

VI SIMPOSIO SOBRE ENSEÑANZA DE LA GEOLOGIA

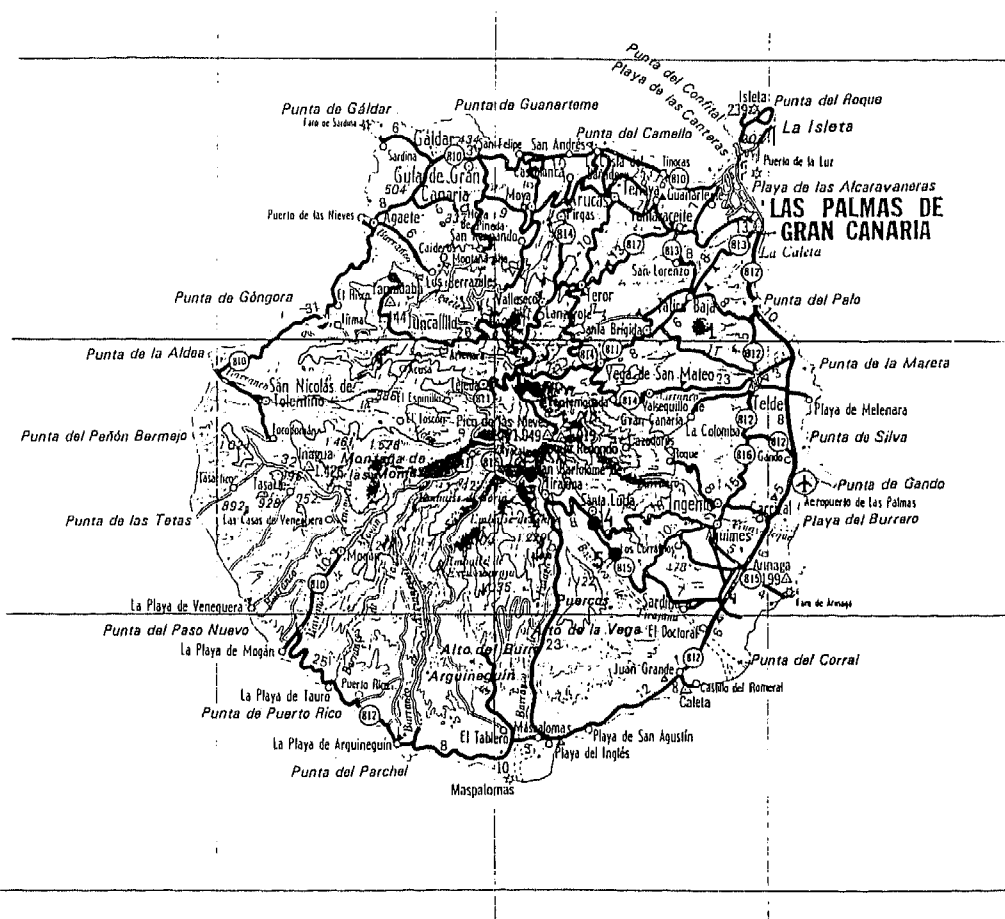
EXCURSION CIENTIFICA Nº 2: GRAN CANARIA (21 SEPTIEMBRE 1990)

Coordinadores:

F.J. PEREZ TORRADO y J. MANGAS

Dpto. de Física (Geología). Facultad de Ciencias del Mar.
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
35017 - Campus de Tafira. Las Palmas de Gran Canaria.

ITINERARIO: Aeropuerto de Gran Canaria (Gando).- P.1. Caldera de Bandama.- P.2. Mirador de Tejeda.- P.3. Risco Balaco.- P.4. Santa Lucía.- P.5. La Fortaleza, Ansite.



HISTORIA GEOLOGICA

La construcción de Gran Canaria se inició durante el Mioceno, con una fase submarina que representa, aproximadamente, el 75% del volumen total de la isla.

La formación subaérea de la isla se caracteriza por la existencia de tres grandes ciclos magmáticos, denominados Ciclo I o Antiguo, Ciclo II o Roque Nublo y Ciclo III o Reciente, separados entre sí por periodos de inactividad volcánica en los que tienen lugar procesos de erosión-sedimentación -- Lietz y Schmincke, 1975; McDougall y Schmincke, 1976; Araña y Carracedo, 1978 -- (Tabla I y Fig. 1).

TABLA I

EJES		NATURALEZA DE LOS MATERIALES	PROCESOS MAS DESTACADOS	VOLUMENES EMITIDOS	CICLOS
(m.a.)					
CUATERNARIO		Basanitas, Nefelinitas	Calderas freatomagmáticas Alineación de conos	10 km ³	III
	2.8	II INTERVALO DE INACTIVIDAD VOLCANICA			
PLIOCENO	3.5	Fonolitas	Domos endógenas	100 km ³	II
	4.4	Tefritas, Basanitas	Estratovolcán Roque Nublo		
	5	Nefelinitas			
I INTERVALO DE INACTIVIDAD VOLCANICA					
MIOCENO	8.5	Traquitas, Fonolitas	Cone-sheet	100 km ³	I
	9.6	Fonolitas	Sienitas	100 km ³	
	13	Excaldera	Intracaldera		
	13.5	Traquitas, Riolitas	Caldera de Tejeda	150 km ³	
	14	Basaltos alcalinos	Emissiones fisurales Volcán en escudo	1.000 km ³	
		VOLCANISMO SUBMARINO			

El Ciclo I tuvo lugar durante el Mioceno, desde los 14 a los 9 m.a. aproximadamente. Comenzó con la rápida emisión de enormes cantidades de coladas básicas (más de 1000 km³ en unos 200.000 años) que conformaron un edificio volcánico en escudo, cuyas dimensiones originales tal vez fueron semejantes a las de la isla actual, extendiéndose incluso algunos kilómetros hacia el Oeste. El mecanismo de emisión es típicamente fisural (Fuster et al., 1968), y se han definido tres principales centros eruptivos (Schmincke, 1976): uno cerca de Agaete (al NW de Gran Canaria), otro al Sur de la Aldea de S. Nicolás (en el W) y el tercero cerca de Agüimes (en el SE).

Inmediatamente después de emitirse estos basaltos fisurales, se produjo una diferenciación en una supuesta cámara magmática somera, dando lugar a un cambio en la naturaleza del volcanismo. Así,

surgieron grandes volúmenes de materiales sálicos (traquitas y riolitas) que provocaron un vaciado de la cámara magmática, formándose una caldera de colapso (Caldera de Tejeda) de unos 15 kms de diámetro en la zona central del edificio en escudo (Schmincke, 1969; Hernán, 1976). Como consecuencia de este colapso, se originaron grandes volúmenes de coladas piroclásticas cuyas facies extracaldera cubrieron una extensa superficie de la isla, y las facies intracaldera rellenaron gran parte de esta depresión.

Las manifestaciones de carácter sálico continuaron desde centros más o menos periféricos a la caldera, emitiéndose lavas y materiales piroclásticos de naturaleza fonolítica. Dentro de ella, el ciclo termina con intrusiones de sienita y un denso enjambre de diques traquítico-fonolíticos de pauta cónica (cone sheet).

Comenzó entonces un periodo de fuerte actividad erosiva que se prolongó durante casi 5 m.a.. Este periodo creó un pronunciado relieve caracterizado por barrancos de distribución radial. Asimismo, los materiales procedentes de esta actividad erosiva se acumularon, principalmente, en las zonas bajas de la costa NE, E y S, constituyendo el denominado "Miembro Inferior de la Formación Detrítica de Las Palmas" (Gabaldón et al., 1989). El transporte de estos materiales desde las zonas internas de la isla, se realizó a través de sistemas aluviales altamente energéticos (Cabrera, 1985).

La actividad volcánica se reanudó en el Plioceno Inferior, hace 5 m.a., con la erupción de pequeños volúmenes de magmas nefeliniticos en el S de la isla. Esta actividad representa la fase inicial del Ciclo II que continuó con la migración de su actividad hacia zonas centrales de la isla, y una vez aquí, se mantuvo hasta su finalización (Hoernle, 1987). En ese periodo, se emitieron grandes volúmenes de lavas tefríticas, basáníticas y basálticas, que discurrieron por la red radial de barrancos, hasta alcanzar la costa. Así, las primeras coladas lávicas que entraron en contacto con el mar, desarrollaron estructuras de pillow-lavas e hialoclastitas, visibles en el NE de Gran Canaria. Hay que destacar que el edificio insular sufría, en esa época, un episodio transgresivo que es correlacionable a nivel de todo el Atlántico Sur (Cabrera, 1985).

A partir de un cierto momento, y sin causa aún claramente establecida, se sucedieron emisiones volcánicas tranquilas y violentas, dando lugar estas últimas a coladas piroclásticas cuyos depósitos son conocidos como "Aglomerados Roque Nublo".

Al mismo tiempo que tenían lugar estas emisiones volcánicas, en la zona costera se fueron depositando sedimentos marinos, formando el "Miembro Medio de la Formación Detrítica de Las Palmas" (Gabaldón et al., 1989). Estos sedimentos constituyen un importante nivel fosilífero de la fauna del comienzo del Plioceno y actualmente se encuentran en cotas que oscilan entre los 50 a los 110 m. de altura. Igualmente, se estableció una red de abanicos aluviales que dió lugar a extensos depósitos denominados "Miembro Superior de la Formación Detrítica de Las Palmas" (Gabaldón et al., 1989). En zonas costeras, estos materiales cubrieron a los depósitos marinos del miembro medio y

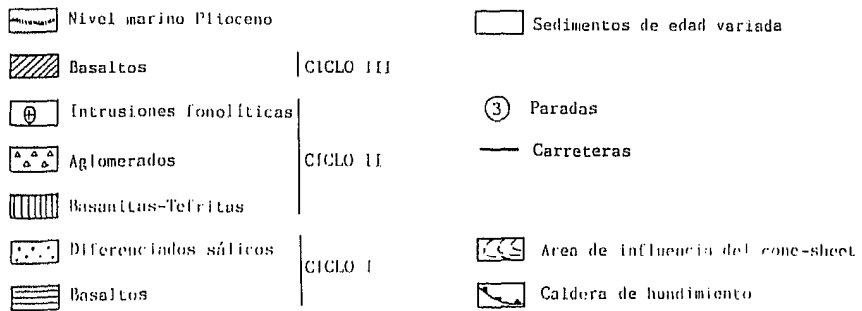
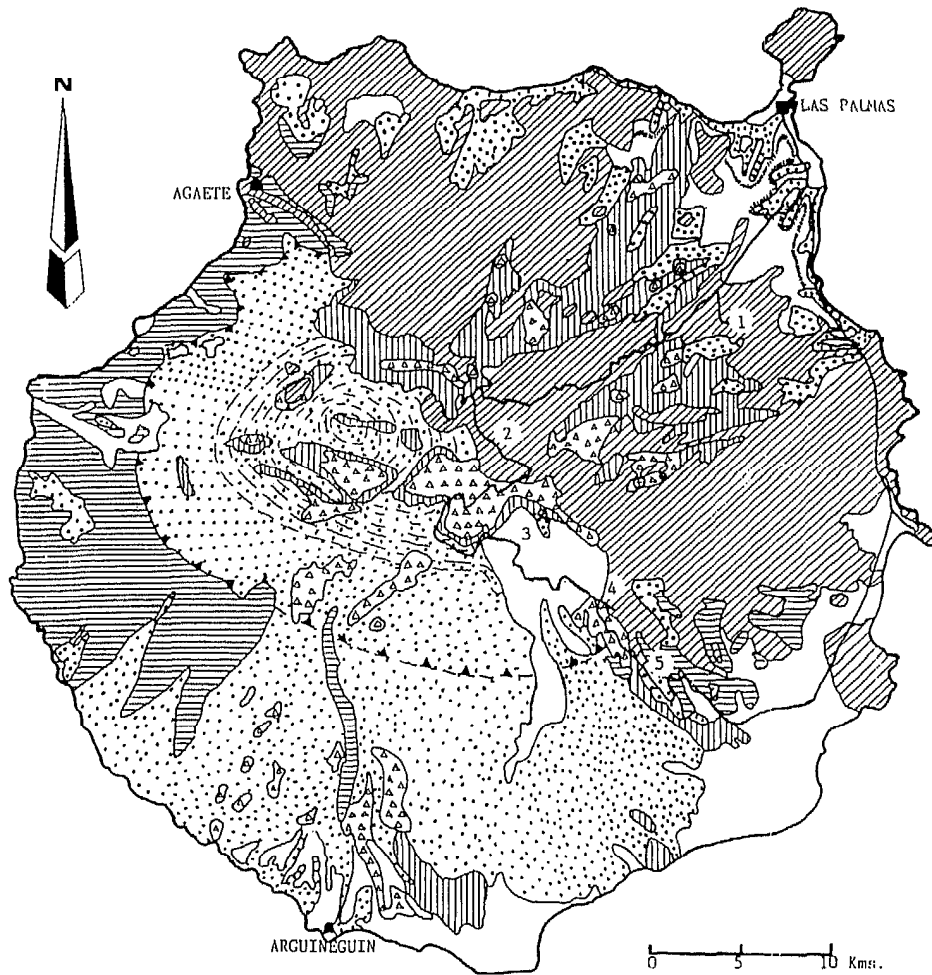


Figura 1.- Mapa geológico de Gran Canaria. Modificado de Schmincke (1976).

ITINERARIO GEOLOGICO

El objeto de esta excursión es dar una visión general de los diferentes procesos geológicos que han intervenido en la formación de Gran Canaria. A continuación se describen las cinco paradas seleccionadas para este itinerario.

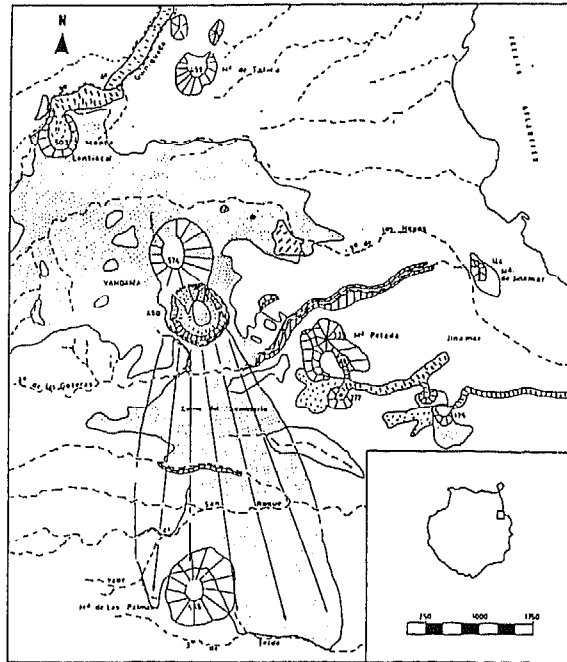
PARADA 1: CONJUNTO VOLCANICO DE BANDAMA (O VANDAMA)

El Pico y la Caldera de Bandama constituyen un conjunto volcánico que se originó hace unos 5.000 años, dentro del Ciclo III (Hansen, 1987). Ambos edificios se formaron durante un mismo episodio eruptivo en el que se sucedieron varias fases: unas de carácter freatomagmático y otras típicamente estrombolianas (Araña et al., 1988).

El Pico de Bandama corresponde a un cono de cinder formado por la acumulación de lapillis y escorias basálticas, bien estratificadas y depositadas en torno a su boca eruptiva. El cráter tiene forma en herradura, abierta hacia el NE, con un diámetro de 375x250 m. La Caldera, por su parte, es una depresión en forma de cono truncado e invertido, con diámetros que oscilan entre 1.100 y 850 m a la altura de sus bordes, y de 200 m en su fondo. Las paredes son muy escarpadas, con desniveles medios de 200 m (Fig. 2).

La erupción del Conjunto Volcánico de Bandama se inició con una actividad estromboliana, a la que le siguieron unos primeros episodios freatomagmáticos cuyos depósitos, de tipo "base-surge", se encauzaron por paleovalles preexistentes. Continuó la actividad estromboliana combinada con la freatomagmática para finalmente concentrarse la primera en la boca eruptiva sobre la que se edificó el Pico de Bandama. El crecimiento de este aparato formó una especie de pantalla para los episodios freatomagmáticos terminales que por ello dirigieron sus depósitos hacia el Sur (Fig 2).

La estructura de la actual caldera se formó por colapso durante o inmediatamente después de las últimas fases explosivas.



CONJUNTO VOLCANICO DE TAFIRA, VANDAMA Y JINAMAR

Conos piroclásticos holocenos	Borde de la Caldera de Vandama
Conos volcánicos del Pleistoceno	Borde de cráter
Mantos piroclásticos holocenos	Sima
Mantos de oleadas piroclásticas. "Surges". Holoceno	Cono de "escupidajas y emplotes"
Depósitos freatomagmáticos a fondo de barranco	Sedimentos del Holoceno
Coladas lávicas. Holoceno	Barrancos

Figura 2.- Esquema geológico del Conjunto Volcánico de Bandama (Hansen, 1987).

Aprovechando la panorámica que se tiene desde el mirador del Pico de Bandama, se pueden observar varios edificios volcánicos monogenéticos formados en los estadios más recientes del Ciclo III. Estos volcanes están alineados según marcadas direcciones estructurales (NE-SW, NW-SE, N-S).

PARADA 2: MIRADOR DE LA CUENCA DE TEJEDA

En este punto nos encontramos en la divisoria de la cuenca de Tejedá y de la del Guiniguada, observándose una buena vista panorámica de los barrancos que conforman la primera. El modelado erosivo es espectacular, destacándose diversos cerros testigos (Roque Nublo y Roque Bentaiga, entre otros), mesas (Acusa y Junquillo), laderas en trapps o andenes, etc.

La Cuenca de Tejedá está labrada sobre materiales de los tres ciclos magmáticos. En líneas generales, aparecen en el fondo de estos barrancos materiales del Ciclo I, con excepción de sus basaltos más antiguos.

Encima de estas rocas, se encuentran lavas y potentes coladas piroclásticas (Aglomerado Roque Nublo) del Ciclo II. A partir de los buzamientos de estos materiales, se ha sugerido la existencia de un estratovolcán en esta zona de cumbres, actualmente desaparecido (Anguita y García Cacho, 1989).

Finalmente, en la parte superior de los barrancos, afloran localmente coladas y piroclastos del Ciclo III. Por ejemplo, a la derecha del mirador, aparece el cono volcánico de Juan Gómez, el cual dió lugar a una colada que alcanzó el fondo del Barranco de Tejedá.

PARADA 3: RISCO BLANCO

Vista de un cuerpo intrusivo de composición fonolítica, con unas dimensiones aproximadas de 500x400 m de diámetro y 400 m de altura. Atendiendo a su morfología y a su génesis, se clasifica como un cumulo-domo de expansión endógena en forma de cáscara de cebolla (Hernán et al, 1988). Es decir, el crecimiento del cuerpo se realiza desde el interior al exterior por medio de sucesivos aportes que van siendo inyectados en la zona de su núcleo.

A escala del afloramiento, se pueden realizar las siguientes observaciones:

- Intruye en lavas y brechas del Ciclo Roque Nublo, y a su vez, está cubierto por materiales del mismo ciclo.
- Tiene frecuentes interdigitaciones con estos materiales de caja.
- Existen ligeros plegamientos en ellos, por efecto del arrastre vertical que provoca el crecimiento del cuerpo intrusivo.
- Presencia de fracturas de enfriamiento verticales.

Todas estas observaciones conducen a pensar que Risco Blanco se formó después de las primeras emisiones del Ciclo Roque Nublo pero antes de las últimas (Anguita, 1972), y por tanto queda encuadrado en este ciclo magmático. Su datación en 3.7 m.a. (Lietz y Schmincke, 1975) corrobora este hecho.

También desde esta parada, se observa la Cuenca de Tirajana, donde se distinguen varios niveles de materiales brechoides que cubren

parcialmente los escarpes de los Caideros Altos y las cabeceras de los barrancos del Negro, Agua Latente y La Culata. Como curiosidad, cabe citar que después de unas fuertes lluvias en 1956, se removilizaron partes de estos materiales y dieron lugar a flujos gravitatorios de sedimentos que se desplazaron en masa y destruyeron el puente y varias casas del Barrio de Rosiana (Santa Lucía de Tirajana).

PARADA 4: DETALLE DE COLADA PIROCLASTICA DEL CICLO ROQUE NUBLO

Se trata de una roca formada por diversos componentes: fragmentos de rocas anteriores (líticos), vidrios vesiculados (pómez) y/o densos, cristales y una matriz cinerítica. Los porcentajes de estos componentes varían ampliamente de unos lugares a otros, siendo esta variación más acusada en los líticos.

Estos materiales se presentan en capas con potencias que oscilan entre unos metros a unas decenas de metros, estando situadas estas últimas preferentemente en las zonas de cumbres.

El aspecto compacto que presentan parece que se debe a un proceso de litificación diagenética a baja temperatura, con neoformación de zeolitas que reemplazan los componentes vítreos de la matriz (Brey y Schmincke, 1980).

Estructuralmente, tienen un carácter masivo, caótico, con muy mala clasificación de sus componentes. Sin embargo, en detalle, se distinguen ciertas estructuras, como granoselecciones positivas en líticos y negativas en pómez, niveles finos en la base, bases planas, estructuras de desgasificación (pipes), improntas vegetales, etc.

Todas las características apuntadas, indican que este tipo de depósito responde a la emisión de coladas piroclásticas densas, que se mueven bajo régimen esencialmente laminar, con fuertes efectos de cizalla en su base y dirigiéndose desde las zonas de cumbres hacia la costa (Pérez Torrado et al., 1989).

PARADA 5: ZONA DE LA FORTALEZA

Desde la carretera se divisa una buena panorámica del Barranco de Tirajana, con laderas en trapps y diversos restos erosivos con formas de cuchillo (Ansite y La Fortaleza, entre otros). Geológicamente están representados los materiales de los tres ciclos magmáticos, incluidos los basaltos iniciales del Ciclo I que afloran en la base de La Fortaleza.

Más adelante, aparecen potentes coladas ignimbríticas, de composición riolítica a traquifonolítica peralcalina, del Ciclo I. Estos materiales son producidos en erupciones altamente explosivas, ligadas a los episodios de colapso de la Caldera de Tejada. Las estructuras flameadas, los pliegues de flujo y las bases obsidiánicas que presentan, indican que la temperatura de emplazamiento de estas ignimbritas fue superior a los 600° C.

BIBLIOGRAFIA

- ANGUIITA, F. (1972): "La evolución magmática en el Ciclo Roque Nublo (Gran Canaria)". *Est. Geol.*; vol.: 28; pp.: 377-427.
- ANGUIITA, F. y GARCIA CACHO, L. (1989): "La caldera de explosión del estratovolcán Roque Nublo. Isla de Gran Canaria". *E.S.F. Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote. Libro de abstracts*; pp.: 145.
- ARANA, V. y CARRACEDO, J.C. (1978): "Los volcanes de las Islas Canarias. III: Gran Canaria". Ed. Rueda; 175 pp.
- ARANA, V.; HANSEN, A. y MARTI, J. (1988): "La Caldera y el Pico de Vandama (Gran Canaria)". *Bol. Geol. Min. España*; vol.: 99-I; pp.: 47-58.
- BREY, G. y SCHMINCKE, H.U. (1980): "Origin and diagenesis of the Roque Nublo breccia, Gran Canaria (Canary Islands). Petrology of Roque Nublo volcanics, II". *Bull. Volcanol.*; vol.: 43-1; pp.: 15-33.
- CABRERA, M.C. (1985): "Estratigrafía y sedimentología del sector meridional de la Terraza de Las Palmas". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca; 108 pp.
- FUSTER, J.M.; HERNANDEZ-PACHECO, A.; MUÑOZ, M.; RODRIGUEZ BADIOLA, E. y GARCIA CACHO, L. (1968): "Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria". Instituto "Lucas Mallada", C.S.I.C.; 243 pp.
- GABALDON, V.; CABRERA, M.C. y CUETO, L.A. (1989): "Formación detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica". *E.S.F. Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote. Libro de abstracts*; pp.: 210-215.
- HANSEN, A. (1987): "Los volcanes recientes de Gran Canaria". Ed. Rueda-Cabildo Insular de Gran Canaria; 151 pp.
- HERNAN, F. (1976): "Estudio petrológico y estructural del complejo traquítico-sienítico de Gran Canaria". *Est. Geol.*; vol.: 32; pp.: 279-324.
- HERNAN, F.; HERNANDEZ-PACHECO, A.; DE LA NUEZ, J. y CUBAS, C.R. (1988): "Morfología y clasificación de los domos sálicos de las Islas Canarias". *II Congr. Geol. España*; vol. simposios; pp.: 349-358.
- HOERNLE, K. (1987): "General geology and petrology of the Roque Nublo volcanics on Gran Canaria, Canary Islands, Spain". MA Thesis. Univ. Santa Barbara (USA); 191 pp.
- LIETZ, J. y SCHMINCKE, H.U. (1975): "Miocene-Pliocene sea level changes and volcanics episodes on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages". *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*; vol.: 18; pp.: 213-239.

- McDOGALL, I. y SCHMINCKE, H.U. (1976): "Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of shield building volcanism and other magmatic phases". Bull. Volcanol.; vol.: 40; pp.: 1-21.
- PEREZ TORRADO, F.J.; CABRERA,* M.C. y MANGAS, J. (1989): "Paleotopografía pre-Roque Nublo en la mitad septentrional de Gran Canaria (Islas Canarias)". E.S.F. Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote. Libro de abstracts; pp.: 208-209.
- SCHMINCKE, H.U. (1967): "Cone sheet swarm, resurgence of Tejeda Caldera, and the early geologic history of Gran Canaria". Bull. Volcanol. ; vol.: 31; pp.: 153-162.
- SCHMINCKE, H.U. (1976): "Geology of the Canary Islands". In G. Kunkel (ed): Biogeography and ecology in the Canary Islands. W. Junk, the Hague; pp.: 67-184.
- SCHMINCKE, H.U. (1982): "Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands". In U. von Rad et al. (eds): Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer Verlag; pp.: 273-306.
- SCHMINCKE, H.U. (1987): "Geological field guide of Gran Canaria". Ed.: Pluto-Press; 127 pp.