ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL VOLCANISMO DE LAS ISLAS CANARIAS

Juan Carlos Carracedo

Estación Volcanológica de Canarias, IPNA, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, La Laguna, Tenerife, España

Simon J. Day

Estación Volcanológica de Canarias, IPNA, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, La Laguna, Tenerife, España

Hervé Guillou

Centre des Faibles Radioactivités, CEA-CNRS, Gif-sur-Yvette, Francia

Eduardo Rodríguez Badiola

Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, España

José Antonio Canas

Instituto Geográfico Nacional, Madrid, España

Francisco J. Pérez Torrado

Facultad de Ciencias del Mar, ULPGC, Las Palmas de Gran Canaria, España

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

Resumen

Las Islas Canarias son un grupo de islas volcánicas situadas sobre una placa oceánica en lento movimiento, cerca de un margen continental pasivo. Los orígenes del archipiélago suscitan la controversia: un punto caliente del manto, una zona de deformación litosférica, una región de fallas en bloques por compresión o una fractura que se propaga hacia el oeste desde el vecino Atlas han sido citados por diferentes autores como el origen último del archipiélago. Sin embargo, una comparación del Archipiélago Canario con el prototípico grupo de islas relacionado con un punto caliente, el Archipiélago de Hawaii, revela que las diferencias entre ambos no son tan grandes como se había supuesto anteriormente en base a datos más antiguos. La actividad eruptiva del Cuaternario en las Islas Canarias está concentrada en el extremo occidental del archipiélago, cerca del actual emplazamiento del punto caliente de referencia. Los edificios insulares en ambos archipiélagos se caracterizan por un crecimiento inicial rápido (las etapas de actividad en escudo ("shield stage"), seguidas por un periodo de reposo y profunda erosión ("gap" erosivo) que, a su vez, es seguido de una etapa de actividad "post-erosiva". Esta última etapa de actividad es más intensa en las Islas Canarias que en las Hawaii, tal vez debido a la velocidad mucho menor de la placa, lo que significa que las islas permanecen más tiempo cerca de la anomalía subyacente del manto. La geoquímica de las rocas en Canarias apoya con fuerza este modelo, que las relaciona con la fusión de materiales variados del manto enriquecidos más que con materiales normales del manto superior. La subsidencia de las islas en la etapa post-escudo es mucho menos significativa en las Islas Canarias que en las de Hawaii. Esto puede deberse a varios factores: una mayor resistencia de la litosfera oceánica subyacente, mucho más antigua y de mayor potencia en las Canarias que en Hawaii; la proximidad prolongada de las islas a esta pluma y la consiguiente sustentación dinámica; un crecimiento inicial más lento que lleva a un acercamiento más pausado de las islas al equilibrio dinámico antes de finalizar la etapa de construcción en escudo. Una comparación de la estructura y evolución estructural de las Islas Canarias con las de otras islas oceánicas -Hawaii, Réunion, Fogo, etc.- revela muchas semejanzas, tales como la formación de zonas de triple rift (tipo "estrella Mercedes") y la ocurrencia de grandes colapsos laterales en los flancos de estas zonas de rift. La aparente ausencia de estas estructuras en las islas en etapa post-erosiva puede en parte ser una consecuencia de su mayor edad y del profundo desmantelamiento que ha eliminado la mayor parte de la evidencia de su arquitectura volcánica inicial. Concluimos que las numerosas semejanzas entre las Islas Canarias y aquellos grupos de islas cuyos orígenes en un punto caliente son indiscutibles parecen indicar que las Islas Canarias se han formado en un proceso de similares características. Las "peculiaridades" geológicas de las Canarias con respecto a las demas alineaciones de punto caliente podrían deberse fundamentalmente a la menor actividad en Canarias del punto caliente y a la ausencia de subsidencia. Estas características geológicas generales ayudan a comprender mejor la distribución en el tiempo y el espacio de la actividad eruptiva en Canarias y, consecuentemente, del riesgo volcánico actual en las islas.

1. INTRODUCCIÓN

Las Canarias son, aparte quizás de las Islas Hawaii, el grupo de islas oceánicas más intensamente estudiadas del planeta. Sin embargo, tanto el origen como la evolución geológica del archipiélago, tal vez los temas que despiertan un interés más general y objeto de un largo debate científico, carecen aún de modelos comparablemente claros a los establecidos para la mayoría de las islas volcánicas oceánicas, y, desde luego, para las Islas Hawaii.Varias circunstancias pueden estar en el origen de esa aparente dificultad en definir estos modelos. Por una parte, son de carácter metodológico: en el estudio geológico de Canarias se ha dado hasta hace poco tiempo mucha menor importancia a las islas occidentales (mal llamadas "menores", al menos desde el punto de vista de su importancia geológica) que, como luego veremos, contienen precisamente claves importantes para el conocimiento de la historia geológica del archipiélago. También hasta hace pocos años se carecía de información sobre los depósitos volcánicos en los mares que circundan las islas, datos que han resultado de importancia decisiva. Por último, se ha mantenido hasta época reciente una idea de las Canarias excesivamente *localista*, como un archipiélago geológicamente "peculiar". Es, sin

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

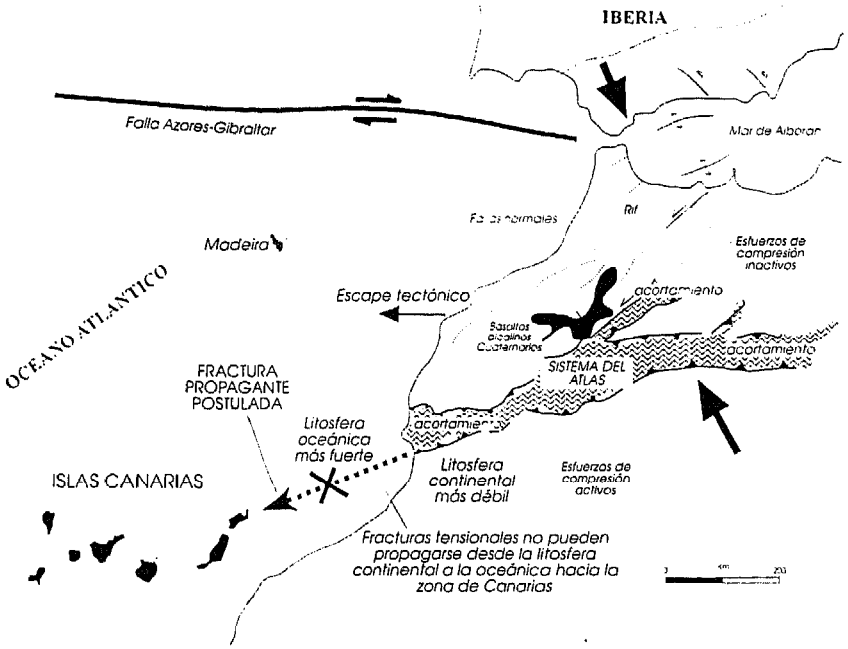


Fig. 1 - Marco geológico y geodinámico de las Islas Canarias. La situación del archipiélago aproximadamente en la prolongación del sistema tectónico del Atlas, ha suscitado asociaciones, nunca adecuadamente documentadas, entre este sistema y el origen de las Canarias. Obsérvese que el archipiélago se encuentra en el borde continental, situación muy diferente a otras alineaciones de islas volcánicas oceánicas como Hawaii, Reunion, Tahiti, etc.), generalmente en el interior de las placas litosféricas.

embargo, el análisis comparativo con otros grupos de islas volcánicas oceánicas (Hawaii, Réunion, etc.), lo que ha ayudado en gran medida a comprender que, en general, las Canarias se han formado y evolucionado de forma muy similar al resto de las islas volcánicas oceánicas situadas en el interior de una placa litosférica. Este estudio comparativo ha servido para integrar, de forma interactiva, la información adquirida en el estudio geológico de las Islas Canarias en el de los grupos de islas similares y viceversa. Las otras circunstancias que han retrasado la definición de un modelo genético-evolutivo viable para las Canarias, son de índole geológica. Las complejidades del marco geológico (Fig. 1) y de la geología de Canarias, especialmente en la parte oriental del archipiélago, son de tal calibre que no es evidente una solución claramente concluyente en favor de unas de las varias alternativas posibles, al menos con la limitación de datos que aún hoy existe. Evidencia concreta de los respectivos roles de la tectónica regional y de "plumas" del manto en la génesis de las Canarias puede que llegue de estudios sismológicos y estructurales a gran escala de la estructura profunda de la corteza oceánica que rodea el archipiélago. Igualmente decisivo puede ser el análisis de las características geoquímicas e isotópicas de los magmas implicados en la formación del archipiélago.En espera de estos importantes estudios, puede ser interesante ir avanzando en este sentido, analizando, como haremos más adelante, la información geológica disponible de las propias islas, especialmente la evolución temporal de la actividad volcánica en los diferentes edificios insulares y las características morfológicas y estructurales correspondientes. Esto puede ayudar a establecer restricciones claras que pueden estrechar considerablemente el rango de modelos aceptables para la génesis y evolución de las Islas Canarias.

Muchos grupos de islas volcánicas oceánicas asociados a plumas del manto o *puntos calientes* difieren notablemente de las Islas Hawaii, archipiélago que sin embargo se acepta generalmente como el modelo paradigmático. Las Hawaii están situadas en el medio de una placa oceánica (la Placa Pacífica), en una litosfera oceánica relativamente joven, que se mueve rápidamente con respecto al punto caliente localizado en el manto. Muchos aspectos de la geología y de la historia geológica de Hawaii tienen su origen en estas características, que sin embargo no son en forma alguna aplicables a todos los grupos de islas volcánicas oceánicas. En este trabajo hacemos una revisión de aspectos de la geología de Canarias, que están situadas en un escenario geológico muy diferente: en una litosfera oceánica muy vieja (Jurásica), en la proximidad de un borde continental pasivo y en una placa tectónica que se desplaza muy lentamente en relación con el punto caliente que las ha originado, situado en el manto por debajo de las islas. La situación de las Canarias en el margen del sistema tectónico, aún activo, del Atlas (Fig. 1), frecuentemente citado como una importante influencia en la génesis y evolución de las Canarias, añade complejidad al escenario geológico en que éstas se han desarrollado.

Como ya hemos indicado, la comparación de la geología y evolución de las Canarias con grupos típicamente de punto caliente como las Hawaii o Réunion, esclarece factores que controlan la geología de las islas oceánicas en general y ayuda a la

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

comprensión de los procesos que han influido en la formación de las propias Canarias. La vida activa de la mayoría de los volcanes oceánicos está limitada generalmente por el desplazamiento de la placa correspondiente a unos pocos millones de años. En contraste, las Canarias, las Islas de Cabo Verde y el sector oceánico de la alineación de Camerún (Lee y colaboradores, 1994) son ejemplos raros de islas volcánicas oceánicas de larga vida activa. Las Cabo Verde, situadas a 500 kilómetros de la costa africana, exhiben todas las características de los archipiélagos volcánicos de punto caliente (Grunau y colaboradores, 1975). Por el contrario, las islas oceánicas* de la alineación del Camerún y las Canarias no muestran esta "firma" de punto caliente con igual claridad (Hoernle y Schmincke, 1993; Watts, 1994).

Morgan (1971) y McDougall (1971) presentaron simultáneamente dos modelos muy diferentes para explicar el origen de las cadenas de islas volcánicas oceánicas: el citado punto caliente, una zona de generación de magma fija en el manto que originaba islas sobre una placa en desplazamiento, o bien la fracturación progresiva de la litosfera por las tensiones originadas en el recorrido de la placa sobre una esfera imperfecta. Desde entonces, los modelos que se han ido proponiendo para explicar el origen de las Canarias se han polarizado en uno de estos modelos. Sin embargo, las hipótesis inicialmente propuestas tenían dos importantes limitaciones: 1) eran excesivamente dependientes de las dataciones radiométricas disponibles, escasas en aquel tiempo y que posteriormente han sido substancialmente revisadas, 2) estos modelos se basaban casi exclusivamente en información geológica obtenida del estudio de las islas centrales y orientales; las islas occidentales (La Palma y El Hierro), que, como ya se ha indicado, albergan datos cruciales para el análisis de la viabilidad de estos modelos, eran prácticamente desconocidas desde el punto de vista geológico.

El estudio geológico y geocronológico que se ha desarrollado en las Islas Canarias occidentales y en los fondos oceánicos circundantes han revelado la presencia de pautas de evolución y estructuras que difieren aparentemente de las observadas en las islas orientales (Staudigel y Schmincke, 1984; Carracedo, 1994, 1996a, 1996b; Hoernle y colaboradores, 1995; Watts y Masson, 1995; Ancochea y colaboradores, 1990, 1994, 1996; Guillou y colaboradores, 1996). La explicación de estas aparentes diferencias, fundamentalmente relacionadas con la progresión de edades en el archpiélago, podría encontrarse, como analizaremos a continuación, en la relación de la formación de las Canarias con un punto caliente de baja fertilidad y el muy lento desplazamiento de la placa africana.

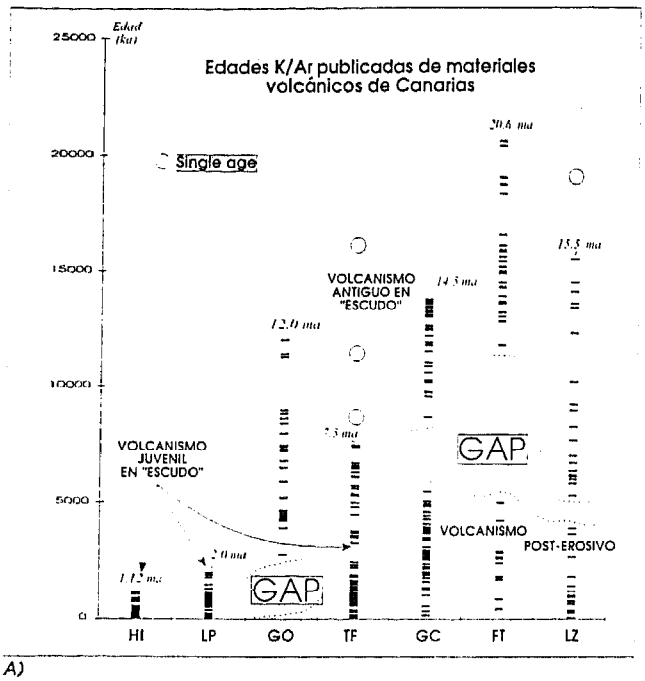
2. EDAD DEL VOLCANISMO CANARIO

El volcanismo subaéreo de las Islas Canarias es uno de los mejor datados, con más de 400 edades K-Ar publicadas. Es preciso, sin embargo, hacer un comentario respecto a la fiabilidad de estas edades. Gran parte de ellas se han obtenido a partir de muestras de roca total ("*whole-rock*"), sin la previa separación de minerales. En este caso, aunque útiles para dar una idea de la antigüedad aproximada de las formaciones volcánicas, las edades pueden tener errores significativos, a veces de millones de años (McDougall y Schmincke, 1976). Lógicamente estos errores son tanto más significativos cuanto más jóvenes son las formaciones volcánicas, lo que afecta principalmente a las islas de La Palma y El Hierro. Para constreñir en lo posible estos errores, se suelen introducir controles estratigráficos, datando lavas en sucesión estratigráfica, y magnetoestratigráficos, contrastando las edades obtenidas y su polaridad magnética con la escala establecida de inversiones del campo magnético terrestre (Carracedo, 1979; Pérez Torrado y otros, 1995; Guillou y colaboradores, 1996).

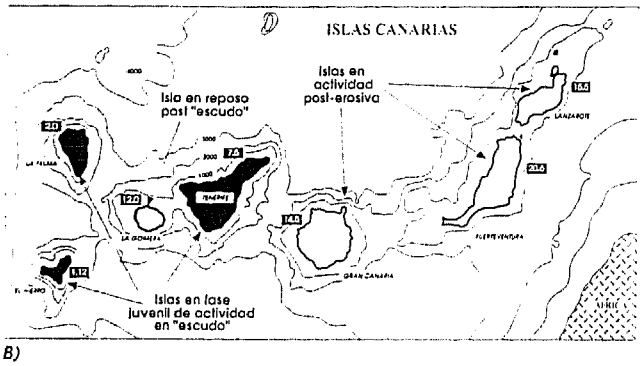
Buena parte de las dataciones disponibles en Canarias se han efectuado sin estos controles de fiabilidad. Esta es la explicación de la existencia de edades no contrastadas ("*single ages*"), lo que es especialmente trascendente en las edades correspondientes a las formaciones

* La aparente ausencia en Canarias del abombamiento característico de los puntos calientes como consecuencia del empuje ascensional de la pluma del manto, que sí es muy patente en las islas de Cabo Verde, ha sido ampliamente citada como argumento en contra de este modelo. Estudios aún sin publicar (Dañobeitia y Canales, Geophys. J. Int., en prensa) aportan datos sobre las condiciones termomecánicas de la litosfera en el área del archipiélago, que parecen evidenciar la presencia del mencionado abombamiento, lo que supondría un apoyo fundamental para este modelo genético del volcanismo de Canarias.

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004



A)



B)

Fig. 2 - A) Edades radiométricas publicadas de las Islas Canarias. B) Separación de las Islas Canarias en dos tipos fundamentales de isla según estén aún en la etapa inicial de volcanismo en escudo, o en la etapa de rejuvenecimiento o volcanismo post-erosivo. Esta clasificación fue definida en las Islas Hawaii y se acepta de forma general para las islas volcánicas oceánicas originadas por un punto caliente. La isla de La Gomera estaría atravesando la época intermedia de reposo eruptivo.

emergidas más antiguas de cada isla, sobre las que se han basado los modelos cinemáticos establecidos, que han resultado lógicamente afectados.

De las edades publicadas para Canarias, unas 100 han sido realizadas recientemente con métodos de alta precisión -con separación de minerales y con técnicas "unspiked" (Cassignol y otros, 1978)- y con los controles estratigráficos y magnetoestratigráficos mencionados. Especialmente útil ha sido la asociación de las secuencias de lavas con los cambios del nivel del mar en la última glaciación (Carracedo y colaboradores, 1997d). Todos estos controles confieren a las edades obtenidas una elevada fiabilidad. Estas edades corresponden precisamente a las islas de La Palma y El Hierro, que han pasado así a ser las mejor datadas de todo el archipiélago (Guillou y colaboradores, 1996; 1997).La figura 2A muestra las edades publicadas que han sido obtenidas a partir de materiales volcánicos de las Islas Canarias. Si las analizamos, observaremos la existencia de dos grupos de islas claramente definidos (Fig. 2B): 1) Las islas de Fuerteventura, Lanzarote, Gran Canaria y La Gomera, con volcanismo emergido de 12 millones de años (ma) o más y con interrupciones bien marcadas en la actividad volcánica, y 2) Las islas de Tenerife, La Palma y El Hierro, con volcanismo emergido de menos de aproximadamente 7.5 ma y actividad eruptiva esencialmente continuada.

Otra pauta importante que se observa en el gráfico es la evidente progresión de edades en el archipiélago, con un envejecimiento del volcanismo que aumenta en sentido W-E, concordante precisamente con el recorrido postulado de la placa africana sobre un punto caliente fijo, en el caso de Canarias en la vertical de la isla más joven: El Hierro.

2.1.- SIGNIFICADO DE LAS INTERRUPCIONES (HIATOS) DE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA

La presencia de interrupciones prolongadas de la actividad volcánica en las Islas Canarias (ver Fig. 2A) ha sido invocada como un argumento esencial para descartar la relación de estas islas con un punto caliente (Anguita y Hernán, 1975). Según estos autores, si las Canarias estuvieran originadas por la acción de un punto caliente todas las islas excepto La Palma y El Hierro deberían estar inactivas desde hace mucho tiempo. Esta idea parece asociar de alguna manera la interrupción del volcanismo con la desconexión definitiva de toda fuente de generación de magma. Sin embargo, nada más lejos de la realidad. Aunque pueden de alguna manera desconectarse de la parte principal del punto caliente que se ha mantenido durante la fase inicial en escudo, las islas se mantienen conectadas con zonas de generación de magma. Su salida a la superficie está más en relación con la alternancia de campos de esfuerzos distensivos (con volcanismo) o compresivos (con quiescencia). Estos sistemas de esfuerzos son, a su vez, consecuencia de la evolución de la carga impuesta por las propias islas en desarrollo sobre el substrato oceánico, o su relajación posterior.

Son precisamente estas interrupciones una característica de las cadenas de islas de punto caliente, como se ha observado claramente en las Islas Hawaii (Walker, 1990), donde

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

son un elemento fundamental en la definición de los estadios de evolución de las islas y en la definición de su estratigrafía volcánica. En efecto, estas interrupciones ("gaps" en el inglés original) permiten la separación del volcanismo en las diferentes islas en dos estadios principales, con significado estratigráfico: I) volcanismo en escudo ("shield-building stage") la fase inicial de formación de las islas emergidas, volumétricamente la más importante (> 90% de los edificios insulares), y II) volcanismo post-erosivo ("post-erosional stage"), volcanismo mucho más reducido, producido tras un largo periodo intermedio de inactividad eruptiva y erosión ("gap stage").

En este estudio comparado que estamos intentando, es fácil asimilar el estado actual de las islas de Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria con el estadio post-erosivo, a La Gomera con el estadio intermedio de interrupción y a Tenerife, La Palma y El Hierro con el estadio más juvenil de volcanismo en escudo.

Esta comparación abre interesantes perspectivas: la isla de La Gomera, inactiva desde hace varios millones de años, puede no ser, como parece aceptarse de forma general, una isla definitivamente muerta desde el punto de vista volcánico; más bien podría estar, como han estado sus hermanas más orientales, en una fase de reposo anterior a un rejuvenecimiento volcánico en el futuro geológico. En cambio, la isla de Lanzarote, considerada una de las más activas de las Canarias, está en realidad en una fase terminal de actividad, al igual que Fuerteventura. Este error de percepción se debe simplemente a la coincidencia de que una erupción volumétricamente muy importante (la mayor en volumen y duración de las ocurridas en el periodo histórico de Canarias) haya tenido lugar en esta isla en fechas geológicamente recientes. Este artificio se deshace si tenemos en cuenta que la anterior erupción importante, la del Volcán Corona, tiene una edad de más de 53.000 años. En este periodo de 50.000 años han ocurrido en las islas verdaderamente activas y en fase de volcanismo en escudo numerosas erupciones volcánicas, especialmente en La Palma y El Hierro.

Esta división de las islas con significado temporal y estratigráfico es preferible al muy usual de islas orientales, centrales y occidentales, de carácter más geográfico. Esto es aún más claro desde el punto de vista geológico por la confusión que establece esta clasificación, al situar a La Gomera, una isla claramente antigua y en estadio de interrupción eruptiva (gap stage) junto a las islas más juveniles de Canarias: La Palma y El Hierro. Por otra parte, permite explicar, como intentaremos más adelante, la aparente incongruencia geológica que supone la presencia de La Gomera en medio del grupo de islas en estadio juvenil de desarrollo.

3. LOS MAGMAS Y LAS SERIES VOLCÁNICAS DE CANARIAS

Es en este aspecto donde las diferencias entre Canarias y otros grupos de islas oceánicas de punto caliente son más evidentes, por ejemplo las Islas Hawaii. Es bien conocido que en las Islas Hawaii la fase de construcción en escudo se caracteriza por la emisión de basaltos toleiticos, que requieren la presencia de altas temperaturas y alrededor de un 30% de fusión parcial del manto, y menores proporciones de lavas diferenciadas (traquibasaltos, traquitas). En cambio, en las fases post-gap de rejuvenecimiento del volcanismo, los magmas son más pobres en sílice, predominando los basaltos alcalinos, basanitas, nefelinitas, etc., rocas todas que suponen la presencia de temperaturas inferiores y porcentajes asimismo inferiores de fusión parcial del manto.

En Canarias esta pauta es diferente: tanto la fase en escudo como el volcanismo post-erosivo se caracterizan por la presencia dominante de basaltos alcalinos, con sus correspondientes diferenciados (traquibasaltos, traquitas, fonolitas). A diferencia de lo que ocurre en Hawaii, los basaltos toleiticos son en Canarias casi una curiosidad geológica, como los emitidos excepcionalmente en la erupción de 1730-36 en Lanzarote (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1971; Carracedo et al., 1992).

Tal vez la explicación de estas diferencias en la composición de los magmas de

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

Canarias y del típico grupo de islas generadas por un punto caliente como las Islas Hawaii resida en las diferencias en la energía, fertilidad, de ambos puntos calientes. Mientras que en las Islas Hawaii el punto caliente presenta temperaturas varios cientos de grados por encima de la temperatura "normal" del manto, posiblemente relacionada a su vez con las velocidades de desplazamiento de la placa pacífica, en el caso de Canarias esta "anomalía" térmica es menos significativa (Schmincke, 1973; Hoernle y Schimincke,.1993), al igual que lo es la velocidad de la placa africana. Las diferencias en el "exceso" de temperatura originan, como hemos indicado, diferencias en las proporciones de fusión parcial del manto y, en consecuencia, en la composición de los magmas producidos

3.1.- LAS SERIES VOLCÁNICAS DE CANARIAS

Es éste un tema que ha sido objeto de cierta confusión, posiblemente porque las principales unidades de la estratigrafía volcánica se establecieron en Canarias en la época anterior a la tectónica de placas y con un escaso conocimiento de la cronología absoluta y relativa de las formaciones volcánicas en las diferentes islas.

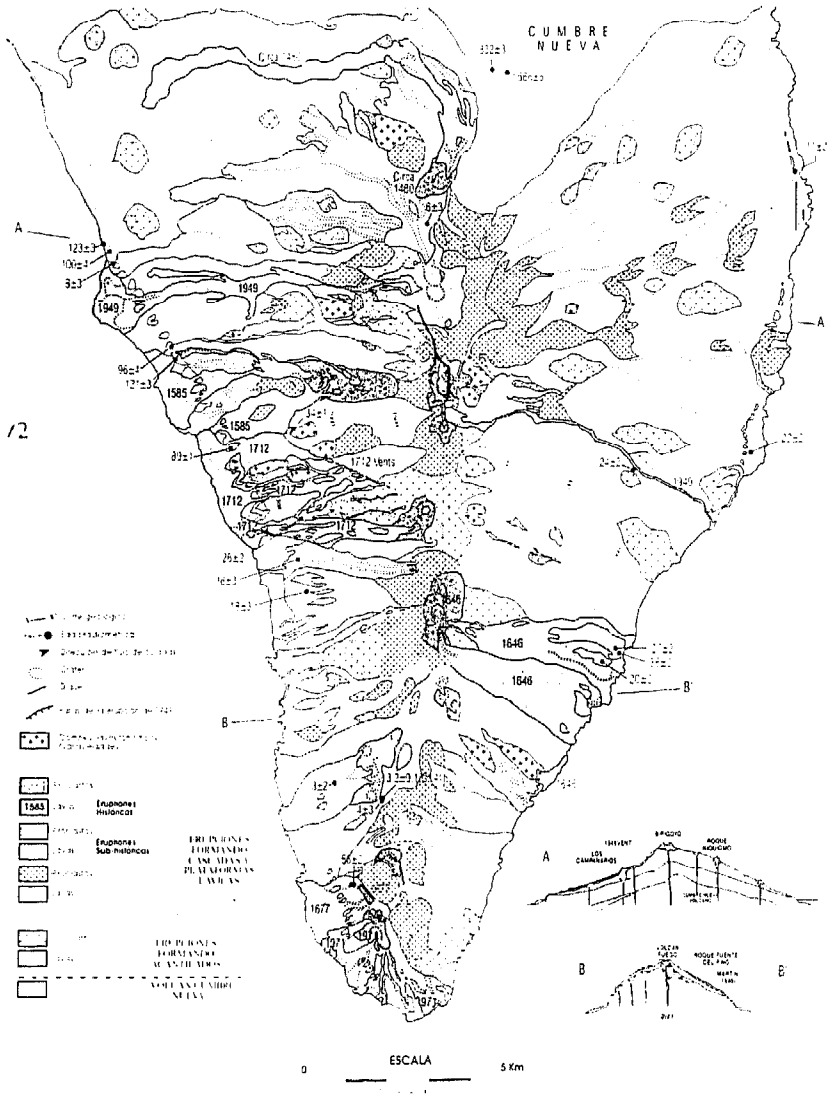


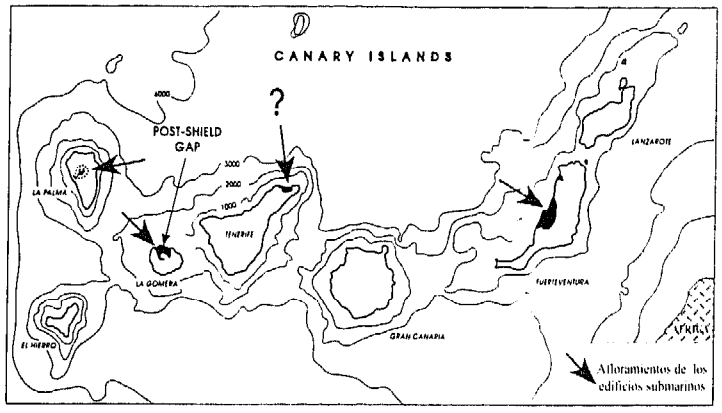
Fig. 3 - La estratigrafía volcánica establecida en las Islas Canarias, con Series Antiguas y Series Recientes, ha dado lugar a notable confusión, al ser las series antiguas de algunas islas más modernas que las recientes de otras. Para obviar esta dificultad, es preferible utilizar la clasificación indicada en la Fig. 2B y definir en lo posible edificios volcánicos aislados, como se ilustra en el mapa geológico del volcán Cumbre Vieja, en La Palma (Carracedo y colaboradores, 1997d).

La definición de Series Antiguas y series Recientes (Fúster y colaboradores, 1968) originó importantes problemas cuando esta clasificación se trasladó de las islas orientales, más antiguas, a las occidentales. La incongruencia era manifiesta, ya que se denominaba Serie Antigua en Tenerife, La Palma o El Hierro a formaciones volcánicas que resultaban ser más recientes que las Series Recientes de Gran Canaria, Fuerteventura o Lanzarote.

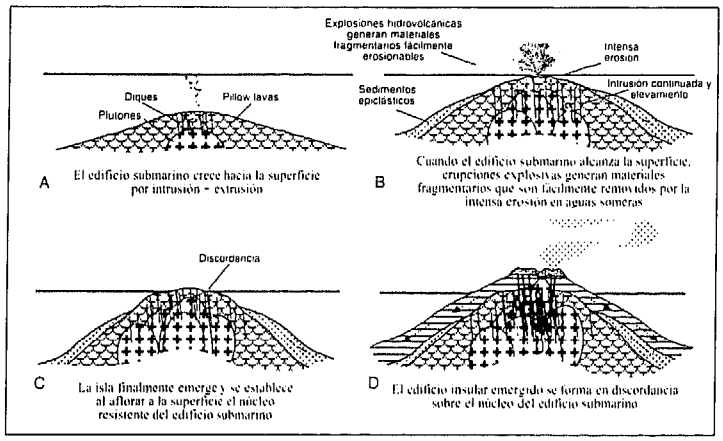
Esta dificultad se evita si se sustituye, al igual que se ha hecho en las Islas Hawaii, el concepto de clasificación "temporal" por el "genético". En vez de Series Antiguas o Recientes, es preferible hablar de volcanismo en escudo (Shield-building volcanism) y volcanismo post-erosivo (Post-erosional volcanism). Dentro de estas grandes unidades, es preferible definir y separar los diferentes edificios volcánicos a efectos de elaborar una estratigrafía y mapas comprensibles e ilustrativos (Fig. 3).

La definición de las grandes unidades volcano-estratigráficas se simplifica y clarifica considerablemente si nos atenemos al esquema simple de cómo se forman las islas volcánicas oceánicas.1En este tipo de islas, la mayor parte del edificio volcánico se construye bajo la superficie del mar, formando lo que se suele denominar montes

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004



A)



B)

Fig. 4.- La estructura submarina de las islas, también conocida como "monte submarino" o "seamount", es una formación que está, lógicamente, presente en todas las islas oceánicas. Sin embargo, no siempre aflora a la superficie, como ocurre en todas las Hawaii. En las Islas Canarias puede observarse la etapa submarina en las islas de La Palma, La Gomera, Fuerteventura y tal vez Tenerife (A). En B se indica esquemáticamente las fases de evolución y afloramiento a la superficie de la etapa submarina de una isla ideal, muy similar, por otra parte, a lo que sucede en las Islas Canarias.

submarinos ("seamounts"). Esta etapa de construcción submarina llega a superar el 90% del volumen total de las islas (Fig. 4A). Cuando los edificios insulares emergen, hay una larga etapa en que la erosión marina, muy intensa, destruye fácilmente los productos volcánicos, generalmente muy fragmentarios por la explosividad de las erupciones que, en esta etapa, suelen ser hidromagmáticas (Fig. 4B). La erosión desmantela estas primeras formaciones subaéreas hasta que logra aflorar a la superficie el núcleo más resistente del edificio submarino, formado por rocas volcánicas submarinas intensamente intruidas por diques y rocas plutónicas. El volcanismo subaéreo, ya bien establecido en clara discordancia sobre el núcleo del edificio submarino, progresa formando rápidamente los edificios "en escudo", que suponen más del 90% de la parte emergida de las islas. Una vez finalizada la fase de construcción en escudo, el volcanismo mengua y finalmente cesa, tras lo cual se inicia una larga etapa de quiescencia en que la erosión desmantela profundamente los edificios insulares. La reanudación del volcanismo, volumétricamente mucho menos importante, se produce sobre un relieve erosivo, por lo que se denomina volcanismo post-erosivo.

Estas sencillas y lógicas etapas de evolución de las islas volcánicas oceánicas dan lugar a las tres unidades básicas de la estratigrafía volcánica: 1) Las **Formaciones Submarinas** (el edificio submarino, si aflora), 2) El **Volcanismo en escudo**, y 3) El **Volcanismo post-erosivo.**

La etapa submarina aflora (Fig. 4A) en las islas de Fuerteventura, La Gomera y La Palma, y posiblemente en la costa norte de Anaga, en Tenerife (Fúster y colaboradores, 1968; Cendrero, 1971; Stillman y colaboradores, 1975; Staudigel y Schmincke, 1984).

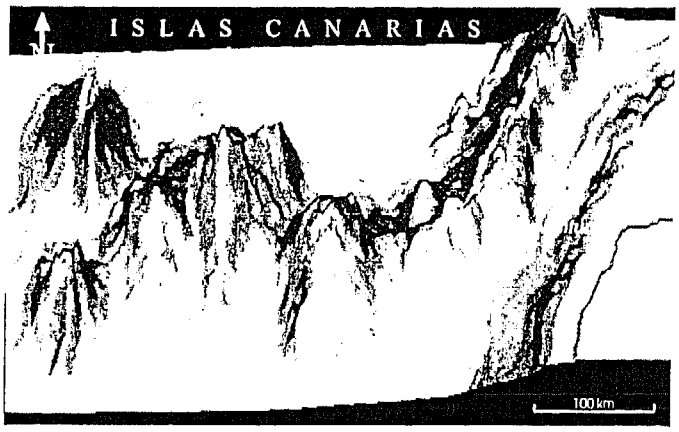
Una formación similar se encuentra en la isla de Maio, en el archipiélago de Cabo Verde (Stillman y otros, 1982). La interpretación inicial, realizada en la etapa anterior a la Tectónica de Placas, las suponía bloques levantados de un basamento complejo común a toda las Canarias (los Complejos Basales de Fúster y colaboradores, 1968); una modificación interpretaba estas formaciones como bloques levantados de corteza oceánica (los denominados Complejos ofiolíticos), similares a los existentes en la isla de Chipre (Macizo de Troodos). Sin embargo, datos paleontológicos y dataciones radiométricas evidenciaron claramente que la edad de estas formaciones era muy inferior a la de la corteza oceánica circundante. Si se excluyen las secuencias de sedimentos oceánicos, fuertemente deformados y substancialmente más antiguos que el resto de las formaciones que constituyen los denominados "Complejos Basales", y que han sido elevados a la superficie por el propio volcanismo (intrusión), el resto de las formaciones son típicas de la etapa submarina de construcción de las islas oceánicas, como claramente definieron Staudigel y Schmincke en La Palma (en el fondo y paredes de la Caldera de Taburiente) en 1984. El término de Complejos Basales debería abandonarse en favor del de Formaciones Submarinas, con el significado de la etapa de monte submarino previa a la emersión de las islas.

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

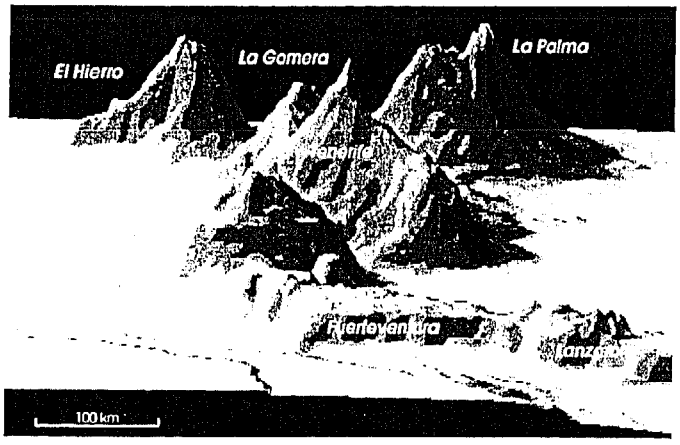
Una clara diferencia de las Canarias y Cabo Verde con las Hawaii es que en estas últimas islas no aflora la etapa submarina.Sin embargo, esto parece indicar más una diferencia en la subsidencia que estas islas han experimentado que en los procesos de crecimiento. Se trata simplemente de que las Islas Hawaii tienen una tasa de subsidencia que impide que la erosión exhume las etapas submarinas de su desarrollo inicial.

4. SUBSIDENCIA DE LOS EDIFICIOS INSULARES CANARIOS

Es bien conocida la pauta que siguen las islas del Archipiélago Hawaiiano, explicada claramente por Moore en 1987: Las islas experimentan una subsidencia (hundimiento de las islas por acomodo isostático de la corteza oceánica a la carga impuesta) de 2-4 km., fundamentalmente en la primera fase de desarrollo "en escudo", pasando posteriormente a formar "guyots", arrecifes coralinos y, finalmente, de nuevo, montes submarinos. Las islas más antiguas de las Hawaii (Kauai y Niihau), tienen edades de unos 5 ma. Continuando la alineación Hawaii-Emperador, existe una cadena de islas ya sumergidas que se extiende por todo el Pacífico hasta la Fosa de las Aleutianas.



A)



B)

Fig. 5 - Imágenes 3-D a "océano vacío" del Archipiélago Canario, obtenidas mediante el procesado de mapas batimétricos del Instituto Oceanográfico Británico (Hunter y colaboradores, 1983). En la figura A, una "vista" oblicua desde el sur, se observa como la isla de Tenerife se apoya sobre La Gomera y Gran Canaria. La alineación marcada con asteriscos corresponde a una zona sismogenética, donde se produjo un sismo de 5.4 grados de magnitud en 1989, y numerosos microsismos desde entonces. En esta zona se ha descubierto una alineación de volcanes submarinos (Hans Schmincke com. pers.), recientemente confirmada por estudios del buque oceanográfico Hesperides. Esta alineación de volcanes, y una falla, postulada pero nunca evidenciada, podrían ser responsables de la sismicidad registrada. En la figura B se observa claramente como Fuerteventura y Lanzarote forman una sola isla y la tendencia general a un menor volumen de los edificios insulares al acercarse al continente (ver figura 9 y explicación en el texto). Este efecto no es debido a la subsidencia, como ocurre en las islas Hawaii, sino a la pérdida de masa por la acción erosiva y los frecuentes deslizamientos catastróficos de grandes porciones de las islas.

En Canarias el caso es bien distinto. La simple observación de las costas en las islas más antiguas (Fuerteventura y Lanzarote) demuestra que en este archipiélago no ha habido una subsidencia significativa. El menor volumen de los edificios insulares en las islas en estado post-erosivo, que se observa fácilmente en modelos tridimensionales realizados a partir de la batimetría (Fig. 5), no son consecuencia del hundimiento de estas islas, sino de la pérdida de masa, súbita (deslizamientos gravitatorios gigantes) o paulatina (erosión).

Rasas de abrasión marina, depósitos de sedimentos de playa y litoral marinos, formaciones volcánicas costeras (deltas lávicos de hialoclastitas, conos freatomagmáticos Surtseyanos o"tuff-rings") y paleo-acantilados marinos, de edades que alcanzan hasta 14 ma, se encuentran con profusión en Canarias a niveles muy similares al del mar actual y concordante con las oscilaciones eustáticas correspondientes a las sucesivas glaciaciones.

Watts (1994) dedujo una importante "flexión" (hasta 4 km) de la isla de Tenerife a partir de sus observaciones de la batimetría en Teno y Anaga, aparentemente corroborada por la existencia de barrancos fluviales transformados por subsidencia en cañones submarinos. Aparte de que la procedencia subaérea de estos cañones submarinos es más que dudosa, como se ha demostrado en la isla de Molokai, donde cañones submarinos similares se prolongan claramente en barrancos tierra adentro (Holcomb y colaboradores, 1996), existen numerosas evidencias geológicas que demuestran esta ausencia de hundimiento significativo de las islas, mucho menos los valores indicados por Watts.

En las islas Canarias orientales es característica la presencia de playas levantadas hasta 100 m sobre el

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

nivel actual del mar, y rasas marinas de hasta 14 ma han aparecido a un nivel similar al del mar actual en sondeos de Famara y Los Ajaches. Tampoco parece haber evidencia de hundimientos significativos de las islas en estadio juvenil de desarrollo. Pillow lavas y brechas de unos 2,6 ma han sido encontradas por Ibarrola y colaboradores (1991) en la costa norte de Tenerife, a alturas muy similares al del mar actual (5 a 25 m). En La Palma, conos freatomagmáticos marinos de hasta 1 ma aparecen al mismo nivel del mar actual, así como depósitos de playa de 0,5-0,2 ma de antigüedad (desembocadura del Bco. de la Caldera de Taburiente), lo que parece evidenciar que la isla se ha mantenido muy estable, sin subsidencia ni levantamiento apreciables, desde el levantamiento del monte submarino inicial.

En conclusión, los archipiélagos de punto caliente de Canarias y Cabo Verde difieren del prototípico de Hawaii en la ausencia en los primeros de la rápida subsidencia que se observa en las etapas en escudo y posteriores de las Islas Hawaii. Tal vez esto esté en relación con la sustancial diferencia entre ellos en cuanto a su situación geodinámica: en un borde continental pasivo en el caso de los primeros, y en el interior de una placa oceánica en el caso de Hawaii. Esto puede propiciar la existencia de una litosfera oceánica más vieja, fría, gruesa, y en consecuencia más resistente bajo las Canarias y Cabo Verde, lo que podría explicar asimismo las diferencias considerables en la fertilidad y dinamismo de los correspondientes puntos calientes.

5. MODELOS DE FORMACIÓN DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

Cualquier modelo consistente de cómo las Islas Canarias se han originado tiene necesariamente que reconciliar y acomodar los datos de que se dispone en los muchos y variados campos de investigación que ya hemos enumerado.

Una diferencia potencialmente muy importante entre el Archipiélago Canario y los grupos prototípicos de islas relacionados con un punto caliente es que las Canarias están situadas junto a una región de deformación activa intensa, que abarca las Montañas del Atlas, las Montañas del Rif, el Mar de Alborán y las provincias de la Cordillera Bética de la banda orogénica alpina. Varios modelos han sido propuestos en el pasado que relacionan al magmatismo que formó las islas con la deformación de la litosfera oceánica al oeste y al sudoeste de estas regiones de deformación continental y la consiguiente fusión por descompresión de la astenosfera subyacente (Anguita y Hernán, 1975; Araña y Ortiz, 1991). Estos modelos buscaban explícitamente proveer una alternativa a los modelos de punto caliente para el Archipiélago Canario. Muy notablemente, Anguita y Hernán (1975) propusieron que la extensión dirigida NNO-SSE, perpendicular a la traza del archipiélago, era responsable de la fusión por descompresión de la astenosfera, correlacionando las fases de actividad magmática intensa en las islas con periodos de compresión en las Montañas del Alto Atlas identificados por Ambroggi (1993). Estos autores postularon que la extensión en la región del archipiélago ocurrió a medida que la litosfera oceánica se deformaba para acomodar las tensiones de membrana creadas por las fases precedentes de compresión propagándose desde la región del Atlas.

El modelo de bloques levantados

Araña y Ortiz (1991) propusieron un modelo alternativo en el cual el acortamiento de la litosfera, en fallas inversas de ángulo elevado, provocan fusión por descompresión de la astenosfera debajo de los bloques en elevación. Existe evidencia de levantamiento localizado de varios kilómetros en algunas islas, particularmente en la Serie Submarina de La Palma (Staudigel y Schmincke, 1984) y Fuerteventura (Ancochea y colaboradores, 1996). Sin embargo, el modelo de Araña y Ortiz requiere el levantamiento sistemático y continuo de todas las islas a alturas del orden de decenas de kilómetros para producir la fusión por descompresión en la escala y grado de fusión parcial que se requiere para explicar el volumen y la composición de las magmas de Canarias (McKenzie y Bickle, 1988), muy especialmente las que caracterizan la etapa inicial del volcanismo subaéreo en las islas más antiguas. No existe evidencia, ni aún

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

remotamente, que sugiera la ocurrencia de levantamientos a esta escala en las Canarias. Finalmente, en este modelo el inicio del volcanismo debería estar casi sincronizado a lo largo de todo el archipiélago, en vez de la progresión general observada hacia el océano del volcanismo subaéreo más antiguo de las islas (Fig. 2 A y B).

El modelo de la fractura propagante

La propuesta de que el magmatismo en el Archipiélago Canario puede estar relacionado con la evolución tectónica del extremo occidental de la cadena alpina cobró más significación en los años que siguieron a la divulgación por vez primera de las hipótesis contrastadas para explicar el origen de cadenas de islas volcánicas oceánicas (Morgan, 1971; McDougall, 1971). El modelo, oportunamente propuesto por Anguita y Hernán en 1975, sigue siendo uno de los trabajos más ampliamente citados en la literatura sobre las Islas Canarias. Sin embargo, se basaba en determinaciones de edad que posteriormente fueron substancialmente revisadas y en información geológica muy pobre sobre las islas occidentales. La información geológica actual muestra que este modelo está en claro conflicto con muchas características geológicas importantes.

En la hipótesis de fractura propagante citada por Anguita y Hernán, es la propia fractura al extenderse por la litosfera oceánica la que genera las condiciones apropiadas para "extraer" el magma desde la astenosfera iniciando el volcanismo a su paso. El origen de la ruptura de la litosfera estaría relacionado, como ya se ha indicado, con los sucesivos impulsos orogénicos asociados al tectonismo del Atlas (Fig. 1).

Este modelo estaba basado principalmente en a) una aparente progresión continua hacia el continente de las edades más antiguas del volcanismo subaéreo, y b) la presencia en las islas de interrupciones de actividad, relacionadas por los autores con episodios sucesivos de compresión-distensión de la banda del Atlas; las interrupciones o "gaps" excluirían un mecanismo de punto caliente, que, según estos autores, requiere una continuidad de la actividad volcánica.

Hay varias objeciones principales que hacer a esta hipótesis. La progresión continua hacia el océano de las edades subaéreas más antiguas en las Canarias descrita por Anguita y Hernán en su modelo de 1975 dista mucho de ser consistente. Una comparación de la Fig. 1 de Anguita y Hernán (1975) y la Fig. 2A de este trabajo muestra diferencias substanciales. Aunque se mantiene una progresión general, ésta no se aplica a casos concretos como Fuerteventura y Lanzarote, o La Gomera y Tenerife. Tal como se ha documentado recientemente (Ancochea y colaboradores, 1996), la isla de Fuerteventura es una alineación de complejos volcánicos con edades subaéreas más antiguas de unos 22-20 ma. Es, tal vez, más acertado interpretar a Lanzarote como una simple prolongación de Fuerteventura hacia el NE (en dirección paralela al margen continental). Ambas islas están de hecho separadas por un angosto estrecho con una profundidad menor de 100 m, inferior a las oscilaciones eustáticas de las glaciaciones (ver Fig. 5). Los complejos volcánicos que forman Lanzarote muestran las edades más antiguas (15 ma del macizo de Los Ajaches y 11 ma el de Famara) disminuyendo hacia el NE (Abdel-Monem y colaboradores, 1972; Coello y colaboradores, 1992), en concordancia con la mencionada extensión de Fuerteventura hacia el NE. La propagación inicial del volcanismo en Canarias sería, cuando sólo existían estas dos islas, en dirección opuesta a la fractura propagante postulada por los mencionados autores.

El otro aspecto a destacar es la relación de edad de La Gomera y Tenerife. Como ya se ha mencionado, la isla de Tenerife probablemente empezó a crecer sobre el flanco de La Gomera cuando esta isla ya hubo alcanzado su pleno desarrollo y se aproximaba a la etapa de interrupción ("gap"). Resulta difícil relacionar esta "anomalía" a una fractura propagante procedente del Atlas. Sí se puede concebir en el contexto de una pluma del manto que se desplaza muy lentamente: la situación casi estacionaria del punto caliente podría, después de un avanzado desarrollo de La Gomera, haber desviado su actividad volcánica en dirección

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

contraria al desplazamiento general, iniciando la formación de Tenerife. La propia isla de La Gomera podría haber contribuido a este proceso, como veremos más adelante.

Los largos periodos de reposo o "gaps" (ver Fig. 2A) han sido repetidamente postulados por Anguita y Hernán (1975, 1986) como una de las principales evidencias en contra de un modelo de punto caliente para Canarias, como hemos indicado y analizado anteriormente. Este tipo de interrupciones se observa en las Islas Hawaii, donde no se cuestiona su asociación con un punto caliente. Es cierta la duración más larga de las interrupciones del volcanismo en las Islas Canarias en relación con las Islas Hawaii, probablemente relacionada con las diferencias mencionadas en ambos archipiélagos en el entorno geodinámico, la velocidad de desplazamiento de las placas litosféricas, las condiciones de la litosfera y el dinamismo y fertilidad de los puntos calientes respectivos, etc.

Una fuerte objeción a este modelo está relacionada con la producción de magma requerida para construir las Islas Canarias por la simple extensión litosférica, en ausencia de una anomalía astenosférica. Existe volcanismo cuaternario (basanitas y basaltos alcalinos) en el Atlas Medio de Marruecos (Harmand y Cantagrel, 1984). Sin embargo, los pequeños grados de extensión litosférica asociados a la tectónica del Atlas, que pueden resultar suficientes para el volumen de este volcanismo del Atlas, excluyen la posibilidad, con la visión moderna de los procesos de fusión parcial del manto (McKenzie y Bickle, 1988), de la generación de un volumen suficiente de magma como para originar el Archipiélago Canario en ausencia de temperaturas astenosféricas anormalmente altas, que es en realidad lo que se conceptúa como un punto caliente.

Una objeción final adicional está relacionada con la propagación de esfuerzos tensionales tectónicos desde la litosfera continental a la oceánica. En la hipótesis más sencilla de Anguita y Hernán (1975), las Islas Canarias se originarían por una extensión "off-shore" de la Falla Trans-Agadir. Sin embargo, no sólo no existe evidencia de una extensión oceánica de la falla, sino que su mera existencia puede resultar inviable. El análisis de las diferencias en la resistencia a los esfuerzos distensivos de los continentes y los océanos ha constituido un importante tema en el estudio del desarrollo de los bordes de las placas litosféricas. Vink y colaboradores (1984) han analizado estas diferencias, llegando a la conclusión de que los continentes siempre son considerablemente más débiles. Steckler y ten Brink (1986) analizaron la resistencia total de las litosferas continental y oceánica. Aplicando sus conclusiones al margen africano en la región del Atlas, resulta evidente que la antigua litosfera oceánica de >150 ma es considerablemente más resistente que el continente, excluyendo a priori cualquier propagación de fracturas formadas en el continente hacia el océano y hacia las Canarias.

Estudios sísmicos, magnéticos y geológicos llevados a cabo en la costa de Marruecos (Dillon y Sougy, 1974) concluyeron que el sistema Anti-Atlas termina abruptamente al llegar a la costa, sin evidencia alguna de su prolongación hacia el océano.

El modelo del punto caliente

La asociación del archipiélago a un punto caliente astenosférico fue avanzada a principios de los años 70 por Burke y Wilson (1972) y ha sido propuesta repetidas veces desde entonces (Schmincke, 1973; Carracedo, 1979; Feraud y colaboradores, 1985; Holik y colaboradores, 1991; Hoernle y Schmincke, 1993; Watts, 1994; Carracedo, 1994, 1996a; Carracedo y colaboradores, 1997a).

El modelo del punto caliente fue definido por vez primera en las islas Hawaii, donde una pluma muy fértil del manto y una placa en rápido movimiento se combinaron para dar lugar a una prototípica cadena insular inducida por un punto caliente. Sin embargo, como sucede en el caso de las Islas Canarias, no se puede esperar que estas circunstancias prototípicas estén siempre presentes. La amplia variación de las características de las islas oceánicas intraplaca ha sido destacada por Watts (1994), quien relacionaba estas variaciones a

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

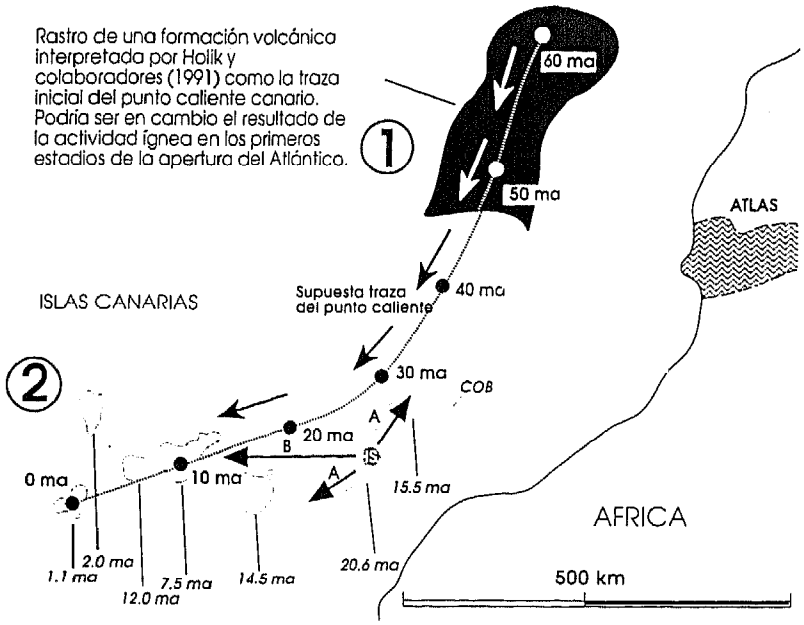


Fig. 6 - Diagrama que ilustra la génesis de las Islas Canarias en relación a un punto caliente fijo en el manto a la altura de la posición actual de la isla de El Hierro. Explicación en el texto.

los movimientos absolutos de las placas y a las propiedades térmicas y mecánicas de la litosfera, aspectos que ya hemos mencionado anteriormente. Puede que estas circunstancias jueguen un papel en obscurecer la firma típica de los puntos calientes en circunstancias como las que ocurren en Canarias o en Cabo Verde.

Las Islas Canarias y de Cabo Verde parecen ser las únicas regiones del noroeste de Africa que presentan esfuerzos generados por convección en modelos globales derivados de datos gravimétricos de satélite y superficiales. Un trabajo reciente de recopilación de la sismicidad intraplaca en el Atlántico en el período 1918-1990 (Wysession y colaboradores, 1995) muestra que la sismicidad en el margen continental del Atlántico NE está concentrada en las Islas Canarias y de Cabo Verde. Los autores interpretan que la sismicidad está principalmente asociada a la actividad de estos puntos calientes. Es notable que, en su recopilación, la mayoría de la sismicidad asociada a las Islas Canarias está distribuida precisamente en la parte occidental del archipiélago y más al interior del Atlántico, lo que concuerda con este modelo.

Estudios sísmicos llevados a cabo en la costa de Marruecos (Holik y colaboradores, 1991) identificaron una inversión en la velocidad de propagación entre: 1) una formación con 4.7 km/s, 2) los sedimentos subyacentes, con 3.1 km/s, y 3) una capa de corteza más profunda, con velocidades anómalas de 7.1-7.4 km/s. Estos autores interpretaron que esta secuencia estructural tenía un origen volcánico, la huella del paso de un punto caliente que ha estado rejuveneciendo la corteza antigua a la altura de la costa de Marruecos desde hace aproximadamente 60 ma (1 en Fig. 6). Estos autores siguen el rastro del punto caliente, que denominan "the Canarian Hotspot", en un recorrido que va desde el norte de las Islas Canarias trazando un amplio arco que conecta con las Canarias orientales, terminando en la isla de El Hierro, que estaría situada en la vertical del punto caliente.

Este modelo es, sin embargo, muy especulativo. Con la información geológica disponible, es difícil excluir la posibilidad de que esa secuencia interpretada como originada por un punto caliente no sea, en realidad, motivada por la actividad ígnea en las primeras etapas de la ruptura continental y apertura del Atlántico.

Watts (1994) ha postulado en cambio un punto caliente con una extensión más restringida, circunscrita al área del archipiélago y probablemente extendiéndose en sus etapas más distales por debajo del continente africano (2 en Fig. 6).

En cualquier caso, contrariamente al modelo de fractura propagante, el modelo del punto caliente no solamente no entra en conflicto con la información geológica disponible sino que de hecho explica muchas de las inconsistencias señaladas en el desarrollo de las Islas Canarias.

En nuestro modelo, postulamos que las Canarias fueron originadas por una pluma astenosférica. Las primeras manifestaciones volcánicas de este punto caliente se habrían localizado en la interfase continente-océano (continental-oceanic boundary, COB) al oeste de Fuerteventura (ver Figs. 5 y 6). La potencia de los sedimentos, que alcanzan 10 km en el margen continental, deberían constituir un factor decisivo en modificar la resistencia de la

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

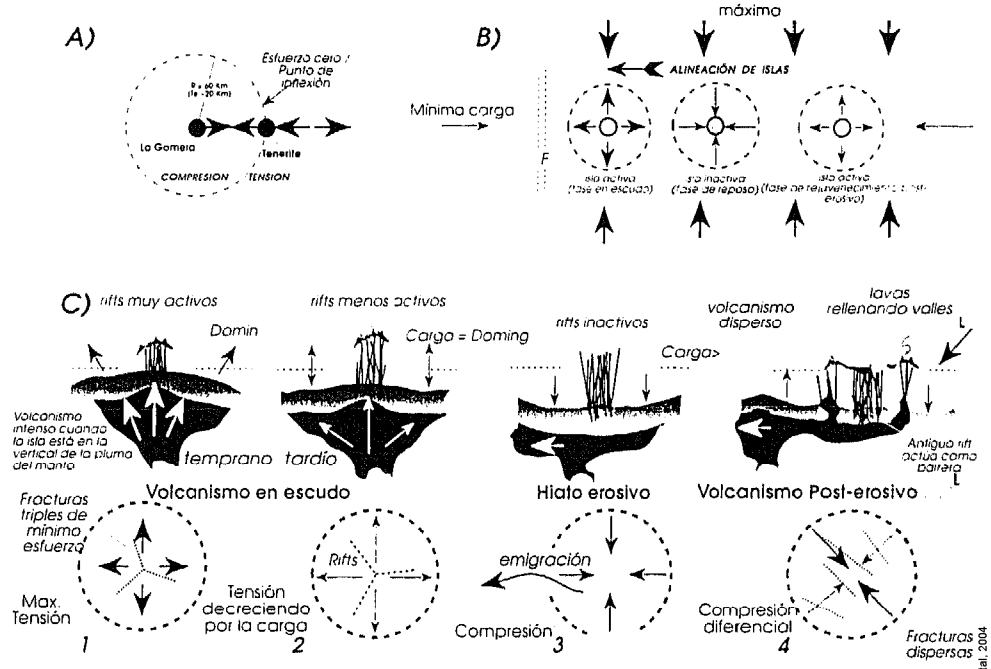


Fig. 7.- La interacción de unas islas y otras en las cadenas de islas oceánicas de punto caliente influye decisivamente en la generación de las propias alineaciones y en la evolución posterior de los edificios volcánicos, como se ilustra en la figura y se explica en el texto.

litosfera. La menor carga y conductividad de los sedimentos están, en efecto, asociadas con un debilitamiento significativo de la litosfera (Vink y colaboradores, 1984).

La potente secuencia sedimentaria en el margen continental frente a Cabo Juby puede haber proporcionado una salida favorable para el primer volcanismo canario, conformando la alineación de complejos volcánicos paralela a la costa descrita por Ancochea y colaboradores (1996). En esta etapa inicial —el edificio volcánico submarino no plegado ha sido datado en unos 36 ma (Abdel-Monem y colaboradores, 1972)— el volcanismo puede haber estado propagándose hacia el NE a lo largo del margen continental, formando la alineación muy temprana de Fuerteventura-Lanzarote (A en Fig. 6). A favor de esta especulación está la observación de Dillon y Sougi (1986), que indican la interacción entre el volcanismo de las Islas Canarias y el margen continental africano frente al Cabo Juby, donde se alinean montes submarinos de intensa magnetización justo en la base del talud continental a lo largo de líneas que prolongan la alineación de Canarias (the Canary trend).

Como se ha indicado, la presunción de que el Archipiélago Canario progresa desde Lanzarote hasta Fuerteventura y hacia el océano es inconsistente con la información geocronológica y geológica actualmente disponible, y probablemente refleja una tendencia injustificada de relacionar las Islas Canarias y el tectonismo del Atlas. Tras esta etapa temprana de formación de las Islas Canarias, el lento desplazamiento del punto caliente puede haber iniciado la continua tendencia hacia el oeste seguida por las demás islas (B en Fig. 6), en una sucesión congruente en general con la progresión postulada del punto caliente.

La excepción de Tenerife a la tendencia normal de progresión de este modelo cinemático, aunque ya inicialmente discutida, merece un mayor análisis. Tal como fue modelado por ten Brink (1991), la flexión de la litosfera por la carga de un volcán-isla origina tensiones horizontales de desviación: el punto más cercano en el que puede desarrollarse un nuevo volcán se encuentra limitado por el punto de esfuerzo cero o punto de inflexión, donde los esfuerzos cambian de compresivos a distensivos (Fig. 7 A). El espaciado de los volcanes es una función del espesor elástico (T_e) de la placa. Al valor de T_e = 20 Km deducido por Watts (1994) para la región Tenerife-La Gomera correspondería un espaciado mínimo de unos 60 Km, precisamente la distancia aproximada entre Tenerife y La Gomera. En un periodo de lento

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

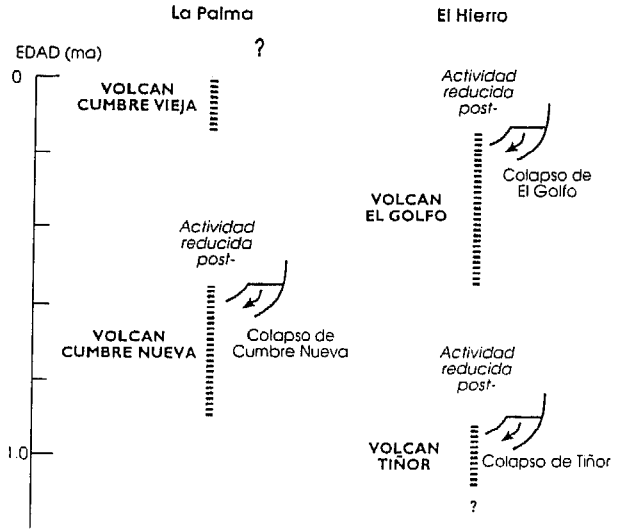


Fig. 8 - La precisa datación del volcanismo cuaternario en las islas de La Palma y El Hierro pone de manifiesto lo que parece ser una alternancia "on-off" de la actividad eruptiva. La asociación de estas fases alternantes en ambas islas podría estar relacionada con la restauración del equilibrio de los volcanes-isla excesivamente desarrollados, por medio de deslizamientos de grandes masas. El efecto, prácticamente instantáneo en términos geológicos, de relajación de la carga vertical de las islas por efecto del rebote originado al perder subitamente una parte substancial del volumen, podría cambiar rápidamente el campo de esfuerzos de distensivos a compresivos, lo que explicaría la alternancia observada.

desplazamiento de la placa aficana, el magma podría haberse canalizado hacia el E de La Gomera, originando la isla de Tenerife en el punto de inflexión opuesto a la progresión general del archipiélago.

Si consideramos una cadena insular originada por un punto caliente, la carga activa de las sucesivas islas se superpone, generando una carga máxima perpendicular a la alineación de las islas, con la menor carga en el eje de la alineación (Fig. 7 B). Si la pluma astenosférica tiene baja actividad y se desplaza muy lentamente como parece que lo hace el punto caliente de Canarias, la distribución de cargas puede desempeñar un papel clave en el emplazamiento de nuevos volcanes. Los nuevos volcanes-islas tenderán a desarrollarse delante del eje largo de la cadena de islas, aunque, excepcionalmente, las tensiones impuestas por la isla que encabeza la alineación pueda obligar al nuevo volcán a desarrollarse en un punto de inflexión situado atrás, y opuesto por lo tanto a la progresión general del punto caliente. Las tensiones originadas por las cargas compuestas en la parte frontal de la cadena en estas plumas de actividad lenta pueden originar fracturas o zonas débiles a un ángulo recto al eje de menor carga. Los volcanes-isla pueden entonces desarrollarse en alineaciones volcánicas perpendiculares a la alineación del punto caliente, como puede ser el caso de las islas de La Palma y El Hierro. Esto explicaría la sorprendente conexión "on-off" del volcanismo en estas dos islas juveniles del archipiélago (Fig. 8).

Un aspecto de interesante consideración es la misma existencia de "islas". ¿Por qué, si el punto caliente presenta una actividad muy continuada en término de decenas de millones de años, se producen edificios volcánicos separados (islas) y no una dorsal volcánica emergida continua? Este interrogante ha sido analizado en las Islas Hawaii. La explicación más sencilla es que los conductos que conectan la pluma magmática con la superficie se doblan por efecto del desplazamiento de la placa, hasta que finalmente se desconectan generándose un nuevo conducto que produce una nueva isla. Un modelo muy diferente intenta conciliar la observación de que los volcanes hawaiianos, con la excepción de Koolau en Oahu, son de polaridad geomagnética normal. Parece inferirse de esto que la actividad eruptiva está modulada por procesos internos que relacionan el campo magnético terrestre y la generación magmática, ocurriendo preferentemente en los periodos de polaridad normal del campo magnético terrestre, que constituyen sólo la mitad del tiempo (Moberly y Campbell, 1984). Sin embargo, los estudios realizados en Canarias excluyen esta hipótesis, ya que presentan similar frecuencia los volcanes de polaridad normal e inversa (Watkins, 1974; Carracedo, 1979; Carracedo y Soler, 1995; Pérez Torrado y otros, 1995; Guillou y colaboradores, 1996).

Como se muestra en la Fig. 7 B, el crecimiento de una nueva isla en la cabeza de la cadena puede imponer cargas activas sobre las precedentes. Estos sistemas de esfuerzos pueden cambiar de distensivos a compresivos y la isla afectada puede volverse inactiva, entrando en la etapa de reposo ("gap stage"). La acomodación de la carga puede eventualmente relajar los esfuerzos y permitir que los campos de compresión se debiliten y que la actividad volcánica se reanude, iniciando la etapa post-erosiva de rejuvenecimiento (ten Brink y Brocher, 1987).

El esquema de la Fig. 7 C ilustra un modelo sencillo de la evolución de las islas situadas en el frente de las alineaciones de islas volcánicas de punto caliente. Los empujes verticales iniciales de la pluma magmática originan abombamiento y fracturación de la corteza, desarrollándose fracturas triples de mínimo esfuerzo (1), que presentan la típica configuración regular en estrella tipo "Mercedes-Benz" (Carracedo, 1994, 1996a, 1996b). Se desarrollan así

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

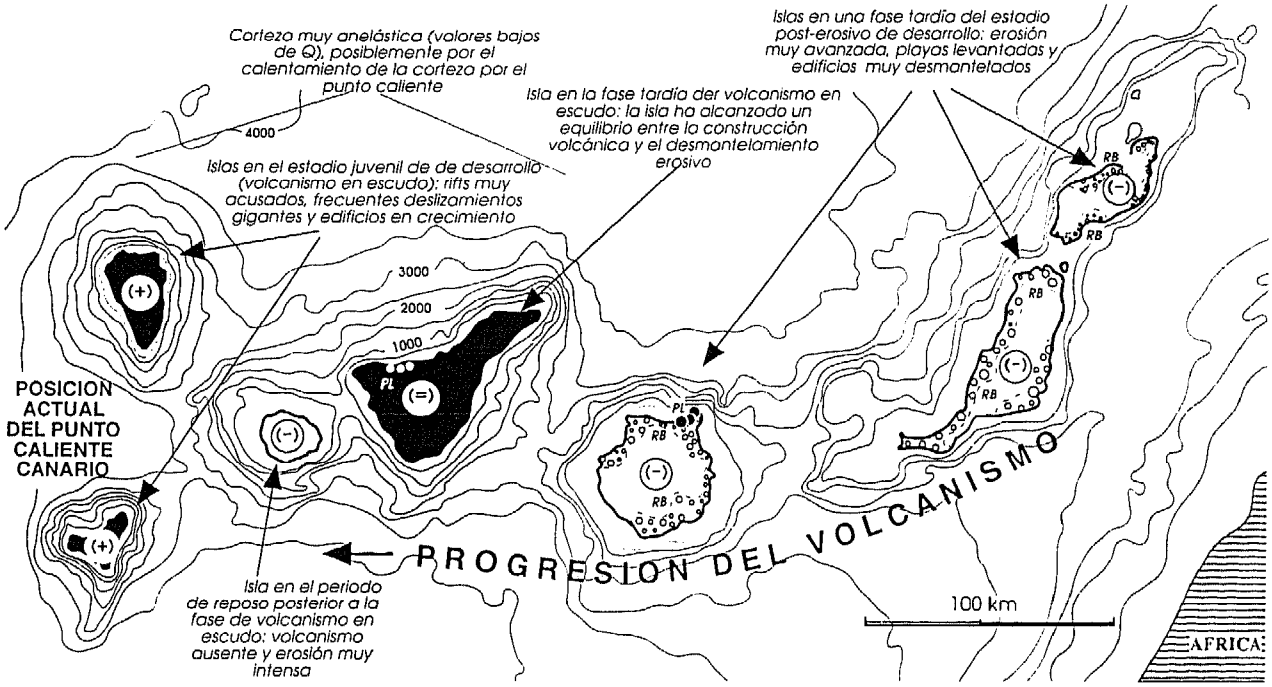


Fig. 9.- La presencia de un punto caliente en el área occidental del archipiélago parece corroborarse por estudios sísmicos, donde se definen áreas en que las ondas sísmicas se absorben de forma diferente (Canas y colaboradores, 1994), dependiendo al parecer de la temperatura de la litosfera oceánica. En las zonas de sombra de la figura, la temperatura sería más alta de lo normal, es decir, habría una anomalía térmica en relación con el punto caliente mencionado. PL: pillow lavas; RB: playas levantadas. Los signos (+), (=) y (-), hacen referencia a que los edificios insulares estén creciendo, en equilibro entre crecimiento volcánico y erosión, o en franco desmantelamiento erosivo. La erosión incluye los deslizamientos gigantes.

los rifts activos que controlan posteriormente el crecimiento del volcán-isla a lo largo de la etapa de crecimiento en escudo (2). En una fase tardía de esta etapa (3), las tensiones inducidas por la carga se relajan, los esfuerzos cambian a compresivos y los rifts se vuelven inactivos, hasta que, eventualmente, se disipan estas condiciones y puede reanudarse el volcanismo.

Las concentración inicial del volcanismo en los rifts se relaja a medida que la cabeza de la pluma emigra. Las cargas impuestas por la cadena de islas dispersa el volcanismo en la etapa post-erosiva de rejuvenecimiento, originándose alineaciones volcánicas totalmente independientes de los anteriores rifts (4).

La Fig. 9 resume el estado presente de evolución del archipiélago. La Palma y El Hierro se encuentran en la fase juvenil de desarrollo del volcanismo en escudo, y la construcción volcánica predomina ampliamente sobre el desmantelamiento erosivo, incluyendo la pérdida de masa por los relativamente frecuentes deslizamientos gigantes. Estas islas están en una fase de rápido crecimiento.

La isla de Tenerife, en una fase tardía de la etapa en escudo, podría encontrarse en una fase de actividad volcánica menguante, probablemente acercándose al periodo de reposo. El crecimiento de la isla está equilibrado con la pérdida de masa.

La Gomera, en una fase avanzada del periodo de reposo ("gap-stage"), está fuertemente erosionada y perdiendo rápidamente volumen que la construcción volcánica no compensa. Sin embargo, aunque considerada generalmente como volcánicamente extinguida, esta isla podría pasar en un futuro geológico por una fase de actividad volcánica correspondiente al periodo de rejuvenecimiento post-erosivo.

La pérdida de masa se acentúa en las islas orientales de Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote, actualmente en la etapa post-erosiva. Ajustes isostáticos y basculamientos relacionados con esta importante pérdida de volumen deben estar en el origen de algunas

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

playas fósiles levantadas frecuentes en esta parte del archipiélago.

Las áreas sombreadas en la Fig. 9 indican zonas de elevada atenuación sísmica (Canas y colaboradores, 1994), que puede estar señalando la presencia de una astenosfera fuerte, probablemente en relación con el rejuvenecimiento originado por la actividad del punto caliente. Como muestra la figura, la isla de La Gomera aparece situada en una cuña de atenuación comparativamente más baja, observación que está en concordancia con las diferencias antes mencionadas de edad y desarrollo de La Gomera en relación con las islas circundantes.

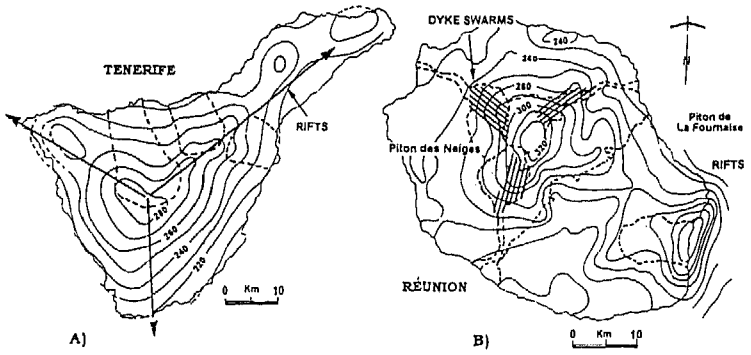


Fig. 10.- Tanto en la Isla de La Réunion, como en Tenerife, los mapas gravimétricos ponen de manifiesto la presencia de zonas de concentración de diques con una disposición en estrella tipo "Mercedes-Benz". Estos enjambres de diques forman el núcleo de los rifts, denominados en Canarias "dorsales". Los rifts controlan desde sus fases iniciales el desarrollo de las islas y la distribución espacial del volcanismo

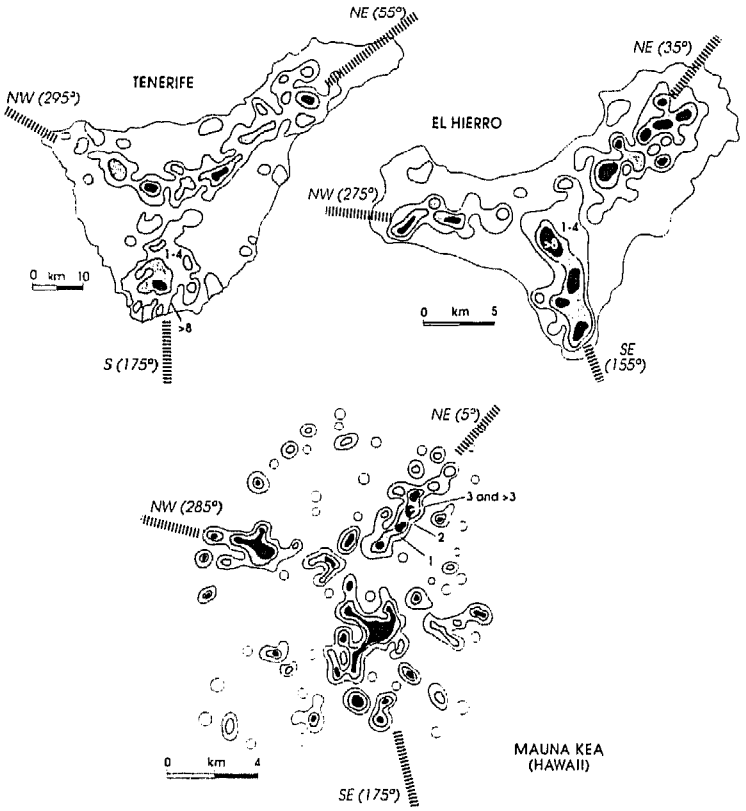


Fig. 11.- Concentración de los centros eruptivos en rifts triples con la característica geometría en estrella "Mercedes-Benz". Estas estructuras tecto-volcánicas están presentes en todas las islas volcánicas oceánicas de punto caliente. Su geometría regular queda condicionada por la geometría de fracturación de mínimo esfuerzo, por efecto del empuje ascensional del magma que genera las islas. En la figura se indica la concentración de centros eruptivos en las Islas Canarias en fase de desarrollo en escudo y en el volcán Mauna Kea (Porter, 1972).

6. ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS CARACTERÍSTICAS DE CANARIAS

Entre las grandes estructuras que caracterizan el volcanismo de las islas oceánicas de punto caliente describimos aquí las dos más significativas: Los rift triples en estrella regular tipo "Mercedes-Benz" (Carracedo, 1994, 1996a, 1996b) y los deslizamientos gravitatorios gigantes (Holcomb y Searle, 1991; Carracedo, 1994, 1996a; Carracedo y colaboradores, 1997; Masson y Watts, 1995).

Rifts triples

Los rifts múltiples tienen una importancia decisiva en el control del crecimiento de las islas y en la distribución espacial del volcanismo. Aunque parecen una característica general de las islas volcánicas oceánicas, su modelización ha sido posible en Canarias por la circunstancia única de existir en estas islas una tupida red de galerías subterráneas perforadas en las últimas décadas para la explotación de las aguas freáticas, innecesarias en la mayoría de las islas oceánicas por la abundante pluviosidad. Estas galerías permiten el acceso directo a la estructura profunda de las islas, aspecto imposible en el resto, donde estas observaciones son fundamentalmente indirectas, por métodos geofísicos.

En Canarias, los sistemas de rifts triples, localmente denominados "dorsales", son fácilmente identificables en las islas de La Palma, El Hierro y Tenerife, precisamente las islas en la etapa de crecimiento en escudo. Estas estructuras se desmantelan o pierden su geometría regular en las fases posteriores de erosión (gap) y volcanismo post-erosivo. Hemos podido deducir, en un estudio reciente de la estructura de la isla de La Réunion, la presencia de un sistema de rift triple (con la típica geometría en estrella "Mercedes-Benz")

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

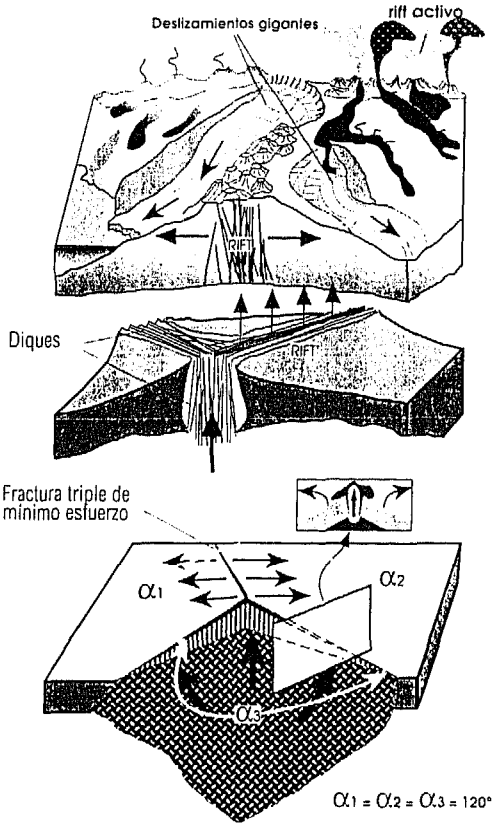


Fig. 12.- La formación de los rifts triples explica aspectos muy importantes de la geología, morfología y riesgo volcánico en las Islas Canarias. Estos rifts controlan la distribución de las erupciones y, eventualmente, desencadenan deslizamientos gigantes que restauran el equilibrio de los edificios insulares, permitiendo la continuación de su desarrollo

en el volcán Piton des Neiges (Fig. 10). Sin embargo, las tres ramas del rift triple han sido substituidas, por un proceso erosivo, en los espectaculares circos de Cilaos, Mafate y y Salazie, muy parecidos morfológicamente a la Caldera de Taburiente en La Palma. El predominio en estos rifts o dorsales de los centros de emisión, compuestos fundamentalmente por materiales piroclásticos fácilmente erosionables, ha favorecido la sustitución de las crestas topográficas formadas por los rifts por profundos valles, en un ejemplo típico de inversión del relieve. En ausencia de galerías, los enjambres de diques que caracterizan la estructura profunda de estos rifts han sido puestos de manifiesto con técnicas geofísicas (mapas de anomalías de Bouguer, Lesquer, 1990), aunque hemos podido observar en las paredes de estos circos numerosos diques que siguen la dirección del eje largo de estas grandes depresiones. Las crestas de los mapas gravimétricos (Fig. 10), con la típica estructura regular de estos sistemas de rifts en islas de punto caliente, ponen de manifiesto las zonas de alta concentración de diques. Una disposición similar se ha encontrado en Tenerife (McFarlane y Ridley, 1968), como se ve en la Fig. 10.

Los rifts con tres ramas a 120° fueron descritos por primera vez por Wentworth y McDonald (1953) en los volcanes hawaiianos en escudo. Se trata de crestas topográficas en las que se concentran los centros eruptivos (Fig. 11), conectados en zonas más profundas con un denso enjambre de diques (Fig. 12).

La observación en Canarias de la parte profunda de estas estructuras volcánicas, gracias a la abundancia de galerías subterráneas, permitió finalmente su modelización (Carracedo, 1994, 1996a, 1996b), como se indica en la figura 12. El origen de los rifts triples no parece otro que la fracturación de mínimo esfuerzo de la corteza oceánica por efecto del empuje ascensional del magma (Carracedo, 1994, 1996a). Hay que tener en cuenta que, en la fase inicial, el magma no tiene por qué disponer de una salida fácil, sino que tiene que generarla por los procesos generalmente conocidos por "doming" y "fracturing" (abombamiento y fracturación). Es precisamente en estos procesos iniciales cuando se generan las fracturas regulares a 120°, que son las que se forman preferentemente entre todas las geometrías posibles por efecto de una carga vertical sobre una capa homogénea. La función que define esta geometría fue definida por Luongo y colaboradores (1991) como:.

$$f(\alpha_1, \alpha_2) = \frac{\tan\frac{\alpha_1}{2} + \tan\frac{\alpha_2}{2} + \tan\left(\pi - \frac{\alpha_1}{2} - \frac{\alpha_2}{2}\right)}{\operatorname{sen}\alpha_1 + \operatorname{sen}\alpha_2 + \operatorname{sen}(2\pi - \alpha_1 - \alpha_2)}$$

donde a_1 y a_2 son los ángulos entre las fracturas, y $\alpha_3 = 2\pi - \alpha_1 - \alpha_2$.
El valor mínimo de esta función está determinado por:

$$\alpha_1 = \alpha_2 = 2.09 \text{ rad} = 120°$$

por lo que:

$$\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3 = 120°.$$

Una vez establecidas las fracturas se produce un proceso "auto-alimentado" por el cual la salida a la superficie del magma se hará preferentemente por este camino de mayor facilidad. Esta es la explicación de la espectacular concentración de diques en el eje de los rifts. Por otra parte, la propia anisotropía originada por los planos de los diques fuerza la intrusión

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

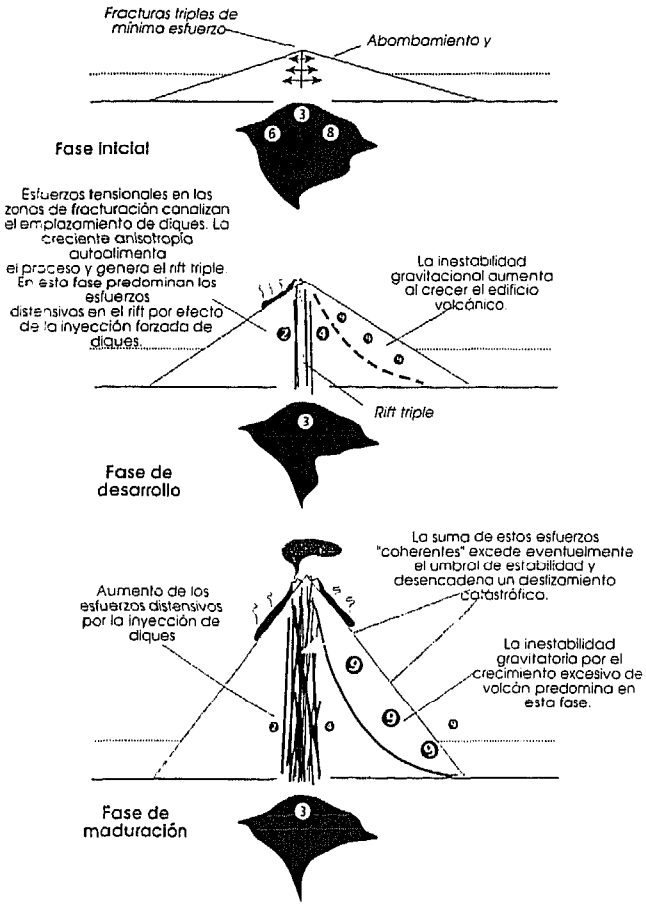


Fig. 13 - Esquema que ilustra la asociación de los rifts con los deslizamientos gravitatorios masivos

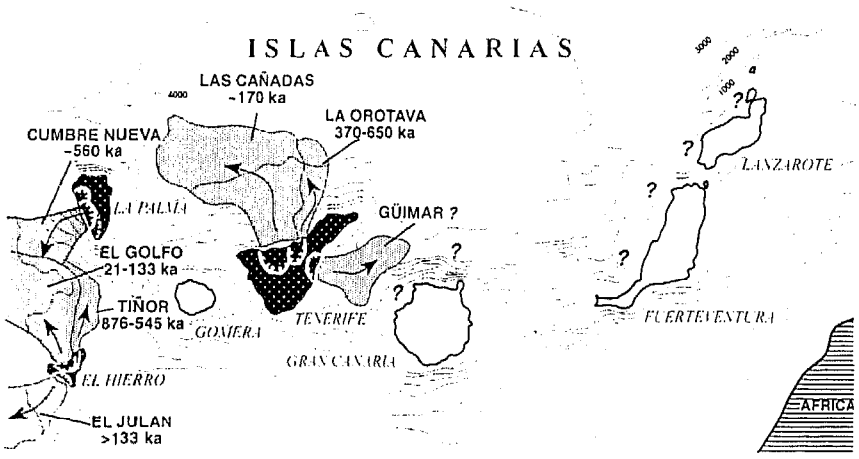


Fig. 14 - Deslizamientos gravitatorios gigantes han sido documentados recientemente en las Islas Canarias tanto en tierra (on-shore) como en los mares circundantes (off-shore). Como se observa en la figura, estos fenómenos son observables en las islas en estado de desarrollo en escudo. Sin embargo, es lógico pensar que hayan ocurrido de igual forma en las etapas en escudo de las islas más antiguas del archipiélago. Asociadas a estos deslizamientos masivos se producen olas gigantescas (tsunamis), de centenares de metros de altura, que alcanzan a todo el archipiélago e incluso las costas más remotas, con efectos evidentemente catastróficos.

de los nuevos, acentuando progresivamente la concentración de las emisiones en los rifts.

Las implicaciones de la presencia de estas estructuras en las islas volcánicas oceánicas de punto caliente son verdaderamente cruciales. Controlan el crecimiento y la forma de las islas en sus etapas fundamentales de construcción en escudo (de ahí la frecuente forma triangular de las islas), la distribución del volcanismo, y por ello del riesgo volcánico (la inmensa mayoría de las erupciones recientes y todas las históricas de Canarias se han localizado en estos rifts activos), y favorecen y controlan de forma decisiva la destrucción masiva de los edificios insulares en esporádicos eventos catastróficos (deslizamientos gravitatorios gigantes), como vamos a ver a continuación.

Deslizamientos gigantes

Los deslizamientos de los flancos de las islas volcánicas oceánicas, con volúmenes de centenares e incluso miles de km³, son otra característica de la actividad de los puntos calientes. Sus efectos fueron identificados por primera vez en tierra y en los fondos marinos circundantes en las Islas Hawaii (Moore y colaboradores, 1989). El efecto de la inmersión súbita en el mar de tales volúmenes de rocas produce asimismo olas gigantescas ("tsunamis"), de centenares de metros de altura, que generan efectos devastadores con carácter planetario.

El papel de la inyección continuada de diques en los rifts, con el efecto dilatador de las sucesivas "cuñas" que suponen la inyección forzada de estas intrusiones, ha sido puesto de manifiesto por Swanson y colaboradores (1976) y, más recientemente, por McGuire (1996). En Canarias, la relación de los deslizamientos gigantes con los rifts es muy evidente (Carracedo, 1994, 1996a): los esfuerzos distensivos generados por la inyección forzada de los diques en los rifts se suma al progresivo desequilibrio de los edificios insulares por efecto de su crecimiento, provocando eventualmente el colapso de uno de sus flancos (Fig. 13). Estos colapsos suelen afectar a uno de los sectores definidos por la estructura en estrella a 120°, de tal forma que dos de los rifts empujan el bloque hacia el mar, mientras que el tercero hace de apoyo.

En las Islas Canarias se han identificado varios de estos espectaculares deslizamientos (Fig. 14), todos ellos en las islas en fase de construcción en escudo. Sin embargo, al igual que en el caso de

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

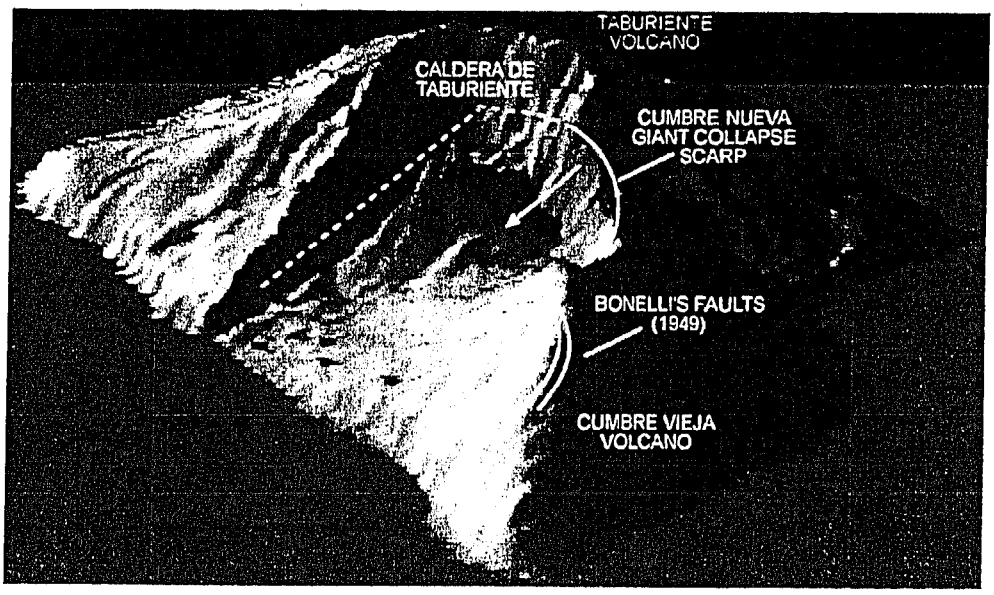


Fig. 15.- La emblemática Caldera de Taburiente, que ha dado nombre universal a las calderas volcánicas, puede deber su origen a uno de estos deslizamientos gigantes, concretamente al ocurrido hace unos 560.000 años en La Palma, que destruyó el flanco occidental de la dorsal de Cumbre Nueva y dio lugar al actual Valle de Aridane, en realidad una depresión originada por este deslizamiento.

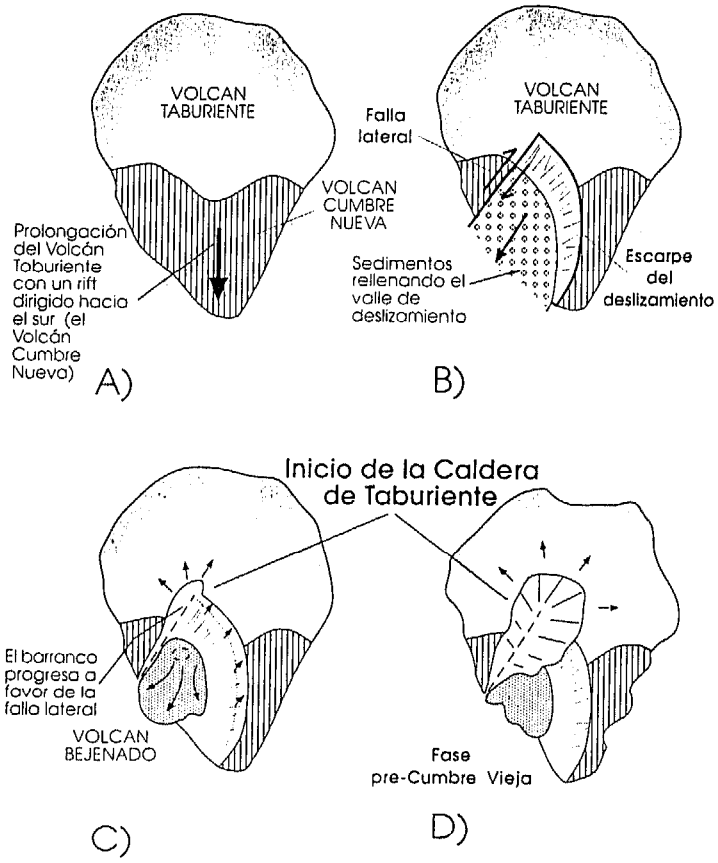


Fig. 16 - Sucesivas etapas en el desarrollo de la Caldera de Taburiente, inicialmente un barranco encajado en el cantil formado por la falla de desplazamiento lateral del deslizamiento gigante de Cumbre Nueva, ensanchada posteriormente por la erosión hasta formar la depresión calderiforme actual, de unos 15x6 km.

los rifts, deben haber sido un proceso común en las etapas iniciales de construcción en todas las islas. Muchos de los grandes elementos del paisaje de las Canarias, como los Valles de La Orotava y Güímar y la Caldera de Las Cañadas, en Tenerife; el Valle de Aridane y la Caldera de Taburiente, en La Palma; los valles de El Golfo y El Julán, en El Hierro, son consecuencia de estos procesos catastróficos, que sólo son, por otra parte, una fase más de los procesos evolutivos de las islas.

La Caldera de Taburiente, sin duda uno de los elementos paisajísticos más espectaculares de Canarias (Fig. 15), es la localidad donde el nombre de "caldera" fue introducido en la terminología científica por Leopoldo von Buch en 1825. Sin embargo, el significado genético del término no es, en realidad, aplicable a este accidente geológico. Su origen parece estar en relación con el deslizamiento gigante del volcán Cumbre Nueva hace unos 560.000 años. El límite por el oeste de este colapso catastrófico, que produjo el actual Valle de Aridane, lo formó una falla lateral que debió coincidir aproximadamente con el eje de la Caldera de Taburiente (Fig. 16 B). Se formó así un cantil de centenares de metros que debió recoger y canalizar las aguas de lluvia y de caudalosos manantiales provocados por la apertura del valle de deslizamiento. El barranco formado (el Barranco de Las Angustias inicial) se encajaría profundamente, especialmente cuando empezó a levantarse el volcán Bejenado en el interior del valle de deslizamiento (Fig. 16 C). La continuación de la erosión esculpió la actual depresión calderiforme

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

Fig. 17.- Imágenes sonar en que se ven trozos de la isla de El Hierro de medio kilómetro de lado y donde se observa la secuencia original de lavas, arrastrados a distancias de hasta 60 km por el último deslizamiento gigante ocurrido en las Islas Canarias, concretamente el que produjo el valle calderiforme de El Golfo, hace unos 130 000 años. Las imágenes fueron obtenidas por Douglas Masson, del IOS (U.K.).

(Fig. 16 D), como ha sido descrito por Lyell (1855) y numerosos investigadores. Sin embargo, es posiblemente el proceso tectónico inicial el responsable último de la presencia de esta depresión (Carracedo y otros, 1997b), al igual que ocurre con la depresión de Las Playas, en el NE de la isla de El Hierro (Day y otros, 1997a).

Los deslizamientos gigantes esparcen volúmenes importantes de la superestructura emergida de las islas a distancias considerables (centenares de kilómetros), contribuyendo decisivamente a la disminución de su masa (Fig. 17).

Un aspecto importante a considerar es que, si bien todos los deslizamientos gigantes citados ya han ocurrido, y por consiguiente no suponen riesgo alguno (más bien al contrario, al haber restaurado el equilibrio de los edificios insulares), existe uno de estos rifts, el de Cumbre Vieja (ver Fig. 14), en La Palma, ya muy desestabilizado y que aún no ha restaurado el equilibrio por un proceso similar. El deslizamiento del flanco occidental de Cumbre Vieja puede contemplarse como un fenómeno posiblemente inevitable en términos geológicos (Carracedo, 1992; Carracedo y colaboradores, 1997b; Day y colaboradores, 1997b). Las fallas escalonadas en arco, con saltos de varios metros, que se abrieron en la parte alta del rift de Cumbre Vieja en la erupción de 1949 (Bonelli Rubio, 1959), han sido interpretadas por Day y colaboradores (1997b) como la posible manifestación en superficie de una zona de despegue del flanco occidental de Cumbre Vieja. Sin embargo, ésta no es la única explicación posible, existiendo otras que podrían ser más inocuas. Este problema debe por ahora considerarse como un objeto prioritario de investigción.

Por otra parte, estos procesos catastróficos acertadamente conocidos como de extremadamente baja probabilidad de ocurrencia y efectos extremadamente elevados, requieren cientos e incluso miles de años para su desencadenamiento.

AGRADECIMIENTOS

Las observaciones aquí expuestas han sido total o parcialmente revisadas por muchos colegas, cuyas valiosas sugerencias han ayudado considerablemente a enfocar y mejorar las ideas iniciales, sin que, sin embargo, sean copartícipes de cualquier error de apreciación de los autores. Entre estos colegas queremos destacar a George Walker, Robin Holcomb, Bruce Nelson, Uri ten Brink, Tim Minshull, Tony Watts y Hubert Staudigel. Para todos ellos nuestro agradecimiento más sincero. Hans Schmincke realizó observaciones críticas muy acertadas en la presentación de estas ideas en la XXI Asamblea General de la International Union of Geodesy and Geophysics, celebrada en julio de 1995 en Boulder, CO, USA, que han contribuido a la clarificación de algunos aspectos fundamentales, lo que le agradecemos sinceramente.

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004

REFERENCIAS

Abdel-Monem, A., Watkins, N.D. and Gast, P.W., 1972. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera. Am. J. Sc., 272: 490-521.

Ambroggi, R., 1963. Etude géologique du versant méridional de Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. Notes. Mem. Serv. Géol. Maroc., 157: 1-521.

Ancochea, E., Brändle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. and Huertas, M.J., 1996. Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura. J. Volcanol. Geotherm. Res., 70: 183-204.

Anguita, F. and Hernán, F., 1975. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. Earth & Planet. Sc. Lett., 27, 1: 11-19.

Anguita, F., Hernán, F. 1986. Geochronology of some canarian dike swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the Archipielago. J. Volcanol. Geotherm. Res., 30: 155-162.

Araña, V. and Ortiz, R., 1991.The Canary Islands: Tectonics, magmatism and geodynamic framework. In: Magmatism in extensional structural settings (The phanerozoic African plate). Springer-Verlag, Barcelona, España: 209-563.

Bonelli Rubio, J. M., 1950. Contribución al estudio de la erupción del Volcán del Nambroque o San Juan (Isla de La Palma), 24 de Junio-4 de Agosto de 1949. Instituto Geografico y Catastral, Madrid.

Buch, L.V., 1825. Physicalische Beschreibungen der Canarischen Inseln. Berlin: 1-201.

Burke, K. and Wilson, J.T., 1972. Is the African plate stationary? Nature, 239: 387-390.

Canas, J.A., Pujades, L.G., Blanco, M.J., Soler, V. and Carracedo, J.C., 1994- Coda-Q distribution in the Canary Islands. Tectonophysics, 246: 245-261

Carracedo, J. C., 1979. Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife. Aula de Cultura Cabildo Insular de Tenerife.

Carracedo, J. C. 1994. The Canary Islands: An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. J. Volcanol. Geotherm. Res., 60, 3-4: 225-241.

Carracedo, J. C., 1996a. A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. In: Volcano Instability on the Earth and other Planets, McGuire, Jones and Neuberg, edts. Geological Society Sp. Pub. 110: 125-135.

Carracedo, J. C., 1996b. Morphological and structural evolution of the western Canary Islands: Hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends? J. Volcanol. Geotherm. Res., 72: 151-162.

Carracedo, J.C. and Soler, V., 1995. Anomalous Shallow Paleomagnetic Inclinations and the Question of the Age of the Canarian Archipelago. Geophys. J. Internat., 122/2:393-406.

Carracedo, J.C. and Rodriguez Badiola, E., 1991. La erupcion de Lanzarote de 1730-36 Serv.Pub. Cabildo de Lanzarote. 183 pp.

Carracedo, J.C., Rodriguez Badiola, E. and Soler, V., 1992. The 1730-1736 eruption of Lanzarote: an unusually long, high magnitude fisural basaltic eruption in the recent volcanism of the Canary Islands. J. Volcanol. and Geotherm. Res., 53: 239-250.

Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodriguez Badiola, E., Canas, J.A.and Pérez Torrado, F.J., 1997a. Geochronological, structural and morphological constraints on the genesis and evolution of the Canary Islands. Internat. Workshop on Immature oceanic islands, La Palma, 1977. Vol. Abstr: 45-48.

Carracedo, J.C., Day, S.J. and Guillou, H., 1997b. Late (Quaternary) shiled-stage volcanism in La Palma and El Hierro, Canary Islands. Internat. Workshop on Immature oceanic islands, La Palma, 1977. Vol. Abstr: 61-66.

Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H. and Gravestock, P., 1997c. Geological colour map (1/33.000) of the Cumbre Vieja Volcano, La Palma, Canary Islands. Pub. Consejo Superior de Investigaciones Cientificas and Cons. Politica Territorial, Gobierno Canarias.

Carracedo, J.C., Guillou, H. and Day, S., 1997. Unspiked K-Ar dating of the last glacially-induced sea-level rise recorded in a sequence of lava flows from La Palma, Canary Islands. AGU Fall meeting, San Francisco, Nov. 1997.

Cassignol, C, Cornette, Y., David, B. and Gillot, P.Y., 1978 Technologie potassium-argon C.E.N., Saclay. Rapp. CEA R-4802, 37 pp.

Cendrero, A., 1971. Estudio geológico y petrologico del Complejo Basal de La Gomera. Estudios Geológicos, 27: 3-73.

Coello, J., Cantagrel, J.M., Hernán, F., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Diaz De Terán, J.R. and Cendrero, A., 1992. Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. J. Volcanol. & Geotherm. Res., 53, 1-4: 251-274

Day, S. J., Carracedo, J.C. and Guillou, H., 1997a. Age and geometry of an aborted rift flank collapse: The San Andrés fault, El Hierro, Canary Islands. Geolog. Mag. 134 (4):523-537.

Day, S.J. and Carracedo, J.C., 1977. A possible tsunami deposit on Fuerteventura, Canary Islands. Internat. Workshop on Immature oceanic islands, La Palma, 1977. Vol. Abstr: 118-119.

Day, S.J., Carracedo, J.C. and Guillou, H., 1997. Age and geometry of an aborted rift flank collapse: The San Andres fault system, El Hierro, Canary Islands. Geological Magazine, 134-4: 523-537.

Day, S.J., Carracedo, J.C., Guillou, H., Pérez Torrado, F.J., Fonseca, J.F.B.D., Heleno da Silva, S.I.N. and Gravestock, P. Recognising incipient instability and lateral collapse precursors in steep-sided oceanic island volcanoes. Internat. Workshop on Immature oceanic islands, La Palma, 1977. Vol. Abstr: 99-101.

Dillon, W.P. and Sougy, J.M.A.,1974. Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. IN: The Ocean Basics and Margins. A.E.M. Nairn and F.G. Stehli, eds.Plenum Press, New York: 315-390

Feraud, G., Giannerini, G., Campredon, R., Stillman, C.J. 1985. Geochronology of some canarian dike swarms: Contribution to the volcano-tectonic evolution of the Archipiélago. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 25, Pp 29-52.

Fúster, J.M., Cendrero, A., Gastesi, P., Ibarrola, E., Lopez Ruiz, J., 1968a. Geologia y Volcanologia de las Islas Canarias: Fuerteventura. Instituto "Lucas Mallada", C.S.I.C., Madrid.

Grunau, H. R., Lehner, P., Cleintuar, M. R., Allenbach, P., Bakker, G., 1975. New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde) Islands), and Sao Tomé (Gulf of Guinea). Progress in Geodynamics. Royal Netherlands Academy of Arts and Science. Pp. 90-118.

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

Guillou, H., Carracedo, J.C. and Day, J.C., 1977. Unspiked K-Ar dating of recent volcanic rocks from El Hierro and La Palma. Internat. Workshop on Immature oceanic islands, La Palma, 1977. Vol. Abstr: 13-16

© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2004