologie et signification des brèches de la surface de glissement</i>	193
2.2.2.3. <i>L'évolution spatio-temporelle du remplissage volcanique de la cicatrice</i> ...	199
2.2.2.4. <i>La mise en relief des séries volcaniques de remplissage</i>	203
2.2.3. <u>Les cicatrices masquées des flancs nord de Tenerife</u>	207
2.2.3.1. <i>Un dispositif comparable à Garajonay dans le Teno</i>	207
2.2.3.2. <i>L'origine discutée de la Caldera de Las Cañadas</i>	209
2.2.3.3. <i>Les conséquences isostatiques des déstabilisations</i>	214

2.3. Les paramètres de l'instabilité des îles volcaniques de point chaud.....	215
2.3.1. <u>Les paramètres endogènes.....</u>	215
2.3.1.1. <i>L'ascension magmatique.....</i>	215
2.3.1.2. <i>Le fonctionnement des réservoirs magmatique superficiels.....</i>	217
2.3.1.3. <i>La sismicité.....</i>	221
2.3.1.4. <i>L'accumulation rapide de matériaux volcaniques.....</i>	222
2.3.1.5. <i>Les surfaces de discontinuité structurale.....</i>	224
2.3.2. <u>Les paramètres exogènes.....</u>	227
2.3.2.1. <i>Le paramètre eustatique : le rôle éventuel des régressions marines.....</i>	227
2.3.2.2. <i>Le paramètre climatique.....</i>	229
2.3.3. <u>Conclusion.....</u>	234
3. LES RYTHMES DE DESTRUCTION SUR LE LONG TERME.....	235
3.1. Les rythmes d'érosion et l'évolution morphologique des barrancos.....	237
3.1.1. <u>Une approche quantitative des barrancos.....</u>	237
3.1.1.1. <i>Méthodologie.....</i>	237
3.1.1.2. <i>Résultats : corrélations entre les paramètres.....</i>	239
3.1.1.3. <i>Discussion : apports et limites d'une approche quantitative.....</i>	243
3.1.1.4. <i>Comparaison avec d'autres milieux volcaniques.....</i>	247
3.1.2. <u>Renouvellements de surface et inversion de relief.....</u>	249
3.1.2.1. <i>Les premiers barrancos de La Gomera.....</i>	249
3.1.2.2. <i>Les flancs sud de Las Cañadas : un relief à géométrie variable.....</i>	257
3.1.2.3. <i>Les planèzes du sud de La Gomera.....</i>	259
3.1.2.4. <i>Les cuchillos de Fuerteventura.....</i>	263
3.1.3. <u>Des barrancos aux amphithéâtres d'érosion.....</u>	267
3.1.3.1. <i>Les calderas d'érosion.....</i>	267
3.1.3.2. <i>Les vallées-amphithéâtres.....</i>	269
3.1.3.3. <i>Les grands amphithéâtres d'érosion.....</i>	276
3.2. La dénudation des structures hypovolcaniques de Fuerteventura.....	278
3.2.1. <u>Les structures hypovolcaniques en tant que marqueurs de l'érosion.....</u>	278
3.2.1.1. <i>Les phases intrusives de Fuerteventura.....</i>	278

3.2.1.2. <i>L'intérêt des complexes annulaires</i>	281
3.2.1.3. <i>Relief et pétrographie des complexes annulaires de Fuerteventura</i>	285
3.2.2. <u>La thermochronologie par les traces de fission dans les apatites</u>	291
3.2.2.1. <i>Méthodologie</i>	291
3.2.2.2. <i>Résultats</i>	295
3.2.2.3. <i>Discussion</i>	297
3.2.3. <u>Les marqueurs intermédiaires de dénudation</u>	299
3.2.3.1. <i>Les formations Melindruga et Tamacite</i>	299
3.2.3.2. <i>La répartition des coulées des phases de régénérescence</i>	303
3.2.3.3. <i>L'origine de la dépression centrale</i>	309
3.3. Transferts sédimentaires et variations verticales du niveau de base	313
3.3.1. <u>Les plateformes : des marqueurs de l'érosion et des variations verticales</u>	315
3.3.1.1. <i>Le développement de la plateforme et le recul du trait de côte</i>	315
3.3.1.2. <i>La plateforme du Pliocène Inférieur à Fuerteventura</i>	319
3.3.1.3. <i>Les formations détritiques de Las Palmas, Gran Canaria</i>	323
3.3.2. <u>Les transferts sédimentaires de l'île aux fonds océaniques : Gran Canaria</u>	327
3.3.2.1. <i>Le stade bouclier : volcanisme fissural et taux de sédimentation élevés</i>	327
3.3.2.2. <i>La Caldera de Tejeda et le volcanisme différencié</i>	329
3.3.2.3. <i>Le hiatus majeur : une réduction des apports en sédiments</i>	329
3.3.2.4. <i>La reprise du volcanisme et de la sédimentation sous-marine</i>	331
3.3.3. <u>Rythmes d'érosion et variations verticales du niveau de base</u>	333
3.3.3.1. <i>Les variations verticales liées au point chaud</i>	333
3.3.3.2. <i>Les variations eustatiques</i>	337
CONCLUSION	339
1. <u>Les apports de notre travail à la connaissance des îles océaniques</u>	339
2. <u>Une méthodologie applicable à d'autres archipels</u>	347
3. <u>Les risques naturels et les effets de l'anthropisation</u>	348
Remerciements	349
Bibliographie	350
Tables et annexes	359

TABLE DES FIGURES

Fig. 1 – Croquis simplifié d'un panache mantellique.....	8
Fig. 2 – La volcan bouclier d'Olympus Mons (Mars).....	8
Fig. 3 – La dynamique d'une île volcanique de point chaud.....	12
Fig. 4 – Cartes de localisation de l'archipel des Canaries.....	14
Fig. 5 – Modèle numérique de terrain des Iles Canaries et localisation des sites étudiés.....	16
Fig. 6 – Méthodologie d'étude.....	18
Fig. 7 – Evolution schématique des Iles Galapagos, selon Regnaud (1985).....	20
Fig. 8 – Bilan des rythmes de construction et de destruction (conclusion).....	344
Fig. 1.1 – Carte géologique de la marge continentale africaine.....	26
Fig. 1.2 – Carte des principaux points chauds répertoriés.....	28
Fig. 1.3 – Répartition des points chauds et fragilité de la lithosphère, Pollack (1981).....	28
Fig. 1.4 – Structure profonde du point chaud des Iles Canaries.....	30
Fig. 1.5 – Carte bathymétrique de l'archipel de Madère.....	34
Fig. 1.6 – Reconstitution du parcours de la plaque africaine sur le point chaud des Canaries.....	34
Fig. 1.7 – Ages K-Ar et distance par rapport au point chaud.....	38
Fig. 1.8 – idem fig. 1.7 avec correction de l'âge en fonction de la profondeur.....	38
Fig. 1.9 – Dédoublément de l'alignement insulaire des Canaries en une ligne double.....	42
Fig. 1.10 – Théorie de la submersion d'une île volcanique, selon Darwin (1842).....	44
Fig. 1.11 – Le modèle de Menard (1986).....	46
Fig. 1.12 – Subsidence mécanique de la croûte océanique sous un volcan bouclier.....	46
Fig. 1.13 – Séquence d'évolution des îles volcaniques du Pacifique, selon Stearns (1946).....	52
Fig. 1.14 – Modèle d'évolution des volcans Hawaïens, selon Peterson & Moore (1987).....	54
Fig. 1.15 – Séquences d'évolution des archipels de la Société et Hawaï.....	56
Fig. 1.16 – Les principales structures volcaniques des Iles Canaries.....	58
Fig. 1.17 – Application du modèle de Peterson et Moore (1987) aux Iles Canaries.....	80
Fig. 1.18 – Stades de construction d'un volcan bouclier sous-marin, Staudigel & Schmincke (1984).....	82
Fig. 1.19 – Les principales structures volcaniques de Tenerife.....	88
Fig. 1.20 – Datations K-Ar et paléomagnétisme rémanent, Roque del Conde (Tenerife).....	90
Fig. 1.21 – Modèle numérique de terrain et image Landsat recalibrée de La Gomera.....	92
Fig. 1.22 – Carte de localisation des échantillons collectés à La Gomera.....	95
Fig. 1.23 – Carte géologique simplifiée de La Gomera.....	96
Fig. 1.24 – La corrélation entre les datations K-Ar et le paléomagnétisme à La Gomera.....	98
Fig. 1.25 – Datations radiométriques publiées pour les Iles Canaries.....	100
Fig. 1.26 – Analyses géochimiques des laves des Iles Canaries.....	104
Fig. 1.27 – Modèle de construction des Iles Canaries.....	114

Fig. 2.1 – Carte géologique d'Agate (Gran Canaria).....	118
Fig. 2.2 – Modèle numérique de terrain du débouché du Barranco d'Agate.....	120
Fig. 2.3 – Courbes granulométriques des dépôts de tsunami du Barranco d'Agate.....	124
Fig. 2.4 – Courbes granulométriques des dépôts de tsunami du Barranquillo de la Caleta.....	125
Fig. 2.5 – Les dépôts d'avalanche de débris sous-marine de Guïmar.....	130
Fig. 2.6 – Croquis de synthèse des mécanismes du tsunami d'Agate.....	130
Fig. 2.7 – Stéréogrammes d'imbrication des blocs des dépôts de tsunami d'Agate.....	132
Fig. 2.8 – Carte des Iles Canaries et des fonds sous-marins environnants.....	134
Fig. 2.9 – Vue 3D des flancs ouest de La Palma (Urgeles <i>et al.</i> , 1999).....	136
Fig. 2.10 – Vue 3D des flancs nord-ouest d'El Hierro (Masson <i>et al.</i> , 2002).....	136
Fig. 2.11 – MNT des îles orientales (Smoot, 1995).....	138
Fig. 2.12 – Carte morpho-structurale des environs de Casillas del Angel (Fuerteventura).....	142
Fig. 2.13 – Carte géologique des environs de Vallehermoso (La Gomera).....	146
Fig. 2.14 – Coupe transversale dans les dépôts d'avalanche de débris de Vallehermoso.....	148
Fig. 2.15 – Croquis simplifié de l'avalanche de débris du stratovolcan de Vallehermoso.....	148
Fig. 2.16 – Carte d'El Hierro en relief ombré.....	152
Fig. 2.17 – Modèle numérique de terrain des flancs nord de l'Anaga (Tenerife).....	156
Fig. 2.18 – Croquis morpho-structural de la péninsule de Jandia (Fuerteventura).....	158
Fig. 2.19 – Méthode d'estimation des volumes emportés et déposés par les glissements.....	160
Fig. 2.20 – Volumes émergés et volumes de dépôts détritiques sous-marins.....	162
Fig. 2.21 – Remaniement des dépôts détritiques des flancs ouest de La Palma.....	162
Fig. 2.22 – Les paramètres de la corrélation volumes emportés / volumes déposés.....	164
Fig. 2.23 – Carte géologique simplifiée de La Palma.....	168
Fig. 2.24 – Evolution du glissement Cumbre Nueva à la Caldera de Taburiente.....	172
Fig. 2.25 – Coupe oues-est simplifiée de la Caldera de Taburiente.....	174
Fig. 2.26 – Coupe nord-ouest / sud-est du centre de la Caldera de Taburiente.....	182
Fig. 2.27 – Le dispositif de terrasses emboîtées du Barranco de las Angustias.....	182
Fig. 2.28 – Courbes granulométriques de dépôts du Barranco de las Angustias.....	183
Fig. 2.29 – Coupe nord-est / sud-ouest de l'île de La Palma, bilan global des volumes.....	186
Fig. 2.30 – Bloc-diagramme de La Gomera, avec coupe transversale nord-sud.....	188
Fig. 2.31 – Bloc-diagramme de La Gomera, avec coupe transversale ouest-est.....	192
Fig. 2.32 – Bloc-diagramme dans les séries horizontales de Benchijigua (La Gomera).....	198
Fig. 2.33 – Coupe longitudinale dans la crête de La Mérica (La Gomera).....	200
Fig. 2.34 – Evolution schématique du nord de La Gomera.....	204
Fig. 2.35 – Croquis morpho-structural du Massif du Teno (Tenerife).....	206
Fig. 2.36 – Vue en relief ombré du Massif du Teno (Tenerife).....	206
Fig. 2.37 – Profils longitudinaux du Massif du Teno (Tenerife).....	208
Fig. 2.38 – Les paramètres de l'instabilité des îles volcaniques de point chaud.....	220
Fig. 2.39 – Evolution du rapport isotopique de l'oxygène (Shackleton & Opdyke).....	226
Fig. 2.40 – Images Landsat et moyennes pluviométriques annuelles à Tenerife.....	230

Fig. 3.1 – Relation entre la largeur et la profondeur des barrancos.....	240
Fig. 3.2 – Evolution des vitesses d'incision linéaire des barrancos en fonction du temps.....	240
Fig. 3.3 – Evolution des vitesses d'élargissement des barrancos en fonction du temps.....	242
Fig. 3.4 – Evolution des vitesses d'incision linéaire en fonction de l'âge des édifices.....	242
Fig. 3.5 – Evolution des vitesses d'élargissement en fonction de l'âge des édifices.....	244
Fig. 3.6 – Profil transversal de la partie centrale du Barranco de Masca (Tenerife).....	244
Fig. 3.7 – Coupe transversale à Playa de La Caleta (côte nord de La Gomera).....	248
Fig. 3.8 – Coupe transversale dans les dépôts de coulées de débris d'Agua Jilva (La Gomera)...	250
Fig. 3.9 – Histogrammes de granulométrie des dépôts de coulées de débris de La Gomera.....	254
Fig. 3.10 – Modèle d'évolution des barrancos (Palacios, 1994).....	256
Fig. 3.11 – Le relief de planèzes du sud de La Gomera).....	258
Fig. 3.12 – Evolution de la partie amont du Barranco de Benchijigua (La Gomera).....	260
Fig. 3.13 – Carte géologique simplifiée de Fuerteventura.....	262
Fig. 3.14 – Les grandes formes de relief de La Réunion.....	268
Fig. 3.15 – Les types de vallées-amphithéâtres.....	270
Fig. 3.16 – Les vallées-amphithéâtres de La Gomera.....	272
Fig. 3.17 – L'amphithéâtre d'érosion de Vallehermoso (La Gomera).....	272
Fig. 3.18 – Carte géologique simplifiée de la Péninsule Rallier du Baty (Kerguelen).....	280
Fig. 3.19 – Carte géologique simplifiée des complexes annulaires de Fuerteventura.....	282
Fig. 3.20 – Bloc-diagramme du complexe annulaire de Vega Rio de Palmas (Fuerteventura).....	288
Fig. 3.21 – Diagrammes de diffraction X sur quatre lames minces de roches de Fuerteventura...	288
Fig. 3.22 – Le principe de la thermochronologie par les TF apatites (Gunnell, 1997).....	292
Fig. 3.23 – Localisation des formations Melindraga et Tamacite (Fuerteventura).....	298
Fig. 3.24 – Le réseau hydrographique du massif hypovolcanique de Fuerteventura.....	302
Fig. 3.25 – Coupes géologiques dans le volcan bouclier de Los Cuchillos (Fuerteventura).....	306
Fig. 3.26 – Reconstitution de l'évolution global de Fuerteventura.....	310
Fig. 3.27 – Organisation des fonds sous-marins du sud de Gran Canaria.....	312
Fig. 3.28 – Evolution de la largeur des plateformes insulaires avec l'âge des édifices.....	314
Fig. 3.29 – La plateforme marine soulevée de la côte ouest de Fuerteventura.....	318
Fig. 3.30 – Carte géologique de Gran Canaria (Pérez-Torrado).....	322
Fig. 3.31 – Lithostratigraphie du forage ODP site 953 (Schneider <i>et al.</i> , 1997).....	326
Fig. 3.32 – Taux de sédimentation de la plaine abyssale de Madère (Weaver <i>et al.</i> , 1998).....	330
Fig. 3.33 – Relations entre la construction, la destruction et les variations du niveau de base.....	332

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 – Caractéristiques générales des Iles Canaries (introduction).....	15
Tableau 2 – Comparaison finale Canaries / Hawaï (conclusion).....	346
Tableau 1.1 – Ages K-Ar des premières coulées subaériennes des Iles Canaries.....	36
Tableau 1.2 – Corrélations entre les niveaux marins des îles orientales.....	49
Tableau 1.3 – Ages K-Ar obtenus pour les édifices anciens de Tenerife.....	86
Tableau 1.4 – Ages K-Ar obtenus pour La Gomera.....	94
Tableau 1.5 – Rythmes d'accumulation de matériaux volcaniques aux Iles Canaries.....	108
Tableau 1.6 – Rythmes de construction des Iles Canaries.....	112
Tableau 2.1 - Les dépôts de tsunamis de Gran Canaria et Hawaï.....	126
Tableau 2.2 – Exemples de tsunamis d'origine volcanique.....	128
Tableau 2.3 – Caractéristiques des déstabilisations massives des Iles Canaries.....	138
Tableau 2.4 – Taux de sédimentation hémipélagique.....	141
Tableau 2.5 – Caractéristiques générales des cicatrices de glissements massifs.....	153
Tableau 2.6 – Bilan des vitesses d'érosion de la Caldera de Taburiente (La Palma).....	179
Tableau 2.7 – Caractéristiques des brèches post-glissement Garajonay (La Gomera).....	194
Tableau 2.8 – Les dimensions des calderas des volcans boucliers océaniques.....	218
Tableau 3.1 – Coefficients de corrélation entre les caractéristiques des barrancos.....	238
Tableau 3.2 – Caractéristiques des brèches des premiers barrancos de La Gomera.....	252
Tableau 3.3 – Caractéristiques des grandes formes d'érosion des reliefs volcaniques.....	266
Tableau 3.4 – Localisation des échantillons retenus pour les traces de fission.....	294
Tableau 3.5 – Traces de fission dans les apatites de Fuerteventura et La Palma.....	294
Tableau 3.6 – Estimations des vitesses d'élargissement des plateformes insulaires.....	314

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

Photo 1.1 – Le cône et les coulées de l'éruption du Teneguia en 1971 (La Palma).....	60
Photo 1.2 – Surfaces de coulées pahoehoe du sud d'El Hierro (Tacoron).....	60
Photo 1.3 – Surfaces de coulées pahoehoe du sud d'El Hierro (La Restinga).....	60
Photo 1.4 – Le volcan bouclier de Taburiente (La Palmz), depuis la Cumbre Vieja.....	64
Photo 1.5 – Les versants ouest du Massif de la Enchereda (La Gomera).....	64
Photo 1.6 – Dyke déchaussé du Barranco de La Laja (est de La Gomera).....	66
Photo 1.7 – Les falaises de Los Gigantes (ouest de Tenerife).....	66
Photo 1.8 – Vue panoramique de la Caldera de Las Cañadas (Tenerife).....	68
Photo 1.9 – Tenerife, vue de profil depuis la bateau pour La Gomera.....	68
Photo 1.10 – Dykes déchaussés au pied des parois sud de la Caldera de Las Cañadas.....	68
Photo 1.11 – Le cratère du Pico Viejo (Tenerife).....	70
Photo 1.12 – Les reliefs résiduels du stratovolcan de Roque Nublo (Gran Canaria).....	70
Photo 1.13 – Relief de cuchillo au sud de La Oliva (nord de Fuerteventura).....	72
Photo 1.14 – Montaña Tindaya (nord de Fuerteventura).....	72
Photo 1.15 – Relief de collines au sud de Pajara (ouest de Fuerteventura).....	74
Photo 1.16 – Montaña Cinta, relief résiduel du volcan bouclier d'Ajaches (Lanzarote).....	74
Photo 1.17 – Le désert côtier d'El Jable (nord-est de Fuerteventura).....	76
Photo 1.18 – Alignement de cônes stromboliens du nord de Fuerteventura.....	76
Photo 1.19 – Panorama des coulées et cônes de l'éruption de 1730-36 à Lanzarote.....	78
Photo 1.20 – Pillow-lavas soulevés de la Caldera de Taburiente (La Palma).....	80
Photo 1.21 – Le Roque Imoque, relief résiduel du volcan bouclier primitif de Tenerife.....	88
Photo 1.22 – Crête d'El Cabrito (sud de La Gomera).....	92
Photo 1.23 – Le dôme-coulée de la Fortaleza de Chipude (sud-ouest de La Gomera).....	106
Photo 1.24 – Le dôme péleén du Roque de Ojila (centre de La Gomera).....	106
Photo 1.25 – Le cumulo-dôme de la Punta de Los Organos (La Gomera).....	106
Photo 1.26 – L'édifice trachytique intercalé de la Punta del Becerro.....	106
Photo 1.27 – Le Roque Berrugo (sud de La Gomera).....	107
Photo 2.1 – Panorama du débouché du Barranco d'Agate (côte ouest de Gran Canaria).....	121
Photo 2.2 – Dépôts de tsunami (alt. 80 m) sur les alluvions pléistocènes.....	121
Photo 2.3 – Dépôts de tsunami (alt. 85 m) sur les matériaux volcaniques miocènes.....	121
Photo 2.4 – Figures de pénétration du dépôt de tsunami d'Agate.....	121
Photo 2.5 – Détail sur un dépôt de tsunami d'Agate.....	121
Photo 2.6 – Les flancs ouest du cuchillo de la Montaña del Campo (Fuerteventura).....	142
Photo 2.7 – Dépôts d'avalanche de débris des flancs nord de Montaña del Campo.....	144
Photo 2.8 – Dépôts d'avalanche de débris de Montaña del Campo. Chenal interne.....	144
Photo 2.9 – Dépôts d'avalanche de débris de Montaña del Campo. Figures de cisaillement....	144

Photo 2.10 – Coupe dans les dépôts d'avalanche de débris de Vallehermoso.....	148
Photo 2.11 – Glissement sectoriel sur la côte nord de La Gomera.....	150
Photo 2.12 – Les faces d'arrachement du glissement sectoriel de la Orotava (Tenerife).....	150
Photo 2.13 – La surface du glissement d'El Julan (El Hierro).....	152
Photo 2.14 – El Golfo (El Hierro).....	154
Photo 2.15 – Faces nord-est de la dépression côtière d'El Golfo (El Hierro).....	154
Photo 2.16 – L'arc côtier de Taganana, façade nord de l'Anaga (Tenerife).....	156
Photo 2.17 – Le volcan bouclier de Jandia (Fuerteventura).....	158
Photo 2.18 – Le massif de dunes pléistocènes de la Pared (Fuerteventura).....	158
Photo 2.19 – La Caldera de Taburiente (La Palma).....	176
Photo 2.20 – Butte résiduelle des formations Los Roques au fond de la Caldera.....	176
Photo 2.21 – Secteur nord-est de la Caldera de Taburiente.....	176
Photo 2.22 – Secteur amont du Barranco de Las Angustias (La Palma).....	178
Photo 2.23 – Secteur central du Barranco de Las Angustias (La Palma).....	178
Photo 2.24 – Les dépôts de l'effondrement du Risco de La Pared (Caldera de Taburiente).....	180
Photo 2.25 – Les carrières de Las Piedras (El Paso, La Palma).....	180
Photo 2.26 – Le dispositif de terrasses emboîtées du Barranco de las Angustias.....	182
Photo 2.27 – Le Barranco d'Hermigua (côte nord de La Gomera).....	190
Photo 2.28 – Entre Taguluche et Arure (côte ouest de La Gomera).....	190
Photo 2.29 – Les parois est du Barranco de Valle Gran rey (La Gomera).....	200
Photo 2.30 – Discordance entre Alojera et Taguluche (côte ouest de La Gomera).....	202
Photo 2.31 – Coupe dans les dépôts pyroclastiques de la surface de glissement Garajonay....	202
Photo 2.32 – La côte ouest de La Gomera au niveau d'Alojera.....	205
Photo 2.33 – Les ignimbrites du rebord sud de la Caldera de Las Cañadas (Tenerife).....	210
Photo 2.34 – Barranco à l'extrême sud de Tenerife (El Medano).....	210
Photo 2.35 – Expérience de modélisation des glissements des flancs nord de Tenerife.....	212
Photo 2.36 – Détail de la photo précédente.....	212
Photo 2.37 – La moitié est de la Caldera de Las Cañadas (Tenerife).....	212
Photo 2.38 – La partie est de Tenerife depuis le Pico del Teide.....	216
Photo 2.39 – Le même dispositif que la photo précédente, vu depuis la Esperanza.....	216
Photo 2.40 – la cicatrice de l'effondrement de Cuevas Blancas (côte nord de La Gomera).....	232
Photo 2.41 – Glissements de terrain dans le Barranco de Valsequillo (Gran Canaria).....	232
Photo 3.1 – Coupe de Tagamiche (La Gomera).....	256
Photo 3.2 – Le dispositif structural du Barranco le Benchijigua (La Gomera).....	260
Photo 3.3 – Le Barranco de Masca (sud Teno, Tenerife).....	270
Photo 3.4 – Les gorges de Takamaka (flancs est de la Fournaise, La Réunion).....	274
Photo 3.5 – La Rivière des Remparts (flancs sud de la Fournaise, La Réunion).....	274
Photo 3.6 – Le Cirque de Mafate (La Réunion), depuis le col du Taïbit.....	275
Photo 3.7 – Cicatrice de glissement au fond du Cirque de Salazie (La Réunion).....	275

Photo 3.8 – Gabbro des environs de Toto, vu en lame mince (Fuerteventura).....	284
Photo 3.9 – Microgabbro de Vega Rio de Palmas, vu en lame mince (Fuerteventura).....	284
Photo 3.10 – Gabbro de la Caldera de Taburiente, vu en lame mince (La Palma).....	284
Photo 3.11 – Gabbro troctolitique de Betancuria, vu en lame mince (Fuerteventura).....	284
Photo 3.12 – Le complexe annulaire de Vega Rio de Palmas (Fuerteventura).....	286
Photo 3.13 – Altération en boules dans les syénites de Vega Rio de Palmas.....	286
Photo 3.14 – La "cluse" du Barranco de las Peñitas (Fuerteventura).....	286
Photo 3.15 – Cristal hexagonal d'apatite (cliché Yanni Gunnell).....	292
Photo 3.16 – Entre la Montaña Hendida et la Montaña Tirba (Fuerteventura).....	300
Photo 3.17 – Le cuchillo d'El Cardon (Fuerteventura).....	300
Photo 3.18 – Les coulées du volcan de Betancuria (Fuerteventura).....	304
Photo 3.19 – Les coulées du volcan de betancuria (cliché J.M. Fuster).....	304
Photo 3.20 – L'escarpement en arc de Tefia (Fuerteventura).....	308
Photo 3.21 – La plateforme marine soulevée de la côte ouest de Fuerteventura. Aljibe de la Cueva.....	318
Photo 3.22 – La plateforme marine soulevée de la côte ouest de Fuerteventura. Los Molinos.....	318
Photo 3.23 – La plateforme marine soulevée de la côte ouest de Fuerteventura. Punta de los Caletones.....	318
Photo 3.24 – La plateforme marine soulevée de la côte ouest de Fuerteventura. Barranco de la Peña.....	318
Photo 3.25 – La plateforme marine soulevée de la côte ouest de Fuerteventura. Ajui.....	318
Photo 3.26 – Les falaises d'El Rincon, à l'ouest de Las Palmas (Gran Canaria).....	324
Photo 3.27 – Les pillow-lavas du Barranco de Tamaraceite (Gran Canaria).....	324
Photo 3.28 – Coupe dans les formations détritiques de Las Palmas, Barranco Seco.....	324
Photo 3.29 – La Caldera de Tejeda (Gran Canaria).....	328
Photo 3.30 – Coulées post-Roque Nublo du Barranco de Tenoya (Gran Canaria).....	328
Photo 3.31 – Le relief de planèzes et les barrancos du sud-ouest de Gran Canaria.....	334
Photo 3.32 – Le débouché du Barranco de Chinguarime (La Gomera, cliché J.C. Carracedo)..	336
Photo 3.33 – La coulée intra-vallée de Playa de Machal (côte est de La Gomera).....	366

NB : A l'exception des photos 3.15, 3.19 et 3.32, toutes les photographies sont de l'auteur.

Annexe 1 : Calendrier des missions de terrain aux Iles Canaries

Avril 1999 : quatre semaines à Tenerife et Fuerteventura. Mission de familiarisation avec le terrain et de prospection à Tenerife et Fuerteventura. La partie ouest de Fuerteventura, où affleure le massif hypovolcanique, est d'emblée retenue comme secteur d'étude. Les édifices anciens de Tenerife, et surtout le Teno, attirent particulièrement notre attention.

Août 1999 : deux semaines à La Palma. Prospection de l'île et choix d'un second site privilégié, la Caldera de Taburiente. Echantillonnage de sédiments dans le Barranco de Las Angustias, seul débouché de la dépression.

Février 2000 : quatre semaines.

1. Poursuite des travaux sur La Palma (récolte d'échantillons, levé de coupes et transects).
2. Début des investigations sur La Gomera (structure générale de l'île, échantillonnage de roches intrusives et de brèches dont l'origine reste à déterminer).
3. F.J. Pérez-Torrado, Professeur à l'Université de Las Palmas (Gran Canaria) accepte de co-diriger la thèse et nous présente son terrain d'étude actuel (côte nord de Gran Canaria). J.C. Carracedo, chercheur à la Station Volcanologique des Canaries (CSIC Tenerife), propose sa collaboration car notre travail entre dans le cadre de ses thématiques de recherche.

Octobre 2000 : trois semaines à Fuerteventura et Gran Canaria.

1. Etude de dépôts d'avalanche de débris miocènes (répartition, faciès) au centre de Fuerteventura.
2. Etude de la répartition des différentes formations volcaniques datées à Fuerteventura, en vue de reconstituer des paléotopographies.
3. Echantillonnage de roches intrusives de la côte ouest de Fuerteventura, en vue d'une analyse pétrographique et de thermochronologie par les traces des fissions dans les apatites.
4. Première approche des dépôts de tsunami d'Agaete (côte ouest de Gran Canaria).

Mars 2001 : trois semaines à Gran Canaria et La Gomera.

1. Etude sédimentologique des dépôts de tsunami d'Agaete, en collaboration avec F.J. Pérez-Torrado, J.L. Schneider (Université de Bordeaux) et P. Wassmer (Université de Strasbourg).
2. Etude stratigraphique et structurale de La Gomera, avec F.J. Pérez-Torrado et J.C. Carracedo.

Août 2001 : deux semaines à La Gomera.

1. Echantillonnage et étude *in situ* des brèches polygéniques, afin de préciser leur origine, leur mode de mise en place et leur rôle dans l'évolution géomorphologique du nord et de l'ouest de l'île.
2. Recherche de discontinuités dans les barrancos du sud de l'île.
3. Etude sédimentologique des dépôts d'avalanche de débris de Vallehermoso (nord).

Décembre 2001 : deux semaines à La Gomera et Tenerife.

1. Sections paléomagnétiques et échantillonnage K-Ar à La Gomera.
2. Sections paléomagnétiques et échantillonnage K-Ar à Tenerife (Roque del Conde).

Juin 2002 : une semaine à Gran Canaria.

1. Découverte du quatrième affleurement de tsunami près d'Agaete (Barranquillo de la Caleta).
2. Granulométrie des échantillons de dépôts de tsunamis au laboratoire de Las Palmas.

Octobre 2002 : dix jours à Gran Canaria.

1. Discussions sur le terrain avec les deux directeurs de thèse, Ch. Le Cœur et F.J. Pérez-Torrado.
2. Mesures complémentaires sur les dépôts de tsunami d'Agaete.
3. Formalités administratives à l'Université de Las Palmas, dans le cadre de la cotutelle.

ERRATUM

Suite aux dernières relectures et aux suggestions du jury, nous mentionnons ci-dessous quelques erreurs et remarques complémentaires, ainsi qu'un tableau des mesures du paléomagnétisme rémanent pour les échantillons de La Gomera (annexe 3).

Page 8, figure 1 : La source de certains panaches mantelliques est désormais fixée bien au-delà des 700 km de profondeur, voire vers 2900 km (cf. texte page 29).

Page 15 : L'appartenance du Sahara Occidental au Maroc est évidemment discutable...

Page 15 : Le tableau 1, non cité, fait référence au troisième paragraphe.

Page 17 : Les deux provinces autonomes sont celles de Las Palmas pour Gran Canaria, Fuerteventura et Lanzarote, et de Santa Cruz pour Tenerife, La Gomera, La Palma et El Hierro (même remarque pour la page 323).

Page 22 : Il faut également mentionner, parmi les travaux antérieurs, ceux des géographes des universités de Las Palmas (Gran Canaria) et de La Laguna (Tenerife), qui s'attachent à décrire et organiser les formes de relief volcanique, se plaçant dans la lignée de la géomorphologie structurale classique. Nous citerions notamment les travaux de C. Romero Ruiz, F. Quirantes, E. Martínez de Pisón, M.E. Arozena, C. Criado, A. Hansen, principalement publiés dans la *Revista de Geografía Canaria* ou par les éditions Aula Cultura, Santa Cruz.

Page 31 : Il n'y a pas de basaltes tholéitiques à La Réunion. Les volcanismes en partie tholéitiques de Hawaï et des Kerguelen sont des exceptions parmi les îles de point chaud.

Page 31 : Les équivalents plutoniques des syénites de Fuerteventura sont des trachytes, et non des phonolites.

Page 79 : Le volcanisme post-Roque Nublo de Gran Canaria regroupe au total 110 centres éruptifs reconnus.

Page 104, figure 1.26 : La figure 1.26 présente des diagrammes TAS définis par Le Maître *et al.* (1989), et non des diagrammes de Harker.

Page 108, tableau 1.5 : Les rythmes de construction du tableau 1.5 sont donnés avec des marges d'erreur de 5 à 10 %, suivant les secteurs considérés et suivant la précision des datations K-Ar (même remarque pour le tableau 1.6, page 112).

Page 183 : La figure 2.28, non citée, fait référence au second paragraphe.

Page 215 : A Gran Canaria, les affleurements d'"azulejos" dus à l'altération hydrothermale sont localisés en bordure de la Caldera de Tejeda, plutôt qu'en périphérie du réseau intrusif en *cone-sheet*.

Page 254, figure 3.9 : Les histogrammes de répartition granulométrique des coulées de débris miocènes de La Gomera montrent qu'il s'agit essentiellement de faciès proximaux, canalisés dans des paléo-barrancos encaissés, d'où l'absence de faciès distaux moins grossiers et mieux triés.

Page 327 : L'article de J.L. Schneider *et al.* (1997), cité page 327, traite de la corrélation entre la sédimentation du talus volcanoclastique et les principales phases volcaniques du nord de Gran Canaria. Ayant travaillé en collaboration avec J.L. Schneider, nous y ajoutons des remarques personnelles sur l'évolution morphologique et sur les rythmes d'érosion estimés précédemment.

RITMOS DE CONSTRUCCIÓN Y DESTRUCCIÓN EN ISLAS VOLCÁNICAS ASOCIADAS A PUNTOS CALIENTES: LAS ISLAS CANARIAS (ESPAÑA)

Resumen en español

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN

1. DINÁMICA INTERNA Y RITMOS DE CONSTRUCCIÓN DEL VOLCANISMO

- 1.1. Interacciones entre puntos calientes del manto y la litosfera
- 1.2. Evolución volcánica y morfológica de islas volcánicas asociadas a puntos calientes
- 1.3. Estadios evolutivos y ritmos de construcción

2. RITMOS DE DESTRUCCIÓN INSTANTÁNEOS Y SUS CONSECUENCIAS

- 2.1. Consecuencias directas de las destrucciones instantáneas en islas volcánicas y volúmenes implicados
- 2.2. Evolución morfológica y volcánica de las cicatrices de desestabilización
- 2.3. Parámetros de inestabilidad en islas volcánicas asociadas a puntos calientes

3. RITMOS DE DESTRUCCIÓN A LARGO PLAZO

- 3.1. Ritmos de erosión y evolución morfológica de los barrancos
- 3.2. Denudación de estructuras subvolcánicas en Fuerteventura
- 3.3. Transferencias de sedimentos y variaciones en la vertical del nivel de base de los barrancos

CONCLUSIONES

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se enmarca dentro del campo de la Geomorfología estructural, presentando un estudio de la evolución espacio-temporal de los relieves según sus ritmos de construcción y destrucción. Para ello, se escogieron los relieves volcánicos y más concretamente, **los relieves de islas volcánicas asociadas a puntos calientes**.

El término “punto caliente” (*hot spot*) se refiere a zonas del manto donde columnas o penachos de material mantélico caliente y profundo provocan una fusión parcial en la base de la litosfera (ver figura 1). Las alineaciones de montes submarinos e islas volcánicas existentes en el Océano Pacífico (Polinesia, Hawai), Océano Índico (Reunión, Maldivas) y Océano Atlántico (Canarias, Cabo Verde, Madeira), representan los mejores testimonios de los recorridos de las placas litosféricas sobre puntos calientes mantélicos. Desde los fondos oceánicos, estos montes submarinos e islas volcánicas se alzan como verdaderas cadenas de montañas donde la parte activa culmina a varios kilómetros de altura. Desde los primeros momentos del establecimiento de la teoría de la Tectónica de Placas, estos archipiélagos volcánicos han sido considerados como marcadores cinemáticos de los movimientos de las placas litosféricas (Wilson, 1963; Mc Dougall, 1971).

Las alineaciones de islas volcánicas ligadas a la actividad de puntos calientes del manto, representan un terreno ideal para estudiar la evolución global de una isla oceánica que, a grandes rasgos, sigue la siguiente secuencia:

- 1. Construcción de un volcán submarino.**
- 2. Emersión de una isla volcánica: comienzo de la confrontación entre la construcción volcánica y la erosión de los relieves recién formados.**
- 3. Construcción de edificio volcánico subaéreo en escudo (*shield volcano*): el volcanismo impone la renovación regular del paisaje.**
- 4. En caso de inactividad prolongada o definitiva del volcanismo, la erosión es la única encargada de moldear el relieve. La reactivación posterior del volcanismo, si tiene lugar, fosilizará las formas de erosión previas.**
- 5. Inmersión de la isla. Dependiendo de la velocidad de hundimiento y del contexto climático, puede formarse temporalmente un atolón.**

Las alineaciones insulares de la Sociedad (Polinesia Francesa) y de Hawai, donde las edades de las respectivas islas concuerdan con una velocidad de desplazamiento de unos 11 cm/año para la Placa Pacífica (Duncan & Mc Dougall, 1976; Brousse & Léotot, 1988), son tomadas como modelos de islas volcánicas asociadas a puntos calientes. Sin embargo, estos ejemplos representan más una excepción que la regla. Otros archipiélagos volcánicos de puntos calientes, tanto en el Pacífico como en otros océanos, no presentan una secuencia evolutiva tan sencilla como la anteriormente descrita. Ello se traduce en una interacción más compleja entre la dinámica litosférica y la dinámica mantélica, así como ciertas particularidades regionales, entre las que cabe citar (Epp, 1984):

- la geometría interna, las variaciones en la producción de magma, la longevidad y el grado de inmovilidad de los penachos mantélicos, son parámetros aún muy poco conocidos;
- la velocidad y dirección del movimiento de las placas litosféricas;
- el contexto tectónico regional (fracturación de la corteza oceánica);
- la proximidad a los límites de las placas y a los márgenes continentales pasivos.

Estos parámetros influyen directamente en la distribución espacio-temporal y naturaleza del volcanismo, e indirectamente en la evolución morfológica de las islas en función de sus edades (ver figuras 3 a la 6).

El presente trabajo aborda esta problemática desde el punto de vista de los **ritmos de construcción y destrucción de edificios volcánicos** a largo plazo (millones de años). Los fenómenos de construcción y destrucción de islas volcánicas asociadas a puntos calientes son en parte contemporáneos e inseparables, sus relaciones no se limitan a una simple confrontación. A lo largo del tiempo, actúan a velocidades muy diferentes, es decir, según determinados ritmos:

- ritmos de acumulación de los materiales volcánicos en m/ka (por sectores) o en km^3/ka (para todo un macizo volcánico);
- volúmenes eliminados instantáneamente en fenómenos de desestabilización masivos (km^3);
- ritmos de erosión de los barrancos (velocidad de incisión lineal en m/ka, velocidad de retroceso de laderas en m/ka);
- ritmos de denudación a largo plazo (velocidad de aplanamiento de superficies en m/ka, destrucción global de un edificio volcánico en km^3/Ma);
- ritmos de sedimentación desde la isla hacia los fondos submarinos (m/ka).

Las Islas Canarias (España), situado enfrente de las costas del Sahara Occidental, son las escogidas para la realización del presente trabajo (ver figura 4). Este archipiélago presenta una evolución orientada Este → Oeste ligada a la actividad de un punto caliente, a pesar de un contexto geodinámico particular que será presentado en el siguiente capítulo.

1. DINÁMICA INTERNA Y RITMOS DE CONSTRUCCIÓN DEL VOLCANISMO

1.1. Interacciones entre puntos calientes del manto y la litosfera

La propia existencia de un punto caliente como origen de las Islas Canarias ha sido objeto de amplio debate que aún continúa. No obstante, las otras hipótesis alternativas propuestas, fractura propagante a partir de la tectónica del Atlas (Anguita & Hernán, 1975) o bloques diferencialmente elevados a favor de fallas en la corteza oceánica (Araña & Ortiz, 1991), pueden ser descartadas. Las interacciones entre un punto caliente mantélico y la litosfera existente bajo las Canarias, vieja, gruesa (cerca del margen continental pasivo del oeste africano) y con un desplazamiento muy lento (Placa Africana), repercuten notablemente en la distribución espacio-temporal de su volcanismo (ver figura 1.4; Carracedo *et al.*, 1998), perturbando la secuencia clásica de evolución ya citada en la introducción:

- permitiendo por más tiempo que el ascenso magmático aproveche la fracturación preexistente de la litosfera, particularmente en las zonas de rift;
- prolongando el tiempo de interacción entre la subsidencia mecánica y el paso del volcanismo de una isla a otra, generando un desdoblamiento en línea doble en la vertical del punto caliente (La palma y El Hierro; ver figura 1.9);
- bloqueando los procesos de subsidencia térmica, lo que retrasa la inmersión de las islas situadas ya a centenares de kilómetros del punto caliente;
- acentuando la importancia y duración de las fases de rejuvenecimiento volcánico (aún activas en las islas más orientales de Lanzarote y Fuerteventura), lo que provoca una compleja ciclicidad del volcanismo y, por consiguiente, una amplia variedad de sus mecanismos, productos y formas. De esta forma, el Archipiélago Canario presenta uno de los volcanismos con mayor grado de variabilidad en el mundo.

1.2. Evolución volcánica y morfológica de islas volcánicas asociadas a puntos calientes

Como se citó en la introducción, los modelos de evolución de islas volcánicas ligadas a la actividad de puntos calientes están basados en las islas hawaianas (Stearns, 1946; Peterson & Moore, 1987). Nuevas dataciones K-Ar realizadas en colaboración con los doctores J.C. Carracedo¹ y H. Guillo², confirman la progresión del volcanismo en las Islas Canarias de Este a Oeste (ver tabla 1.1, figura 1.7). Esta evolución influye sustancialmente en los paisajes (ver figura 1.16). De este modo, la aplicación del modelo hawaiano (ver figura 1.15) a las Islas Canarias (ver figura 1.17) no es utópica y, por el contrario, confirma las diferencias enumeradas en el apartado anterior.

¹ Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, La Laguna, Tenerife (España).

² Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS, Gif-sur-Yvette (Francia).

1.3. Estadios evolutivos y ritmos de construcción

En el presente trabajo se han efectuado más de un centenar de medidas **paleomagnéticas** en campo en las islas de Tenerife y La Gomera, utilizando un magnetómetro portátil tipo Flux-Gate. De éstas, 82 fueron posteriormente verificadas en el laboratorio y 44 fueron seleccionadas para la realización de dataciones por el método K-Ar. Los dos métodos son complementarios y permiten la comparación (y validación) de las **dataciones K-Ar** obtenidas con la escala magnetoestratigráfica de inversiones del campo magnético terrestre. La duración y naturaleza de las primeras fases de construcción de Tenerife y La Gomera, entonces en la vertical del punto caliente, son comparables a las observadas en la actualidad en El Hierro y La Palma (Guillou *et al.*, 1996, 1998 y 2001).

La figura 1.25 agrupa todas las dataciones radiométricas publicadas para las Islas Canarias, aunque algunas de ellas, publicadas con anterioridad a 1990 y juzgadas como poco fiables, han sido eliminadas. Los mayores **hiatos** en la evolución de Gran Canaria, Tenerife y La Gomera (algo más difusos en Lanzarote y Fuerteventura), indican la lejanía de estas islas a la fuente mantélica. Por otro lado, no existe una parada definitiva en la actividad volcánica. Los periodos de inactividad preceden y/o suceden a fases de **diferenciación magmática**. Dejando a un lado la formación de calderas de colapso (Caldera de Tejeda, Gran Canaria), las mayores fases de diferenciación magmática suceden al estadio de volcanismo en escudo, con la formación de edificios de tipo estratovolcán (Las Cañadas y Teide-Pico Viejo en Tenerife, Roque Nublo en Gran Canaria, Vallehermoso en La Gomera). No obstante, durante el estadio de volcanismo en escudo pueden darse también pequeñas fases de diferenciación magmática, fundamentalmente en sus estadios evolutivos más tardíos (ver figura 1.26).

Por tanto, el ejemplo de las Islas Canarias, a diferencia de las Islas Hawai, muestra que las fases de diferenciación magmática son tanto más importantes y prolongadas cuando el alejamiento de la placa litosférica al punto caliente se hace de forma muy lenta.

Como conclusión de este primer capítulo, se propone un **modelo de construcción** para las Islas Canarias según los métodos de estimación de ritmos de construcción (ver figura 1.27 y tablas 1.5: ritmos de acumulación de material volcánico en m/ka; 1.6: ritmos de construcción en km³/ka).

Las diferencias en los ritmos de construcción entre las Islas Canarias (<5 m/ka y <2,5 km³/ka) y Hawai (>3 m/ka y >10 km³/ka) reflejan, sin duda, diferencias en la actividad (envergadura) de sus respectivos puntos calientes. Sin embargo, el desplazamiento muy lento de la Placa Africana y la perseverancia del volcanismo a lo largo del tiempo, han permitido en el Archipiélago Canario la formación de relieves volumétricamente comparables a los hawaianos.

2. RITMOS DE DESTRUCCIÓN INSTANTÁNEOS Y SUS CONSECUENCIAS

2.1. Consecuencias directas de las destrucciones instantáneas en islas volcánicas y volúmenes implicados

La destrucción de una isla volcánica comienza en el mismo momento de su emersión. Los modos de destrucción masiva e instantánea (deslizamientos laterales, colapsos verticales) implican la removilización de grandes volúmenes de materiales (decenas de km^3) y la ruptura en la delicada estabilidad del edificio volcánico que se está construyendo. Los complejos depósitos detríticos alrededor de las islas volcánicas ponen de manifiesto la recurrencia de fenómenos de deslizamientos gigantes de sus flancos. En las Islas Canarias, estos **depósitos detríticos submarinos** representan un volumen total entre 7000 y 7500 km^3 , repartidos por una superficie de más de 40000 km^2 (ver figura 2.8; tablas 2.3, 2.4 y 2.5). Una decena de estos depósitos de deslizamientos gigantes pueden ser correlacionados con sus respectivas cicatrices en las islas, mientras que el resto han quedado fosilizados por el volcanismo posterior. Sin embargo, parece evidente que este fenómeno ha afectado a todas las islas. Los depósitos mejor estudiados son los localizados alrededor de las islas de El Hierro, La Palma (Urgeles *et al.*, 1997, 1999) y Tenerife (Watts & Masson, 1995). Sin embargo, los más voluminosos (3500 km^3) localizados en los flancos submarinos del Oeste de Fuerteventura, apenas se conocen (ver figura 2.11).

Las avalanchas volcánicas subaéreas, generan volúmenes significativamente menos importantes que las submarinas. Normalmente se asocian a la inestabilidad existente en las zonas sumitales de los estratovolcanes (ver figura 2.15).

La correlación entre los volúmenes evacuados en las avalanchas y los volúmenes depositados en los fondos submarinos solo puede hacerse si se tienen en cuenta una serie de procesos intermedios (ver figura 2.22). Así, el principal margen de error viene dado por la incorporación a los depósitos de avalanchas de materiales incorporados durante su transporte (fundamentalmente, sedimentos localizados en los flancos sumergidos de las islas). En general, se puede estimar un margen de error total de unos 5 km^3 para avalanchas de unos 30 km^3 de volumen.

En este trabajo se han presentado los primeros **depósitos de tsunamis** reconocidos en las Islas Canarias (ver figura 2.2). Se localizan en la costa Oeste de Gran Canaria, a lo largo del Valle de Agaete, y son el testimonio de los efectos instantáneos de un deslizamiento lateral en la costa oriental de Tenerife (deslizamiento de Güimar \approx 700 ka).

2.2. Evolución morfológica y volcánica de las cicatrices de desestabilización

Las desestabilizaciones masivas e instantáneas tienen también otras consecuencias a medio y largo plazo. Durante las primeras decenas de miles de años

después de un deslizamiento lateral, los ritmos de erosión se aceleran debido al desequilibrio isotático provocado por ese deslizamiento. La diferente evolución morfológica y volcánica que sucede en las áreas próximas a las cicatrices, ilustrada en este trabajo con los ejemplos de Cumbre Nueva en La Palma y Garajonay en La Gomera, son el resultado de la distribución espacio-temporal, de la importancia y de la naturaleza del subsiguiente **volcanismo de “relleno”** de esas áreas deprimidas.

- Se propone un balance cuantitativo de los volúmenes involucrados desde el deslizamiento lateral de **Cumbre Nueva** (La Palma, 560 ka: Carracedo *et al.*, 1999) hasta la evolución de la cicatriz en un gigantesco anfiteatro de erosión, La Caldera de Taburiente (ver figuras 2.23 y 2.29). La reactivación inmediata del volcanismo (volcán Bejenado) ha favorecido la erosión remontante a favor de los planos de deslizamiento. La morfología y dimensiones excepcionales de la depresión están ligadas a la elevación de los materiales que conforman el edificio submarino de la isla, así como a la influencia de estructuras profundas.
- En **Garajonay** (norte de La Gomera), el deslizamiento lateral afectando a un estratovolcán (Serie traqui-fonolítica de Vallehermoso: 8-7 Ma) generó una cicatriz posteriormente fosilizada por lavas basálticas en disposición casi horizontal (5,4-5 Ma) (ver figuras 2.30 y 2.31). La reconstrucción de la evolución morfológica de la cicatriz y de la distribución espacio-temporal de la reactivación volcánica (ver figura 2.34), ponen de manifiesto las repercusiones morfogenéticas acontecidas en el paso de un volcanismo diferenciado ligado a un estratovolcán al volcanismo basáltico fisural (ver tabla 2.7: estudio sedimentológico de brechas de la superficie de deslizamiento). El relleno posterior por las lavas basálticas desencadena tanto una erosión preferencial en las caras del deslizamiento como una erosión diferencial con relación al encajante. La parte sur del Macizo de Teno (ladera noroeste de Tenerife) presenta una disposición estructural comparable (figura 2.35).

2.3. Parámetros de inestabilidad en islas volcánicas asociadas a puntos calientes

La conjunción de numerosos parámetros en los procesos de desestabilización instantáneos descritos en este Capítulo 2, hace que resulte muy difícil la distinción del papel que juega cada uno. Ahora bien, los parámetros endógenos (ascenso magmático y funcionamiento de reservorios, sismicidad, acumulación rápida y muy localizada de depósitos volcánicos, superficies de discontinuidad estructural como áreas de acumulación preferencial de aguas subterráneas) son los verdaderos motores de la desestabilización masiva de las islas volcánicas asociadas a puntos calientes. Los factores exógenos (variaciones eustáticas y climáticas) no resultan determinantes y su influencia es algo ambigua.

La gran mayoría de las desestabilizaciones masivas ocurren durante el estadio de volcanismo en escudo, caracterizado por un mayor ritmo en la construcción volcánica. Su carácter instantáneo no debe enmascarar el hecho de que estos procesos se inscriben en un marco más amplio de continuos re-equilibrios entre los ritmos de construcción y destrucción a largo plazo.

3. RITMOS DE DESTRUCCIÓN A LARGO PLAZO

3.1. Ritmos de erosión y evolución morfológica de los barrancos

Las formas erosivas subaéreas más evidentes son los barrancos. Son lugares de tránsito obligatorio para los materiales que fruto de la erosión de los edificios volcánicos van a ser depositados en los flancos submarinos de las islas volcánicas. En el presente trabajo se ha realizado una aproximación cuantitativa que permite obtener las siguientes conclusiones:

- Los ritmos de incisión lineal (ahondamiento de los cauces) y de ensanche de los barrancos decrecen, respectivamente, de 0,9 a menos de 0,1 m/ka y de 3 a menos de 0,5 m/ka en función de la edad de los barrancos (figuras 3.2 y 3.3).
- Existe una relación de equilibrio entre la longitud y la profundidad de los barrancos, incluso si la incisión progresa más rápidamente que el retroceso de la cabecera en las primeras fases de evolución de los barrancos (ver figura 3.1). Pero finalmente, el ensanche de los barrancos gana a la incisión lineal (ahondamiento), debido tanto a la destrucción de interfluvios (capturas), como a la colmatación de sus lechos por depósitos volcánicos generados en las fases de rejuvenecimiento.
- Estos ritmos de erosión se adaptan, con un cierto desajuste, a los ritmos de construcción presentados en la figura 1.27 (ver figuras 3.4 y 3.5). La erosión no se limita a los periodos de inactividad volcánica, al contrario, su ritmo aumenta en los periodos de acumulación rápida de materiales volcánicos.

En los barrancos generados en el estadio de volcanismo en escudo, las **inversiones del relieve** (ver figuras 3.11 y 3.13) suponen uno de los procesos más importantes en la relación entre la construcción y destrucción de los paisajes volcánicos.

Algunos de los mayores barrancos de La Palma, La Gomera, Tenerife y Gran Canaria, evolucionan hacia la formación de **anfiteatros** en sus cabeceras, cuyas dimensiones no sobrepasan los 5 km de ancho y los 800 m de profundidad, salvo en el caso de la Caldera de Taburiente (La Palma). El origen de valles en anfiteatros está comúnmente asociado a la actividad erosiva en climas tropicales húmedos (Hinds, 1925; Karátson *et al.*, 1999). En las Islas Canarias, con un contexto climático semiárido, la formación de estos barrancos en anfiteatro obedece a parámetros estructurales (discordancias, fallas, zonas de rift y otras estructuras profundas conduciendo la distribución de las aguas subterráneas) y litológicos (diferentes valores de resistencia y permeabilidad entre las sucesivas series volcánicas sobrepuestas). Las desestabilizaciones masivas juegan también un papel decisivo en la formación de los mayores anfiteatros de erosión. En el presente trabajo se propone una clasificación de estos anfiteatros atendiendo a los parámetros citados (ver figura 3.15). La distinción entre las calderas de erosión y los anfiteatros de erosión reside en el origen de la depresión inicial: volcano-estructural para las primeras y erosivo para los segundos. La convergencia de formas entre ambas puede llevar a equívocos.

3.2. Denudación de estructuras subvolcánicas en Fuerteventura

La destrucción a largo plazo de los edificios volcánicos en escudo, conduce a la exhumación de sus estructuras subvolcánicas, constituidas esencialmente por cuerpos intrusivos (mallas de diques, complejos anulares). El macizo subvolcánico que aflora a lo largo de unos 300 km² en el Oeste de Fuerteventura, representa una “vitrina” de la evolución profunda del antiguo volcán en escudo de Los Cuchillos, desde sus fases submarinas hasta las intrusivas más tardías. El afloramiento de su **complejo anular** implica la desaparición de una porción de relieve de 1 a 2 km de altura.

Para cuantificar el ritmo al que se efectuó esta destrucción, se utilizaron coladas de lavas datadas y se intentó, por primera vez en una isla volcánica, el **método de la termocronología en trazas de fisión en apatitos** (ver figura 3.22). La observación en estas trazas de fisión de fases de enfriamiento muy rápidas, podrían asimilarse a fases de destrucción masivas e instantáneas. Sin embargo, la mala calidad de los apatitos recolectados, ha imposibilitado estas observaciones y ha limitado el uso del método a efectos estrictamente geocronológicos (TF). Sorprendentemente, las edades obtenidas en este trabajo mediante TF y las publicadas previamente mediante técnicas K-Ar y Ar-Ar, resultan altamente coincidentes en gabros generados a cierta profundidad (> 1-2 km) y, por tanto, con un enfriamiento no instantáneo a escala geológica. Este hecho, permite suponer la actuación de mecanismos de destrucción masiva afectando a las zonas sumitales y a los flancos occidentales del volcán de Los Cuchillos.

En ausencia de decapitación sumital provocada por erupciones paroxísmicas, la denudación de las raíces subvolcánicas del volcán de Los Cuchillos en Fuerteventura resulta de la participación de los siguientes procesos:

- subsidencia central, según atestiguan estructuras de diques anulares (*ring-dykes*);
- avalanchas volcánicas provenientes de la desaparición de un edificio sumital (ver figura 2.12);
- desestabilizaciones masivas de los flancos occidentales del volcán, atestiguado por los 3500 km³ de depósitos detríticos en los fondos submarinos próximos (ver figura 2.8);
- finalmente, la erosión de los relieves volcánicos residuales.

Después de haber analizado el reparto entre las diferentes fases volcánicas (Formaciones Melindraga y Tamacite, fases de rejuvenecimiento: ver figura 3.25), se ha estimado una evolución global del volcán en escudo central de Fuerteventura, especialmente en lo referente al origen de su depresión central (ver figura 3.26).

3.3. Transferencias de sedimentos y variaciones en la vertical del nivel de base de los barrancos

Las variaciones verticales en el nivel de base de los barrancos tienen importantes consecuencias morfogénicas (Menard, 1983 y 1986). Una bajada del nivel de base, como consecuencia de una regresión marina, estimula la acción de la erosión que tiende a aumentar su campo de acción. Por el contrario, un ascenso del nivel de base, a

consecuencia de una transgresión marina, tiende a reducir la superficie de la isla, particularmente el desarrollo de la **plataforma marina peri-insular** (ver figura 3.27), y limita la eficacia de la erosión.

Las variaciones verticales de los niveles de base en una isla oceánica depende de muchos factores (ver figura 3.33): intumescencia o desinflamación térmica (muy enmascarada en las Islas Canarias por su proximidad al margen continental africano), reajustes isostáticos, variaciones eustáticas, tectónica local, influencia de islas vecinas. Estos factores intervienen con ritmos muy diferentes y son, a veces, simultáneos, lo que hace muy difícil separar sus efectos individuales.

En el presente trabajo se indican **fases de subsidencia** debidas a la carga ejercida por Tenerife en las vecinas islas de La Gomera (costa sur) y Gran Canaria (costa sur-oeste), así como **fases de elevación** ligadas a eventos de rejuvenecimiento volcánico (plataformas marinas elevadas del noreste de Gran Canaria y del oeste de Fuerteventura y Lanzarote).

Las otras variaciones de los niveles de base registradas en Canarias se encuadran en el marco de movimientos eustáticos. El contexto geodinámico y volcano-tectónico de las Canarias Orientales no favorece su hundimiento.

La correlación entre la evolución volcánica y morfológica de Gran Canaria, y la estratigrafía y **tasas de sedimentación** en el talud volcanoclástico septentrional de la isla (Schneider *et al.*, 1997: ver figura 3.31), confirman las conclusiones precedentes:

- La erosión es mayor en las primeras fases de construcción del relieve volcánico. Pero esta erosión no genera amplias macroformas mientras el volcanismo es muy productivo.
- Cuando las erupciones se hacen menos frecuentes, las tasas de sedimentación (y por tanto de erosión) se atenúan. Así, cada secuencia turbidítica submarina post-escudo en Gran Canaria se corresponde con una fase de volcanismo explosivo ligado a la Caldera de Tejeda.
- Las menores tasas de sedimentación se corresponden con el intervalo de inactividad volcánica mioceno (hiato: 8,8-5,5 Ma). La morfogénesis es entonces más favorable a la ampliación de los barrancos que a su incisión lineal (ahondamiento). Esta tendencia resultó favorecida por el episodio de transgresión marina que dio lugar a una plataforma marina actualmente a cotas entre 50 a 150 m (Formación Detrítica de Las Palmas).
- El levantamiento de las costas norte de Gran Canaria y oeste de Fuerteventura, la regresión "Messiniense" (6-5 Ma) y la reactivación del volcanismo, reactivó a partir de los 5 Ma la incisión y la evacuación de los sedimentos por los barrancos y los canales submarinos excavados en el talud.

Las tasas de sedimentación en la llanura abisal de Madeira, al norte de las Islas Canarias, reflejan también los efectos de la construcción y destrucción de estas islas (Weaver *et al.*, 1998). Las tasas más elevadas se correlacionan con las principales fases de construcción volcánica, mientras que las tasas más débiles a los periodos de mayor inactividad volcánica (17-15 Ma, 9-6 Ma, 4-3 Ma: ver figura 3.32).

CONCLUSIONES

El balance entre los ritmos de construcción y destrucción de los edificios volcánicos canarios se observa en la figura 8. Existe un claro paralelismo entre los ritmos de construcción, los ritmos de erosión y las tasas de sedimentación submarinas. Cuando no intervienen particularidades locales, las variaciones en estos ritmos reflejan los tiempos de respuesta. El incremento en los ritmos de erosión y en las tasas de sedimentación tiene lugar en menos de un millón de años después de la fase paroxísmica constructiva. Los volúmenes emergidos presentan un cierto desfase respecto a los ritmos de construcción. La diferencia se debe, por una parte a la intervención precoz de las desestabilizaciones masivas y, por otra parte, a la rápida construcción/destrucción de los estratovolcanes de Tenerife y Gran Canaria.

La ausencia de subsidencia térmica y la persistencia del estadio de rejuvenecimiento volcánico en las Islas Canarias Orientales son un ejemplo de cómo pueden desarrollarse el resto de las islas a largo plazo. El volcanismo de Fuerteventura y Lanzarote producen, a ritmos muy lentos, nuevos relieves y un aumento provisional de la superficie de las islas. ¿Quién ganará: la erosión o el volcanismo? La desaparición de las tierras emergidas de Lanzarote y Fuerteventura dependerá finalmente de la evolución geodinámica de la Placa Africana y de los posibles reajustes isostáticos.

En la Tabla 2 se presenta un balance comparativo entre las Islas Hawai, situadas sobre una placa rápida (la Placa Pacífica: 11 cm/año) y las Islas Canarias, situadas sobre una placa lenta (la Placa Africana: 1.9 cm/año), mediante un modelo evolutivo dividido en diversos estadios.

La metodología propuesta en este trabajo para las Islas Canarias puede ser aplicada a todos los archipiélagos volcánicos asociados a puntos calientes. Además de los archipiélagos del Océano Pacífico (Hawai, Sociedad y Marquesas) y del Océano Índico (Reunión-Mauricio y Comores), las Islas de Cabo Verde, situadas igualmente sobre la Placa Africana pero más alejadas del margen continental que las Canarias, merecen que se les preste un mayor interés.

Université Paris 1 Panthéon – Sorbonne (France)
Université de Las Palmas (Iles Canaries, Espagne)
Laboratoire de Géographie Physique UMR 8591 CNRS Meudon

Résumé de thèse de doctorat

Discipline : Géographie - Géomorphologie

soutenue le 18 décembre 2002 par

Raphaël Paris

Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud : l'exemple des Iles Canaries (Espagne)

Composition du jury

- M. **Charles Le Cœur**, Professeur, département de Géographie, Université de Paris 1 Panthéon - Sorbonne. *Directeur de thèse.*
- M. **Francisco José Pérez-Torrado**, Profesor Titular Geología, Física-Geología, Universidad de Las Palmas, Gran Canaria. *Directeur de thèse.*
- M. **Dominique Sellier**, Maître de Conférence, département de Géographie, Université de Nantes. *Président du jury.*
- M. **Jean-Claude Thouret**, Professeur, département de Géographie, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. *Rapporteur.*
- M. **José Mangas Viñuela**, Catedrático Cristalografía y Mineralogía, Física-Geología, Universidad de Las Palmas, Gran Canaria. *Rapporteur.*
- M. **Juan Carlos Carracedo**, Director Estación Volcánologica de Canarias, CSIC La Laguna, Tenerife.

INTRODUCTION

La géomorphologie structurale a pris depuis quelques années une dimension dynamique. De nouveaux outils, tels que les SIG, la modélisation numérique, les données géophysiques sous-marines, la radiochronologie et la thermochronologie, ont renouvelé ses méthodes et ses concepts. Notre travail s'inscrit dans ce renouveau de la géomorphologie structurale, en envisageant l'évolution spatio-temporelle d'un relief selon des rythmes.

Nous avons choisi pour cadre structural les édifices volcaniques de point chaud et plus précisément les îles de point chaud, essentiellement pour deux raisons :

- Le déplacement d'une plaque lithosphérique océanique sur un point chaud crée en surface une séquence d'îles volcaniques dont la morphologie retrace ce parcours. La construction et la destruction des îles volcaniques de point chaud sont en effet en partie contemporaines et indissociables l'une de l'autre. Leurs relations ne se limitent pas à une simple confrontation. Elles s'exercent à des vitesses variables dans le temps et dans l'espace, c'est-à-dire selon des rythmes.
- Les paysages volcaniques sont riches en marqueurs chronologiques et morphologiques de la construction et de la destruction d'un relief. L'échelle de temps de notre étude oscille entre quelques centaines de milliers d'années et une vingtaine de millions d'années.

Nées de l'activité d'un point chaud sous la plaque africaine, les Iles Canaries ont été retenues comme terrain d'étude pour leur intérêt scientifique, leurs infrastructures universitaires et leur accessibilité. La lenteur de déplacement de la plaque africaine perturbe la séquence classique des îles de point chaud (Hawaï, Polynésie) en prolongeant les effets du volcanisme dans le temps, multipliant ainsi les marqueurs chronologiques et les possibilités de comparaison d'une île à l'autre.

La thèse est organisée en trois parties : (1) les rythmes de construction volcanique et leurs rapports avec la dynamique interne, (2) les déstabilisations massives et leurs conséquences sur le court terme (risques naturels : glissements sectoriels et tsunamis) et sur le long terme (évolution volcanique et morphologique des cicatrices, répartition et reconnaissance des nappes phréatiques), (3) les rythmes de destruction des grandes structures volcaniques sur le long terme et les transferts sédimentaires de l'île aux fonds océaniques.

1. DYNAMIQUE INTERNE ET RYTHMES DE CONSTRUCTION VOLCANIQUE

D'après l'ensemble des datations K-Ar¹, la progression relative du volcanisme d'est ou en ouest est globalement respectée, même si les âges des îles ne concordent pas toujours avec la faible vitesse de migration de la plaque africaine (1,9 cm/an). Cette progression est corrélée à une évolution des paysages d'ouest en est : omniprésence des formes volcaniques récentes concentrées le long de rift-zones de grands volcans boucliers (La Palma, El Hierro), apparition rapide de profonds barrancos (La Gomera), construction de stratovolcans sur le volcan bouclier érodé (Tenerife, Gran Canaria), puis progressivement réduit à ses racines hypovolcaniques (Fuerteventura), fossilisées par le volcanisme dispersé des phases de régénérescence (Lanzarote).

Le volcanisme n'est pas continu. Les longues périodes de cessation du volcanisme permettent de comparer les rythmes de destruction pendant et après les principales phases de construction volcanique. L'idée, selon laquelle l'érosion intervient une fois achevée la création d'un relief volcanique, est définitivement abandonnée. Les dynamismes éruptifs sont très variés, des phases basaltiques "hawaïennes" et "stromboliennes" le long des rift-zones, aux phases différenciées à écoulements pyroclastiques (dômes, stratovolcans). Les dynamismes phréatomagmatiques sont également très présents sur les îles volcaniques. Cet éventail de modes de mise en place se traduit par une grande variété des formes de relief volcanique et par des rythmes de construction et de destruction contrastés.

Nous avons estimé des rythmes de construction, en terme d'accumulation par section (m/ka) ou en terme de volume produit (km³/ka), grâce à un contrôle chronologique du volcanisme. Le couplage entre les datations K-Ar et les mesures du paléomagnétisme a permis de reconstituer les principales phases de construction volcanique de La Gomera et Tenerife. Les résultats viennent compléter ceux obtenus auparavant sur El Hierro, La Palma et Gran Canaria et permettent finalement de proposer un modèle de construction des Iles Canaries.

¹ Les datations K-Ar mentionnées ont été obtenues au LSCE de Gif-sur-Yvette (CEA-CNRS), en collaboration avec Hervé Guillou depuis 1995. 44 nouvelles datations ont été réalisées dans le cadre de notre travail.

2. LES DESTABILISATIONS INSTANTANÉES ET LEURS CONSÉQUENCES

Notre bilan des connaissances actuelles sur les paramètres de l'instabilité des édifices volcaniques de point chaud confirme la prépondérance des paramètres endogènes lors du stade bouclier (fonctionnement des réservoirs magmatiques de faible profondeur, concentration du volcanisme le long des rift-zones, fréquence des discontinuités structurales exploitées par les eaux souterraines).

Beaucoup de travaux récents sont consacrés aux déstabilisations massives et instantanées des flancs des îles volcaniques. Les Îles Canaries sont un des exemples les plus représentatifs et les plus documentés, notamment pour ce qui est des dépôts détritiques sous-marins. Nous nous sommes penchés sur des aspects auparavant négligés et pourtant fondamentaux :

- La corrélation entre les volumes de cicatrice de déstabilisation et les volumes de dépôts détritiques doit prendre en compte des paramètres tels que l'érosion des faces d'arrachement et de la surface de glissement, le remplissage volcanique et sédimentaire de la cicatrice, les matériaux sous-marins incorporés par les déstabilisations, les remaniements et la sédimentation hémipélagique ultérieure. Rares sont les exemples où tous ces paramètres sont quantifiables. Nous avons proposé une formulation très simple, en termes de volumes, et nous l'avons appliquée à deux exemples : les glissements sectoriels de La Orotava (Tenerife) et surtout la Cumbre Nueva (La Palma). Les marges d'erreur sont de 5 km³, pour des déstabilisations impliquant environ 30 km³.
- Les conséquences directes des déstabilisations focalisent l'attention de la communauté scientifique, pour des raisons de prévention et de gestion des risques. La découverte du dépôt de tsunami d'Agaete (Gran Canaria) rentre dans ce cadre. Son étude sédimentologique détaillée a permis de reconstituer l'arrivée et la concentration du tsunami au débouché d'un barranco de la côte ouest de Gran Canaria, l'origine la plus probable étant le glissement sectoriel de Guïmar, sur la côte est de Tenerife (< 0,84 Ma). L'étude des dépôts de tsunami en est encore à ses balbutiements et ce risque devra dorénavant être davantage pris en compte dans le contexte des îles volcaniques.
- Mais les déstabilisations massives, dès les premiers stades de construction, ont aussi des conséquences sur le long-terme, au niveau de la répartition spatiale du volcanisme, des rythmes d'érosion, de l'équilibre isostatique de l'île et de la répartition des nappes phréatiques. Nous avons détaillé cet aspect à travers deux exemples : le glissement de la

Cumbre Nueva et la formation de la Caldera de Taburiente (La Palma), et la cicatrice masquée sous les séries volcaniques horizontales de Garajonay à La Gomera. Nous avons mis en évidence et, dans la mesure du possible, quantifié des phases d'érosion accélérée après les grandes déstabilisations.

- La densité des réseaux d'adduction d'eau aux Canaries (puits, galeries) permet de corréler les grandes structures volcaniques et les cicatrices de déstabilisations à la répartition des ressources en eau. Les surfaces de glissement fossilisées sont les meilleurs aquifères et alimentent en bord de mer les stations touristiques et les monocultures d'exportation (bananes, tomates).

3. LES RYTHMES DE DESTRUCTION SUR LE LONG TERME

L'estimation de rythmes de destruction sur le long terme se doit d'être abordée avec une certaine prudence, tant les paramètres intervenants sont intercatifs et souvent difficile à discerner les uns des autres (dynamismes et rythmes de construction volcanique, grandes déstabilisations, variations verticales du niveau de base, contexte climatique). D'après notre étude statistique de 122 barrancos, les rythmes d'érosion sont davantage influencés par la répartition spatio-temporelle du volcanisme que par les variations verticales du niveau de base. L'inversion de relief, la formation de vallées-amphithéâtres et leur coalescence sont les principaux processus d'évolution d'un relief de barrancos (ex. La Palma) et de planèzes (ex. La Gomera), aux reliefs résiduels (ex. Fuerteventura).

Il y a un parallélisme évident entre les rythmes de construction, les rythmes d'érosion et les taux de sédimentation sous-marine. Lorsqu'ils ne sont pas dus à des particularités locales, les décalages évoquent des temps de réponse. Nous avons pu corréler l'évolution volcanique et morphologique de Gran Canaria aux séquences sédimentaires des forages ODP effectués autour de l'île. Outre les déstabilisations massives, le volcanisme contrasté des stratovolcans coïncide avec des périodes d'apports renforcés depuis l'île vers le fonds océaniques. Ces apports sont très réduits lorsque cesse le volcanisme.

Se pose finalement la question du devenir des Iles Canaries sur le long terme. Le volcanisme de Fuerteventura et Lanzarote produit, à des rythmes très modeste, de nouveaux reliefs et agrandit provisoirement la surface des îles. Qui l'emportera de l'érosion ou du volcanisme ?

CONCLUSION

Nous avons appliqué aux Iles Canaries une méthodologie d'étude des rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud. La méthodologie que nous avons développée aux Canaries est applicable à tous les archipels de point chaud et, de façon plus générale, à toutes les îles volcaniques.

Bien que notre problématique s'inscrive dans un raisonnement sur le moyen et le long-terme, nous ne pouvons être insensibles aux problèmes soulevés par l'importante anthropisation des Iles Canaries. La population des sept îles dépasse 1,5 millions d'habitants et accueille plus de 10 millions de touristes par an. La forte densité de population de Gran Canaria (> 450 hab/km²) explique la surexploitation de ses nappes phréatiques, au-delà du seuil de renouvellement. Tenerife risque de connaître les mêmes soucis d'ici quelques années. La population et les monocultures d'exportation sont concentrées sur les franges littorales peu accidentées. L'abandon des terres agricoles organisées en terrasses pose au contraire des problèmes de ravinement des versants et d'érosion des sols dans les vieux massifs volcaniques de La Gomera.

Nous sommes certes convaincus que notre travail propose des éléments de réponse dans la localisation des eaux souterraines ou dans la répartition spatio-temporelle des risques volcaniques. Les aléas majeurs sont les grandes éruptions fissurales, les grands glissements de terrain et les tsunamis associés, et le volcanisme explosif (maars, stratovolcans de Tenerife). Finalement, le risque naturel aux Canaries tient à la surpopulation de certaines zones. Les épisodes pluvieux provoquent des inondations de plus en plus meurtrières, non pas en raison d'un éventuel changement climatique, mais plutôt à cause du bétonnage et de l'occupation inconsidérée des lits asséchés de barrancos.

En confrontant ces quelques remarques avec notre travail sur les rythmes de construction et de destruction, nous nous posons la question suivante : l'anthropisation galopante des Iles Canaries, en quelques dizaines d'années, aura-t-elle des conséquences morphogéniques sur le moyen, voire le long-terme ?