

RASGOS GEOLÓGICOS PRINCIPALES DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO Y DE LA ISLA DE GRAN CANARIA

Mangas Viñuela, J.

Dpto. de Física. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Campus de Tafira. 35.017 Las Palmas de Gran Canaria. jmangas@dfis.ulpgc.es

1) INTRODUCCIÓN

El archipiélago canario está constituido por 7 islas y varios islotes y montañas submarinas que se sitúan entre las latitudes 27 y 30° N y se extienden a lo largo de unos 500 Km, estando el límite oriental del archipiélago a tan sólo 100 Km de la costa africana (Fig. 1). Las islas oceánicas de origen volcánico suelen ser edificios que se levantan del fondo oceánico, primero por apilamiento de materiales de erupciones submarinas y luego subaéreas. Los edificios canarios se levantan sobre profundidades abisales de entre 3.000 y 4.000 m., por lo que las islas serían construcciones geológicas con alturas que pueden sobrepasar los 7.000 m. (el Teide tiene una altitud de 3.718 m.).

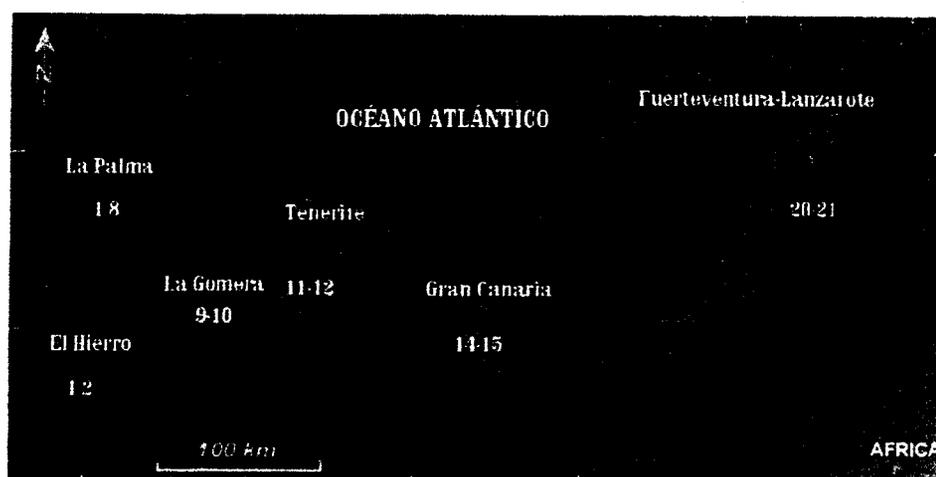


Figura 1. Mapa de situación de las Islas Canarias y edades del vulcanismo subaéreo más antiguo en cada una de ellas (Carracedo, 2003).

Las islas orientales de Fuerteventura y Lanzarote constituyen un solo edificio insular pues están separadas por el estrecho de la Bocaina que tiene fondos de menos de 40 m (Fig. 1). Este edificio tiene una orientación N-NE y es paralelo al margen conti-

mental africano. Los edificios insulares de Gran Canaria, Tenerife y La Gomera se distribuyen en una alineación E-O, pero el de La Palma situado al N y el de El Hierro al S constituyen una bifurcación de anterior alineación. Por otra parte, existen varias alineaciones de montañas submarinas en el área del archipiélago canario como son: el Banco de la Concepción al N de Lanzarote, los edificios de Amanay y el Banquete al SO de Fuerteventura, y Las Hijas al SE del El Hierro (Rihm *et al.*, 1998).

Desde el punto de vista geotectónico, el archipiélago canario son islas volcánicas intraplaca oceánica que se sitúan en el margen continental pasivo de la placa africana. La actividad magmática submarina más antigua en las islas comenzó en el Oligoceno (alrededor de 35 m.a. en Fuerteventura) y las erupciones se desarrollaron sobre una litosfera oceánica del Jurásico inferior, de unos 165 m.a. (Rothe, 1968; Robertson y Stillman, 1979; Ibarrola *et al.*, 1989; Steiner *et al.*, 1998). La litosfera oceánica presente en la zona se formó en la dorsal lenta del Atlántico central. Con relación al vulcanismo subaéreo de las islas, cabe resaltar que cada una tiene una historia distinta. Así, por ejemplo, el vulcanismo subaéreo más antiguo ha sido datado como Mioceno inferior en las islas más orientales de Fuerteventura y Lanzarote (Ancochea *et al.*, 1996), mientras que es Cuaternario en las islas más occidentales de La Palma y El Hierro (Guillou *et al.*, 1996 y 2001) (Fig. 1). Además, todas las islas, menos La Gomera, han tenido diversas erupciones volcánicas en el último millón de años y en las islas de Lanzarote, Tenerife, La Palma y El Hierro ha habido erupciones históricas en los últimos 500 años. La distribución de islas y montañas submarinas en el área de Canarias ha estado controlada por la estructura y propiedades de la litosfera oceánica en esta zona y por procesos magmáticos y esfuerzos y deformaciones tectónicas desarrollados, tanto a nivel regional como insular, a lo largo el tiempo geológico.

Los estudios de las rocas ígneas (plutónicas y volcánicas) llevados a cabo en Canarias desde la década de los 60 hasta la actualidad confirma que pertenecen a la serie alcalina subsaturada (Fuster *et al.*, 1968, ITGE, 1992; Carracedo *et al.*, 2002; Vera, 2004). Así, por ejemplo, es común encontrar lavas volcánicas clasificadas como nefelinitas, basanitas, basaltos alcalinos, tefritas, hawaitas, mugearitas, fonolitas tefríticas, fonolitas, traquitas, entre otros. Los análisis químicos llevados a cabo en estas lavas volcánicas indican que estos materiales se encuadran generalmente en el campo alcalino subsaturado, con escasos ejemplos saturados (Fig. 2). Así, en esta figura 2, se observa un agrupamiento bimodal en las islas con composiciones basalto-basanita y traquita-fonolita, y corresponden a materiales moderadamente alcalinos (basalto alcalino-traquita) o altamente alcalinos (basanita-fonolita). Rocas con tendencia toleítica sólo han sido identificadas ocasionalmente en lavas antiguas de Gran Canaria y en las históricas de Lanzarote. También, hay ciertas diferencias en la alcalinidad y la saturación en sílice de tipos de rocas entre las islas. Así, Gran Canaria tiene rocas que abarcan todas las composiciones desde muy poco alcalinas a muy alcalinas y con términos subsaturados y saturados, mientras que en otras islas la alcalinidad y la subsaturación

es más homogénea. Las islas que contienen menos rocas diferenciadas o sálicas son Lanzarote y El Hierro. Por otra parte, los estudios geoquímicos de isótopos radiogénicos llevados a cabo en rocas de Canarias en los últimos años confirman que los magmas canarios proceden de fusiones parciales de un componente mantélico HIMU mezclado con otros de manto enriquecido (EM) y empobrecido (DM) (Cousens *et al.*, 1990; Weaver, 1991; Hoernle y Tilton, 1991; Hoernle *et al.*, 1991; Hoernle y Schmincke, 1993; Neuman *et al.*, 1995; Thirwall *et al.*, 1997).

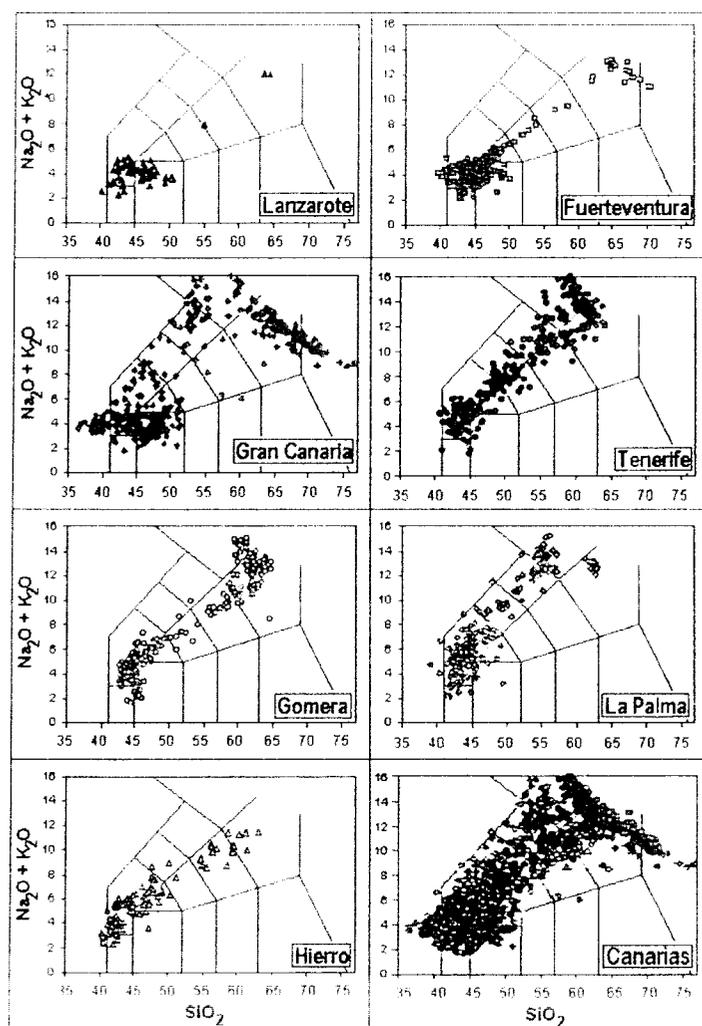


Figura 2. Diagramas TAS de rocas volcánicas analizadas en Canarias en general y en cada una de las islas (Vera, 2004).

Los datos geofísicos de refracción sísmica y de anomalías magnéticas sugieren que todas las islas están asociadas a una litosfera oceánica y que el límite con la continental estaría localizado entre las islas más orientales y la costa de África (Roest *et al.*, 1992). Este límite no es observable puesto que está cubierto por un apilamiento nota-

ble de sedimentos de unos 10 Km. de potencia. La anomalía magnética “S1” (175 m.a.) ha sido identificada entre las islas de Fuerteventura y Lanzarote, y el continente africano y la anomalía M25 (Jurásico Medio, 156 m.a.) está situada entre las islas de La Palma y el Hierro. Por otro lado, datos sísmicos en la zona del archipiélago confirman la discontinuidad de Mohorovicic a una profundidad de aproximadamente 13 Km. y la existencia de un abombamiento litosférico de unos 500 m. (Canales y Daño-beitia, 1998).

2) HIPÓTESIS GENÉTICAS DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

El origen de las Islas Canarias sigue siendo aún controvertido, puesto que todas las hipótesis propuestas a lo largo del tiempo han sufrido objeciones y críticas (Carracedo *et al.*, 1998; Anguita y Hernán, 2000; Vera, 2004). Así, algunos autores apoyan la idea de que este archipiélago volcánico intraplaca está asociado a plumas del manto (Schmincke 1973; Hoernle y Schmincke, 1993; Hoernle *et al.*, 1995; Oyarzun *et al.*, 1997; Carracedo *et al.*, 1998; Canas *et al.*, 1998, entre otros, Fig. 3), otros han propuesto hipótesis como la de fractura propagante desde la cordillera del Atlas hasta la zona del archipiélago (Anguita y Hernán, 1975), la de dorsal extensional local activa desde el Cenozoico (Fuster, 1975), la de bloques levantados por tectónica compresiva (Araña y Ortiz, 1986), o últimamente se ha elaborado un modelo integrador de las anteriormente descritas (Anguita y Hernán, 2000).

Actualmente, nadie duda que Canarias es un hotspot pues es una región intraplaca con vulcanismo persistente. Ahora bien, existe controversia en determinar si el archipiélago canario es una anomalía de fusión producida por plumas mantélicas profundas o por mecanismos someros en una astenosfera que esta cerca de su punto de fusión y dominada por procesos tectónicos activos y/o por mecanismos pasivos como variaciones de fertilidad magmática (Fig. 3). Así, por ejemplo, Courtillot *et al.* (2003) estudian 49 puntos calientes y señalan 5 criterios para conocer a que profundidad del manto se originan las plumas y que mecanismos dan lugar al vulcanismo superficial intraplaca. Los criterios utilizados por estos autores son: 1) la existencia de una cadena de volcanes con progresión de edades; 2) la presencia de una LIP (Large Igneous Province) al principio de la rotura litosférica (presencia de basaltos plateau cerca de las islas más antiguas de la cadena volcánica); 3) el flujo ascendente mantélico por encima de 1×10^3 kg/s que produzca abombamiento litosférico; 4) las relaciones isotópicas altas de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (de 7 a 10 veces la relación atmosférica RA); y 5) las bajas velocidades de ondas sísmicas S en el manto (a 500 Km. y a 2.850 Km. de profundidad). Estos autores, consideran que los hotspot analizados que cumplen más de 3 criterios pueden tener su origen asociado a plumas mantélicas profundas (en la discontinuidad D'') y los denominan hotspot primario o “Morganiano” (como por ej., los de Hawai, Easter, Louisville en el Pacífico, e Islandia, Afar, Reunión y Tristan en el Índico-

Atlántico). Estos autores analizan el hotspot de Canarias e indican que sólo cumple los criterios 3 y 5, por lo que determinan que es un hotspot terciario (o “Andersoniano”), es decir con un origen superficial o astenosférico y/o asociado a esfuerzos tensionales en la litosfera y a fusiones parciales por descompresión. No obstante, indicaremos que Canarias también cumple el criterio (1), aunque ellos no lo consideraron, pues se observa que hay cierta progresión de edades del vulcanismo subaéreo desde las islas orientales más viejas a las occidentales más jóvenes. Por lo tanto, Canarias tendría también 3 criterios y su origen puede estar asociado a una pluma primaria (o Morgagniana), es decir originada en las zonas profundas del manto inferior terrestre.

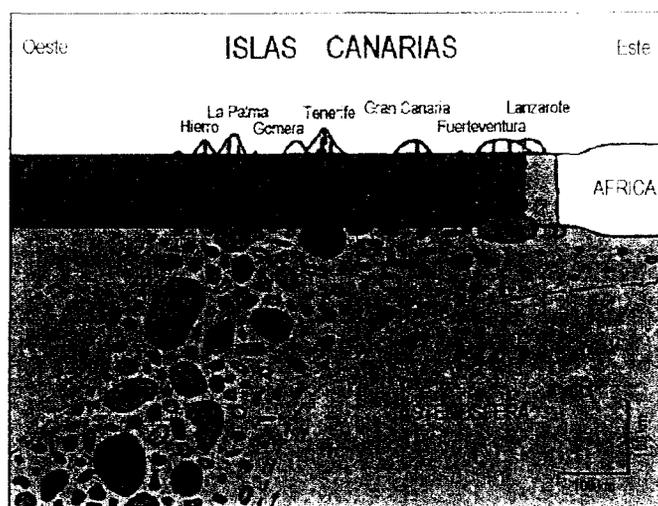


Figura 3. Modelo de pluma mantélica para el archipiélago canario caracterizada por burbujas (blobs) fértiles de magma que generarían el vulcanismo intraplaca oceánica (Hoernle y Schmincke, 1993; tomado de Vera, 2004).

Por otro lado, Anderson (2005) analiza 62 puntos calientes y amplía a 12 los criterios de caracterización del origen de estas anomalías de fusión. Los criterios que considera son: la progresión de edades en la cadena volcánica; el abombamiento importante en la zona; los valores isotópicos altos de ^3He (o $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$); el LIP asociado a la isla más antigua; las anomalías tomográficas a profundidades de 110, 290, 500, 1000 Km. y en el manto más inferior (con bajos valores de velocidad de ondas sísmicas); el adelgazamiento de la Zona de Transición; el alto flujo térmico; y la alta temperatura del magma. Además, distingue los criterios que son característicos “de pluma” (o profundos) de los “de placa” (o someros), para así determinar si los hotspot son producidos por influencia de una pluma termal profunda o por mecanismos someros con control litosférico y astenosférico. Por ejemplo, este autor considera como criterios a favor de la hipótesis de placa: la ausencia de abombamiento en el hotspot; la falta de anomalías tomográficas a varias profundidades; la no progresión de edades en

la cadena volcánica; la baja temperatura de magmas o sus fuentes (con relación a los MORB); el bajo flujo térmico; el emplazamiento magmático a lo largo de zonas de fractura preexistentes o transformantes, entre otros. Además, el indica que si el hotspot analizado cumple con 4 criterios de pluma (1/3 de los criterios) pueden considerarse un hotspot con relación a plumas de origen mantélico profundo y si tiene más de 5 de placa entonces el hotspot está influenciado por mecanismos someros de carácter tectónico o de fertilidad magmática.

Resulta que cuando este autor analiza el hotspot de Canarias, indica este archipiélago no tiene LIP en las islas más antiguas(las orientales); el flujo ascendente es de 1 Mg/s; el valor del geoide es de 6.8 m.; las relaciones isotópicas de $^3\text{He}/^4\text{He}$ y ^3He son bajas; las velocidades de ondas sísmicas a 290 Km. son altas y bajas a 500 Km., en el manto inferior y en la base del manto D'' (Courtilot *et al.*, 2003; Montelli *et al.*, 2004; Garnero *et al.*, 1998) y el archipiélago esta asociado a una zona de fractura. Además, en esta caracterización no tuvo en cuenta ciertos datos en el archipiélago canario por su inexistencia, como por ejemplo, el espesor de la Zona de Transición en esta zona, el valor de fijación o movimiento del punto caliente a lo largo del tiempo, los valores de temperatura y el flujo térmico, o las tomografías en el manto superior a 110 Km. y 1000 Km. de profundidad. Por lo tanto, este autor concluye que Canarias obtienen una valoración de 4 criterios de pluma junto con 5 de placa. Por consiguiente, el origen del punto caliente de Canarias estaría influenciado tanto por ascensos mantélicos profundos (valoración de pluma) como por mecanismos someros en la litosfera y astenosfera (valoración de placa).

En conclusión, si tenemos en cuenta los estudios realizados sobre el origen del magmatismo de Canarias por numerosos investigadores, podemos resumir que el punto caliente de Canarias tuvo influencias tanto de una pluma con raíces en el manto inferior como de mecanismos someros ligados a la astenosfera y a la litosfera a lo largo del Cenozoico (ya a factores activos controlados por la tectónica regional y local, ya a características pasivas del manto superior como puede ser su fertilidad en este área). Ahora bien, son necesarios más estudios geológicos en las islas Canarias para conocer con más precisión las distintas influencias mantélicas, someras o profundas, y litosféricas en esta zona del océano Atlántico Central.

3) FORMACIÓN DE ISLAS OCEÁNICAS DE ORIGEN VOLCÁNICO: ARCHIPIÉLAGO CANARIO E ISLA DE GRAN CANARIA

Walter (1990) definió para las islas Hawai un modelo de formación insular en varias etapas (Fig. 4): 1) fase submarina profunda, donde se producen emisiones submarinas tranquilas de lavas masivas, pilowlavas y hialoclastitas de composición máfica alcalina, que dan lugar a un edificio submarino con la posibilidad de presentar una caldera en su parte sumital; 2) fase submarina emergente, la cima del edificio insular

submarino ha alcanzado ya menos de 700 metros de profundidad y presenta un vulcanismo más explosivo con formación de hialoclastitas, brechas volcánicas y pillows de composición máfica toleítica; 3) fase de construcción en escudo, donde el edificio insular subaéreo se ha desarrollado debido a la emisión de un volumen importante de coladas volcánicas toleíticas. Este volcán en escudo puede presentar caldera en la cima y la inestabilidad de sus laderas (subaéreas o submarinas) puede desencadenar deslizamientos gravitacionales gigantes; 4) fase de declive alcalino, caracterizado por la emisión de un volumen reducido de rocas volcánicas diferencias (intermedias y ácidas); 5) fase erosiva, desaparece la actividad volcánica en la isla y se genera su desmantelamiento progresivo, dando lugar a depósitos sedimentarias bio-detríticos; 6) fase de reactivación volcánica, caracterizada por la emisión puntual y reducida de rocas volcánicas ultramáficas y máficas que proceden de fuentes magmáticas diferentes a las fases anteriores; 7) fase de atolón, se produce la subsidencia del edificio insular hacia profundidades generándose construcciones coralinas en zonas litorales y de plataforma; y, por último, 8) fase de guyot, caracterizada por el hundimiento de la isla hasta aguas profundas, con la consiguiente muerte de los arrecifes de coral.

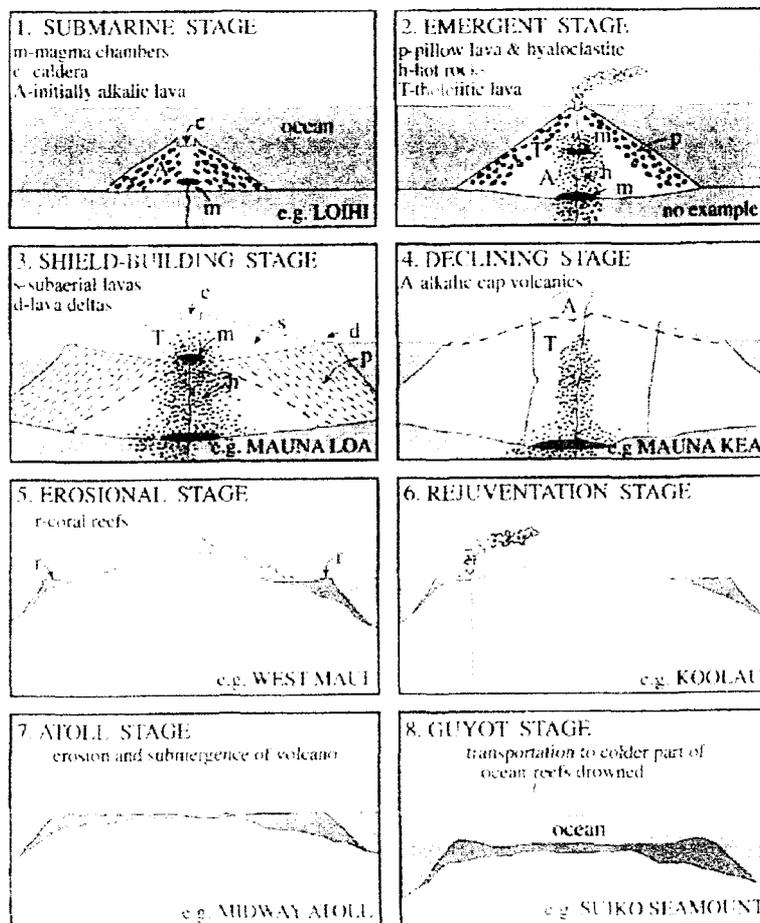


Figura 4. Etapas del modelo de formación de islas en el archipiélago hawaiano (Blay y Siemers, 1998, modificado de Walker, 1990)

3.1) El caso del archipiélago canario

Si analizamos las características geológicas de las islas Canarias con relación a las fases genéticas del modelo hawaiano descrito en el apartado anterior, comprobaremos que existen ciertas similitudes y diferencias que vamos a analizar a continuación. Así:

a) Las fases submarinas de las islas Canarias, al igual que en otros archipiélagos intraplaca, constituyen más del 90% del volumen total de los edificios insulares (Schmincke, 1982). Estos materiales y morfologías submarinas, correspondientes a las fases 1 y 2 del modelo de Walker (1990), han sido estudiados recientemente en Hawai en campañas oceanográficas centradas en el volcán submarino de Loihi, en los rift activos sumergidos de las islas y en sondeos profundos (Clague *et al.*, 1995; García *et al.*, 1998; Quane *et al.*, 2000; Moore, 2001; Johnson *et al.*, 2002). En Canarias no se han estudiado todavía a este nivel los materiales submarinos pero se pueden observar en afloramientos subaéreos debido a la importante tectónica regional-insular (esfuerzos compresivos y de cizalla dúctil) y a procesos de abombamiento magmático que ha producido levantamientos de orden kilométrico de bloques que contienen materiales de la litosfera oceánica mesozoica y de las fases de construcción submarina insular cenozoica (Cendrero, 1970 y 1971; Gastesi, 1973; Stilman *et al.*, 1975; Robertson y Stillman, 1979; Staudigel y Schmincke, 1984; Cantagrel *et al.*, 1984; Staudigel *et al.*, 1986; Ancochea *et al.*, 1996; Fernández *et al.*, 1997; Steiner *et al.*, 1998, entre otros). Además, el desmantelamiento insular posterior ha permitido mostrar mejor estos materiales a diferentes altitudes y así hoy día son observables en ciertos lugares de las islas de Fuerteventura (zonas de Ajui y Esquinzo en el oeste de la isla), La Gomera (zona de Vallehermoso en el norte de la isla) y La Palma (zona de Taburiente en el centro-oeste de la isla). Estos afloramientos se caracterizan por presentar ocasionalmente rocas sedimentarias turbidíticas de la litosfera oceánica y frecuentemente rocas volcánicas submarinas (Principalmente pillowlavas, pillowbrechas y/o hialoclastitas de carácter basáltico alcalino) junto con enjambres de diques e intrusiones subvolcánicas alcalinas de composición máfica y ultramáfica. Además de esta variedad litológica, los materiales suelen estar metamorfozados y mostrar cierta complejidad estructural, por lo que su estudio resulta complicado. Estos afloramientos se han denominado en la literatura “Complejos Basales” y están constituidos tanto por materiales mesozoicos (jurásicos y cretácicos) de las capas 1 y 2 de la litosfera oceánica (que afloran sólo en Fuerteventura) como por rocas magmáticas cenozoicas submarinas y subaéreas de los edificios insulares y por los materiales sedimentarios marinos asociados. Las rocas ígneas y sedimentarias de las fases de construcción insular submarina tienen génesis independientes puesto que en la isla de Fuerteventura presentan una edad oligocena y miocena (entre 36 y 18 m.a.), en La Gomera son miocenos (entre 15 y 20 m.a.) y en La Palma son pliocenos (entre 3 y 4 m.a.). En el archipiélago de Hawai no existe una tectónica regional-insular tan notable y por ello no tienen este tipo de aflo-

ramientos subaéreos con materiales correspondientes a las fases de construcción submarina.

b) **La fase de construcción en escudo** en islas oceánicas ha sido denominado así por la morfología que presentan los edificios volcánicos que se forman en Hawai (Walker, 1990). Las tasas eruptivas en esta fase de escudo que se han medido en los edificios de Kilauea o Mauna Loa en la isla de Hawai son muy altas, del orden de 1 m³/s (Walker, 1990). Además, las erupciones son de carácter fisural o central y presentan esencialmente composiciones geoquímicas de basaltos toleíticos. Como el hotspot hawaiano es muy activo y el movimiento de la placa litosférica es rápida, en pocos cientos de miles de años se construye el volcán en escudo y se configura una isla oceánica como es el caso de las islas de Lanai o Kauai, o se forman varios edificios volcánicos en una sola isla, como son los 5 volcanes en escudo de la isla de Hawai (Kilauea, Mauna Loa, Mauna Kea, Hualalai y Kohala) o los 2 de Oahu (Waianae y Koolau), Maui (Maui Oeste y Maui Este) o Molokai (Molokai Oeste y Molokai Este). Otra característica geológica a destacar durante esta etapa de construcción rápida son los gigantescos deslizamientos gravitacionales que se generaron en las laderas subaéreas y submarinas de los edificios, dando lugar a coladas de derrubios y aludes rocosos que se depositan en los fondos marinos próximos (Moore *et al.*, 1989).

En Canarias existen algunas diferencias con el modelo hawaiano puesto que las tasas eruptivas son más bajas y la dorsal atlántica que genera la placa litosférica es lenta (Carracedo *et al.*, 1998). Así, en esta fase en escudo se produjeron en las islas emisiones centrales o fisurales que dieron lugar a apilamientos de pueden alcanzar potencias de 1 km. Conteniendo esencialmente coladas de basaltos alcalinos, y emitidas en tan solo unos cientos de miles de años, como es el caso de Gran Canaria donde el edificio basáltico mioceno se construyó en unos 400.000 años (de 14,5 a 14,1 m.a.) o a lo largo de varios millones de años, como por ejemplo el edificio Famara en Lanzarote que tardó en formarse más de 6 m.a. (de 10,2 a 3,7 m.a.). Es difícil comprobar hoy día si los edificios volcánicos antiguos canarios mostraban morfologías de volcán en escudo (como los que se pueden ver en Hawai) puesto que durante esta etapa se produjeron diversos fenómenos geológicos que camuflan su forma. Como por ejemplo, largas fases de inactividad volcánica durante su construcción y con importantes procesos de desmantelamiento, emisiones volcánicas posteriores que taparon en parte a los edificios antiguos o gigantescos deslizamientos gravitacionales en sus laderas (Urgeles *et al.*, 1996; Krastel *et al.*, 2001; Masson *et al.*, 2002; Canals, 2003, Figs. 4 y 5). En este sentido, lo que si es frecuente observar en Canarias son morfologías en forma de ceja o herradura de dimensiones kilométricas y que corresponden con las cabeceras subaéreas de estos deslizamientos como, por ejemplo, la caldera de Las Cañadas y los valles de la Orotova y Güimar en Tenerife; Taburiente en La Palma; El Golfo y el Julán en el Hierro; o los arcos litorales de Güigüi y La Aldea de San Nicolás-Agaete en Gran Canaria y Jandía en Fuerteventura, entre otros. Estos deslizamien-

tos geológicos originaron sobre todo aludes rocosos y ocasionalmente colados de derrubios o deslizamientos translacionales y rotacionales (Canals, 2003, Fig. 4).

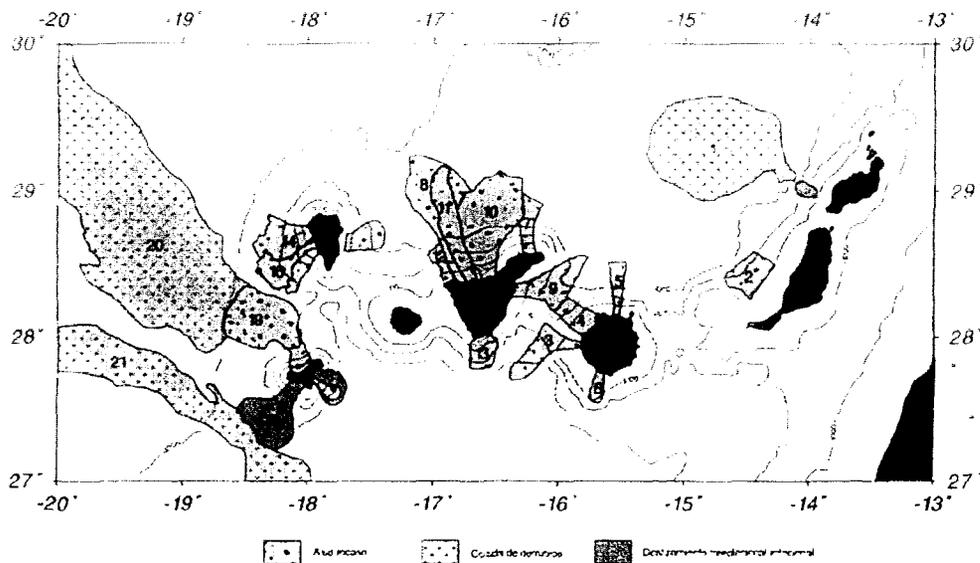


Figura 4. Depósitos asociados a deslizamientos gravitacionales en los flancos de las Islas Canarias (Canals, 2003).

Por otro lado, se han descrito en el archipiélago canario edificios volcánicos de carácter insular, al igual que en Hawai, como es el caso de Gran Canaria o La Gomera, o varios edificios volcánicos en una sola isla como, por ejemplo, los 3 de Fuerteventura o Tenerife (edificios Norte, Centro y Sur, y Anaga, Teno y Roques del Conde, respectivamente) o los 2 de Lanzarote (edificios Agaches y Famara). Los centros de emisión son difíciles de ver en estos edificios volcánicos pero es de suponer que tendrían un carácter central y/o fisural y una tasa eruptiva alta. En este último caso, es de suponer que numerosos edificios estrombolianos se alinearían a lo largo de rift individuales, como el que se ven actualmente en el sur de La Palma (dorsal de Cumbre Vieja), o de sistemas de fractura triple (en forma de estrella de mercedes) como el que aparece en la isla de El Hierro (Carracedo, 1994).

En la cima de los edificios volcánicos en escudo del archipiélago hawaiano se forman calderas de colapso, como la del volcán Kilauea en la isla de Hawai y con 3 km. de diámetro. Igualmente, en Canarias se han desarrollado calderas de hundimiento pero de dimensiones más grandes, como la de Tejeda en Gran Canaria que tiene unos 20 km. de diámetro.

c) La fase de declive alcalino en Hawai está caracterizada por tasas eruptivas bajas del orden de 0,1 m³/s o 0,5 km³/siglo, como las medidas en los edificios Hualalai o Mauna Kea de la isla de Hawai (Walker, 1990). Así, en pocos miles de años se

emitió un volumen reducido de lavas diferenciadas con composiciones de andesitas a riodacitas. En Canarias, en cambio, el volumen emitido en algunos de los edificios volcánicos es muy notable (puede alcanzar los 1000 km³) y las erupciones correspondientes se desarrollaron a lo largo de varios millones de años. Esto se observa por ejemplo en las islas de Gran Canaria, Gomera y Tenerife donde el magma se diferenció, dando lugar a erupciones de carácter explosivo y a depósitos de coladas lávicas y piroclásticas (ignimbritas) de composición fofolítica y traquítica (y ocasionalmente, riolítica). Por otro lado, estas manifestaciones volcánicas subaéreas estaban conectadas en profundidad con sus respectivas cámaras magmáticas las cuales pueden ser observadas en superficie por el notable desmantelamiento erosivo insular. Así, aparecen afloramientos subvolcánicos de stocks, domos, diques individuales o sistemas cónicos de diques, como los que aparecen en las islas de Gran Canaria y La Gomera.

d) La **fase de inactividad volcánica** se produce por el alejamiento del edificio volcánico con relación al punto caliente y esta etapa puede durar varios cientos de miles de años (por ejemplo, en la isla de Lanai). En esta fase se producen procesos erosivos importantes con el desmantelamiento insular de tal manera que se crean barrancos e interfluvios en el edificio, depósitos detríticos en los barrancos y formaciones sedimentarias detríticas y organógenas en el litoral (arrecifes de coral). En Canarias, aparecen estas fases de inactividad volcánica pero con duraciones de varios millones de años, por lo que algunos edificios volcánicos se desmantelan en gran medida. Así, las fases sin vulcanismo llegó a durar unos 7 m.a. en el edificio Central de Fuerteventura, más de 2 m.a. en el edificio mioceno en La Gomera y unos 2 m.a. en Gran Canaria. Además, asociados a estas fases erosivas se formaron depósitos sedimentarios detríticos que pueden tener potencias superiores al centenar de metros, como por ejemplo la Formación Detrítica de Las Palmas en Gran Canaria. Por otro lado, en Canarias no se desarrollaron depósitos coralinos desde el mioceno hasta la actualidad debido a las condiciones oceanográficas adversas.

e) La **fase de reactivación volcánica** definida en las islas Hawai presenta unas tasas eruptivas muy bajas (de menos de 0,001 m³/s ó 0,001 km³/siglo, Walker 1990), como las que se ha medido en los volcanes recientes de Honolulu en la isla de Oahu (y asociados al edificio volcánico Koolau). Este rejuvenecimiento insular está relacionado con las deformaciones tensionales y extensionales que sufre la litosfera oceánica lejos del punto caliente y con nuevas fuentes magmáticas como lo demuestran los datos geoquímicos de sus materiales. El volumen de rocas emitidas en esta fase es anecdótico pues son erupciones volcánicas puntuales (estrombolianas o hidromagmáticas) con emisiones lávicas de composiciones ultrabásicas y básicas alcalinas (basanitas y basalitos).

Sin embargo en Canarias esta fase de reactivación volcánica duró varios millones de años como por ejemplo unos 5,3 m.a. en Gran Canaria o unos 4 m.a. en Tenerife. En estas islas se han emitido volúmenes importantes de materiales, del orden de varios

centenares de km³. Las emisiones tuvieron en esta fase un carácter efusivo o explosivo según la composición del magma en cada momento, pues se han analizado lavas de composición muy variada que oscilan desde rocas alcalinas ultrabásicas a sálicas (de basanita-nefelinita a fonolita-traquita, Carracedo *et al.*, 2002; Vera, 2004)). Las erupciones de esta fase se alinean a lo largo de un rift individual, como la alineación NO-SE del vulcanismo plio-cuaternario de Gran Canaria o la NE-SO del vulcanismo cuaternario de Lanzarote, o de un rift múltiple como las erupciones del Pleistoceno superior y Holoceno de las dorsales NO y NE en Tenerife. Además, las erupciones también se pueden concentrar en una zona determinada y dar lugar a estratovolcanes que puede alcanzar varios km de altitud. Como es el caso del estratovolcán plioceno Roque Nublo en Gran Canaria (con unos 3.000 m. de altura, Pérez-Torrado, 1992 y 2000) o el edificio cuaternario Teide-Pico Viejo en Tenerife (con 3.718 m. de altitud).

Teniendo en cuenta que las fracturas activas en cada isla del archipiélago canario tienen orientaciones y peculiaridades volcánicas diversas, éstas tienen que estar asociadas a directrices estructurales regionales originadas por esfuerzos tectónico-magmáticos, tanto a nivel regional en la litosfera oceánica subyacente como a escala local en los edificios insulares. Así, las anomalías de fusión están en la astenosfera pero su reflejo volcánico superficial depende de los mecanismos someros que se desarrollan en la litosfera oceánica infrayacente y en el edificio insular superpuesto.

f) Las **fases de atolón y guyot** tienen importancia en las cadenas volcánicas de Hawai y Emperador (Clague y Dalrymple, 1987), donde existen unos 107 edificios volcánicos sumergidos a lo largo de unos 5.750 km.. Así, las islas se alejan del abombamiento del punto caliente (este tiene unos 1.000 km de diámetro en Hawai) y se produce la subsidencia insular. En este sentido, es frecuente encontrar depósitos corales en las zonas litorales y de plataforma de los edificios volcánicos sumergidos (fase de atolón). Mas tarde la subsidencia de la litosfera oceánica prosigue y los edificios insulares se hunden a aguas profundas (fase de guyot). Sin embargo, en Canarias la subsidencia ha sido nula o mínima ya que, por ejemplo, en las islas afloran a nivel del mar actual, o muy próximo a este, depósitos detríticos marinos plio-cuaternarios junto con materiales volcánicos subaéreos (como por ejemplo, los depósitos costeros que aparecen en las islas de Fuerteventura y Lanzarote). Además, las condiciones oceanográficas miocenas y plio-cuaternarias en Canarias no han sido las adecuadas para desarrollar estructuras de arrecifes de coral sobre los edificios insulares.

3.2) El caso de la isla de Gran Canaria

La isla de Gran Canaria se levanta sobre fondos marinos de unos 3.000 m. de profundidad, por lo que estamos hablando del edificio insular de unos 5.000 m. de altitud (Fig. 5). Este edificio se presenta como una columnata en el océano puesto que

su plataforma continental es reducida, se pasa a fondos de 2000 m. de forma muy drástica y luego aparece una pendiente más suave hasta los 3.000 m. de profundidad.

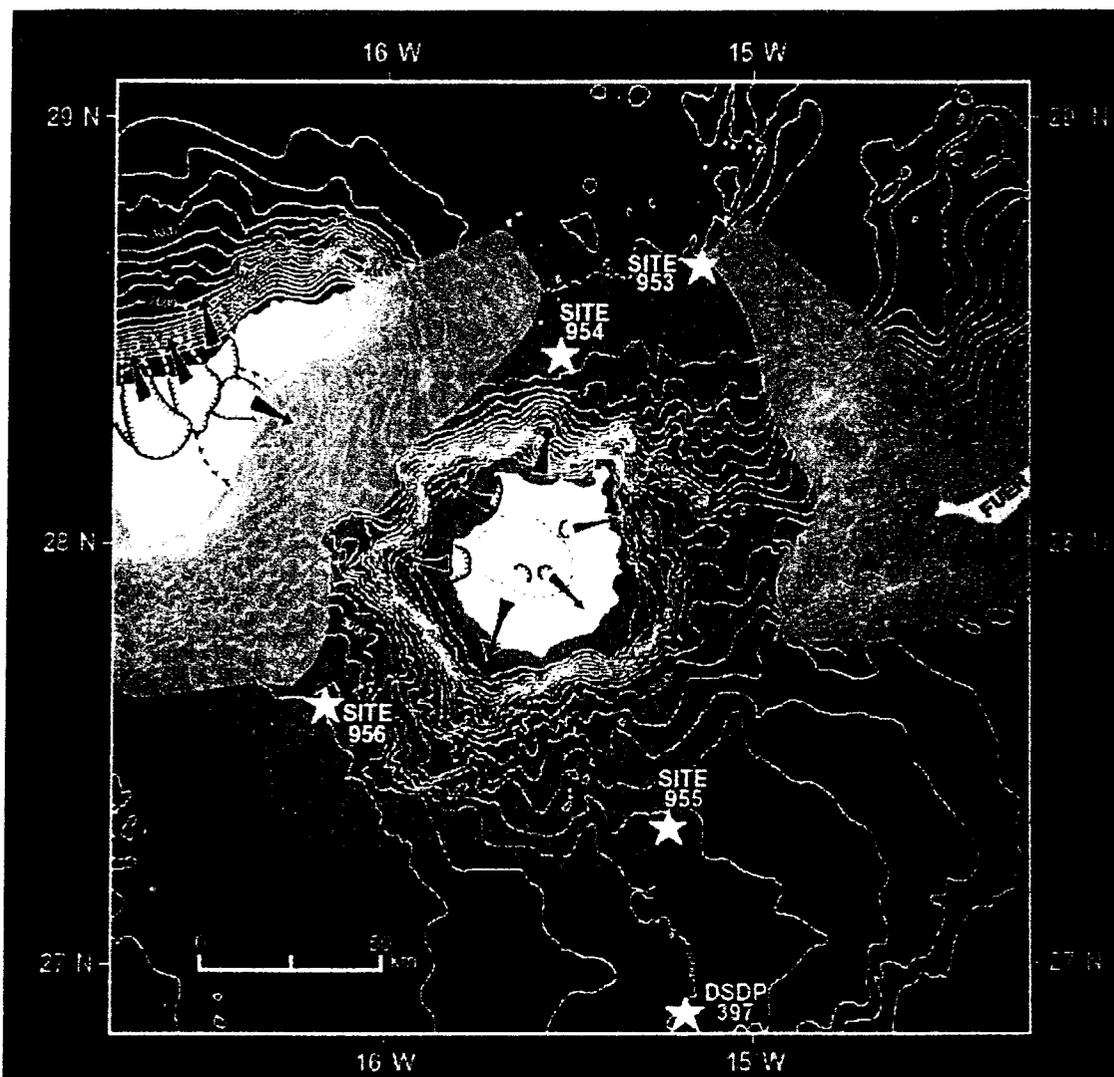


Figura 5. Mapa batimétrico del edificio de Gran Canaria definido sísmicamente (en azul) y situación de los 4 sondeos del ODP en 1995 (Funck *et al.*, 1996). Flancos de parte de los edificios de Fuerteventura y Tenerife (en verde).

Los materiales volcánicos de la fase volcánica submarina de Gran Canaria están sin estudiar y sólo se han llevado a cabo 4 sondeos del programa internacional “Ocean Drilling Project” en los flancos distales de la isla (Leg 157, sondeos 953, 954, 955 y 956, ODP 1995 y 1998). Estas perforaciones sólo han encontrado materiales vulcano-sedimentarios relacionados con las fases constructivas y destructivas subaéreas de la isla (Figs. 5 y 6). Aunque uno de los sondeos alcanzó más de 700 metros de perforación, nunca se llegó a dar con los materiales volcánicos de las etapas submarinas profundas y someras de la construcción insular. Esta fase de volcanismo submarino de

Gran Canaria supone más del 90% del volumen del total de la isla, lo que equivale a unos 22.000 km³ (Schmincke, 1982; Tabla 1). Para muestrear estos materiales submarinos habría que hacer sondeos profundos en la propia isla, tal y como se está haciendo en Hawai (García *et al.* 1998; Moore, 2001, entre otros).

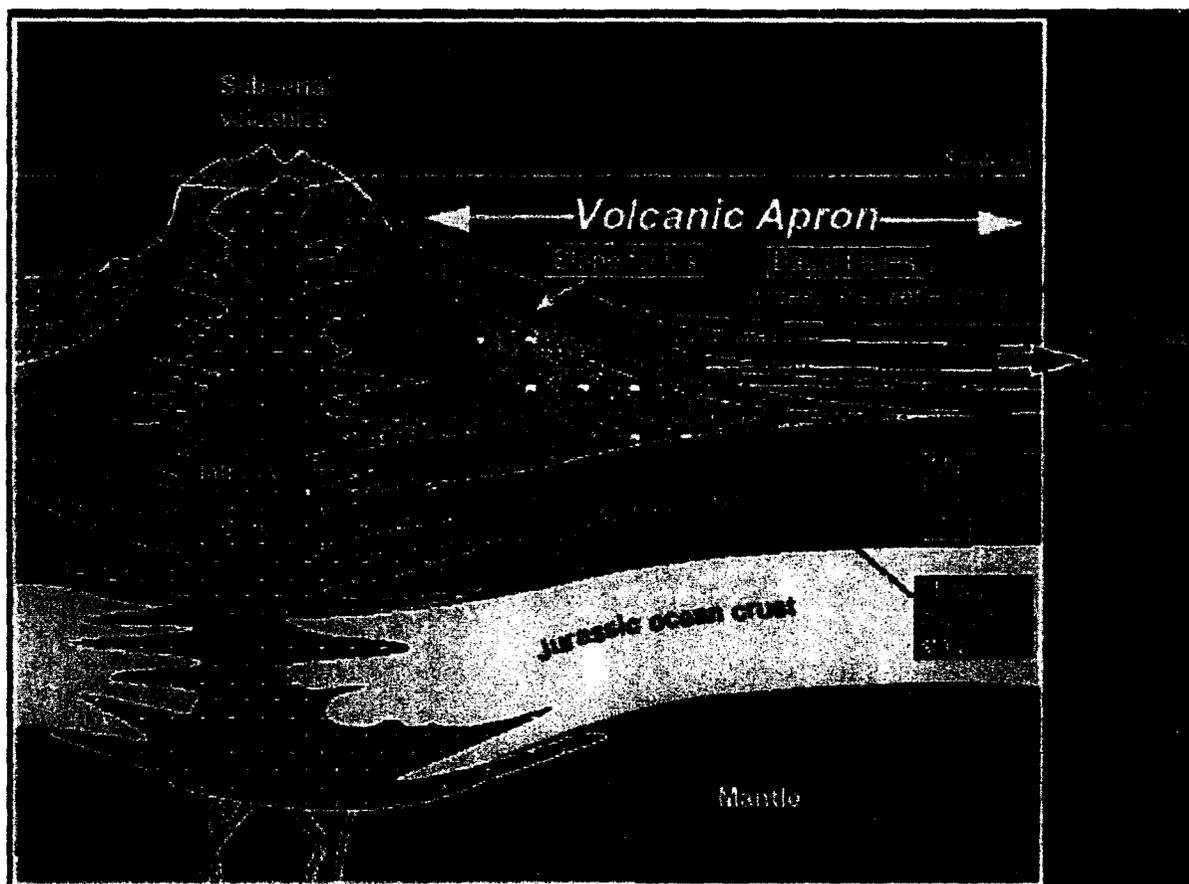


Figura 6. Estructura de la corteza oceánica y materiales vulcano-sedimentarios de los flancos submarinos de la isla de Gran Canaria (ODP, 1998)

Por lo que se refiere a los materiales subaéreos, tanto ígneos (volcánicos y plutónicos) como sedimentarios, estos se distribuyen en la isla de Gran Canaria en una superficie de unos 1.560 km², con una forma casi circular de unos 50 Km de diámetro y una altitud máxima de 1.950 m. Estos materiales subaéreos han sido estudiados por numerosos científicos desde la década de los 60 (Fuster *et al.*, 1968; McDougall y Schmincke, 1976; Araña y Carracedo, 1978; ITGE, 1992; Schmincke, 1993; ODP, 1998; Carracedo *et al.*, 2002; Vera, 2004; entre otros). La actividad magmática y sedimentaria de la isla se desarrolló desde el Mioceno Medio hasta la actualidad (unos 14,5 m.a.) en varios episodios constructivos y destructivos que describiremos a continuación, siguiendo las fases del modelo hawaiano de Walker (1990).

Tabla 1. Cuadro resumen de la evolución geológica de Gran Canaria

FASES	PROCESOS	MATERIALES	MORFOLOGÍAS	NOMENCLATURA	EDAD (m.a.)	SERIES	VOL. (Km ³)
SEDIMENTARIAS	Erosivos/Sedimentarios	Detríticos y carbonatados	Depósitos aluviales y coluviales, barrancos, suelos, aludes rocosos, playas, dunas, acantilados, etc.	Depósitos sedimentarios cuaternarios	1,7/hoy	Pleistoceno a Holoceno	
	Erupciones efusivas/explosivas	Nefelinitas a fonolitas	Coladas lávicas, depósitos piroclásticos y freatomagmáticos, diques	Grupo Plioceno Superior-Cuaternario	1,5/hoy	Pleistoceno inferior a Holoceno	1
REACTIVACIÓN VOLCÁNICA	Erupciones efusivas	Nefelinitas a tefritas	Plataformas lávicas, coladas, depósitos piroclásticos, diques		1,7/1,5	Plioceno Superior a Pleistoceno inferior	0
	Erosivos/Sedimentarios	Detríticos y carbonatados	Coladas lávicas, depósitos piroclásticos, diques		3,6/1,7		
INACTIVIDAD VOLCÁNICA	Erupciones efusivas/ Explosivas/ intrusiones subvolcánicas	Nefelinitas a fonolitas	Depósitos aluviales, lahares, depósitos marinos, barrancos, etc.	Miembros Medio y Superior de la FDLP	4,4/2,9	Plioceno	
	Erosivos/Sedimentarios	Detríticos	Estratovolcán, coladas lávicas y piroclásticas, depósitos piroclásticos, diques, stocks, domos, alud rocosos, etc.	Grupo Roque Nublo	5,3/2,9	Plioceno inferior a Medio	200
DECLIVE ALCALINO	Intrusiones subvolcánicas	Traquitas a fonolitas / sienitas	Depósitos aluviales, barrancos	Miembro inferior de la FDLP	7,3/5,3	Mioceno Superior	
	Erupciones explosivas	Traquitas a fonolitas Traquitas a riolitas	Stocks y sistema cónico de diques	Sienitas / Cone sheet de Tejeda	12,3/7,3	Mioceno Medio a Superior	
EN ESCUDO	Erupciones efusivas	Mugearitas a riolitas	Coladas lávicas y piroclásticas	Formación traquítica-fonolítica	13/9,6	Mioceno Medio a Superior	1.000
		Hawaitas a mugearitas Basaltos	Coladas piroclásticas y caldera	Formación traquítica-riolítica	14,1/13		
SUBMARINA Y EMERGENTE	Erupciones efusivas	Basaltos	Coladas lávicas, depósitos piroclásticos y diques	Capa composite flow y caldera de Tejeda	14,1	Mioceno Medio	>1.000
	Erupciones hidromagmáticas	Desconocidos	Desconocidos	Formación basáltica superior Formación basáltica inferior Fase de construcción submarina	14,5/ 14,1 >14,5	¿Mioceno Medio?	>22.000

a) La **fase de construcción en escudo** en la isla de Gran Canaria tuvo un carácter efusivo con erupciones fisurales o centrales que se desarrollaron durante unos 400.000 años (de 14,5 a 14,1 m.a., Mioceno Medio). Estas erupciones volcánicas dieron lugar a un gran número de coladas básicas, con escasas intercalaciones piroclásticas, formando apilamientos con potencias que pueden alcanzar el kilómetro y con un volumen total estimado de más de 1000 km³ (Tabla 1). Estos apilamientos conformaron un edificio volcánico que pudo alcanzar unas alturas de unos 2.000 m y ocupar una superficie semejante a la de la isla actual, aunque pudo extenderse algunos kilómetros más hacia el O (Fúster *et al.*, 1968; Schmincke, 1993). Además, Schmincke (1993) ha señalado la existencia de tres centros de emisión en la isla durante esta fase: uno cerca de Agaete, en el NO; otro al Sur de San Nicolás de Tolentino, en el O, y el tercero cerca de Agüimes, en el SE. No obstante, es dudoso confirmar esta hipótesis con los afloramientos que se tienen hoy en día en la isla. En este sentido, otros autores señalan un solo edificio volcánico (ITGE, 1992) por la disposición radial hacia el centro de la isla que presentan los diques basálticos de esta fase. Los materiales basálticos emitidos en esta fase en escudo se han nombrado de manera diferente a lo largo del tiempo. Así, Fúster *et al.* (1968) la llamó Serie Basáltica I o Antigua, Schmincke (1993) definió dos Formaciones que son Güigüi y Horgazales, en la cartografía geológica del ITGE (1992) aparecen estas como Formaciones Basálticas inferior y superior, respectivamente, y Episodio basáltico en Vera (2004, Fig. 7).

Durante las erupciones basálticas de esta fase pudo existir un deslizamiento gravitacional pues existe una discordancia angular en el oeste de la isla (entre la playa de Güigüi y el Peñón Bermejo), donde se observa coladas de basaltos alcalinos de la Formación Güigüi (en la base) discordantes con coladas basálticas, hawaíticas y mugearíticas de la Formación Horgazales (en el techo). Además, hay acantilados de varios cientos de metros de altura desarrollados en los materiales basálticos del oeste de la isla (costa de Güigüi y arco de La Aldea de San Nicolás-Agaete) que corresponden con las cicatrices de deslizamientos gravitacionales gigantes, los cuales no están muy estudiados todavía y se encuentran aun sin datar (Canals, 2003, aludes rocosos 3 y 4, respectivamente, en la Fig. 4).

b) La **fase de declive alcalino** se desarrolla entre 14,1 y 7,3 m.a. (Mioceno Medio a Superior). Así, Freundt y Schmincke (1992) señalaron que a los 14,1 m.a. tuvo que haber una mezcla de magmas en el edificio insular grancanario y esta dio lugar a una serie de erupciones muy explosivas cuyos depósitos son muy significativos. Así, estos depósitos son ignimbritas vitrofidicas constituidos por términos composicionales que van desde riolitas a mugearitas que se extendieron por toda la isla, y presentan potencias que alcanzan los 30 m. y un volumen de unos 45 km³. Estos depósitos particulares se han denominado capa P1 por Schmincke (1993) y “composite flow” en la cartografía del ITGE (1992) (Tabla 1). También, Freundt y

Schmincke (1992) indicaron que la emisión de forma rápida de estos materiales volcánicos supuso un vaciado de la cámara magmática y el hundimiento del centro del edificio insular con la formación de la caldera Tejada. Esta caldera de Tejada presenta forma elíptica con unas dimensiones de 20x16 Km. (Schmincke, 1967).

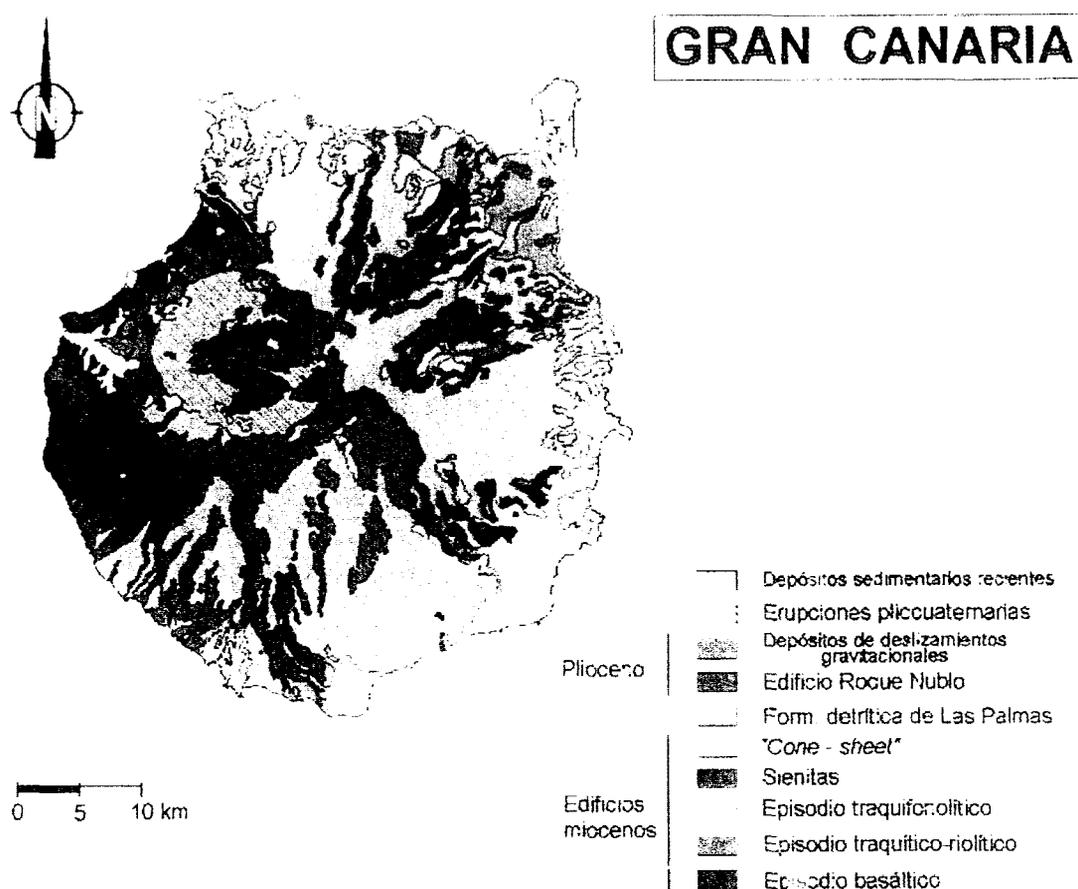


Figura 7. Mapa geológico de la isla de Gran Canaria (Vera, 2004)

Más tarde, entre los 14,1 y los 13 m.a. se produjeron numerosas erupciones explosivas en el edificio insular, dando lugar a coladas piroclásticas y lávicas de composición traquítico-riolítica con espesores de varios centenares de metros (Formación traquítico-riolítica, Tabla 1)), las cuales se extendieron tanto por zonas internas de la caldera de Tejada como por áreas externas, llegándose a rellenar por completo (McDougall y Schmincke, 1976; ITGE, 1992). Posteriormente, entre los 13 y los 9,6 m.a., continuaron las erupciones de carácter explosivo pero de composición principalmente fonolítica (Formación traquítico-fonolítica, Tabla 1), generándose abundantes depósitos lávicos y piroclásticos. Schmincke (1993) supone que los centros de emisión de estas coladas diferenciadas se situaron en los alrede-

dores de caldera de Tejeda y pudieron conformar un estratovolcán en el centro-SO de esta caldera y que ha denominado de Cruz Grande.

Por otra parte, mientras se producían en superficie las emisiones volcánicas descritas, en condiciones subvolcánicas del edificio insular se formaron una serie de intrusivos particulares (Schmincke, 1967; Hernán, 1976; McDougall y Schmincke, 1976; Schirnack *et al.*, 1999). Así, 1) entre 12,3 y 8,9 m.a. se consolidaron varios cuerpos sieníticos en las partes central y anular de la caldera; 2) entre 11,7 y 7,3 m.a. se intruyeron atravesando las rocas intracaldera cerca de 500 diques con una disposición que configuran un cono invertido (cone sheet), con forma elipsoidal y con dimensiones en el afloramiento de unos 14x10 km. Los diques precoces y más abundantes son de composición traquítica y los tardíos fonolíticos; 3) alrededor de 8,5 m.a. y en los límites externos del "cone sheet" se intruyen domos de composición fonolítico-nefelinitico.

El volumen de materiales emitidos en esta fase de declive alcalino superaron los 1000 km³ (Vera, 2004). Por otro lado, estos materiales volcánicos y subvolcánicos diferenciados se han denominado en la bibliografía de diversa manera, por ejemplo, Complejo Traqui-Sienítico y Serie Fonolítica por Fúster *et al.* (1968), Formaciones Tejeda, Mogán y Fataga de Schmincke (1976 y 1993), Formaciones Sálidas (Traquítica-riolítica y Fonolítica) en la cartografía del ITGE (1992), y Episodios traquítico-riolítico y traquifonolítico, sienitas y cone-sheet en Vera (2004, Fig. 7).

c) **La fase de inactividad volcánica** se produce entre 7,3 y 5,3 m.a. (Mioceno Superior), puesto que la última actividad ígnea en el edificio antiguo grancañario esta datada en 7,3 m.a. y la siguiente actividad volcánica, pero con características geoquímicas diferentes como explicaremos más tarde, tuvo lugar a los 5,3 m.a.. Por lo que durante estos 2 m.a. se desarrolla un desmantelamiento el edificio volcánico, erosionándose sobre todo las rocas fonolíticos emitidas en la fase final de declive alcalino. Así, se generan notables acumulaciones detríticas en las desembocaduras de los barrancos que estaban funcionales en ese momento y los depósitos aluviales correspondientes se han agrupado en el denominado Miembro Inferior de la Formación Detrítica de Las Palmas (FDLP) por el ITGE (1992). Este miembro está constituido esencialmente por areniscas y conglomerados con cantos fonolíticos y afloran principalmente en las desembocaduras de los barrancos del Guinguada, al noreste de la isla, y Arguineguín, en el suroeste.

d) **La fase de reactivación volcánica** tuvo lugar en Gran Canaria entre 5,3 m.a. y 1.935 años antes del presente (Plioceno y Cuaternario). Así, en el Plioceno Inferior se reactiva volcánicamente la isla con erupciones monogénicas localizadas en zonas del sureste, suroeste (datadas en 5.3 m.a por McDougall y Schmincke, 1967) y centro, y que dieron lugar a conos estrombolianos y coladas basaníticas-

nefeliníticas. Estos escasos y puntuales depósitos volcánicos se han denominado como Serie Pre-Roque Nublo por Fuster *et al.* (1968), Formación El Tablero por Schmincke (1993) o Formación Pre-Roque Nublo en el ITGE (1992).

Más tarde, hacia los 4,6 m.a., la actividad magmática se focalizó en zonas centrales de la isla donde se mantuvo hasta los 2,9 m.a. (Fuster *et al.*, 1968; Anguita 1973; Hoernle, 1987; Pérez Torrado, 1992 y 2000; Pérez-Torrado *et al.*, 1995; Mehl y Schmincke, 1999; Guillou *et al.*, 2004). En este periodo de tiempo se desarrolla un proceso completo de diferenciación magmática en el edificio insular puesto que se emitieron primeramente lavas de carácter ultrabásico-básico para terminar con productos sálicos (de basanita-basalto a fonolita-traquita) y presentando un volumen total de unos 200 km³ (Tabla 1). Así, en los primeros momentos hubo mecanismos eruptivos efusivos con la emisión de coladas lávicas pero cuando el magma se fue diferenciando se produjeron erupciones muy explosivas que dieron lugar a singulares coladas piroclásticas, que se han denominado en la bibliografía como aglomerados o brechas Roque Nublo. Además, aparecen en sectores centrales de la isla ciertos cuerpos subvolcánicos asociados a esta actividad magmática, como son: una apófisis gabroica, una red de diques radiales y varios domos fonolíticos. Con todo ello, y de forma progresiva, se fue construyendo en la isla un estratovolcán que pudo sobrepasar el 2.500 m. de altura, asimétrico con laderas suaves en el N y pendientes en el S, y que se ha llamado Roque Nublo. Algunas coladas lávicas y piroclásticas de este estratovolcán se canalizaron por los barrancos existentes hasta alcanzar el mar, formando llamativos depósitos de pillowlavas, hialoclastitas y brechas volcánicas (Navarro *et al.*, 1969; Schmincke y Staudigel, 1976; Schneider *et al.*, 2005). La asimetría del estratovolcán junto con su actividad magmática pudo desencadenar deslizamientos gravitacionales como, por ejemplo, el que se ha estudiado en la ladera S-SO del edificio insular en zonas subaéreas y submarinas (García Cacho *et al.*, 1994; ODP, 1998; Mehl y Schmincke, 1999). Este conjunto de materiales volcánicos pliocenos se ha denominado como Series Roque Nublo y Ordanchítica por Fúster *et al.* (1968), Grupo Roque Nublo por Schmincke (1993), Ciclo Roque Nublo por ITGE (1992) y Edificio Roque Nublo por Vera (2004, Fig. 7).

También cabe indicar que durante esta fase precoz de actividad volcánica pliocena se produjo una trasgresión marina en la isla que dio lugar a depósitos detríticos marinos de varios metros de potencia y que se sitúan en zonas cercanas a la costa entre los 50 y 110 m. de altura. En la bibliografía estos materiales sedimentarios pertenecen al Miembro Medio de la Formación Detrítica de Las Palmas (Galdón *et al.*, 1989; ITGE 1992). Además, el desmantelamiento del edificio insular continua en este periodo de tiempo, por lo que se formaron depósitos aluviales (areniscas y conglomerados) y lahares que se intercalaron entre los materiales volcánicos Roque Nublo que se estaban emitiendo en esos momentos o se dispusieron

encima de los depósitos sedimentarios de los Miembros Inferior y Medio de la FDLP. Estos materiales sedimentarios se han definido como Miembro Superior de la FDLP (Gabaldón *et al.*, 1989; ITGE, 1992).

En el Plioceno Superior, entre 3,6 y 2,9 m.a., continua la actividad volcánica en el edificio insular (Tabla 1). Así, en las zonas centrales de la isla se produjeron de forma coetánea tanto las fases eruptivas tardías del estratovolcán Roque Nublo de carácter sálico como nuevas erupciones ultrabásicas y básicas desarrolladas a lo largo de un rift NO-SE (Guillou *et al.*, 2004). Estas nuevas erupciones básicas asociadas al rift van a continuar hasta los 1,7 m.a., con una migración de sus centros eruptivos hacia zonas N y E de la isla y conformando apilamientos volcánicos importantes de varios cientos de metros, como los que aparecen en el barranco de Guayadeque en el E o el de Silva en el N (Guillou *et al.*, 2004). Con el paso del tiempo la actividad volcánica disminuye, de tal manera que entre los 1,7 y los 1,4 m.a., los centros eruptivos estaban dispersos y los que se situaban en cotas topográficas bajas desarrollaron llamativas plataformas lávicas, como por ejemplo las que aparecen en las zonas de Gáldar, en el N, o las de Arinaga en el E de la isla.

En el último millón de años, se reanuda la actividad volcánica en la isla con mecanismos eruptivos estrombolianos dispersos, por lo que se forman conos piroclásticos y se emiten coladas que se canalizan por los barrancos presentes. Localmente existieron erupciones freatomagmáticas, como las que se desarrollaron en los edificios volcánicos de Bandama, Los Marteles, Pino Santo, entre otros. Las últimas erupciones datadas en Gran Canaria aparecen en el noroeste de la isla, a lo largo de una fractura de unos 9 Km. y comprende los conos volcánicos de Montañón Negro (datado en 2.970 años antes del presente), Caldera de Pinos de Galdar (2.830 años a.p.), Hondo de Fagagesto (2.210 años a.p.), entre otros (Mangas *et al.*, 2002), y en el noreste de la isla el cono y la caldera de Bandama con una edad de 1.935 años a.p. (comunicación personal F.J. Pérez-Torrado).

En general, los materiales emitidos durante esta actividad volcánica plio-cuaternaria (de 3,6 m.a hasta la actualidad) presentan sobre todo composiciones ultrabásicas y básicas (basanita, nefelinita, basalto alcalino o tefrita) y en menor proporción sálica (tefrita fonolítica o fonolita tefrítica) (ITGE, 1990). El volumen de materiales en este periodo es de unos 10 km³, por lo que se observa un descenso progresivo del aporte magmático en el edificio insular de Gran Canaria (Tabla 1). Todos estos materiales volcánicos plio-cuaternarios corresponden a las Series Basálticas II, III y IV definidas por Fúster *et al.* (1968), a las Formaciones Llanos de la Pez, Los Pechos y La Calderilla de Schmincke (1993), a los Ciclos Post-Roque Nublo y Reciente de ITGE (1992) y a las Erupciones plio-cuaternarias en Vera (2004, Fig. 7).

Contemporáneamente a esta actividad volcánica plio-cuaternaria continuó el desmantelamiento insular con el encajamiento de los barrancos existentes y con la sedimentación de sus aluviales en las desembocaduras, destacando los depósitos de areniscas y conglomerados asociados a los barrancos de La Aldea de San Nicolás, Fataga y San Bartolomé de Tirajana (Fig. 7, Tabla 1). Además, en las zonas de cabecera de estos barrancos se desarrollaron deslizamientos gravitacionales (ITGE, 1990; Lomoschitz *et al.*, 2002, Fig. 7). También es común encontrar depósitos coluviales en las laderas de los numerosos barrancos grancanarios. En zonas litorales son significativas las playas, acantilados y las acumulaciones eólicas como, por ejemplo, el campo de dunas de Maspalomas en el S de la isla, el de Tufía en el E desaparecido por procesos extractivos o el que existía en el istmo arenoso que unía la Isleta con el resto de la isla y que ha desaparecido por la construcción de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria.

En conclusión, podemos resaltar que la historia geológica de la isla Gran Canaria no es corta ni sencilla, comenzando en el Mioceno Medio (>14,5 m.a.) con las fases eruptivas submarinas, las cuales emitieron un volumen importante de materiales volcánicos (90% del total de la isla) que están aún sin estudiar. Posteriormente se produjo la emersión de la isla con la fase de construcción en escudo (entre 14,5 a 14,1 m.a.) y la emisión de rocas básicas alcalinas. Luego vino la fase de declive alcalino (entre 14,1 y 7,3 m.a.) caracterizada por la aparición de la caldera de colapso de Tejeda y los materiales diferenciados de las formaciones traquítico-riolítica y traquifonolítica, intrusiones sieníticas y fonolíticas, y el sistema cónico de diques traquítico-fonolíticos. Más tarde acaeció la fase erosiva (entre 7,3 y 5,3 m.a.) durante la cual se generaron materiales sedimentarios que se han asociado al Miembro Medio de la FDLP. Por último, la fase de reactivación volcánica (entre 5,3 m.a. y la actualidad) está caracterizado por la emisión de materiales volcánicos diversos que configuraron el estratovolcán Roque Nublo en el Plioceno y las erupciones plio-cuaternarias que están representadas por una primera etapa volcánica asociada a un rift NO-SE con apilamientos lávicos importantes, luego erupciones puntuales que conformaron plataformas lávicas y, finalmente, con un vulcanismo reciente disperso de carácter esencialmente estromboliano.

Cabe destacar que las fases de declive alcalino y de rejuvenecimiento volcánico en la isla de Gran Canaria son muy importantes, tanto por la duración temporal como por el volumen emitido, si las comparamos con las de otras islas volcánicas oceánicas intraplaca. Además, Gran Canaria continúa en fase de reactivación volcánica puesto que hemos tenido varias erupciones durante el holoceno, aunque ninguna en tiempos históricos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. Y Huertas, M.J. (1996): Volcanics complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: The miocene activity of the islands of Fuerteventura. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 70: 183-204.
- Anderson, D.L. (2005): Scoring hotspots: the plume and plate paradigms. En: Foulger, G.R., Anderson, D.L., Natland, J.H. and Presnall, D.C. (Eds): *Plates, Plumes & Paradigms*. Geological Society of America Special Paper 338 (en prensa).
- Anguita, F. (1973): La evolución magmática en el ciclo Roque Nublo (Gran Canaria). *Estudios Geol.*, 28: 377-482.
- Anguita, F. y Hernán, F. (1975): A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 27: 11-19.
- Anguita F. y Hernán, F. (2000): The Canary Islands origin: a unifying model. *J.Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 1-26.
- Araña, V. y Carracedo, J.C. (1978): *Los volcanes de las Islas Canarias. III - Gran Canaria*. Ed.: Rueda, Madrid, 175 pp.
- Araña V. y Ortiz, R. (1986): Marco geodinámico del volcanismo canario. *An. Física*, 82: 202-231.
- Blay, C. y Siemers, R. (1998): *Kauai's. Geological history. A simplified guide*. Ed. Teok investigations. USA: 43 pp.
- Brey, G. y Schmincke, H.U. (1980): Origin and diagenesis of the Roque Nublo Breccia, Gran Canaria (Canary Islands) - Petrology of Roque Nublo Volcanics, II. *Bull. Volcanol.* 43-1: 15-33.
- Canales, J.P. y Dañobeitia, J. (1998): The Canary Islands swell: a coherence analysis of bathymetry and gravity. *Geophys. J. Int.*, 132: 479-488.
- Canals, M. (2003): Grandes deslizamientos en los flancos de las Islas Canarias. En: J. Mangas (Ed). *II Jornadas Canarias de Geología*. Las Palmas de Gran Canaria: 41-55.
- Canas, J.A.; Ugalde, A.; Pujades, L.G.; Carracedo, J.C.; Soler, V. y Blanco, M.J. (1998): Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 103: 15.037-15.050.
- Cantagrel, J.M.; Cendrero, A.; Fúster, J.M.; Ibarrola, E. y Jamond, C. (1984): K-Ar chronology of the volcanics eruptions in the canarian archipelago: Island of La Gomera. *Bull. Volcanol.*, 47: 597-609.

Carracedo, J.C. (1994): The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60, 3/4: 225-242.

Carracedo, J.C. (2003): Una visión actualizada de la Geología en Canarias. En: J. Mangas (Ed): *II Jornadas Canarias de Geología*. Las Palmas de Gran Canaria: 1-21.

Carracedo, J.C.; Day, S.; Guillou, H.; Rodríguez-Badiola, E.; Canas J.A. y Pérez-Torrado, F.J. (1998): Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geol. Mag.*, 135: 591-604.

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

Cendrero, A. (1970): The volcano-plutonic complex of La Gomera (Canary Islands). *Bull. Volcanol.*, 34: 537-561.

Cendrero, A. (1971): Estudio geológico y petrológico del Complejo Basal de la isla de La Gomera (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 27: 3-73.

Clague, D. A. y Dalrymple, G.B. (1987): The Hawaiian-Emperor volcanic chain Part I: Geological evolution. En: Decker, W., Wright, T.L., Stauffer, P.H. (Eds.), *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey Prof. Pap. 1350-1: 5-54.

Clague, D.A.; Moore, J.G., Dixon, J.E. y E. Friesen (1995): Petrology of submarine lavas from lilauea's Puna Ridge, Hawaii. *Journal of Petrology*, 36, 2: 299-349.

Courtillot, V.; Davaille, A.; Besse, J. y Stock, J. (2003): Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Plan. Sc. Let.*, 205: 295-308.

Cousens, B.L.; Sphera, F.J. y Tilton, G.R. (1990): Isotopic patterns in silicic ignimbrites and lava flows of the Mogan and lower Fataga Formations, Gran Canaria, Canary Islands: Temporal changes in mantle source composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96: 319-335.

Fernández, C.; Casillas, R.; Ahijado, A.; Perelló, V. y Hernández-Pacheco, A. (1997): Shear zones as a result of intraplate tectonics in oceanic crust: the example of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *J. Struct. Geol.*, 19: 41-57.

Freundt, A. y Schmincke, H.U. (1992): Mixing of rhyolite, trachyte and basalt magma erupted from a vertically and laterally zoned reservoir, composite flow P1, Gran Canaria. *Contr. Min. Petrol.*, 112: 1-19.

Funck, T.; Dickmann, T. Rhim, R. Krastel, S. Lykke-Andersen H. y Schmincke H.U. (1996): Reflection seismic investigations in the volcanoclastic apron of Gran Canaria and implications for its volcanic evolution., *Geophys. J. Int.*, 125: 519-536.

Fuster, J.M. (1975): Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución temporal y espacial del vulcanismo oceánico. *Estudios Geol.*, 31, 439-463.

Fuster, J.M.; Hernández Pacheco, A.; Muñoz, M.; Rodríguez Badiola, E. y García Cacho, L. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria*. Ed.: Instituto Lucas Mallada (CSIC), Madrid: 243 pp.

Gabaldón, V.; Cabrera, M.C. y Cueto, L.A. (1989): Formación Detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica. *ESF Meeting on Canarian volcanism*, Lanzarote: 210-215.

García, M.O.; Rubin, K. H.; Norman, M. D.; Rhodes, M.; Graham, D. W.; Muenow, D. y Spencer, K. (1998): Petrology and geochronology of basalt breccia from the 1996 earthquake swarm of Loihi Seamount, Hawaii: Magmatic history of its 1996 eruption. *Bull. Volcanology*, 59: 577-592.

García Cacho, L; Díez-Gil, J.L. y Araña, V. (1994): A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 63: 217-229.

Garnero, E.J.; Revenaugh, J.S.; Williams, Q.T.; Lay, T. y Kellogg, L. (1998): Ultralow velocity zone at the core-mantle boundary. En: *The Core-Mantle boundary*, AGU: 319-334.

Gastesi, P. (1973): Is the Betancuria Massif, Fuerteventura, Canary Islands, an unlifted piece of oceanic crust?. *Nature Phys. Sc.*, 246: 102-104.

Guillou, H.; Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J. y Rodríguez-Badiola, E. (1996): K-Ar ages and magnetic stratigraphy of hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73, 141-155.

Guillou, H.; Carracedo, J.C. y Duncan, R. (2001): K-Ar, $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ ages and magnetostratigraphy of Bruñes and Matuyana lava sequences from La Palma Island. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 106: 175-194.

Guillou, H.; Pérez-Torrado, F.J.; Hansen, A.R.; Carracedo, J.C. y Gimeno, D. (2004): The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy, *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 135: 221-246.

Hernan, F. (1976): Estudio petrológico y estructural del complejo traquítico-sienítico de Gran Canaria. *Estudios Geol.*, 36: 65-73.

Hoernle, K.A. (1987): General geology and petrology of the Roque Nublo volcanics on Gran Canaria, Canary Islands, Spain. M.A. Thesis; Univ. Santa Barbara (Estados Unidos); 191 pp. (Inédita).

Hoernle K., y Tilton G., (1991): Sr-Nd-Pb isotope data for Fuerteventura (Canary Islands) basal complex and subaerial volcanics: application to magma genesis and evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogra. Mitt.*, 71: 3-18.

Hoernle, K. y Schmincke, H.U. (1993): The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A blob model for the Canarian hot-spot. *J. Pet.*, 34: 599-626.

Hoernle, K.; Tilton G. y Schmincke H. U. (1991): Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: Evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 106: 44-63.

Hoernle, K.; Zhang, Y.S. y Schmincke, H.U. (1995): Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374: 34-39.

Ibarrola, E.; Fúster, J.M. y Cantagrel, J.M. (1989): Edades K-Ar de las rocas volcánicas submarinas en el sector norte del Complejo Basal de Fuerteventura. *ESF Meeting on Canarian volcanism*, Abstracts: 124-129.

ITGE (1992): *Proyecto MAGNA. Memoria y mapa geológico de España a escala 1:100.000. Gran Canaria: hoja nº 21-21/21-22.*

Jonhson, K.T.M.; Reynolds, J.; Smith, D.K.; Kong, L.S.L y Vonderhaar, D. (2002): Petrological systematics of submarine lavas from the Puna Ridge, Hawai'i: Implications for rift zone plumbing and magmatic processes. En: E. Takahashi *et al.*: *Evolution of Hawaiian volcanoes: Recent Progress in Deep Underwater Research*. Geophys. Monogr. Ser. 128, Washington, D.C.: 143-160.

Kraštel, S.; Schmincke, H.U.; Jacobs, C.L.; Rihm, R.; Le Bas, T.P. y Alibés, B. (2001): Submarine landslides around the Canary Islands. *Jour. Geophys. Res.*, 106, 3977-3998.

Le Bas, M.J.; Rex D.C y Stillman, C.J. (1986): The Early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 123: 287-298.

Lomoschitz, A.; Meco, J. y Corominas, J. (2002): The Barranco de Tirajana basin, Gran Canaria (Spain). A major erosive landform caused by large landslides. *Geomorphology*, 42: 117- 130

Mangas, J.; Pérez-Torrado, F.J.; F.J., Gimeno, D.; Hansen A.; Paterne M. y Guillou H. (2002): Caracterización de los materiales volcánicos asociados a las

erupciones holocenas de la Caldera de Pinos de Galdar y conos volcánicos adyacentes (Gran Canaria)". *Geogaceta*, 32: 49-52

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

McDougall, I. y Schmincke, H.U. (1976): Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bull. Volcanol.*, 40: 1-21.

Mehl, K.W. y Schmincke, H.U. (1999): Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain; *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 94: 105-134.

Montelli, R.; Nolet, G.; Dahlen, F.A.; Masters, G.; Engdahl, E.R. y Hung, S.H. (2004): Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303: 338-343.

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. *J. Geophys. Res.*, 94 (B12): 17465-17484.

Moore, J.G. (2001): Density of basalt core from Hilo drill hole, Hawaii. *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 112, 1-4: 221-230.

Navarro, J.M.; Aparicio, A. y García Cacho, L. (1969): Estudio geológico de los depósitos sedimentarios de Tafira-Las Palmas. *Estudios Geol.*; vol. 25; pp. 235-248.

Neumann, E.-R.; Wulff-Pedersen, E.; Johnsen, K.; Andersen, T. y Drogh, E. (1995): Petrogenesis of spinel harzburgite and dunite suite xenoliths from Lanzarote, eastern Canary Islands: Implications for the upper mantle. *Lithos*, 35: 83-107.

Oyarzun, R.; Doblas, M.; López-Ruiz, J. y Cebriá, J.M. (1997): Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North-Africa and Europe. *Geology*, 25: 727-730.

ODP Leg 157 (1995): Gran Canaria volcanic apron and Madeira abyssal plain drilled. *EOS*, 76-40: 394-395.

ODP (1998): *Scientific results of Gran Canaria and Madeira Abyssal Plain*. Ed. Weaver *et al.*. Vol. 157, ODP publications: 637 pp.

Pérez Torrado, F.J. (1992): *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo (Gran Canaria)*. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 510 pp.

Pérez Torrado, F.J., (2000): *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo, Gran Canaria*. Servicio de Publicaciones, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Ediciones del Cabildo de Gran Canaria: 457 pp.

Pérez Torrado, F.; Carracedo, J.C. y Mangas, J. (1995): Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Group, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 807-818.

Quane, S.L.; García, M.O.; Guillou, H. y Hulsebosch, T.P. (2002): Magmatic history of the East Rift zone of Kilauea volcano, Hawaii based on drill core from SOH 1. *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 102 (3-4): 319-338.

Rihm, R., Jacobs, L., Krastel, S., Schmincke, H.U. y Alibés, B. (1998): Las Hijas Seamounts. The next Canary Islands?. *Terra Nova*, 10: 121-125.

Robertson, A.H.F. y Stillman, C.J. (1979): Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 116: 203-214.

Roest, W.R.; Dañobeitia, J.J.; Verhoef, J. y Collette, B.J. (1992): Magnetic anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic evolution of the Central North Atlantic. *Mar. Geophys. Res.*, 14: 1-24.

Rothe, P. (1968): Mesozoische flysch-ablagerungen auf der Kanariensinsel Fuerteventura. *Geo. Rundschau*, 58: 314-322.

Schirnack, C.; Bogaard P.V.D. y Schmincke H.U. (1999): Cone sheet formation and intrusive growth of an oceanic island: the Miocene Tejeda complex on Gran Canaria (Canary Islands). *Geology*, 27, 207-210.

Schmincke, H.U. (1967): "Cone sheet swarm, resurgence of Tejeda Caldera, and the early geologic history of Gran Canaria". *Bull. Volcanol.*, 31: 153-162.

Schmincke, H.U. (1968): Faulting versus erosion and the reconstruction of the Mid-Miocene shield volcano of Gran Canaria. *Geol. Mediterr.*, 8: 23-50.

Schmincke H. U., (1973) Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island groups. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 633-648.

Schmincke H.U. (1982): Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. En: *Geology of the northwest african margin*. U. Von Rad, K. hinz, M. Sranthein, E. Seibold (Eds.) Springer, Berlin, 273-306.

Schmincke, H.U. (1993): *Geological field guide of Gran Canaria*. Ed. Pluto-Press, Kiel (Alemania): 227 pp.

Schmincke, H.U. y Staudigel, H. (1976): Pillow lavas on central and eastern Atlantic Islands (La Palma, Gran Canaria, Porto Santo, Santa Maria). *Bull. Soc. Geol. France*; 7: 871-883.

Schneider, J.L.; Pérez Torrado, F.J.; Gimeno, D.; Wassmer, P.; Cabrera, M.C. y Carracedo, J.C. (2005): Sedimentary signatures of the entrance of coarse-grained volcanoclastic flows into the sea: the example of the breccia units of the Las Palmas Detritic Formation (Mio-Pliocene, Gran Canaria, eastern Atlantic, Spain). *Jour. Volcan. Geoth. Res.* (en prensa).

Staudigel, H y. Schmincke, H.U (1984): The Pliocene seamount series of La Palma, CI. *J. Geophys. Res.*, 89, B-13: 11.190-11.215.

Staudigel H.; Feraud G. y Giannerini G. (1986): The history of intrusive activity of the island of La Palma (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27: 299-322.

Steiner, C.; Hobson, A.; Favre, P. y Stampfli, G.M. (1998): Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic – The Jurassic sequence of Fuerteventura (Canary Islands). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110: 1304-1317.

Stillman, C.J.; Fúster, J.M.; Benell-Baker, M.J.; Muñoz, M.; Smewing, J.D. y Sagredo, J. (1975): Basal Complex of Fuerteventura is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities. *Nature*, 257: 469-471.

Thirwall, M.F.; Jenkins, C.; Vroon, P.C. y Matthey, D.P. (1997): Crustal interaction during construction of oceanic islands: Pb-Sr-Nd-O isotope geochemistry of the shield basalts of Gran Canaria, Canary Islands. *Chem. Geol.*, 135: 233-262

Urgeles, R., Canals, M.; Baraz, J. y Alonso, B. (1996): The submarine El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow, West Hierro Island: The last major slides in the Canary archipelago. *Geogaceta*, 20: 390-393.

Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.

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

Weaver, P.P.E. (1991): The origin of ocean island basalt end-member composition: Trace-element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381-397.