

HISTORIA GEOLÓGICA DE GRAN CANARIA

Francisco José Pérez Torrado

Dpto. Física-Geología. Facultad de Ciencias del Mar

Campus Universitario de Tafira

Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

35.017 Las Palmas de Gran Canaria

e-mail: francisco.perez@fisica.ulpgc.es

1) INTRODUCCIÓN

La evolución de una isla oceánica de origen volcánico representa una competición dinámica entre los procesos constructivos (actividad magmática) y los destructivos (erosión y deslizamientos gravitacionales). Solo unas pocas huellas de esta competición quedan reflejadas en la parte sumergida de estas islas, mientras que posiblemente sea en sus "faldas" sumergidas donde se localice la mayor información. Por tanto, aunque la parte visible de los edificios insulares es con gran diferencia la más estudiada y mejor conocida, no es, sin embargo, la más importante, ni en volumen ni en interés geológico.

Las formaciones submarinas afloran en la actualidad en las islas de Fuerteventura, La Palma y La Gomera. Están compuestas por sedimentos (capa superior de la corteza oceánica), lavas almohadilladas, una densa red de diques y rocas plutónicas, en lo que ha venido denominándose como "Complejos Basales". Estos complejos basales constituyen el basamento de todas las islas, si bien son tan independientes entre sí espacial y temporalmente como lo son los propios edificios insulares.

La etapa de volcanismo submarino en Gran Canaria supone más del 80% en volumen del total de la isla (McDougall y Schmincke, 1976; Schmincke, 1993). Si bien su edad, estructura y volumen no se conoce con exactitud debido a la inexistencia de afloramientos subaéreos de sus materiales en esta isla, pueden inferirse a partir de datos batimétricos y geofísicos. Así, el volumen total estimado para esta etapa submarina es de unos 6500 km³ y su edad puede oscilar alrededor de los 15 m.a. (Tabla 1) (Schmincke, 1982, 1993).

En fechas recientes, y dentro del programa ODP, se han llevado a cabo 4 sondeos en las "faldas" situadas al N y S de la isla. Aunque los resultados de estos sondeos aún no han sido elaborados, los datos preliminares permiten confirmar los valores citados con

EDADES (m.a.)	NATURALEZA DE LOS MATERIALES	PROCESOS MAS DESTACADOS	VOLUM. EMITIDOS	CICLOS	
CUAT.	Basanitas Nefelinitas	Calderas freatomagmáticas Alineación de conos	10 km ³	III	
PLIOCENO	2,9	II INTERVALO DE INACTIVIDAD VOLCANICA (Sólo afecta a los sectores costeros y de medianías de la isla)			
	4,6	Basanitas - Basaltos	Estratovolcán	II	
	5,3	Nefelinitas	Alineación de conos		
MIOCENO	I INTERVALO DE INACTIVIDAD VOLCANICA (Afecta a toda la isla)				
	8,5	Traquitas - Fonolitas	Cone-Sheet	100 km ³	
	9,6	Fonolitas Exocaldera	Sienitas Intracaldera	100 km ³	I
	13	Traquitas - Riolitas	Caldera de Tejeda	150 km ³	
	14,1	Basaltos alcalinos	Emisiones fisurales Volcán en escudo	1000 km ³	
	14,5	VOLCANISMO SUBMARINO		6500 km ³	

Tabla 1.- Cuadro resumen de la historia geológica de Gran Canaria

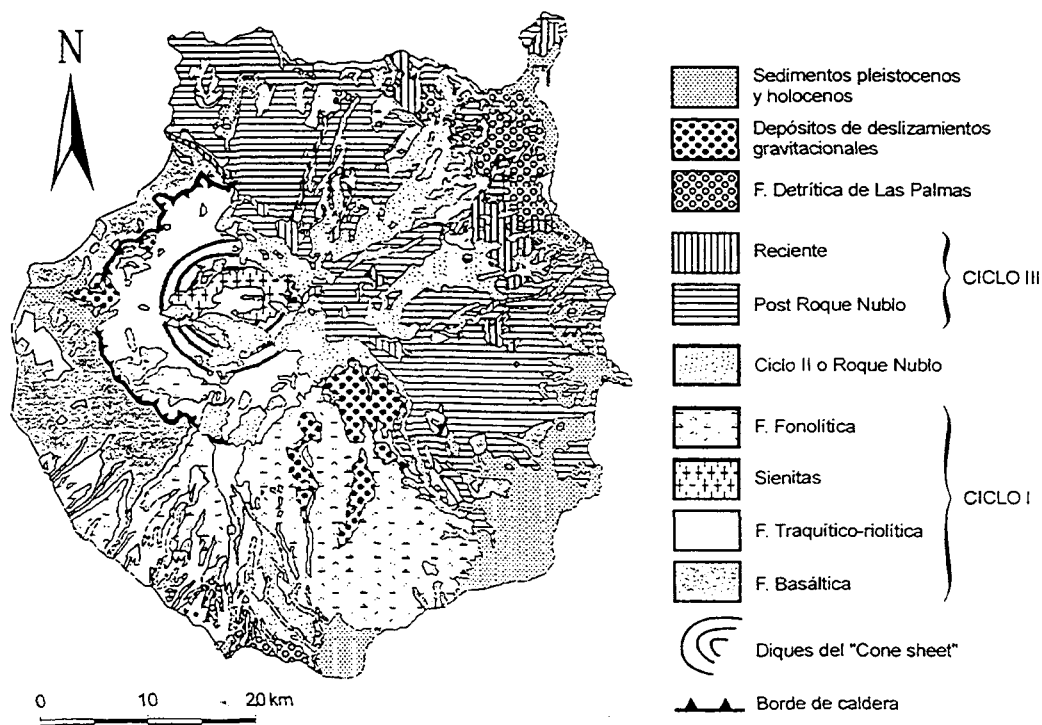


Figura 1.- Mapa geológico esquemático de Gran Canaria (modificado de ITGE, 1992).

anterioridad, así como la presencia de equivalentes distales de todas las formaciones volcánicas subaéreas junto a depósitos volcanoclásticos derivados de ellas (ODP Leg 157, 1995).

En cuanto a la fase de crecimiento subaéreo de Gran Canaria, viene siendo objeto de múltiples y detallados estudios desde la década de los 60, como lo atestiguan las más de cien dataciones radiométricas de sus diferentes materiales. Gracias a ellas se observa en la isla la existencia de tres grandes periodos o ciclos de actividad magmática, denominados Ciclo I o Antiguo (de edad Miocena), Ciclo II o Roque Nublo (Plioceno) y Ciclo III o Reciente (Plio-Cuaternario), separados entre sí por periodos de inactividad volcánica (Lietz y Schmincke, 1975; McDougall y Schmincke, 1976; Araña y Carracedo, 1978; Pérez Torrado et al., 1995). La tabla 1 muestra un resumen de las principales características de cada uno de estos ciclos y en la figura 1 se presenta la distribución espacial de sus materiales.

2) CICLO I O ANTIGUO

Tuvo lugar durante el Mioceno, entre 14,5 y 8,5 m.a. aproximadamente, y comprende la Serie Basáltica Antigua, el Complejo Traqui-Sienítico y la Serie Fonolítica de Fúster et al. (1968), equivalentes a las Formaciones GüiGüi-Horgazales, Tejeda-Mogán y Fataga de Schmincke (1976, 1993) y a las Formaciones Basálticas y Sáficas (Traquílica-riolítica y Fonolítica) de ITGE (1990, 1992).

El Ciclo comenzó con la rápida emisión de gran cantidad de coladas basálticas (más de 1000 km³), que conformaron un edificio volcánico en escudo, con alturas máximas de 2000 m y diámetro semejante al de la isla actual, pudiéndose extender incluso algunos kilómetros más hacia el Oeste (Schmincke, 1993). El mecanismo de emisión fue hawaiano, con emisión continua de lavas y escasas intercalaciones piroclásticas, alimentado a través de una red de fracturas (Fúster et al., 1968). Se han definido tres principales áreas de emisión (Schmincke, 1993): una cerca de Agaete, al NO de la isla; otro al Sur de San Nicolás de Tolentino, al O, y el tercero cerca de Agüimes, en el SE.

A lo largo del periodo de emisión de estos basaltos (14,5 a 14,1 m.a.) pudo existir un importante deslizamiento gravitacional en los flancos del edificio en escudo, como lo atestigua el contacto discordante existente entre las formaciones GüiGüi y Horgazales (Schmincke, 1993). Estos grandes deslizamientos gravitacionales son bastante comunes en Canarias, al igual que en otras islas volcánicas como Hawaii, Reunión, etc., y parecen

estar asociados a los periodos juveniles de rápido crecimiento de los edificios insulares (e.g., Walker, 1990; Carracedo, 1994).

Inmediatamente después de emitirse estos basaltos fisurales, se origina una cámara magmática zonada en la que tienen lugar fenómenos de mezcla de magmas (Freundt y Schmincke, 1992). Estos fenómenos de mezcla desencadenaron una serie de erupciones muy explosivas cuyos depósitos se extendieron por toda la isla, marcando un excelente nivel guía (P1 de Schmincke, 1993; Composite flow de ITGE, 1990, 1992). Datados en 14,1 m.a. (Bogaard et al., 1988), con una potencia media de unos 30 m y un volumen estimado de unos 45 km³, incluyen términos composicionales que van desde riolitas peralcalinas a traquibasaltos. La emisión de estos depósitos supuso un brusco vaciado de magma, generando de este modo inestabilidades en el techo de la cámara magmática, que condujeron a la formación de una caldera de colapso (Caldera de Tejada) de unos 15 kilómetros de diámetro en la zona central del edificio en escudo (Schmincke, 1967, 1968; Hernán, 1976). Como consecuencia del colapso caldérico, se suceden nuevas erupciones explosivas formadoras de potentes depósitos ignimbríticos de composición traquítico-riolítica. Mientras que sus facies extracaldéricas cubrieron extensas superficies de la isla, las facies intracaldéricas rellenaron gran parte de la Caldera de Tejada.

La continua diferenciación magmática generó un nuevo cambio en la composición química del magma. De este modo, los siguientes depósitos piroclásticos y lávicos emitidos entre los 13 y 9,6 m.a., fueron de naturaleza fonolítica (McDougall y Schmincke, 1976; ITGE, 1990, 1992). Sus centros eruptivos se situaron de forma más o menos periférica a la Caldera de Tejada, pudiéndose crear un edificio de grandes dimensiones en el centro-SO de la caldera (Estratovolcán Cruz Grande; Schmincke, 1993). Los depósitos fonolíticos van a cubrir gran parte de los materiales anteriores, sin que pueda apreciarse en muchos de ellos una discontinuidad intra-extracaldera, lo cual indica que durante sus periodos de emisión la Caldera de Tejada ya había quedado rellena.

En las etapas finales del Ciclo I se produjo la consolidación del magma en condiciones subsuperficiales, desarrollándose tres episodios de carácter intrusivo:

- a) Apófisis sieníticos en las zonas centrales de la caldera, datados en 11,8 m.a. y por lo tanto contemporáneos con la emisión de las fonolitas.
- b) Diques traquítico-fonolíticos que en conjunto dieron lugar a una morfología de cono invertido (cone sheet) (Schmincke, 1967, 1968; Hernán, 1976; Hernán y Vélez, 1980). Estos diques atravesaron todas las rocas anteriores, incluidas las sienitas, originando un abombamiento del terreno en su área de influencia.

- c) Domos fonolítico-nefelíniticos en disposición circular, siguiendo más o menos los límites externos del área de influencia del "cone sheet". Estas intrusiones representan la última actividad ígnea del Ciclo I, datadas en unos 8,5 m.a. (McDougall y Schmincke, 1976).

3) PRIMER INTERVALO DE INACTIVIDAD VOLCANICA

Tiene lugar al final del Ciclo I y se prolonga durante más de 3 m.a. Tradicionalmente se asocia a este periodo una ausencia total de actividad volcánica en la isla. Sin embargo, datos recientes ponen de manifiesto la existencia de discretos eventos volcánicos durante este periodo y que parecen responder a una actividad residual de la Formación Fonolítica.

El rasgo más característico de este periodo es el desarrollo en la isla de un relieve erosivo asociado a una red radial de paleobarrancos. Los materiales procedentes de esta actividad erosiva (arenas y conglomerados de cantos fonolíticos) se acumularon principalmente en las zonas bajas de la costa NE, E y S de la isla, constituyendo el denominado "Miembro Inferior de la Formación Detrítica de Las Palmas" (Gabaldón et al., 1989; ITGE, 1990, 1992). El transporte de estos materiales se realizó a través de sistemas aluviales altamente energéticos (Cabrera, 1985).

4) CICLO II O ROQUE NUBLO

Equivale a las Series Pre-Roque Nublo, Roque Nublo y Ordanchítica de Fúster et al. (1968), a la Formación El Tablero y Grupo Roque Nublo de Schmincke (1993), y a la Formación Pre-Roque Nublo y Ciclo Roque Nublo de ITGE (1990, 1992).

Sus primeros signos de actividad volcánica, desarrollados hacia los 5,3 m.a. en el Plioceno Inferior, se caracterizaron por erupciones estrombolianas localizadas preferentemente en los sectores meridionales y centrales de Gran Canaria y que dieron lugar a pequeños conos piroclásticos, con algunas lavas nefeliníticas asociadas, que se alinearon según directrices NO-SE. Posteriormente, hacia los 4,6 m.a., la actividad se desplazó hacia los sectores centrales de la isla donde se mantuvo hasta la finalización de este Ciclo II (Hoernle, 1987; Pérez Torrado, 1992, 2000). En este periodo se emitieron una gran cantidad de lavas que rápidamente fueron canalizadas a través de la red de paleobarrancos, alcanzando algunas de ellas la costa NE de la isla, donde desarrollaron, en contacto con el mar, estructuras de pillow-lavas e hialoclastitas (Navarro et al, 1969;

Schmincke y Staudigel, 1976). Asimismo, a partir de un cierto momento estas emisiones lávicas se alternaron con otras de carácter explosivo que originaron potentes depósitos piroclásticos conocidos como "Aglomerados o Brechas Roque Nublo". Finalmente, tuvo lugar la intrusión de numerosos domos de composición fonolítica (Fúster et al., 1968; Anguita, 1972; Brey y Schmincke, 1980; Pérez Torrado, 1992, 2000).

La geometría y distribución geográfica de estos depósitos, sus pendientes primarias de flujo y una red radial de diques, ponen de manifiesto la existencia en el centro de la isla de un complejo edificio volcánico, el estratovolcán Roque Nublo (García Cacho et al., 1987; Pérez Torrado, 1992, 2000; Pérez Torrado et al., 1995). Este estratovolcán llegó a alcanzar una altura de al menos 2500 m, desarrollando una morfología asimétrica, con laderas N prolongadas y de pendientes relativamente suaves, y laderas S cortas y pronunciadas (Pérez Torrado, 1992; Pérez Torrado et al., 1995). Tal vez, la asimetría del edificio, unida al crecimiento de domos en el interior del cráter y/o a episodios explosivos tardíos, pudieron ser las causas desencadenantes de los colapsos gravitacionales que destruyeron sus flancos meridionales. Como consecuencia de ellos, se generaron una serie de avalanchas volcánicas dirigidas hacia los sectores S-SO de la isla (García Cacho et al., 1994).

Al mismo tiempo que tenía lugar la actividad volcánica del estratovolcán Roque Nublo, en la zona costera de la isla y fruto de un periodo transgresivo en el que se encontraba inmersa (Lietz y Schmincke, 1975; Cabrera, 1985), se fueron depositando sedimentos marinos de grano fino dando lugar al denominado "Miembro Medio de la Formación Detrítica de Las Palmas" (Gabaldón et al., 1989; ITGE, 1990, 1992). Estos sedimentos constituyen un importante nivel fosilífero de comienzos del Plioceno, localizado en las zonas costeras del N-NE de la isla y a cotas que oscilan entre los 50 y los 110 m de altura sobre el nivel actual del mar (Navarro et al., 1969; Cabrera, 1985; Gabaldón et al., 1989; ITGE, 1990, 1992).

También de forma simultánea con la actividad de este estratovolcán, se estableció una red de barrancos que drenaron sus laderas y formaron extensos depósitos conglomeráticos en sus desembocaduras que se intercalaron entre niveles de brechas volcánicas y lavas. Este conjunto de materiales ha sido denominado como "Miembro Superior de la Formación Detrítica de Las Palmas" (Gabaldón et al., 1989; ITGE, 1990, 1992) y se encuentra ampliamente representado en los sectores costeros del N-NE de Gran Canaria, donde se apoya sobre los depósitos del Miembro Inferior y Medio.

5) SEGUNDO INTERVALO DE INACTIVIDAD VOLCANICA

Situado entre el final del Ciclo II y el comienzo del III, este intervalo de inactividad volcánica va perdiendo importancia según se van obteniendo nuevas dataciones. Así, estimado inicialmente con una duración de más de 0,5 m.a. y afectando a toda la isla (Lietz y Schmincke, 1975; McDougall y Schmincke, 1976), en la actualidad se ha reducido su influencia a los sectores costeros y de medianías de la isla, ya que en los centrales se solaparon los últimos episodios activos del Ciclo II (intrusión de domos fonolíticos) con los primeros del Ciclo III (Pérez Torrado et al., 1995).

Durante este segundo intervalo tiene lugar el progresivo desmantelamiento erosivo del estratovolcán Roque Nublo y diferentes fenómenos de deslizamientos gravitacionales de ladera. Sin embargo, los mayores deslizamientos gravitacionales de ladera que han formado la denominada "depresión o cuenca de Tirajana" y que habían sido incluidos por ITGE (1990, 1992) en este periodo, estudios posteriores (Lomoschitz y Corominas, 1992) le otorgan una edad más reciente, inferior a los 0,6 m.a. Este hecho, reduce aún más la importancia inicial atribuida a este segundo intervalo de inactividad volcánica.

6) CICLO III O RECIENTE

Este ciclo equivale a las Series Basálticas II, III y IV de Fúster et al. (1968), a las Formaciones Llanos de la Pez, Los Pechos y La Calderilla de Schmincke (1993) y a los Ciclos Post-Roque Nublo y Reciente de ITGE (1990, 1992). Está caracterizado por la emisión de lavas y piroclastos de naturaleza basanítico-nefelínica. El volumen de emisión de este ciclo es sensiblemente inferior al de los ciclos anteriores, lo que supone un agotamiento de la fuente magmática para Gran Canaria. Además, la distribución de sus materiales, claramente polarizada hacia los sectores septentrionales de la isla, indica una tendencia migratoria de los conductos de emisión hacia el NE, tendencia ya apuntada en los ciclos anteriores.

Los edificios volcánicos originados en el Ciclo III se alinearon según ciertas directrices estructurales, algunas de las cuales, como la NO-SE y la NE-SO, se repiten en otras islas del Archipiélago. El tipo de actividad en todos ellos fue estromboliana y únicamente se vio alterada localmente por fenómenos de interacción agua-magma (agua subterránea fundamentalmente), que dieron lugar a pequeñas calderas (Calderas de Bandama, Los Marteles, etc.).