

EL RELIEVE DE LAS ISLAS CANARIAS

The Canary Islands landscape

Juan Carlos Carracedo (*), Francisco José Pérez Torrado (**), y Álex Hansen (***)

RESUMEN

Los relieves de las islas volcánicas intraplaca vienen determinados por la proximidad o lejanía de las islas a la fuente magmática (punto caliente fijo en el manto superior) que las crea. En este modelo, las islas volcánicas pasan sucesivamente por 4 etapas evolutivas, cada una de ellas con particularidades volcánicas, geomorfológicas, estratigráficas, petrológicas, etc. bien diferenciadas. Asimismo, sus ritmos de construcción y destrucción, en cualquier caso mucho más veloces que los existentes en los continentes, vienen determinados por esta distribución respecto al punto caliente. Las Islas Canarias responden perfectamente a este modelo. Así, en el presente trabajo se pasa revista a los diferentes estadios evolutivos en los que se encuentran cada una de estas islas y los relieves característicos, volcánicos y erosivos de cada una de ellas.

ABSTRACT

Intraplate oceanic volcanic island landforms are conditioned by the distance between each island and its magmatic source (a fixed hotspot in the upper mantle). In this model, the islands evolve along 4 successive stages, each with its particular volcanic, geomorphologic, stratigraphic, petrologic, etc. aspects. Both the constructive and destructive rhythms are faster than in continental terrains, and are determined by island distribution with respect to the position of the hotspot. The Canary Islands are an example of this kind of intraplate oceanic islands. In this work the different evolutive stages of these islands are presented, together with a description of their characteristic volcanic and erosive landforms.

Palabras clave: relieves volcánicos, punto caliente, Islas Canarias.

Keywords: volcanic landforms, hotspot, Canary Islands.

INTRODUCCIÓN: PECULIARIDADES DEL RELIEVE DE LAS ISLAS CANARIAS

Es fácil comprender la fuerza última, el motor que genera el relieve en un ambiente continental como es la Península Ibérica. La Geología cuenta con una herramienta esencial para explicar los grandes procesos que afectan a la corteza terrestre (los terremotos, los volcanes, la formación de las montañas, etc.), que no es otra que el movimiento relativo de las placas litosféricas y la liberación de la energía cinética acumulada (las placas se mueven lentamente, unos pocos cm por año, pero su masa es colosal) en forma de calor (volcanismo) o deformación (plegamientos, fallas, terremotos). Lógicamente estos cambios ocurren mayoritariamente en los bordes de colisión de las placas litosféricas; es el caso de Iberia donde interaccionan la Placa Africana (también llamada la Placa de Nubia) y la Placa Euroasiática.

El relieve de las islas volcánicas oceánicas de intraplaca, como es el caso del Archipiélago Canario, tiene un origen muy diferente. Lejos, por definición, de los bordes de placa activos y aislados de la energía liberada en ellos, su causa primera hay que buscarla en un proceso completamente diferente que no

es otro que el magmatismo provocado por la acción de una anomalía térmica del manto o punto caliente (Carracedo *et al.*, 2002). El ascenso del magma, más ligero que la roca encajante, sobre la Placa Africana en lenta derivación hacia el NE, ha originado una alineación de islas que son tanto más antiguas cuanto más se alejan de la vertical del punto caliente, localizado en la situación actual en la vertical de las islas de La Palma y El Hierro (Fig. 1). Asimismo, este motor de generación del relieve volcánico va a imprimir unos ritmos de construcción-destrucción del paisaje mucho más rápidos, incluso perceptibles a escala temporal humana (Paris, 2002).

Si bien hay autores que defienden un modelo genético diferente al del punto caliente (véase, por ejemplo, Anguita y Hernán, 1999, 2000), convirtiéndolas en un archipiélago “especial”, en nuestra opinión, aunque con sus peculiaridades, las Islas Canarias son un ejemplo más de las numerosas cadenas de islas volcánicas formadas por la actividad de puntos calientes, distribuidos con profusión por los diversos océanos. Como se verá a continuación, un modelo de punto caliente explica la evolución de los paisajes a lo largo de las diferentes islas que componen el Archipiélago Canario, como en cualquier otro archipié-

(*) Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, 38206-La Laguna (Tenerife). jcarracedo@ipna.csic.es

(**) Dpto. de Física (Geología), ULPGC, 35017-Las Palmas de Gran Canaria. fperez@dfis.ulpgc.es

(***) Dpto. de Geografía, ULPGC, 35003-Las Palmas de Gran Canaria. ahansen@dgeo.ulpgc.es

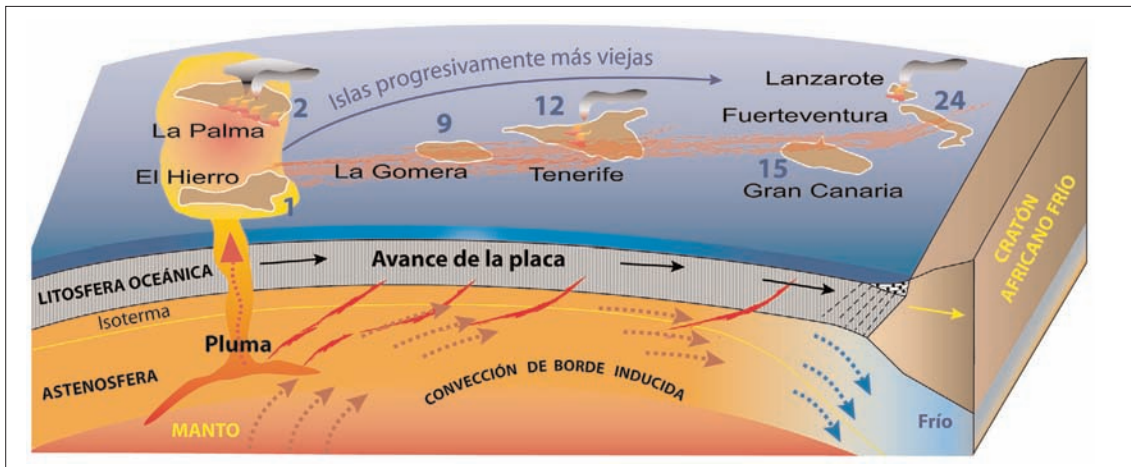


Fig. 1. Esquema del punto caliente como proceso generador de las Islas Canarias.

lago volcánico similar, como por ejemplo, Hawai, Marquesas, Reunión, Cabo Verde, etc. Un modelo de punto caliente explica las alineaciones de islas, curvadas, paralelas y con una progresión similar en los últimos 70 Ma, que forman las provincias volcánicas de Madeira y Canarias. El mayor inconveniente del modelo, la larga duración del volcanismo en la provincia volcánica de Canarias, así como los largos periodos de reposo eruptivo y la presencia de volcanismo reciente en las islas más antiguas (Lanzarote), pueden explicarse por procesos de interacción originados por convección de borde inducida por la cercana raíz del cratón africano (*edge-driven convection*) con la Pluma Canaria, que generaría en las islas orientales pequeños volúmenes de volcanismo de rejuvenecimiento (Hoernle y Carracedo, en prensa).

EL RELIEVE COMO REFLEJO DE LA EVOLUCIÓN DE LAS ISLAS DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

Hay más de un millón de volcanes submarinos en la Tierra, de los cuales sólo unos pocos miles alcanzan suficiente desarrollo para formar islas. Es la

lucha titánica entre los ritmos de construcción (principalmente actividad volcánica) y destrucción (deslizamientos gigantes “instantáneos” y procesos erosivos continuos), unido a un ambiente geodinámico adecuado (litosfera delgada, placa en lento movimiento, alta tasa de producción magmática, etc) los que condicionarán el éxito o fracaso en la formación de estas islas volcánicas. Incluso una vez formadas, serán estos mismos condicionantes los que permitirán que se mantengan emergidas durante varios millones de años o sean rápidamente sumergidas.

Cuando se considera el relieve de estas islas volcánicas, hay que contemplar el conjunto del edificio insular, ya que el mar esconde a la vista la mayor parte de éste, precisamente la parte que se ha formado en la etapa de crecimiento submarino, etapa que en algunas islas supone el grueso de su volumen total. Las figuras 2A y 2B representan imágenes tridimensionales del Archipiélago “a océano vacío”, en las que se tiene una visión completa de las diferentes islas, asentadas sobre un fondo oceánico de profundidad creciente hacia el oeste. A primera vista se observa que los edificios insulares son más altos en la mitad occidental de la alineación, siendo la isla de

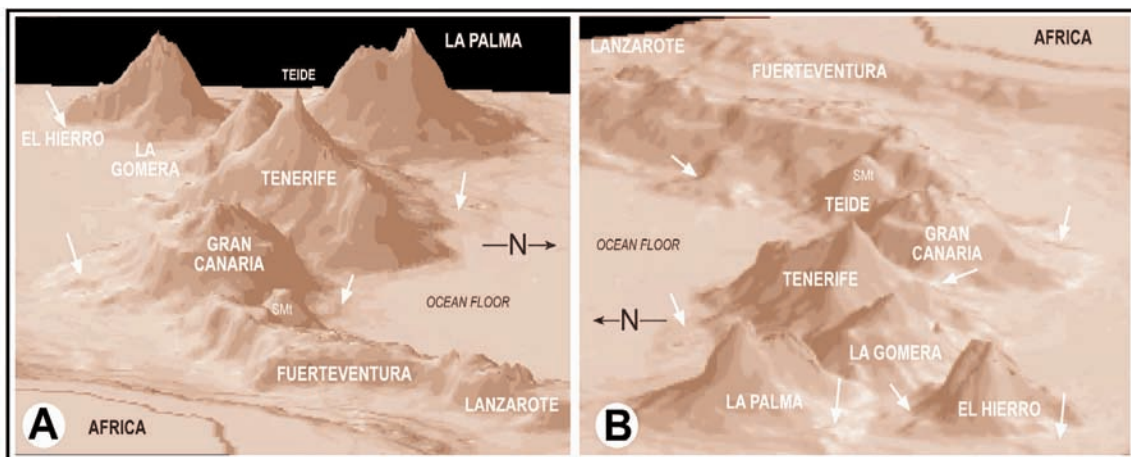


Fig. 2. A. Simulación por ordenador de la zona de las islas Canarias a “océano vacío” vista de Este a Oeste. B. Idem. de Oeste a Este.

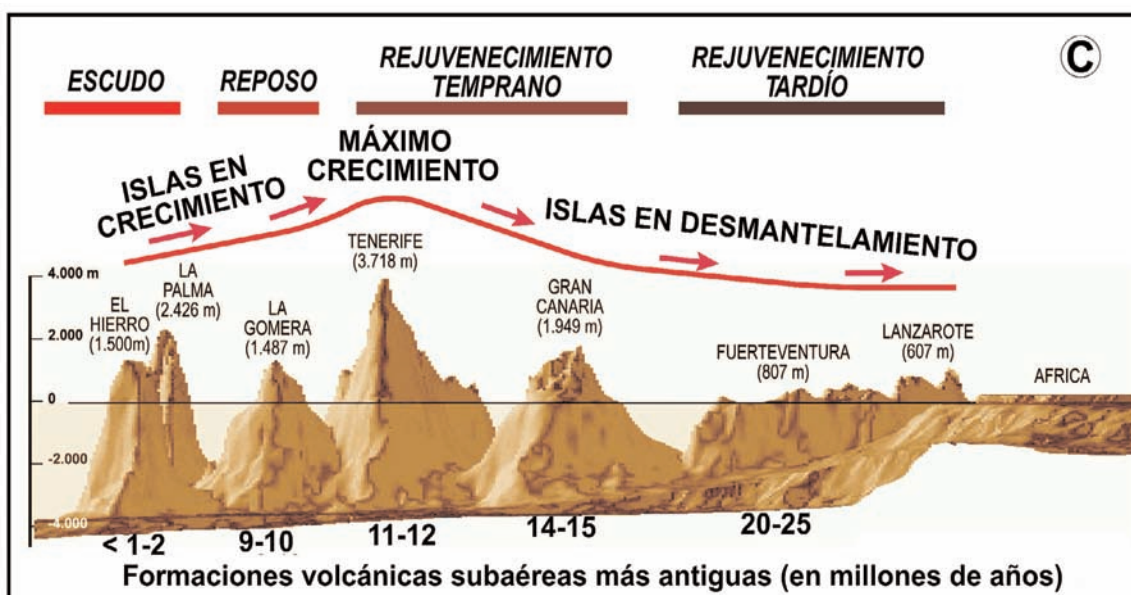


Fig. 2. C. Perfil del Archipiélago mostrando la edad, etapa de evolución y desarrollo relativo de las diferentes islas (modificado de Carracedo et al., 2002).

Tenerife la que tiene actualmente una mayor elevación, mientras que Fuerteventura y Lanzarote presentan una menor elevación del relieve.

El modelo de punto caliente explica adecuadamente estas características. En este modelo, el ascenso de material caliente produce la repetida generación de magmatismo, cuya acumulación da lugar a la aparición de las diferentes islas. Las islas así originadas pasan por cuatro etapas bien marcadas: una **etapa submarina** (1), que se prolonga sin interrupción al emerger la isla conformando un edificio en forma de **escudo** invertido (2); una **etapa de reposo eruptivo**, donde los agentes erosivos serán los encargados de esculpir el relieve (3), y una **etapa de rejuvenecimiento volcánico** (4), con volcanismo progresivamente menguante y continuación del predominio del desmantelamiento erosivo. Este último estadio podría, en último extremo y si se prolonga durante un amplio periodo de tiempo, llegar a desmantelar por completo una isla. Así, Fuerteventura, con una antigüedad de más de 20 millones de años, sólo mantiene alturas puntuales de algo más de 800 m sobre el nivel del mar.

El mantenimiento de islas volcánicas tan viejas como Fuerteventura o Lanzarote por encima del nivel del mar es, en realidad, una característica excepcional del Archipiélago Canario. La mayoría de las islas volcánicas de intraplaca se localizan sobre litosferas oceánicas jóvenes y, por tanto, bastante flexibles, por lo que una vez alejadas de la vertical del punto caliente, en donde el magma ascendente abomba esa litosfera y mantiene emergidas a las islas, éstas se hunden por su propio peso en un tiempo menor. Por ejemplo, en la alineación de Hawai-Emperador, formada por centenares de islas y montes submarinos, sólo permanecen emergidas seis islas, en lo que es la parte

más joven de la alineación; las islas con más de 6 millones de años se han sumergido por subsidencia, transformándose en montes submarinos. Si la tasa de subsidencia fuese similar en las Canarias sólo La Palma y El Hierro serían islas, y el resto del archipiélago estaría sumergido; si no es así es porque las Canarias se asientan sobre una de las litosferas oceánicas más viejas, gruesas y rígidas del planeta, siendo por esta causa insignificante la subsidencia.

En la figura 2C pueden observarse los estadios evolutivos en los que se encuentran en la actualidad cada una de las Islas Canarias, lo cual es reflejo de sus respectivos relieves. Las islas más occidentales (La Palma y El Hierro), aún en la fase evolutiva en escudo, tienen un desarrollo incipiente, con predominio absoluto de los relieves constructivos configurando en consecuencia un edificio de alta relación de aspecto y relieve escarpado. La Gomera está en el estadio de reposo eruptivo, con el escudo volcánico completado y fuertemente afectado por la erosión, fundamentalmente expresada en una red radial de barrancos muy encajados. La isla de Tenerife, en la fase temprana de rejuvenecimiento, marca el punto de máximo crecimiento alcanzable por estas islas con la formación de un gran estratovolcán central (el Teide). A partir de Tenerife se inicia la fase de declive eruptivo y mayor desmantelamiento erosivo, en la que se encuentra Gran Canaria, que hace unos 3 millones de años era muy parecida a Tenerife, incluso con un volcán central muy parecido al Teide (el volcán Roque Nublo), y de forma aún más marcada Fuerteventura-Lanzarote, en un estadio volcánico senil y manteniendo apenas una fracción del volumen máximo que alcanzaron, lo que se refleja en un relieve suavizado, sin elevaciones importantes y con predominio de morfologías erosivas y sedimentarias. En este marco, la isla de Lanzarote, reiterada-

mente presentada como volcánicamente muy activa y joven, no es más que una isla muy vieja que ha sufrido un “maquillaje” volcánico debido a que las lavas y piroclastos emitidos en las erupciones históricas de 1730-36 y 1824 pudieron extenderse por una amplia superficie, gracias a la existencia de un relieve previo muy suavizado. Con este mismo volumen de materiales volcánicos surgidos en las erupciones históricas de Lanzarote, apenas podría rellenarse algunos de los profundos barrancos de La Gomera o Gran Canaria.

Si a estas características inherentes al estadio evolutivo de las islas se añaden los factores geográficos y climáticos, todos los paisajes presentes en

Canarias quedan perfectamente definidos. Así, por ejemplo, a las diferencias en el relieve se suma el hecho de que las islas más antiguas y bajas no pueden aprovechar el régimen de los alisios, lo que las hace desérticas. Por lo tanto, esta estrategia de integración de las Canarias en el conjunto de las islas volcánicas oceánicas de punto caliente permite, asimismo, explicar el evidente y frecuentemente citado “contraste” en aspectos geológicos, geomorfológicos, estructurales y hasta paisajísticos entre las diferentes islas (tabla 1). Es la evolución a partir de una isla tipo generada repetidamente por un punto caliente la que da lugar a un archipiélago tan variado en la geología, el relieve y el paisaje.

	ESTADIO JUVENIL (ESCUDO)	ESTADIO DE REJUVENECIMIENTO
ISLAS CANARIAS	<ul style="list-style-type: none"> • La Palma y El Hierro • La Gomera finalizó su estadio juvenil hace unos 4 m.a., desde entonces se encuentra en el estadio de reposo eruptivo. 	<ul style="list-style-type: none"> • Fuerteventura y Lanzarote se encuentran en un estadio evolutivo muy senil, con muy poca actividad volcánica. • Gran Canaria presenta un estadio de rejuvenecimiento muy avanzado. • Tenerife se encuentra casi al inicio del estadio de rejuvenecimiento.
VULCANISMO	<ul style="list-style-type: none"> • Erupciones hawaianas y estrombolianas. Ocasionales hidromagmáticas. • Focos concentrados en rifts (dorsales) distribuidos en estrellas de 3 puntas. • Alta tasa eruptiva. Gran volumen de materiales, pero relativamente poca área cubierta. 	<ul style="list-style-type: none"> • Erupciones de carácter más explosivo (incluso pliniana). • Configuración geométrica de los rifts menos manifiesta. • Baja tasa eruptiva. Pequeño volumen de materiales, pero cubren amplias superficies.
GEOMORFOLOGÍA	<ul style="list-style-type: none"> • Relieves estructurales. • Deslizamientos gigantes. • Barrancos inmaduros, normalmente adaptados a depresiones entre lavas. • Plataformas insulares poco desarrolladas. • Costas acantiladas. Playas de cantos, predominantemente basálticos y negros, sólo en pequeñas calas. • Ritmos de construcción y destrucción rápidos. 	<ul style="list-style-type: none"> • Relieves erosivos. • Barrancos maduros. Ocasionalmente con lavas recientes formando terrazas o en el fondo de sus cauces. • Plataformas insulares bien desarrolladas. • Grandes playas, frecuentemente de arenas biogénicas y blancas, más abundantes en las vertientes al abrigo de los alisios. • Ritmos de construcción y destrucción más lentos.
ESTRATIGRAFÍA	<ul style="list-style-type: none"> • Escasa presencia de discordancias intraformacionales, de niveles epiclásticos intercalados y de almagres. • Se detectan pocas magnetozonas. 	<ul style="list-style-type: none"> • Abundancia de discordancias intraformacionales, de niveles epiclásticos intercalados y de almagres. • Mayor número de magnetozonas.
PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	<ul style="list-style-type: none"> • Magmas alcalinos y, en ocasiones, con tendencia a la saturación. • Términos básicos definidos por basaltos alcalinos. 	<ul style="list-style-type: none"> • Magmas fuertemente alcalinos. • Términos básicos definidos por basanitas y nefelinitas.

Tabla 1. Principales características volcánicas, geomorfológicas, estratigráficas y petrológicas de los estadios principales de crecimiento volcánico en las Islas Canarias.

LAS GRANDES ESTRUCTURAS DEL RELIEVE

El equivalente en Canarias de las cadenas montañosas continentales son las zonas de rift, localmente denominadas dorsales. La substancial diferencia es que las dorsales se forman exclusivamente por el apilamiento de conos volcánicos a lo largo de una zona de fisuras predominantes. Su construcción puede ser muy rápida; por ejemplo la dorsal de Cumbre Vieja (Fig. 3A), en la isla de La Palma, ha crecido hasta alcanzar 2000 m de altura sobre el nivel del mar en tan sólo 125000 años. En realidad, este crecimiento alcanza más de 5000 m, una altura mayor que cualquier montaña de la Península Ibérica o de Europa, cuando se considera su base real en el fondo oceánico. Algo parecido ocurre con las tres dorsales muy marcadas de El Hierro (Fig. 3B), que dan a la isla su característica configuración en pirámide de tres caras.

Por otra parte, son igualmente espectaculares las grandes estructuras calderiformes, equiparables a las cuencas más importantes de la Península. Sin embargo, su origen es completamente diferente ya que estas depresiones de Canarias se forman en un tiempo extremadamente corto, tal vez en pocos minutos, por deslizamientos laterales de importantes fragmentos de las islas.

Un tercer tipo de macroestructura está representada por los complejos volcánicos centrales o estratovolcanes, como el Teide-Pico Viejo en Tenerife.

Por último, a estas grandes estructuras hay que añadir un gran número de estructuras menores, parte de

ellas generadas por la actividad eruptiva (conos estrombolianos de diversa forma y tamaño, calderas freatomagmáticas, domos, etc.) o por la distinta resistencia a la erosión de las diferentes formaciones volcánicas (diques exhumados, inversión de relieve, etc).

Los rifts o dorsales

Estas espectaculares cordilleras, de origen exclusivamente volcánico, juegan un papel fundamental en el desarrollo de las islas y en su configuración, y son desencadenantes fundamentales de los deslizamientos gravitatorios masivos. Un resumen detallado de estas importantes estructuras puede encontrarse en Walker (1990), Carracedo (1994, 1999) y Carracedo *et al.* (2002).

Es fácil observar que la actividad eruptiva reciente (últimos miles de años) y prácticamente toda la histórica de las islas de La Palma, El Hierro y Tenerife, se ha concentrado en los rifts, generando por agregación crestas montañosas alargadas con configuración en tejado a dos aguas. El análisis de la distribución en superficie de los centros eruptivos y de la disposición profunda de estas estructuras –sus diques– a través de galerías subterráneas, ha puesto de manifiesto que los rifts podrían estar relacionados con campos alineados de esfuerzos distensivos iniciados como fracturas a 120° –la fracturación de mínimo esfuerzo– en respuesta a empujes ascensionales del magma en las etapas iniciales de formación de las islas (Fig. 4). En este modelo, las dorsales activas o zonas de rift serían muy persistentes y controlarían, desde su inicio, la forma y estructura de las islas y la concentración

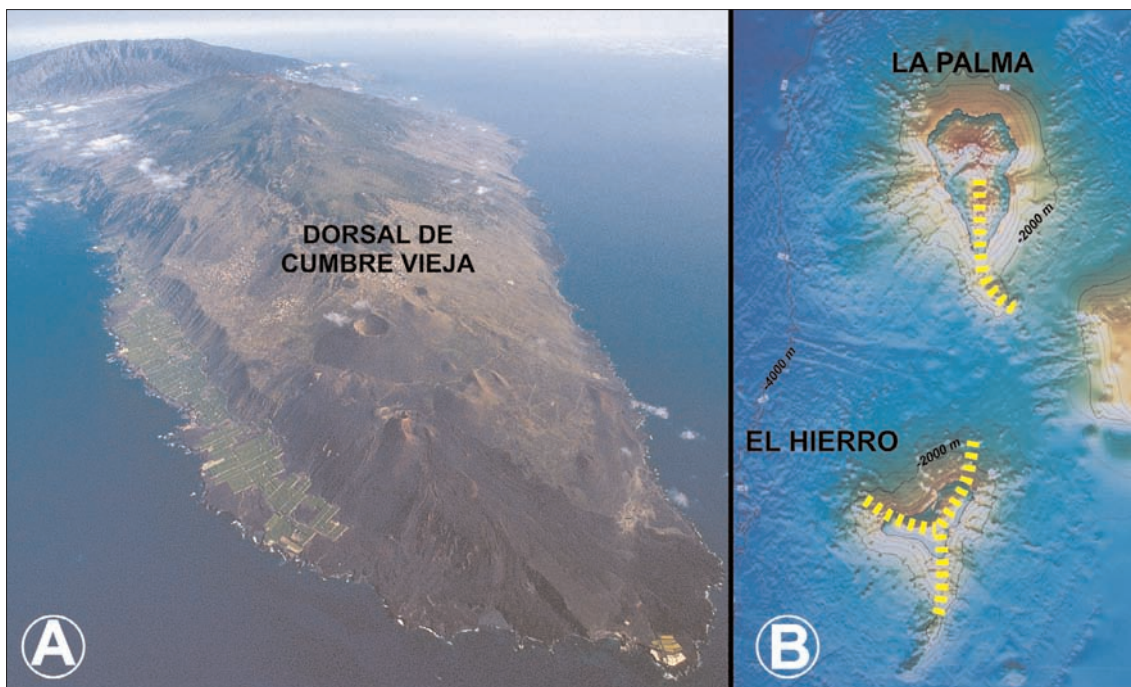


Fig. 3. A. Dorsal de Cumbre Vieja, La Palma, el equivalente en islas oceánicas a las cordilleras montañosas de la Península Ibérica (foto: Sergio Socorro). B. Las dorsales o rifts de las islas de La Palma y El Hierro se prolongan en el mar, indicativo de que en un futuro geológico estas islas alcanzarán un desarrollo mucho mayor (modificado de Masson *et al.*, 2002).

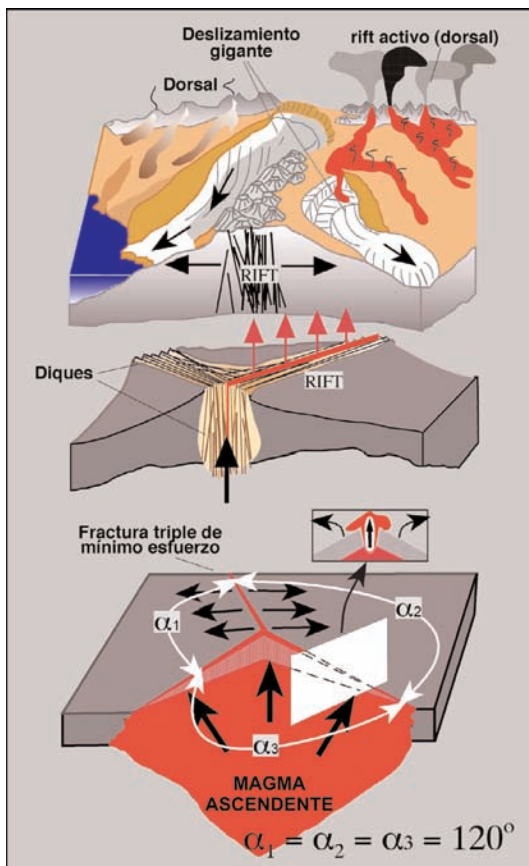


Fig. 4. Modelo que explica la formación de las zonas de rift o dorsales como respuesta a la fracturación de la corteza oceánica por empuje domático del magma ascendente, configurando una fractura triple regular que daría lugar a las zonas de rift y condicionaría el desarrollo de los deslizamientos gigantes (modificado de Carracedo, 1994).

preferente de los centros eruptivos. Esta disposición obliga, a su vez, a los conductos de emisión de las nuevas erupciones a inyectarse forzosamente entre los planos de los diques, como un cuchillo entre las páginas de un libro, aumentando la anisotropía y la progresiva concentración de las erupciones en los ejes de las dorsales activas, que en consecuencia crecen en altura hasta formar una de las estructuras paisajísticas más características de las islas centrales y occidentales.

La configuración de estos rifts en estrella de tres puntas a 120° es, por tanto, una característica de los estadios evolutivos iniciales, por ello observable en las islas más jóvenes. El crecimiento volcánico posterior y los desmantelamientos sucesivos pueden llegar a borrar o reconfigurar (por ejemplo, en la actualidad en Gran Canaria sólo se observa un brazo de rift con orientación NO-SE) esta geometría, de tal forma que en los estadios evolutivos más avanzados sólo sea la alineación de los diques (puestos al descubierto por la erosión) la que refleje la existencia de lo que en su día fueron zonas de rifts.

Los deslizamientos gigantes y las calderas volcánicas resultantes

Los grandes volcanes de las islas oceánicas crecen a veces de forma excesiva, alcanzando configuraciones que son inestables [Nota: todo el mundo tiene el concepto intuitivo de que un montón de cualquier cosa, por ejemplo un montón de arena, no puede hacerse indefinidamente alto. La relación base/altura tiene unas limitaciones dependiendo de la cohesión del material, rozamiento, etc., que, si se sobrepasan, hacen el montón inestable, derrumbándose y recuperando el equilibrio de forma natural]. En el caso de los volcanes, el proceso es más complejo porque no sólo intervienen los esfuerzos gravitatorios, como en un montón de arena, aunque son los más importantes. En las zonas de rift o dorsales se acumulan esfuerzos tensionales como resultado de la continuada intrusión de diques que actúan como cuñas (ver figura 4). Si se considera que en algunas dorsales de Canarias se cuentan los diques por miles y sus espesores medios rondan 1-2 m, es fácil imaginar el efecto de enorme cuña que ejercen estas intrusiones, tendiendo a partir en dos a las dorsales.

Cuando el volcán ha crecido tanto que supera el nivel crítico de estabilidad, forma un sistema crítico auto-organizado en el que cualquier proceso adicional (una nueva intrusión, una erupción, un fuerte terremoto, etc) puede provocar el derrumbe parcial del edificio volcánico, que restaura así el equilibrio y puede seguir creciendo. Puesto que los empujes tensionales son perpendiculares al eje de las dorsales, es frecuente que el bloque desgajado y colapsado sea uno de los que se encuentran entre dos dorsales, como ilustran perfectamente los deslizamientos gigantes de El Hierro y Tenerife (Fig. 5A). Nunca se ha observado un deslizamiento que corte a una zona de rift, sino que se sitúan consistentemente entre dos zonas de rift contiguas. Las grandes depresiones calderiformes de Canarias (la Caldera de Las Cañadas en Tenerife y la Caldera de Taburiente en La Palma) y los valles en forma de herradura (La Orotava, Güímar y el arco norte de Anaga en Tenerife; El Golfo y El Julan en El Hierro; el Valle de Aridane en La Palma; el arco de Jandía en Fuerteventura y el del Andén verde en Gran Canaria), tienen este origen común.

Por otra parte, los depósitos de estos deslizamientos gigantes (conocidos como *debris avalanche*) han sido reconocidos en los fondos marinos alrededor de las islas (Fig. 5B). Los deslizamientos de las Islas Hawaii, donde fueron descubiertos y descritos por primera vez, son mucho mayores, hasta el punto que sus descubridores los denominaron prodigiosos (Moore *et al.*, 1989).

Los deslizamientos gravitatorios son una forma acelerada de la erosión, que originan pérdidas de masa muy importantes, especialmente en las etapas juveniles de desarrollo de las islas: El Hierro ha podido perder en sucesivos deslizamientos más volumen del que actualmente tiene la isla.

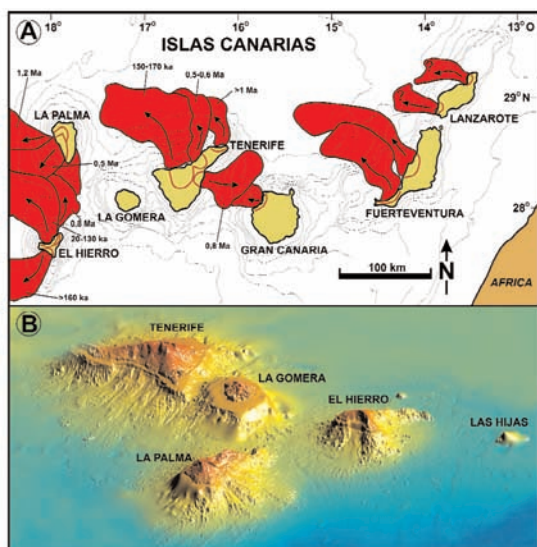


Fig. 5. A. Deslizamientos laterales gigantes en las Islas Canarias (los números indican las edades estimadas de los deslizamientos). Datos tomados de Carracedo, 1994; Urgeles et al., 1999 y Masson et al., 2002). B. Imagen de sonar de las islas occidentales en la que se aprecian claramente los depósitos de avalancha de las islas de Tenerife, La Palma y El Hierro cubriendo los fondos marinos. Obsérvense los volcanes submarinos de Las Hijas, que tal vez puedan constituir en un futuro geológico nuevas islas del Archipiélago Canario (modificado de Masson et al., 2002).

Los grandes estratovolcanes

En las Islas Canarias la fase volcánica de rejuvenecimiento, aunque mucho menos importante que la de escudo, permanece durante mucho tiempo y es considerablemente más voluminosa que en la mayoría de las islas oceánicas de punto caliente, como las Hawaii. Esto ha propiciado procesos importantes de diferenciación que han dado lugar a la formación en algunas islas de grandes volcanes centrales o estratovolcanes (el equivalente de las grandes montañas continentales), de magmas generalmente más viscosos y erupciones mucho más explosivas.

El gran estratovolcán Roque Nublo coronó en el Plioceno la isla de Gran Canaria, alcanzando más de 2.500 m de elevación y extendiéndose por gran parte del centro y noreste de la isla, hasta que grandes explosiones y deslizamientos masivos lo destruyeran casi completamente (Pérez Torrado, 2000).

El gran estratovolcán actual de Canarias es el Teide (Fig. 6A), en Tenerife, que se asienta sobre otro gran volcán central (el Edificio Cañadas) que al destruirse formó un gran valle de deslizamiento cuya cabecera es la Caldera de Las Cañadas (Fig. 6B). El Teide, el volcán más emblemático de Canarias, la montaña más alta de España con sus 3718 m de altura y el tercer volcán más alto del planeta,

después del Mauna Kea y Mauna Loa en las Islas Hawaii, ha sido recientemente estudiado en detalle (Carracedo et al., 2006 a, b; 2007), concluyéndose que son los rifts y su aporte continuado de magmas profundos los que:

Construyeron hasta niveles inestables el edificio volcánico anterior (el Edificio Cañadas).

Provocaron el deslizamiento gigante lateral que originó la Caldera de Las Cañadas.

Rellenaron esta nueva depresión con lavas basálticas, que fueron diferenciándose hacia fonolitas-traquitas al levantarse un edificio en la zona de confluencia de los rifts y emplazarse el magma en cámaras superficiales en el interior y debajo de este aparato volcánico.

Crearon en definitiva los estratovolcanes de Teide y Pico Viejo, así como el conjunto de domos y domos-colada fonolíticos que los rodean, mientras que la actividad permanecía con el mismo carácter basáltico en los extremos distales de los rifts.

Este proceso de creación de edificios centrales diferenciados anidados en cuencas de deslizamiento a partir de la actividad de los rifts (el verdadero motor del proceso) no parece tener parangón en otras islas volcánicas oceánicas de intraplaca (Carracedo, 2006a y b; Carracedo et al., 2007).

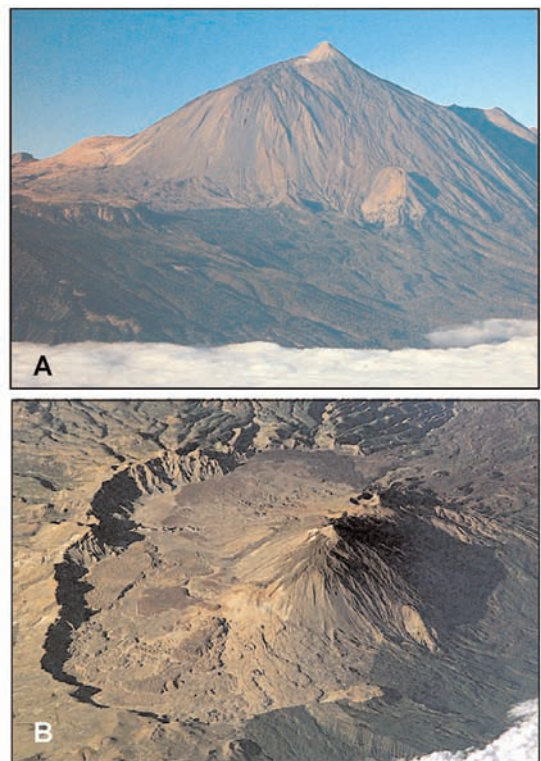


Fig. 6. A. Vista aérea del Teide desde el NE destacando sobre las nubes estratificadas (el "mar de nubes"). B. Vista aérea oblicua (desde el NE) de la Caldera de Las Cañadas y de los estratovolcanes Teide-Pico Viejo (imagen NASA).

EL RELIEVE EROSIVO

Los diferentes estadios evolutivos de las islas, así como la coexistencia en una misma isla de unidades de relieve antiguas con otras más jóvenes, motivan que en Canarias puedan observarse una gran variedad de formas del relieve no sólo estructurales (como ha quedado demostrado en las páginas anteriores), sino también derivadas de ellas a través del desgaste provocado por los procesos erosivos a lo largo del tiempo.

Mientras que en las islas y unidades del relieve más jóvenes del archipiélago predominan las grandes formas volcánicas estructurales y en sus superficies los conos piroclásticos y los campos de lavas, en las islas de más larga evolución temporal dominan como formas positivas del relieve los “macizos antiguos” y las formas negativas excavadas en o entre ellos (valles y depresiones erosivas).

El término de macizo antiguo en Canarias se utiliza para referirse a aquellas grandes formas del relieve en las que el modelado erosivo-sedimentario prevalece en el paisaje, y la actividad volcánica está extinta independientemente del tiempo transcurrido desde su extinción) o aparece como un fenómeno puntual y anecdótico en el paisaje, que apenas logra rejuvenecer algunas áreas. Por tanto, los macizos antiguos derivan, por evolución geomorfológica, de las grandes estructuras volcánicas (dorsales, volcanes en escudo, estratovolcanes o de la combinación de dos o más de ellas).

Así, el edificio Taburiente en la isla de La Palma ha dejado de ser un escudo volcánico activo para evolucionar hacia un macizo antiguo incipiente, en donde predominan barrancos radiales, profundos y estrechos, entre los que se extienden interfluvios con techos relativamente regularizados que funcionan como superficies de erosión. Algo parecido ocurre en la mitad nordeste de Gran Canaria y también en la mitad sureste de La Gomera (Fig. 7). En esta última isla, las formas estructurales son inexistentes dado que casi no ha existido actividad volcánica en los últimos tres millones de años, pudiendo considerarse a toda la isla como un macizo antiguo, si bien con unidades del relieve diferentes (Aroza, 1991).

En Tenerife, los macizos antiguos, labrados sobre estructuras de edad semejante, constituyen las áreas geográficas muy desmanteladas del Macizo de Teno y el Macizo de Anaga. Por el contrario, en la misma isla, las vertientes septentrionales y meridionales de la dorsal de La Esperanza así como del

desaparecido edificio Cañadas, cronológicamente más recientes, están incididas sólo por profundos y estrechos barrancos separados por amplias rampas.

En Gran Canaria, la mitad suroccidental de la isla no ha sido afectada por el volcanismo desde hace al menos unos 3 m.a. en algunas áreas, y más de 6 m.a. en otras, lo cual ha posibilitado que en esta mitad predominen los macizos antiguos y las grandes depresiones erosivas. Asimismo, la red de barrancos presenta rasgos evolucionados con perfiles transversales más abiertos, fenómenos de coalescencia en cabecera generalizados y varias generaciones de glacis de acumulación. Los interfluvios se presentan como superficies de erosión más o menos regularizadas (si se han labrado sobre lavas fonolíticas), o por el contrario, se estrechan hasta convertirse en cresterías en los materiales piroclásticos y/o más antiguos. En contraste con estas formas envejecidas, la mitad septentrional de la isla, presenta relieves de interferencia, es decir, el recubrimiento de los relieves evolucionados por nuevos materiales volcánicos emitidos durante los últimos 5 m.a. Estos recubrimientos han sido incididos por barrancos estrechos y profundos desde hace unos 2 m.a., pero con frecuentes eventos volcánicos que interfieren la actividad erosiva inundando con sus materiales los valles o elevando puntualmente el relieve con la aparición de conos y mantos de piroclastos.

Lanzarote y, especialmente Fuerteventura, presentan los macizos antiguos más evolucionados de todo el archipiélago. La importante elevación del edificio insular y su denuclación posterior, ha puesto al descubierto los materiales que conforman la unidad de volcanismo submarino, es decir, las lavas y los piroclastos submarinos, los sedimentos oceánicos y los cuerpos intrusivos. La erosión subaérea y litoral han modelado un macizo de morfologías muy particulares en función de estas características petrológicas y estructurales. Los macizos que están labrados sobre los materiales basálticos, son residuales, alcanzado poca altura (807 m en Jandía) o se encuentran fragmentados, desconectados entre sí, como relieves residuales y discontinuos (los Cuchillos de Bigan). Los valles presentan formas muy abiertas y fondos planos, las cabeceras han desaparecido dando paso a la existencia de llanuras interiores que conectan unos valles con otros sin topografías que los separen: son relieves peni-allanados, sin fuertes desniveles y con abundancia de depósitos sedimentarios, como los glacis de erosión y acumulación, los campos de dunas y los niveles marinos antiguos colgados sobre el nivel actual del océano (Criado,

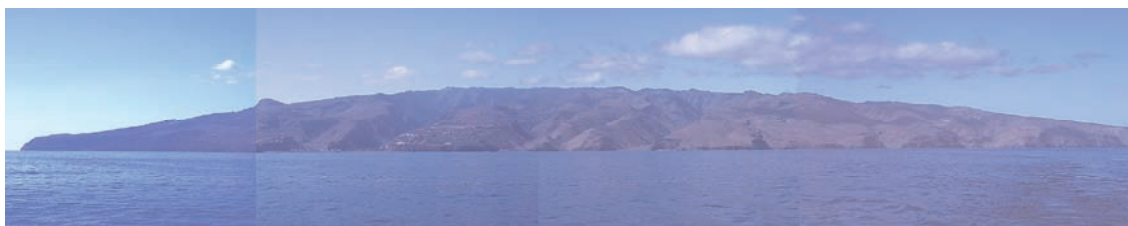


Fig. 7. Perfil transversal de la isla de La Gomera con una característica forma en escudo invertido diseccionado por una amplia red de barrancos.

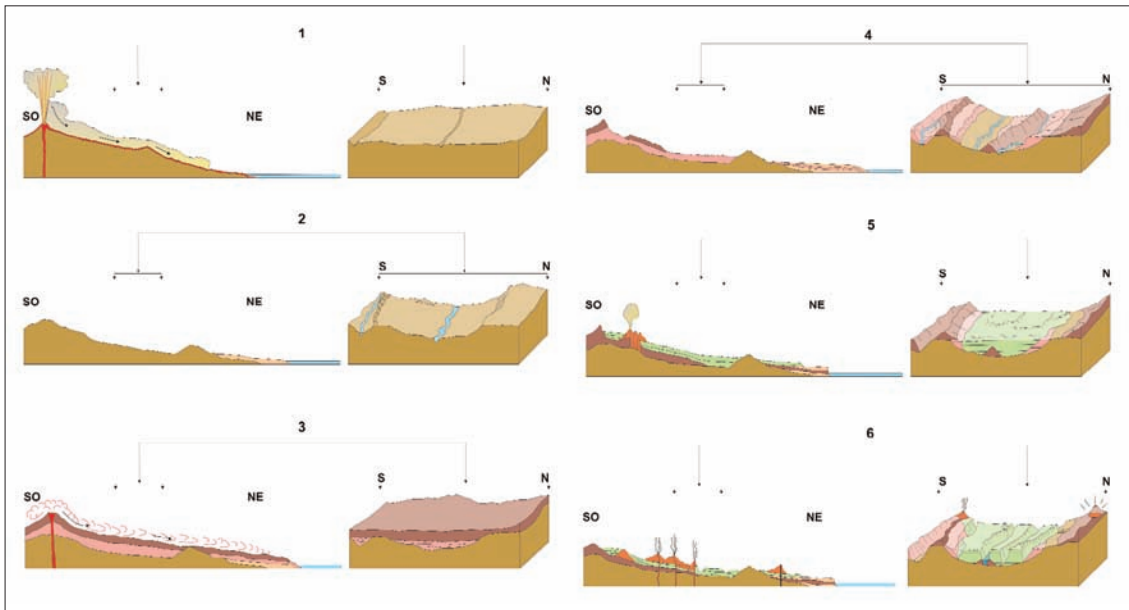


Fig. 8. Fenómenos de construcción (1), vaciado erosivo (2), relleno y desbordamiento con inversión del relieve (3), incisión erosiva (4), relleno lávico (5) y nueva incisión (6) en un valle. Ejemplo del valle del barranco de Guinguada en Gran Canaria (modificado de Hansen, 2001).

1991). Las formas estructurales se presentan como conos volcánicos aislados o conformando alineamientos de conos y campos de lavas, que pese a su escaso volumen, ocupan extensas áreas debido a que se han derramado sobre superficies muy llanas.

Por último, la morfología de los valles no depende exclusivamente del tiempo transcurrido desde el apilamiento de los materiales que les sirven de caja. En los territorios volcánicos, otros factores alteran la evolución favoreciendo una gran diversidad morfológica. Algunos de estos factores son:

Las discontinuidades topográficas y litológicas favorecen la incisión y la asimetría entre las vertientes.

La reactivación de una nueva fase de volcanismo posibilita el relleno de los valles previos, a veces hasta su desbordamiento y fosilización total.

La incisión posterior a los rellenos de valle provoca fenómenos de inversión del relieve de escalas muy variadas (Fig. 8).

Los grandes deslizamientos masivos de paneles rocosos en las cabeceras de los barrancos amplían las cuencas y producen rellenos sedimentarios de los fondos de valle, modificando las morfologías originales mediante fenómenos muy rápidos.

Los perfiles longitudinales se ven transformados por los cambios del nivel eustático que suelen ir acompañados por cambios en los sistemas morfogenéticos. La combinación de ambos factores ha motivado la aparición de valles colgados de morfologías diferenciadas en cabecera.

Algunas depresiones están controladas por estructuras magmáticas singulares, como el sistema de diques cónicos que controla el tamaño y la forma de la Caldera de Tejada, en Gran Canaria.

En conclusión, es la proximidad (islas jóvenes) o lejanía (islas antiguas) de las islas al foco magmático mantélico (punto caliente) la que condiciona el desarrollo de las grandes estructuras volcánicas originales, además de las formas del modelado erosivo-sedimentario posterior y, en consecuencia, los diferentes ritmos de construcción vs. destrucción de cada una de estas islas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los proyectos de investigación de la CICYT con referencias CGL2004-04039/BTE y CGL2005-00239/BTE, así como del proyecto financiado por el Gobierno de Canarias con referencia PI2002/148. Los autores queremos agradecer a nuestros colegas españoles y franceses que han colaborado estrechamente con nosotros en estos proyectos de investigación y sin los cuales no habríamos podido conseguir tantos datos cruciales para la comprensión del volcanismo canario. Asimismo, queremos agradecer al Dr. José López Ruíz por la revisión crítica del trabajo y sus acertados comentarios.

BIBLIOGRAFÍA

- Anguita, F. y Hernán, F. (1999). El origen de las Islas Canarias: un modelo de síntesis. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 7.3, 254-261.
- Anguita, F. y Hernán, F. (2000). The Canary islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 1-26.
- Arozena, M.E. (1991). *Los paisajes naturales de La Gomera*. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de La Gomera, Santa Cruz de Tenerife.
- Carracedo, J.C. (1994). The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-is-

land volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60 (3-4), 225-242.

Carracedo, J.C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 1-19.

Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez Badiola, E. y Ahijado, A. (2002). *Cenozoic volcanism II: The Canary Islands*. En W. Gibbons y T. Moreno (eds.): *The Geology of Spain*. The Geological Society of London, 439-472.

Carracedo, J.C. y Tilling, R. I. (2003). *Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas, Canarias-Hawái*. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, Santa Cruz de Tenerife (publicación nº 293), 73 pp.

Carracedo, J.C. (coordinador) (2006a). *Los volcanes del Parque Nacional del Teide. El Teide, Pico Viejo y las dorsales activas de Tenerife*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 388 pp + 2 mapas.

Carracedo, J.C. (coordinador) (2006b). *El Volcán Teide, volcanología, interpretación de paisajes e itinerarios comentados*. Serv. Pub. Caja Gral. Ahorros de Canarias, 431 pp + 1 mapa.

Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Pérez Torrado, F.J., Paris, R. y Fra-Paleo, U. (2007). Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *GSA Bulletin*, 119 (9/10), 1027-1051.

Criado, C. (1991). *La evolución del relieve de Fuerteventura*. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura, Puerto del Rosario.

Hansen, A. (2001). *Geografía de Santa Brígida. Relieve*. Ilustre Ayuntamiento de la Villa de Santa Brígida, 15-36.

Hoernle, K y Carracedo, J.C. (en prensa). The Geology of the Canary Islands. In: *Encyclopedia of Islands*, R. Gillespie y D. Clague (Eds.), Univ. California Press.

Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. y Canals, M. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57, 1-35.

Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R. y Torresan, M.E. (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 94, 17.465-17.484.

Paris, R. (2002). *Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud: l'exemple des Iles Canaries (Espagne)*. Tesis doctoral, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne (Francia).

Pérez Torrado, F.J. (2000). *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo, Gran Canaria*. Servicios de Publicaciones de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y del Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria, 459 pp.

Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B. y Le Bas, T. (1999). Recurrent giant landslides on the west flank of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 104. 25.331-25.348.

Walker, G.P.L. (1990). Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Science*, 44, 315-347. ■

Fecha de recepción del original: 28 de mayo de 2007

Fecha de aceptación definitiva: 26 de junio de 2007