

3. Génesis y evolución geológica de Gran Canaria: un buen ejemplo de la geodiversidad de una isla volcánica intraplaca oceánica

José Mangas Viñuela

*IOCAG, Instituto de Oceanografía y Cambio Global.
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
35017 Las Palmas de Gran Canaria.
jose.mangas@ulpgc.es*

*«Ha llegado el momento de proteger el patrimonio natural y el ambiente físico...»
(Declaración Internacional de los Derechos de la Memoria de la Tierra,
Digne, Francia. 1991)*

El archipiélago canario en general, y la isla de Gran Canaria en particular, son buenos ejemplos de islas volcánicas localizadas en la placa litosférica oceánica de África, cuyo origen está relacionado con la actividad ígnea de un punto caliente en el Atlántico norte. Las etapas genéticas de su formación geológica siguen en líneas generales, un modelo evolutivo similar al del archipiélago de Hawái. Las islas Canarias presentan singulares elementos geológicos dignos de ser conservados, valorados y disfrutados por la sociedad. Para comprender su geología, aquí se presentan conceptos básicos del marco geológico regional, de su formación con respecto al modelo genético hawaiano, para concluir explicando los conceptos de geodiversidad y patrimonio geológico que se van a tratar en este artículo. Con ello,

pretendemos que se pueda conocer mejor la gran variedad de elementos geológicos que posee la isla de Gran Canaria en superficie, y el interés que conlleva su conocimiento y conservación, tanto desde el punto de vista científico como educativo y cultural.

Introducción

A. Marco geológico canario.

El archipiélago canario está constituido por ocho islas y varios islotes que se localizan entre las latitudes 27 y 30° N, y se distribuyen a lo largo de unos 500 km, estando las islas orientales a unos 100 km de la costa africana. Las islas Canarias, y más de una veintena de montes submarinos situados al SO y NE del archipiélago, son de origen magmático y están asociadas a una anomalía del manto terrestre (pluma mantélica), que genera la actividad del punto caliente canario, con procesos ígneos persistentes a lo largo del tiempo. Este punto caliente se manifiesta sobre fondos marinos cerca del margen continental pasivo del noroeste de África, originando procesos ígneos (plutonismo y vulcanismo) desde hace aproximadamente 142 millones de años -Ma- (Fúster *et al.*, 1968a,b; Abdel-Monem *et al.*, 1971; Schmincke, 1973, 1976, 1982; Fúster, 1975; Lietz & Schmincke, 1975; Robertson & Stillman, 1979; Ancochea *et al.*, 1990; Anderson *et al.*, 1992; van den Bogaard & Schmincke, 1998; Carracedo *et al.*, 1998; Anguita & Hernán, 2000; Geldmacher & Hoernle, 2000; Mangas, 2000; Carracedo *et al.*, 2002; Acosta *et al.*, 2003; Courtillot *et al.*, 2003; Ancochea *et al.*, 2004; Anderson, 2005; Geldmacher *et al.*, 2005; Schmincke & Sumita, 2010; van den Bogaard, 2013, entre otros). Este punto caliente canario ha generado, a lo largo de millones de años, erupciones volcánicas submarinas, formando primeramente un apilamiento notable de materiales en el fondo del mar y luego emisiones subaéreas.

Estas manifestaciones volcánicas, en diversos puntos de la corteza oceánica, se corresponden con los distintos montes sumergidos e islas de esta provincia magmática canaria. La distinta ubicación de estos edificios geológicos se debe a múltiples factores como, por ejemplo, al movimiento de la placa africana por la dinámica de la dorsal medio Atlántica, a la cercanía del continente africano y su tectónica, o a la traslación de dicha anomalía mantélica en el interior terrestre a lo largo del tiempo. Además, estos edificios canarios se levantan sobre profundidades abisales de entre 3.000 y 4.000 m, por lo que algunas de las islas serían construcciones geológicas con alturas que sobrepasan los 7.000 m.

La actividad magmática submarina más antigua datada en las islas Canarias comenzó en el Oligoceno (alrededor de 35 Ma en Fuerteventura),

y las erupciones se desarrollaron sobre una litosfera oceánica del Jurásico inferior, de unos 165 Ma (Fúster *et al.*, 1968a; Schmincke, 1973, 1976, 1982; Robertson & Stillman, 1979; Le Bas *et al.*, 1986; Ibarrola *et al.*, 1989; Hoernle & Tilton, 1991; Steiner *et al.*, 1998; Ancochea *et al.*, 2004, Gutiérrez *et al.*, 2006). En relación con el vulcanismo subaéreo de las islas, el que tiene lugar por encima del nivel del mar durante millones de años, cabe resaltar que cada una tiene una historia distinta (Schmincke, 1973, 1976, 1982; Fúster *et al.*, 1975; Ancochea *et al.*, 1990, 1996; Coello *et al.*, 1992; Guillou *et al.*, 1996, 2001, 2004; Carracedo *et al.*, 2002; Ancochea *et al.*, 2004; Schmincke & Sumita, 2010). Así, por ejemplo, el vulcanismo subaéreo más antiguo ha sido datado como Mioceno inferior en las islas más orientales de Fuerteventura y Lanzarote (22,4 Ma), mientras que es Cuaternario en las islas más occidentales de La Palma y El Hierro (<1,5 Ma). Además, todas las islas, menos La Gomera, han tenido diversas erupciones volcánicas en el último millón de años y en las islas de Lanzarote, Tenerife, La Palma y El Hierro ha habido erupciones descritas en documentos históricos desde la llegada de los europeos a las islas. Se indica que, a su vez que se desarrollaban procesos geológicos magmáticos (plutonismo y vulcanismo), los agentes geológicos externos han dado lugar a las distintas geofformas erosivas y sedimentarias que caracterizan muchos de los paisajes actuales que encontramos en los distintos edificios insulares canarios.

B. Modelo de formación de islas volcánicas intraplaca oceánica.

Walter (1990) definió para el archipiélago de Hawái un modelo de formación de islas volcánicas relacionadas con puntos calientes intraplaca oceánica. Este modelo está compuesto de varias etapas que se van sucediendo en un lugar determinado a lo largo del tiempo y que se resumen a continuación (Fig. 1):

- 1) *fase submarina profunda*, donde se producen emisiones submarinas tranquilas de lavas masivas, tabulares, almohadilladas y lagos de lavas, de composición máfica alcalina (predominando los basaltos), originando un edificio cónico con la posibilidad de presentar una caldera en su cumbre;
- 2) *fase submarina emergente*, la cima del edificio insular submarino se sitúa a menos de 700 metros de profundidad, por lo que existe vulcanismo más explosivo con formación de lavas almohadilladas, hialoclastitas y brechas volcánicas de composición basáltica toleítica y el edificio cónico adquiere un volumen notable;
- 3) *fase de construcción en escudo*, donde el edificio insular sube por encima del nivel del mar debido a la emisión de un volumen importante de coladas máficas volcánicas toleíticas (abundan también los basaltos), que se emiten en poco tiempo (alta tasa eruptiva del orden de 1 m³/s o 5 km³/siglo)

y con carácter predominantemente efusivo. Este volcán en escudo con laderas de baja pendiente puede presentar una caldera en sus partes centrales;

4) *fase de declive alcalino*, caracterizado por la emisión de un volumen reducido de rocas volcánicas diferenciadas (de composición intermedias como los traquibasaltos: hawaitas, mugaritas y benmoreitas, y las traquitas) con una baja tasa eruptiva del orden de 0,1 m³/s o 0,5 km³/siglo. Durante estas primeras cuatro etapas de rápido crecimiento del edificio insular puede haber deslizamientos gravitacionales gigantes, por la inestabilidad de sus laderas submarinas y subaéreas. Así, las erupciones desencadenan una importante fracturación, inyección de diques, actividad sísmica, laderas con apilamientos volcánicos de alta pendiente, lo que favorece la dinámica de vertientes y, en ocasiones, da lugar a deslizamientos gravitacionales gigantes;

5) *fase erosiva*, en la que desaparece la actividad magmática en la isla por el alejamiento del edificio insular de la situación del punto caliente mantélico activo, y se genera su desmantelamiento progresivo, dando lugar a depósitos sedimentarios bio-detríticos, tanto en zonas insulares subaéreas como submarinas;

6) *fase de reactivación volcánica*, caracterizada por la emisión puntual y reducida de rocas volcánicas de composiciones ultramáficas y máficas como picrobasaltos y basaltos toleíticos, respectivamente (con muy baja tasa eruptiva de menos de 0,001 m³/s o 0,001 km³/siglo), y se recalca que proceden de fuentes magmáticas diferentes a las primeras cuatro etapas genéticas;

7) *fase de atolón*, donde no hay actividad volcánica y se produce la subsidencia del edificio insular por debajo del nivel del mar, generándose construcciones coralinas en zonas litorales y de plataforma insular; y, por último,

8) *fase de guyot*, caracterizada por el hundimiento de la isla hasta aguas profundas, con la consiguiente muerte de los arrecifes de coral. Cada una de las islas Canarias, o los volcanes que las constituyen, siguen a grandes rasgos este modelo de formación hawaiano. No obstante, algunas islas de Hawái o de Canarias presentan singularidades, pues faltan o son mínimas algunas etapas constructivas, debido al desplazamiento rápido o lento de la placa litosférica oceánica sobre el punto caliente activo, o a la falta de actividad magmática de la anomalía mantélica en momentos determinados, entre otros factores.

En líneas generales, las plumas del manto que forman los puntos calientes hawaiano y canario tienen ciertas características peculiares que los diferencian (Mangas, 2000). Así, las islas Hawái se sitúan sobre litosfera oceánica cretácica (de unos 60 Ma y es delgada) y asociada a la dorsal rápida del Este del Pacífico (EPR), mientras que en Canarias está sobre una

litosfera oceánica jurásica (de unos 165 Ma y, por lo tanto, más gruesa) y relacionada con la dorsal atlántica, que es mucho más lenta.

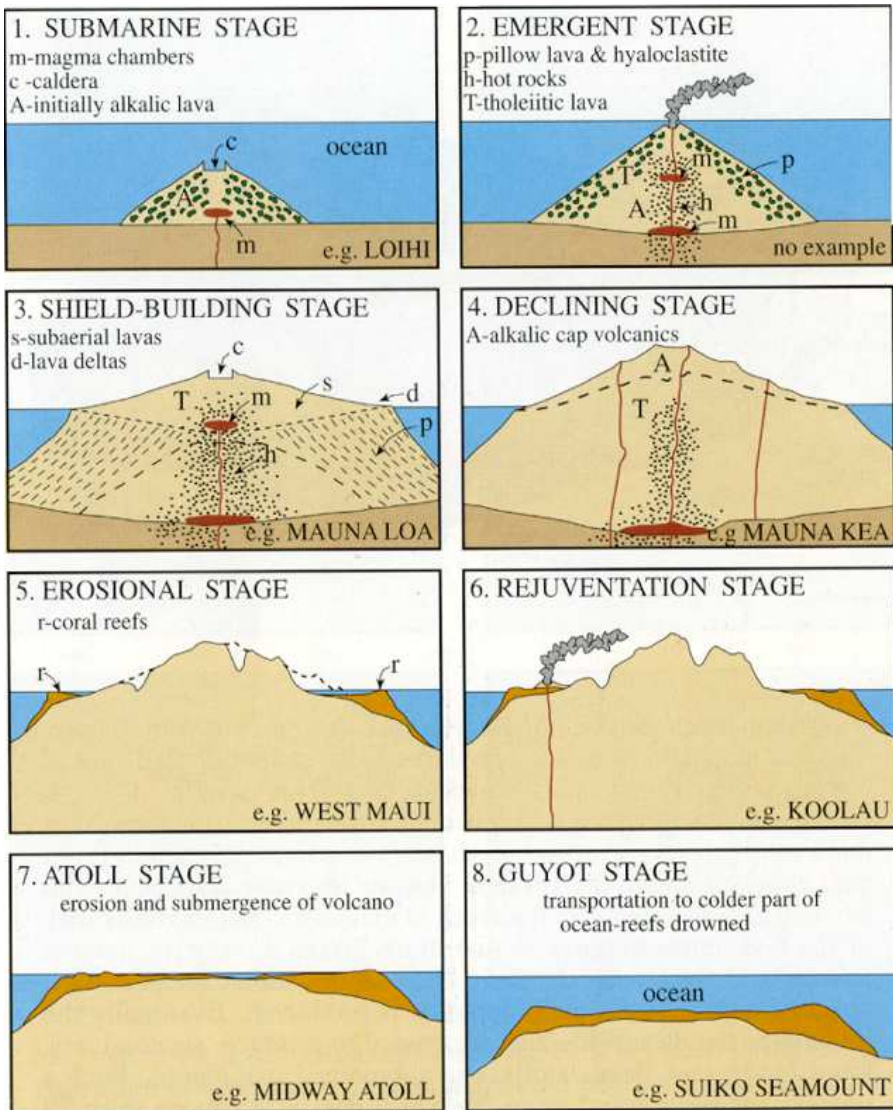


Fig. 1. Etapas del modelo de formación de islas relacionadas con punto caliente intraplaca oceánica para el archipiélago hawaiano (Blay & Siemers, 1998; modificado de Walker, 1990).

Por otro lado, las tasas de fusión parcial del manto que forma los líquidos magmáticos en Hawái son del orden del 20%, y los magmas

generan principalmente rocas magmáticas toleíticas, en tanto que en Canarias las tasas son del 10%, y se forman principalmente rocas ígneas alcalinas. También la actividad ígnea insular es corta en cada isla hawaiana o en los edificios volcánicos que las componen (<2 Ma), pues la placa se mueve rápido; mientras que en Canarias hay edificios volcánicos que perduran activos hasta unos 8 Ma, pues la placa se mueve lentamente y está casi parada en la actualidad. Otra diferencia es que en la etapa de declive alcalino no hay formación de estratovolcanes en Hawái ni erupciones explosivas-plinianas y si existen en Canarias.

Por otra parte, la subsidencia insular es importante en Hawái (se forman atolones y guyots al final de la construcción de cada isla al alejarse del punto caliente) mientras que es escasa o nula en Canarias. Por último, los procesos tectónicos son poco importantes en Hawái, mientras que son significativos en Canarias. Se producen por la existencia de bloques insulares levantados varios km, que permiten el afloramiento en superficie de la litosfera oceánica infrayacente, o de partes del edificio insular submarino, o la presencia de cizallas dúctiles conteniendo carbonatitas (Fernández *et al.*, 1997). Estos procesos tectónicos pueden ser observados en las formaciones submarinas (o también denominados complejos basales) de algunas islas como, por ejemplo, en Fuerteventura, Gomera y La Palma.

A ello se suma que las islas Canarias y los otros archipiélagos macaronésicos (Azores, Madeira y Cabo Verde) han sufrido procesos magmáticos y tectónicos similares, junto con otros isostáticos y de cambios de nivel del mar globales debido a oscilaciones climáticas, los cuales formaron peculiares secuencias sedimentarias en zonas costeras (Feraud *et al.*, 1981; Robertson & Bernoulli, 1982; Staudigel & Schmincke, 1984; Steiner *et al.*, 1998; Krastel *et al.*, 2001; Meco *et al.*, 2005, 2006; Patriat & Labails, 2006; Menéndez *et al.*, 2008; Johnson *et al.*, 2014, 2017; Meco *et al.*, 2015; Mayoral *et al.*, 2019; Ávila *et al.*, 2018).

C. Conceptos de geodiversidad y patrimonio geológico.

Existen decenas de archipiélagos asociados a puntos calientes situados dentro de placas litosféricas oceánicas a nivel mundial y que siguen grosso modo las etapas de formación del modelo de Walker (1990) explicado en el apartado anterior. Así, a lo largo de sus historias geológicas, aparecen en los distintos archipiélagos un conjunto de materiales, morfologías y estructuras peculiares y singulares que van a ser distintas en cada uno de ellos, pues estas características geológicas dependen, a lo largo de millones de años, del tipo de anomalía mantélica que tengan, de su situación geotectónica, de la velocidad de la placa litosférica, de la latitud y longitud a la que se encuentren, de parámetros geográficos y oceanográficos, entre otros factores. Por consiguiente, cada archipiélago volcánico, al igual que cada isla de un mismo archipiélago, presentarán elementos geológicos distintos

(rocas, minerales, capas, formaciones, suelos, geoformas, paisajes, etc.). Estas singularidades hacen que sean territorios con una variabilidad natural importante, tanto en geodiversidad como en biodiversidad.

En este sentido, el concepto de **«geodiversidad»** se define como *«la variedad de elementos geológicos, incluidos rocas, minerales, fósiles, suelos, formas del relieve, formaciones y unidades geológicas, y paisajes que son el producto y registro de la evolución de la Tierra»* (ley española 42/2007 del Patrimonio Natural y la Biodiversidad). En nuestro caso hablaríamos de los mismos elementos geológicos formados en un territorio insular a lo largo del tiempo, y que explican su génesis y evolución geológica. Así, la geodiversidad o variabilidad de elementos geológicos en las islas Canarias es alta, pues son territorios de escasa superficie pero que contienen abundantes elementos geológicos. Estos materiales, morfologías y estructuras geológicas canarias se han formado desde el Cenozoico, en la era Terciaria con edades menores a 65 Ma, y la mayor parte de ellas durante el periodo Neógeno, desde el Mioceno (menos de 25 Ma) hasta la actualidad. Si incluimos los montes sumergidos del SO del archipiélago canario hablaríamos de actividad magmática del punto caliente desde el Jurásico (142 Ma, Van den Bogaard, 2013).

Esta geodiversidad archipelágica canaria se considera en ley 42/2007 pues, en su anexo II, indica que Canarias es un «contexto geológico de España de relevancia mundial» (punto 15: Edificios y morfologías volcánicas de las islas Canarias). Además, y en su anexo I, se señalan las «unidades geológicas más representativas del territorio español». Así, en las unidades numeradas de 5 a 8 se especifican, por un lado, los sistemas volcánicos y, por otro, los depósitos sedimentarios y geoformas relacionados con el clima actual y el pasado, con procesos fluviales, eólicos, costeros y marinos; todos ellos relacionados directamente con elementos geológicos presentes en las islas Canarias. Los territorios insulares volcánicos canarios muestran contextos y unidades geológicas de relevancia insular, regional, nacional y mundial, con formaciones geológicas asociadas a procesos geológicos internos, como el magmatismo y la tectónica, y a procesos externos como la acción de agentes geológicos como agua superficial, el mar y el viento, que han actuado en las islas durante varios millones de años. En esta ley 42/2007 también se define el concepto de **«Patrimonio geológico»** como *«el conjunto de recursos naturales geológicos de valor científico, cultural y/o educativo, ya sean formaciones y estructuras geológicas, formas del terreno, minerales, rocas, fósiles, suelos y otras manifestaciones geológicas que permiten conocer, estudiar e interpretar: a) el origen y evolución de la Tierra, b) los procesos que la han modelado, c) los climas y paisajes del pasado y presente, y d) el origen y evolución de la vida»*. Estos elementos patrimoniales expresan la geología de un territorio y ayudan a entender su génesis y su evolución

temporal, ayudando a interpretar la historia geológica en ese territorio. Por ello, las administraciones y la población deben de llevar a cabo tareas de geoconservación de los elementos de geodiversidad y del patrimonio geológico. Estos objetivos tienen por objeto su preservación como bienes comunes de la sociedad. Por otro lado, es aconsejable proyectar estrategias de divulgación, estudio y disfrute, pero dentro del marco de un desarrollo sostenible como beneficio de la sociedad.

En este sentido, los estudios de geodiversidad han ido cobrando importancia en las últimas décadas debido a iniciativas de las Administraciones y Organismos Nacionales e Internacionales, lo que ha fomentado el análisis, catalogación, conservación y puesta en valor de los recursos geológicos que sobresalen en un territorio (Gray 2004; Carcavilla *et al.*, 2007, 2009; Bruschi, 2007; García-Cortés *et al.*, 2008; Henriques & Brilha, 2017). Estas acciones de geoconservación están apoyadas en un marco normativo como, por ejemplo, las leyes nacionales 42/2007 del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad, la 5/2007 de la Red de Parques Nacionales, o la 45/2007 de Desarrollo Sostenible del Medio Rural; e iniciativas regionales, nacionales e internacionales como la ley de espacios naturales protegidos de Canarias Ley 12/1994, la Red Natura 2000 o la determinación de Zonas de Especial Conservación (ZEC). En zonas costeras la geodiversidad está protegida por las figuras determinadas en la ley 2/2013, de 29 de mayo, de protección y uso sostenible del litoral y de modificación de la Ley 22/1988, de 28 de julio.

A su vez, la conservación de los bienes geológicos está dentro de figuras de protección definidas en las leyes regionales, estatales o internacionales en vigor. Así, en la ley 42/2007 se definen los Lugares de Interés Geológico -LIG- (llamados Geosites cuando tienen importancia internacional) y los Geoparques (*Geoparks* de importancia mundial) que son figuras establecidas a nivel internacional y apoyadas por organismos como la «*United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*» -UNESCO-, UE, entre otros (Wimbledon, 2000; García-Cortés *et al.*, 2008; Henriques & Brilha, 2017). Los LIG deberán contener, de forma continua y homogénea en toda su extensión, una o varias características notables y significativas del patrimonio geológico de una región natural (García-Cortés *et al.*, 2018). La ley 42/2007 había previsto finalizar el inventario español de los LIG nacionales en 2017, pero ha sufrido retrasos y en varias comunidades autónomas se sigue todavía con su catalogación. El Instituto Geológico y Minero de España es el responsable de dicho trabajo (García-Cortés *et al.*, 2018) y actualmente este organismo, a través de la oficina del IGME en Canarias, está terminando el inventario en el archipiélago, que verá la luz a corto plazo. Por otro lado, se resalta la labor realizada por la universidad de Las Palmas de Gran Canaria (Facultad de Ciencias del Mar) que ha llevado a cabo investigaciones sobre LIG

costeros en la isla de Gran Canaria y realizado varias publicaciones científicas relacionadas con trabajos de fin de grado y master (Déniz-González, 2009, 2011; Déniz-González & Mangas, 2010, 2012; Melini, 2014; Arencibia, 2019; Arencibia & Mangas, 2019; García-Guerra, 2019; García-Guerra *et al.*, 2019).

También es interesante señalar que muchos de los LIG canarios que se están definiendo y delimitando en el inventario nacional, están dentro de los espacios naturales protegidos de la comunidad autónoma, según la legislación en vigor. No obstante, otros se sitúan fuera de estas delimitaciones protegidas por ley, por lo que habrá que tenerlos presentes para introducir modificaciones a este respecto en las leyes vigentes, y elaborar planes de conservación y puesta en valor por parte de las administraciones regionales, insulares y municipales. Finalmente, destacamos para el archipiélago canario que la UNESCO concedió en 2007 la denominación de Patrimonio Mundial de la Humanidad al estratovolcán Teide en Tenerife y, últimamente, ha concedido dos nominaciones de Geoparques, en las islas de El Hierro en 2014 (geoparque nº 60) conteniendo 26 LIG terrestres y 17 marinos, y el de Lanzarote y el archipiélago Chinijo en 2015 (nº 65) con 49 subaéreos y 19 submarinos (Galindo *et al.*, 2019).

Por todo ello, este trabajo tiene un doble objetivo y es, primeramente, explicar cómo se ha formado geológicamente la isla de Gran Canaria a lo largo del tiempo, y teniendo en cuenta el modelo hawaiano de formación de islas volcánicas intraplaca oceánica. El segundo consiste en definir, entre toda la diversidad geológica de la isla, que afloramientos geológicos son los más representativos de la génesis y de la evolución subaérea insular. Así, se describirán en los siguientes apartados los elementos geológicos más significativos, singulares o únicos que contiene Gran Canaria y que pueden ser catalogados como Lugares de Interés Geológico (LIG). La mayor parte de estos LIG muestran un notable interés científico, cultural y/o educativo que ayudan a conocer, estudiar e interpretar la historia geológica de la isla y, en este sentido, se convierten en patrimonio geológico de importancia insular, regional, nacional o internacional.

Génesis y evolución geológica de la isla de Gran Canaria e importancia de su geodiversidad

La isla de Gran Canaria se levanta sobre fondos marinos de unos 3.000 m. de profundidad, por lo que estamos hablando del edificio insular de unos 5.000 m. de altura. Este edificio se presenta como un edificio independiente en el océano, pues está alejado decenas de kilómetros de las islas de Fuerteventura-Lanzarote y de Tenerife. Así, Gran Canaria se alza hasta cumbres de 1.950 m sobre el nivel del mar, luego tiene una reducida

plataforma marina insular, de menos de 200 m de profundidad, pasando a un talud de alta pendiente que alcanza los 2.000 m, y luego aparece un basamento de pendiente más suave que desciende hasta fondos marinos de unos 3.000 m. Esta isla se sitúa en el centro del Archipiélago Canario y es fruto de la actividad magmática de punto caliente en esta parte del atlántico, desde el Mioceno medio hasta la actualidad (Schmincke 1990; Carracedo *et al.*, 2002; Ancochea *et al.*, 2004; Schmincke & Sumita, 2010).

Los materiales volcánicos correspondientes a la fase volcánica submarina de Gran Canaria están sin estudiar (Tabla 1, Fig. 2) pues no afloran en superficie, y sólo se han llevado a cabo cuatro sondeos en los flancos distales norte y sur de la isla, realizados en el marco del Programa Internacional «Ocean Drilling Project» (Leg 157 en 1995, sondeos 953, 954, 955 y 956; publicados como ODP 1998). Estas perforaciones sólo han encontrado materiales sedimentarios detríticos (volcanoclásticos), relacionados con las fases constructivas volcánicas y erosivas subaéreas de la isla, desde la fase en escudo miocena hace 14,5 Ma, hasta la fase de reactivación volcánica plio-cuaternaria de menos de 5,3 Ma. Aunque uno de los sondeos alcanzó más de 700 metros de perforación, nunca alcanzaron in situ los materiales volcánicos relacionados con las etapas submarinas profundas y someras de la construcción insular. Sin embargo, si se han podido correlacionar estos materiales con las etapas de formación subaérea de Gran Canaria (van den Bogaard & Schmincke, 1998). Esta fase de volcanismo submarino de Gran Canaria supone más del 90% del volumen

Tabla 1. Características geológicas de las distintas fases de formación de la isla de Gran Canaria.

FASES DE FORMACIÓN	PROCESOS GEOLÓGICOS	MATERIALES	MORFOLOGÍAS	NOMENCLATURA	EDAD (Ma)	SERIES	VOL. (Km ³)
SEDIMENTARIAS	Erosivos Sedimentarios	Detríticos y carbonatados	Depósitos aluviales y coluviales, barrancos, suelos, aludes rocosos, deslizamientos, playas, dunas, acantilados, etc.	Depósitos sedimentarios recientes y deslizamientos gravitacionales	2,6 hoy	Cuaternario	
REACTIVACIÓN VOLCÁNICA	Erupciones efusivas/explosivas	Basanita a tefrita-fonolitas	Coladas lávicas, depósitos piroclásticos y freatomagmáticos, diques	Grupo Post-Roque Nublo	1,5/hoy	Pleistoceno inferior a Holoceno	210
	Erupciones efusivas	Basanitas a basaltos	Plataformas lávicas, coladas, depósitos piroclásticos, diques		1,7/1,5	Plioceno Superior a Pleistoceno inferior	
	Erosivos Sedimentarios	Detríticos y carbonatados	Coladas lávicas fisurales, depósitos piroclásticos, diques	Miembros Medio y Superior de la FDLP	3,9/1,7	Plioceno	
	Erupciones efusivas/ Explosivas intrusiones subvolcánicas	Basanitas a fonolitas	Estratovolcán, conos estrombolianos, coladas lávicas y piroclásticas, diques, domos, etc.	Grupo Roque Nublo	5,3/2,9	Plioceno inferior a Medio	
INACTIVIDAD VOLCÁNICA	Erosivos Sedimentarios	Detríticos	Depósitos aluviales, barrancos	Miembro inferior de la FDLP	7,3/5,3	Mioceno Superior	
DECLIVE ALCALINO	Intrusiones subvolcánicas	Traquitas a fonolitas / sienitas	Sistema cónico de diques, plútones y domos	Sienitas / Cone sheet / domos de Tejeda	12,3/7,3	Mioceno Medio a Superior	1.000
		Traquitas a fonolitas	Coladas lávicas y piroclásticas	Formación Traqui-fonolítica	13/9,6	Mioceno Medio a Superior	
	Erupciones explosivas	Traquitas a riolitas		Formación Traqui-riolítica	14,1/13	Mioceno Medio	
		Basaltos a riolitas	Coladas piroclásticas y caldera	Toba vitrofídica P1 y caldera de Tejeda	14,1		
EN ESCUDO	Erupciones efusivas	Traquibasaltos	Coladas lávicas, depósitos piroclásticos y diques	Formación basáltica superior (F Hogarzales)	14,5/14,1		>1.000
SUBMARINA Y EMERGENTE	Erupciones hidromagmáticas	Basaltos		Formación basáltica inferior (F. Guigu)			
		Desconocidos	Desconocidas	Fase de construcción submarina	>14,5	Mioceno Medio	>22.000

del total de la isla, lo que equivale a unos 22.000 km³ (Schmincke, 1982) y, las rocas tienen edades por encima de 14,5 Ma.

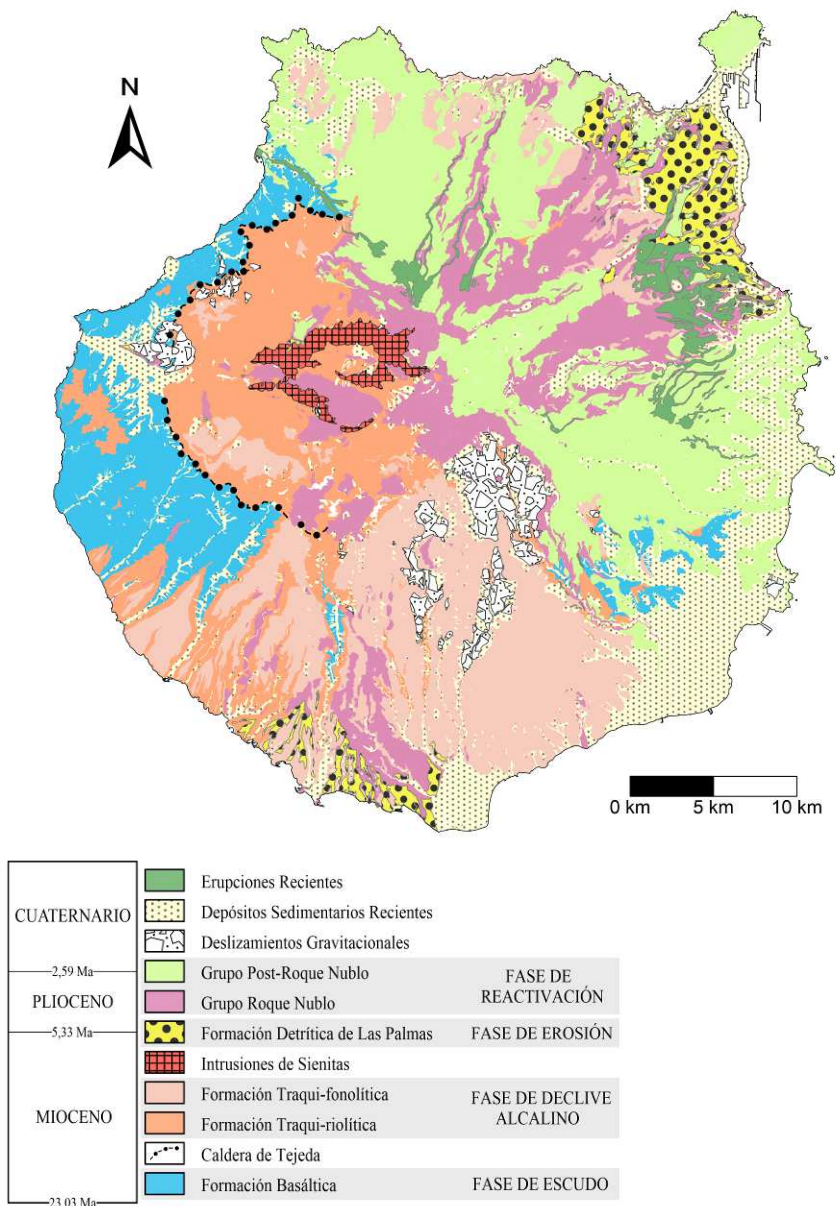


Fig. 2. Mapa geológico de la isla de Gran Canaria y leyenda, basado en la cartografía digital del Instituto Geológico y Minero de España (modificado de Bellido-Mulas & Pineda-Velasco, 2008).

Los materiales subaéreos ígneos (volcánicos y plutónicos) y sedimentarios de Gran Canaria se distribuyen sobre una superficie de unos 1.560 km², de forma casi circular con aproximadamente 45 km de diámetro y una altitud máxima de 1.950 m (Tabla 1, Fig. 2). El crecimiento subaéreo de Gran Canaria ha sido estudiado por numerosos científicos desde la década de los 60 del pasado siglo (Schmincke, 1967, 1968, 1969, 1982, 1990; Fúster *et al.*, 1968b; Lietz & Schmincke, 1975; McDougall & Schmincke, 1976; Feraud *et al.*, 1981; Balcells *et al.*, 1992; Pérez-Torrado *et al.*, 1995; ODP, 1998; van den Bogaard & Schmincke, 1998; Schirnack *et al.*, 1999; Carracedo *et al.*, 2002; Ancochea *et al.*, 2004; Guillou *et al.*, 2004; van den Bogaard, 2013; entre otros). En la construcción de la isla se diferencian tres fases magmáticas, desde los 14,5 Ma hasta la actualidad:

- a) de construcción en escudo entre 14,5 a 14,1 Ma;
- b) de declive alcalino, entre 14,1 y 7,3 Ma; y
- c) de reactivación volcánica de menos de 5,3 Ma.

Estas fases están separadas por una etapa de inactividad volcánica que se produce durante unos 2 Ma, entre 7,3 y 5,3 Ma.

Por lo tanto, la actividad magmática y sedimentaria subaérea de la isla se desarrolló desde el Mioceno Medio hasta hoy en día (una historia geológica de unos 14,5 Ma), alternándose varios episodios constructivos y erosivo-sedimentarios que describiremos a continuación, siguiendo las fases del modelo hawaiano de Walker (1990).

A. Fase de construcción en escudo.

Esta etapa volcánica tuvo un carácter efusivo, produciéndose con erupciones fisurales o centrales que se desarrollaron durante unos 400.000 años (de 14,5 a 14,1 Ma, Mioceno medio) y construyeron la isla de Gran Canaria. Estas erupciones volcánicas dieron lugar a un gran número de coladas básicas, con escasas intercalaciones piroclásticas, creándose apilamientos con potencias que pueden alcanzar actualmente el kilómetro, emitiéndose un volumen total estimado de más de 1.000 km³ (Tabla 1, Fig. 3A y B). Estos apilamientos conformaron un edificio volcánico en escudo que pudo alcanzar unas alturas de unos 2.000 m, y ocupar una superficie semejante a la de la isla actual, aunque quizá llegó a ser más extensa, algunos kilómetros más hacia el O, pues hubo un deslizamiento gravitacional gigante en esta zona (Schmincke, 1990; Acosta *et al.*, 2005; Schmincke & Sumita, 2010). No obstante, estos últimos autores han señalado la hipótesis de la existencia de tres o cuatro volcanes en escudo durante esta fase: uno cerca de Agaete, en el NO de la isla; otro al O denominado Güigüi-Hogarzales; el tercero cerca de Agüimes, en el SE; y el cuarto hacia el N en Arucas. Sin embargo, es dudoso confirmar esta hipótesis con los afloramientos que se tienen hoy en día en la isla, pues



Fig. 3. Lugares de Interés Geológico de la fase de construcción en escudo miocena de Gran Canaria. A) Acantilados de la playa de Güigüi (LIG 1). B) Acantilados de Agaete a Punta de La Aldea de San Nicolas de Tolentino (LIG 2). C) Basalto mioceno con geodas de ceolitas en la Playa de la Caleta, Agaete (LIG 3).

muchos están tapados por erupciones posteriores o desaparecieron por erosión. En este sentido, otros autores consideran la existencia de un solo edificio volcánico en escudo en la isla (Balcells *et al.*, 1992), dada la disposición radial que presentan los diques basálticos de esta fase hacia el centro de la isla. Los materiales basálticos de esta etapa en escudo se han nombrado en la bibliografía de manera diferente a lo largo del tiempo. Así, Fúster *et al.* (1968) los encuadró en la Serie Basáltica I o Antigua; Schmincke (1968 y 1982) los clasificó en dos Formaciones, que son Güügüi y Hogarzales (a su vez estas las divide en inferior y superior); en la cartografía geológica del IGME (Balcells *et al.*, 1992) los definen como Formaciones Basálticas (Inferior, equivalente a la Güügüi de Schmincke y superior, a la de Hogarzales); y, por último, Ancochea *et al.* (2004) en el libro de Geología de España, los ha denominado como Episodio basáltico.

Durante las erupciones basálticas de esta fase se produjo un deslizamiento gravitacional cuyas evidencias aparecen en el acantilado que existe entre la playa de Güügüi y el Peñón Bermejo (Fig. 3A), con una cicatriz en discordancia angular. Así, en la playa de Güügüi y en la base del apilamiento volcánico se encuentra la Formación Güügüi con coladas subhorizontales de basaltos alcalinos ricos en olivino (tanto lavas lisas como escoriáceas), cortados por la cicatriz de colapso gravitacional que está representado por depósitos volcanoclásticos (conglomerados) enrojecidos. Sobre este depósito rojizo se disponen coladas basálticas con olivino, clinopiroxeno y plagioclasa de la Formación Hogarzales inferior, separada de la Hogarzales superior (con predominio de traquibasaltos como hawaitas y mugearitas) por una ignimbrita basáltica-riolítica rojiza (llamada P0 en la bibliografía) en la mitad del escarpe. Hacia la cima de la ladera, y en dirección a las montañas de El Cedro y Hogarzales, aparece un nivel de toba vitrofídica heterogénea de la etapa del declive alcalino insular (Formación Traqui-riolítica), y que se explicará en el siguiente apartado (Fúster *et al.*, 1968b; Schmincke, 1968, 1969, 1982; Balcells *et al.*, 1992; Schmincke & Sumita, 2010; Socorro, 2019). Esta formación esencialmente lávica tiene algunos conos piroclásticos enterrados por coladas posteriores, como el que aparece en los acantilados de Peñón Bermejo hacia el norte de Güügüi y El Descojonado en el sur, junto con frecuentes diques de alimentación subverticales que cortan todo el apilamiento lávico.

Estos acantilados costeros de varios cientos de metros de altura, labrados en los materiales máficos miocenos del oeste de la isla (costa de Güügüi y arco de La Aldea de San Nicolás-Agaete, Fig. 3A y B), se corresponden con cicatrices de colapsos gravitacionales gigantes, los cuales no están estudiados todavía con detalle y se encuentran aún sin datar (Coello & Coello, 1999; Canals, 2003, Acosta *et al.*, 2003, Schmincke & Sumita, 2010, entre otros). No obstante, se supone que la cicatriz del deslizamiento que separa la formación Güügüi y Hogarzales en la playa de

Güigüi tiene una edad de más de 14,1 Ma y el arco de La Aldea-Agaete menos de 14 Ma (Schmincke & Sumita, 2010). Por último, hay que destacar que en estos basaltos alcalinos miocenos es frecuente encontrar vacuolas, huecos y fisuras (Fig. 3C), rellenos de vistosos minerales silicatados del grupo de las ceolitas (analcima, chabacita, natrolita-mesolita, heulandita, estilbita y thomsonita), junto con carbonatos cálcicos, arcillas y óxidos-hidróxidos de hierro-manganeso (Rodríguez *et al.*, 2012).

La mejor secuencia volcánica máfica de la fase de construcción en escudo de Gran Canaria se observa en los acantilados de la costa de Güigüi, y en el arco que va entre la Aldea de San Nicolás y Agaete, por lo que estas zonas costeras acantiladas se han considerado LIG (nº 1 y 2 Tabla 2 y en Figs 3A,B y 4) de relevancia insular y regional (Arencibia, 2019; Arencibia & Mangas, 2019; García-Guerra, 2019; García-Guerra *et al.*, 2019). Estos acantilados aparecen cortados por barrancos como, por ejemplo, los de Güigüi Grande y Chico, El Risco y Agaete, lo que permite observar otros elementos geológicos en sus laderas. Así, además de la secuencia volcánica principal de lavas máficas y, en menor medida, félsicas junto con diques y conos de piroclastos enterrados, se encuentran elementos geológicos secundarios como, por ejemplo, tectónicos de fallas normales y graben; depósitos de eolianitas, paleoplayas, playas arenosas y de cantos, dunas adosadas a acantilados, coluviones y aluviones; y geoformas erosivas como barrancos y barranqueras. Por otro lado, la abundancia, singularidad y variedad mineralógica de los cristales de ceolitas en los basaltos, constituye de por sí un LIG (nº 3, Tabla 2, Fig. 3C). Estas ceolitas se presentan bien cristalizadas y de buen tamaño en casi todos los afloramientos máficos miocenos de la zona del oeste insular.

B. Fase de declive alcalino.

Este periodo geológico está caracterizado por procesos de diferenciación magmática en la cámara principal del edificio insular, que dan lugar a apilamientos de fonolitas, traquitas y riolitas. Estos materiales félsicos alcanzan centenares de metros de potencia, junto con afloramientos de intrusivos hipoabisales de sienitas, un enjambre cónico de diques traquifonolíticos y domos fonolíticos, todos ellos con edades comprendidas entre 14,1 y 7,3 Ma (del Mioceno medio a superior, Tablas 1 y 2, Fig. 2). El volumen de materiales ígneos en esta fase de declive alcalino es significativo y supera los 1.000 km³. Estos materiales, estructuras y morfologías han sido estudiados desde distintos puntos de vista por numerosos autores como, por ejemplo, Fúster *et al.*, 1968b; Schmincke, 1969, 1990; Hernán, 1976; McDougall & Schmincke, 1976; Hernán & Vélez, 1980; Schmincke, 1982; Freundt, 1989; Balcells *et al.*, 1992; Freundt & Schmincke, 1992; Schirnick, 1996; van den Bogaard *et al.*, 1998; Schirnick *et al.*, 1999; Troll *et al.*, 2002; Schmincke & Sumita, 2010;

Jutzeler *et al.*, 2010; Socorro, 2019). Por otro lado, estos materiales volcánicos y subvolcánicos diferenciados se han denominado en la bibliografía de diversa manera como, por ejemplo, Complejo Traqui-Sienítico y Serie Fonolítica por Fúster *et al.* (1968); Formaciones Tejeda, Mogán y Fataga de Schmincke (1976, 1990), considerando a su vez numerosas subdivisiones en capas y grupos de coladas; Formaciones Sálidas (Traquítica-riolítica y Fonolítica) en la cartografía del ITGE (Balcells *et al.*, 1992), y Episodios Traquítico-riolítico y Traquítico-fonolítico, sienitas y cone-sheets en Ancochea *et al.* (2004).

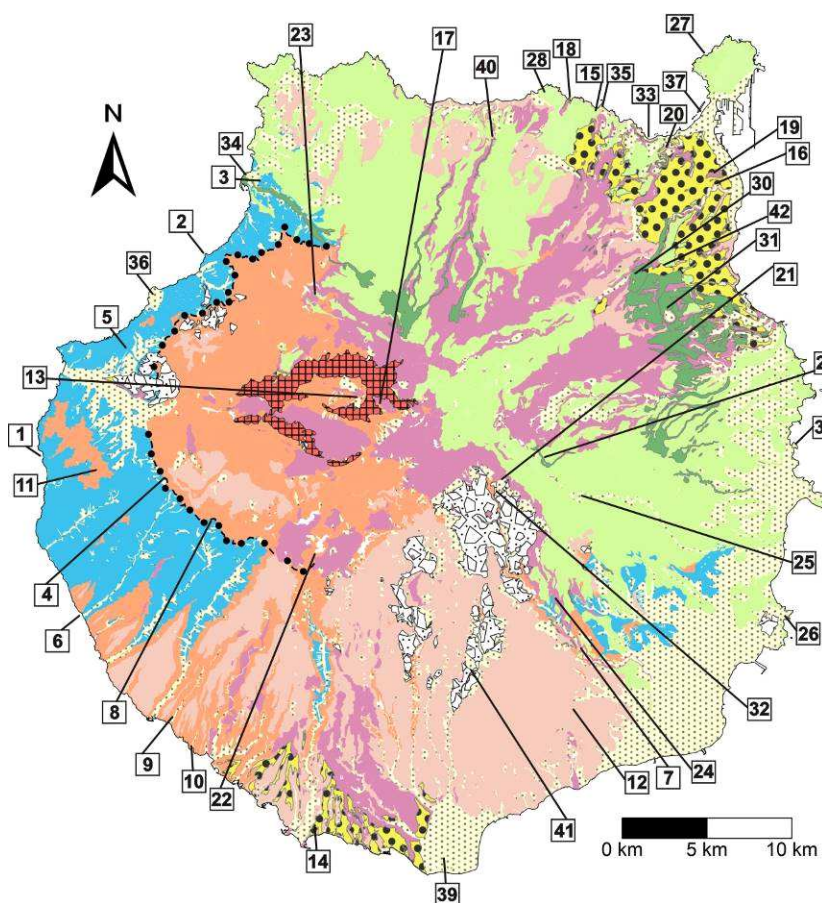


Fig. 4. Cuarenta y dos Lugares de Interés Geológico definidos en este trabajo para la isla de Gran Canaria.

Tabla 2. Características de los cuarenta y dos Lugares de Interés Geológico definidos en este trabajo para la isla de Gran Canaria.

LIG	DENONIMACIÓN GEOLÓGICA	FASES, FORMACIONES, GRUPOS Y CAPAS	TIEMPO GEOLÓGICO (Ma)	LOCALIZACIÓN GRAN CANARIA	MUNICIPIOS
FASE DE CONSTRUCCIÓN EN ESCUDO (Mioceno Medio de 14,5 a 14,1 Ma)					
1	Secuencia volcánica máfica-félsica miocena de los acantilados de Güigüi-Punta Peñón Bermejo	F. Basáltica y Traqui-riolítica (F. Güigüi, Hogarzales inferior-superior y Mogán inferior)	Mioceno medio (14,5 - 13,8)	Acantilados Güigüi-Punta de Peñón Bermejo y montaña Cedro-Hogarzales (Oeste GC)	San Nicolás de Tolentino
2	Cicatriz deslizamiento gravitacional Andén Verde-Agaete del estratovolcán Cruz Grande	F. Basáltica y Traqui-riolítica (F. Hogarzales y F. Mogán inferior)	Mioceno medio (14,5 - 13,8)	Acantilado arco Andén Verde-La Aldea (NO de GC)	San Nicolás de Tolentino, Artenara, Agaete
3	Minerales del grupo de las ceolitas en basaltos miocenos de Agaete	F. Basáltica (F. Hogarzales)	Mioceno medio (>14,1)	Montaña Blanca y basaltos miocenos en el municipio de Agaete (NO de GC)	Agaete
FASE DE DECLIVE ALCALINO (Mioceno medio y superior de 14,1 a 7,3 Ma)					
4	Borde de la caldera de colapso de Tejeda	F. Basáltica y Traqui-riolítica (Límite F. Hogarzales-F. Mogán inferior)	Mioceno medio (14,1)	Borde de varios kilómetros en zonas centrales-occidentales de la isla	Agaete, Artenara, San Bartolomé de T., Mogán
5	Toba vitrofídica "P1" precursora de la caldera de Tejeda	F. Traqui-riolítica (F. Mogán inferior)	Mioceno medio (14,1-14)	Carretera hacia el mirador de Andén Verde GC-200, etc.	Varios municipios
6	Acantilados con cortes de lavas riolíticas entre los barrancos de Tasarte y el Perchel de Mogán	Lava VL de la F. Traqui-riolítica (F. Mogán inferior)	Mioceno medio (13,9)	Acantilados y desembocaduras entre los barrancos de Tasarte y el Perchel de Mogán	San Nicolás de Tolentino y Mogán
7	Secuencia traqui-riolítica de Montaña Carboneras-Pico Majabal	F. Basáltica y Traqui-riolítica (F. Hogarzales y Mogán inferior, medio y superior)	Mioceno medio (13,9-13,8)	Montaña Carboneras y Pico Majabal (carretera GC-65)	Santa Lucía de Tirajana

8	Borde caldera Tejada con ignimbritas alteradas hidrotermalmente	F. Traqui-riolítica (F. Mogán inferior)	Mioceno medio (<14,1)	Cabecera Barranco de Veneguera	Mogán
9	Secuencia ignimbríticas con distinto grado de soldadura en laderas del barranco de Taurito	F. Traqui-riolítica (F. Mogán superior, capas de la A hasta la F)	Mioceno medio (13,6 – 13,3)	Laderas del Barranco de Taurito, desembocadura y acantilados marinos cercanos. Carretera GC-500	Mogán
10	Cristales de Moganita en ignimbritas traqui-riolíticas en el SO de Gran Canaria	F. Traqui-riolítica (F. Mogán superior)	Mioceno medio (13,4 - 13)	Ignimbritas traqui-riolíticas entre Bcos. Mogán y Medios Almudes	Mogán
11	Obsidianas en ignimbritas riolíticas de montañas Hogarzales y El Cedro	F. Traqui-riolítica (F. Mogán inferior)	Mioceno medio (<14,1)	Cimas de las montañas de El Cedro y Hogarzales (minas aborígenes)	San Nicolás de Tolentino
12	Rampa fonolítica macizo de Amurga y Bco. Hondo	F. Traqui-fonolítica (F. Fataga medio-superior)	Mioceno medio-superior (12 - 9)	Plataforma volcánica entre barrancos de Fataga y Tirajana	San Bartolomé de Tirajana
13	Conjunto intrusivo sienítico-fonolítico y sistema cónico de diques de la cuenca de Tejada	F. Traqui-fonolítico, intrusiones de sienitas y sistema cónico de diques	Mioceno medio-superior (12,3 - 7,3)	Centro de la isla, cuenca de Tejada	Artenara y Tejada
14	Ignimbritas de cenizas y pómez poco soldadas (puzolanas) en Arguineguín	F. Traqui-fonolítica (F. Fataga superior)	Mioceno superior (10,4)	Cantera de San José, CEISA, Barranco de Arguineguín	San Bartolomé de Tirajana
15	Ignimbrita fonolítica de bloques y ceniza soldada (piedra azul de Arucas)	F. Traqui-fonolítica (F. Fataga superior)	Mioceno superior (10,3)	Canteras de rocas ornamentales Rosa Silva y Corea, al sur de Montaña Cardones	Arucas

FASE DE EROSIÓN (Mioceno superior de 7,3 a 5,3 Ma)

16	Conglomerados y areniscas de facies de desembocadura de Barranco del Guinguada	Formación Detrítica de Las Palmas (FDLP)	Mioceno superior-Plioceno (9 - 5,3)	Desembocadura del Bco. del Guinguada y barrancos tributarios	Las Palmas de Gran Canaria
----	--	--	-------------------------------------	--	----------------------------

FASE REACTIVACION VOLCÁNICA (Plioceno y Cuaternario de 5,3 hasta la actualidad)

17	Paisaje de interfluvios (mesas y cuchillos) y roques en la Cuenca de Tejeda	F. Traqui-fonolítica, intrusiones de sienitas y sistema cónico de diques; G. Roque Nublo	Mio-Plioceno (12,3-3 Ma)	Cuenca de Tejeda	Tejeda y Artenara
18	Secuencia de ignimbritas y areniscas submarinas en los acantilados de Cuevas del Guincho Arucas	F. Traqui-fonolítica, G. Roque Nublo, Miembro medio FDLP y lava volcán Arucas	Mioceno superior-Pliocuaternalio (9 - 0,15)	Acantilados de Cuevas del Guincho en la costa de Arucas	Arucas
19	Yacimiento de algas rojas coralinas (rodolitos) en el barrio de Las Rehojas	Miembro medio de la Formación Detrítica de Las Palmas	Mioceno superior-Plioceno	Barrio de Las Rehojas, Las Palmas de Gran Canaria	Las Palmas de Gran Canaria
20	Lavas almohadilladas sobre sedimentos marinos del Barranco de Tamaraceite	G. Roque Nublo	Plioceno (4,4)	Barranco de Tamaraceite	Las Palmas de Gran Canaria
21	Domo fonolítico de Risco Blanco en Tunte	G. Roque Nublo	Plioceno (3,9-3,8)	Risco Blanco, cabecera del Bco. Tirajana, carretera GC-654	San Bartolomé de Tirajana
22	Facies desplazadas de la ladera sur del estratovolcán RN en el Barranco de Arguineguín	G. Roque Nublo	Plioceno (3,5)	Barranco de Arguineguín, sur Presa de Soria, lomo los Azulejos y alrededores	San Bartolomé de Tirajana
23	Depósitos epiclásticos lagunares de Risco Caído	G. Roque Nublo	Plioceno superior	Artenara, cuevas de Risco Caído	Artenara
24	Moldes vegetales en bases de ignimbritas Roque Nublo	G. Roque Nublo	Plioceno (3,8-3)	Barranquillo de Cueva Blanca entre otros lugares	Santa Lucía de Tirajana
25	Apilamientos lávicos y piroclásticos del barranco de Guayadeque	G. Post Roque Nublo	Pliocenos (3,9-1,7)	Cabecera del Barranco de Guayadeque	Ingenio y Agüimes

26	Volcán de Arinaga, materiales volcánicos y sedimentarios más geoformas	G. Post Roque Nublo	Pleistoceno inferior (<1,2)	Al norte del pueblo de Arinaga desde las playas del Cabrón a Los Cuervitos	Agüimes
27	Conjunto volcánico-sedimentario de la Isleta	G. Post Roque Nublo	Pleistoceno inferior (<1,1)	Al N de la ciudad de LPGC y NE de la Bahía del Confital	Las Palmas de Gran Canaria
28	Cristales de haüyna en lavas del volcán de Arucas y domo de Cardones	G. Post Roque Nublo	Pleistoceno superior (0,15)	Cantera en el domo de Cardones y cortes lávicos de la carretera GC-2	Arucas
29	Maar de La Caldera de los Marteles	G. Post Roque Nublo	Pleistoceno medio	Carretera GC-130 que va de Telde a la cumbre de la isla	Telde
30	Volcán de La Angostura, materiales volcánicos y sedimentarios más geoformas	Erupciones Recientes	Holoceno (0,00245)	Carretera GC-320 que va de La Calzada a Santa Brígida	Santa Brígida
31	Conjunto volcánico de Bandama (caldera explosiva-colapso y cono)	Erupciones Recientes	Holoceno (0,00193)	Carretera GC-802 del Monte Lentiscal a la Atalaya de Santa Brígida	Santa Brígida
32	Deslizamientos traslacionales en cabecera del Barranco de Tirajana	Deslizamientos gravitacionales	Pleistoceno a la actualidad (<1,8)	Carretera GC-65 de Santa Lucía a San Bartolomé de Tirajana	Santa Lucía y San Bartolomé de Tirajana
33	Paleoacantilado de El Rincón en la Bahía del Confital de Las Palmas de Gran Canaria	F. Fonolítica, FDLP miembros inferior y medio, G. Roque Nublo y G. Post R.N.	Mioceno superior-Cuatremario (<10,2)	Carretera del norte de la isla GC-2, Mirador de la Esfinge	Las Palmas de Gran Canaria
34	Depósitos conglomeráticos de tsunamis en el barranco de Agaete	Rocas sedimentarias recientes	Pleistoceno medio-superior (0,8)	Llanos del Turman-la Caleta; los Pílares; Carretera GC-200 y 293; entre otros	Agaete
35	Paleoniveles marinos con fauna fósil pleistoceno medio costa de Arucas	Rocas sedimentarias recientes	Pleistoceno medio (< 0,32)	Punta de Arucas y Desembocadura del Bco. Cardones	Arucas

36	Eolianitas y coluviones de la Punta de Las Arenas en la costa de Artenara	Rocas sedimentarias recientes	Pleistoceno superior	Llanos Blancos y Punta de Las Arenas en la costa de Artenara	Artenara
37	Barra Las Canteras, bajas sumergidas y sustrato del Istmo de Guanarteme	Rocas sedimentarias recientes	Pleistoceno superior-holoceno	Bahía del Confital, Barra y playa de Las Canteras e Istmo de Guanarteme	Las Palmas de Gran Canaria
38	Eolianitas con rizolitos, paleosuelos y paleoplaya del Sitio de Interés Científico de Tufia	Rocas sedimentarias recientes	Pleistoceno superior (< 0,035)	Playa de Aguadulce, cantera de Tufia y Botonera y Puntilla de Morro Gordo	Telde
39	Sistema playa-duna actual y fósil en la Reserva Natural Especial de las dunas Maspalomas	Rocas sedimentarias recientes	Pleistoceno superior-Holoceno (<0,125)	Playa de Maspalomas, Playa de El Inglés y Dunas y Charca de Maspalomas	San Bartolomé de Tirajana
40	Travertinos en cascada y cauce del barranco de Azuaje	Rocas sedimentarias recientes	Holoceno (<0.0076)	Barranco de Azuaje y ladera de Los Cristos	Firgas y Moya
41	Avalancha rocosa holocena de Arteara en el Barranco de Fataga	Rocas sedimentarias recientes	Holoceno	Arteara en el Barranco de Fataga (Necrópolis aborigen) carretera GC-601	San Bartolomé de Tirajana
42	Colección de fósiles canarios del Profesor Joaquín Meco Cabrera	Fósiles de Canarias sobre todo marinos y, en menor medida, terrestres	Cretácico hasta el Holoceno	Edificio de Ciencias Básicas, Facultad de Ciencias del Mar Universidad Las Palmas GC	Las Palmas de Gran Canaria

Freundt (1989) señala que a los 14,1 Ma la cámara magmática grancanaria estaba estratificada composicionalmente entre líquidos básicos en la base y félsicos en el techo, produciéndose mezcla de magmas y dando lugar a una serie de erupciones explosivas, cuyos depósitos ignimbríticos son muy significativos en Gran Canaria, y fáciles de distinguir por sus características petrológicas y volcanológicas. Así, estas capas son ignimbritas vitrofidicas constituidas por términos composicionales que van desde unidades de riolitas en la base, de traquiandesitas en la zona intermedia a basaltos en el techo. Estos materiales se extienden por toda la isla y presentan potencias que alcanzan los 30 m y un volumen de unos 45 km³. Estas unidades ignimbríticas tan particulares han sido denominados

como capa P1 por Freundt (1989) y «composite flow» o toba vitrofídica en la cartografía del Balcells *et al.* (1992) (Tabla 1, Fig. 3A). La emisión de forma rápida de los basaltos y traquibasaltos durante la fase en escudo, más las primeras erupciones explosivas de magmas diferenciados félsicos, supuso un vaciado de la cámara magmática miocena y, por ello, el hundimiento del centro del edificio en escudo insular, con la formación de la caldera de colapso de Tejada (Figs 2 y 5A). Esta caldera presenta forma elíptica con unas dimensiones de 20x16 km, y un diámetro medio de 17 km (Schmincke, 1967; Hernán, 1976; Troll *et al.*, 2002).

Posteriormente entre los 14,1 y los 13,4 Ma en la Caldera de Tejada se produjeron numerosas erupciones explosivas, que emitieron coladas piroclásticas y lávicas de composición traquítica peralcalina y riolítica, formando apilamientos con espesores totales de varios centenares de metros (Formación Traqui-riolítica o Formación Mogán, Tabla 1, Figs 2, 3A, 5A y B). Estas coladas se extendieron tanto por zonas interiores de la caldera de Tejada como por áreas exteriores, llegándose a rellenar por completo la caldera con estos materiales (Fúster *et al.*, 1968b; Schmincke, 1969; McDougall & Schmincke, 1976; Balcells *et al.*, 1992; Jutzeler *et al.*, 2010; Schmincke & Sumita, 2010). Algunos de estos autores llegan a diferenciar en la Formación Traqui-riolítica o Mogán unas 20 unidades (entre lavas e ignimbritas, y raras capas de basaltos, lahares y conglomerados), subdividen los materiales en los grupos denominados Mogán inferior, medio y superior (Schmincke, 1969, 1990). Tras la erupción de la ignimbrita «P1» (14,1 Ma), aparecen lavas, piroclastos e ignimbritas riolíticas-comandíticas, que son únicas en el archipiélago canario y tienen afloramientos muy ilustrativos y espectaculares en los acantilados y barrancos que se localizan entre Tasarte y Mogán (suroeste de Gran Canaria, Fig. 5A,B y C). Estos materiales ácidos pueden contener en fisuras y huecos un mineral polimorfo del cuarzo (cuarzo hidratado con “n” moléculas de agua), que cristaliza en el sistema monoclinico y que se denomina «moganita», pues fue descrito por primera en el Barranco de los Medios Almudes (SO de la isla) en la Formación Mogán superior (Flörke *et al.*, 1976). Por otro lado, las ignimbritas traqui-riolíticas presentan llamativas texturas, estructuras, geoformas y grados de soldadura en cada capa eruptiva, variando las características en cada capa, tanto en sus facies proximales como distales al foco emisor que fue la caldera de Tejada. Por su parte, la presencia de algunas lavas y piroclastos de caída félsicos nos muestran erupciones menos explosivas que las asociadas a la emisión de las ignimbritas que son de origen pliniano. A su vez, los escasos depósitos sedimentarios que aparecen intercalados en los apilamientos volcánicos, como lahares y conglomerados, nos señalan que los agentes geológicos externos también estaban actuando.

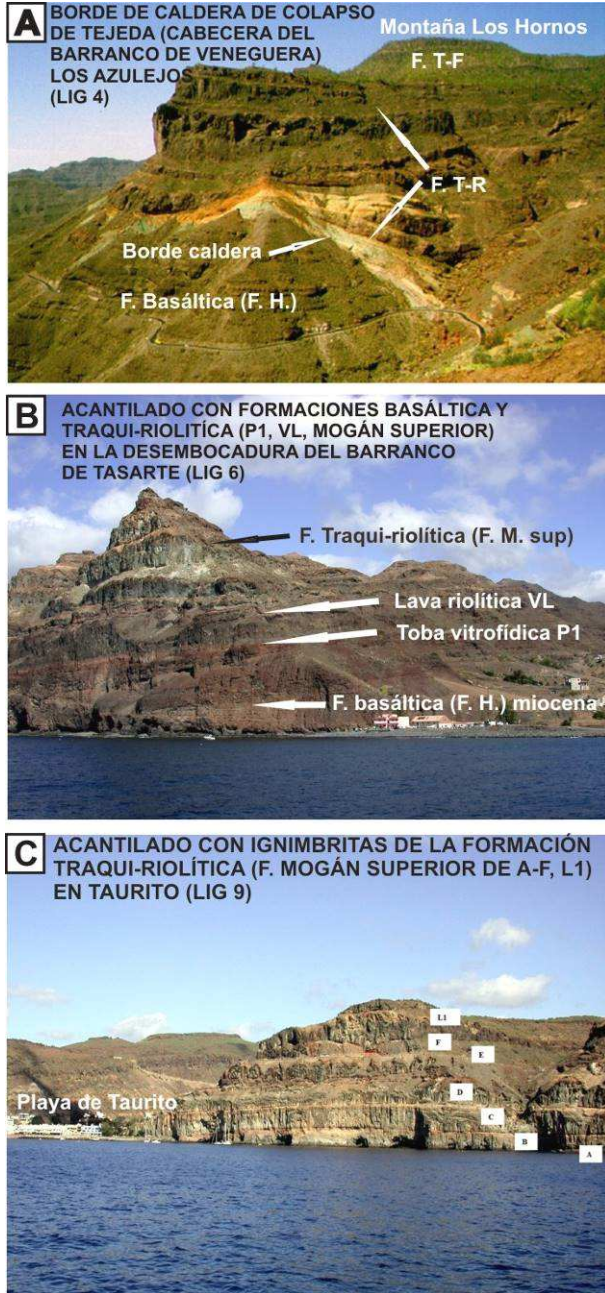


Fig. 5. Lugares de Interés Geológico de la fase de declive alcalino miocena de Gran Canaria. A) Borde de Caldera de Tejada en la cabecera del Bco. de Veneguera (Los Azulejos, LIG 8). B) Acantilados de la desembocadura del Bco. de Tasarte (LIG 6). C) Secuencia de ignimbritas de la Formación Traqui-riolítica (F. Mogán superior) en los acantilados de Taurito (LIG 9).

Más tarde, entre los 13 y los 9 Ma aproximadamente, continuaron en la isla de Gran Canaria las erupciones de carácter explosivo, pero de composición principalmente fonolítica y traquítica (Formación Traqui-fonolítica o Formación Fataga, Tabla 1, Fig. 2). Se emitieron coladas lávicas y piroclásticas que dieron lugar a apilamientos lávicos y piroclásticos con potencias de centenares de metros. Los autores que han estudiado estos depósitos vulcano-sedimentarios félsicos, identifican diversas unidades en la formación Fataga, y las aglutinan en grupos como Fataga transicional con Mogán, y Fataga inferior, medio y superior (Schmincke, 1969, 1990) Estos grupos vulcanosedimentarios están constituidos por lavas félsicas y piroclastos de caída, ignimbritas, lahares, materiales de avalanchas y de flujos de detríticos y conglomerados aluviales, entre otros materiales.

Además, estos autores suponen que los centros de emisión de estas coladas volcánicas diferenciadas se situaron en los alrededores de caldera de Tejada, y pudieron formar un estratovolcán en el centro-SO de esta caldera, que se ha denominado de Cruz Grande. La actividad de este estratovolcán fue impresionante pues en el macizo de Amurga, entre los barrancos de Fataga y Tirajana, hay una plataforma de lavas y, en menor proporción ignimbritas, de la Formación Traqui-fonolítica o Mogán medio-superior (entre 12 y 9 Ma) de unos 500 metros de potencia y ocupa una superficie de 35 km² (Balcells *et al.*, 1992). Aparece encajada por distintos barrancos, destacando el de Barranco Hondo, con laderas encajadas y en una de ellas aparece un arco rocoso de interés paisajístico. Algunas de sus coladas piroclásticas han sido estudiadas con detalle como, por ejemplo, la ignimbrita de Ayagaures, integrada en la Formación Fataga media (Jutzeler *et al.*, 2010). Para hacernos una idea de lo imponente que debieron ser estas erupciones explosivas, estos autores indican que la ignimbrita de Ayagaures tiene una edad de unos 11,8 Ma, y está constituida por varios flujos ignimbriticos traquifonolíticos asociados a diversas y continuas subsidencias en la caldera de Tejada. Así, se emitieron varios flujos piroclásticos de composiciones distintas, aunque proceden de una misma cámara magmática diferenciada y estratificada. Esta ignimbrita de Ayagaures ocupa una superficie de 250 km², distribuyéndose sus depósitos piroclásticos hacia el suroeste de la isla, entre los barrancos de Veneguera y Fataga. Se le ha estimado un volumen total emitido de unos 50 km³, tanto en afloramientos subaéreos como submarinos.

Por otra parte, los depósitos sedimentarios como conglomerados y capas epiclásticas, como los lahares nos indican la actividad de los procesos erosivos externos entre erupción y erupción de la caldera de Tejada, y son más abundantes que en la precedente Formación Traqui-riolítica o Mogán. Por otro lado, este estratovolcán de Cruz Grande tuvo un deslizamiento gravitacional en el flanco norte de la isla de Gran Canaria, entre los 12 y 14

Ma, entre Gáldar y las Palmas de Gran Canaria según indican Schmincke & Sumita (2010).

Por otra parte, mientras se producían en superficie las emisiones lávicas y piroclásticas de la fase de declive alcalino insular, se estaban formando estructuras subvolcánicas-hipoabisales en el interior del estratovolcán de Cruz Grande (Tabla 1, Figs 2 y 6A), de tal manera que se inyectaron una serie de cuerpos intrusivos félsicos singulares (Schmincke, 1967, 1968; Fúster *et al.*, 1968b; Hernán, 1976; McDougall & Schmincke, 1976; Hernán & Vélez, 1980; Balcells *et al.*, 1992; Schirnack, 1996; Schirnack *et al.*, 1999). Así, en primer lugar, entre 12,3 y 8,9 Ma, estuvo activa una cámara magmática de composición sienítica que emitió magma por fisuras que siguen una pauta de distribución circular (Hernán & Vélez, 1980). Hoy el afloramiento mayor se encuentra en el cauce del barranco de Tejeda, al lado de la mesa del Junquillo y la presa del Parralillo. Se presentan como cuerpos de sienitas discontinuas localizadas en la parte central de la caldera de Tejeda. Igualmente, entre 11,7 y 7,3 Ma, se intruyeron, atravesando las rocas magmáticas intracaldera, varios centenares de diques con una disposición que configuran un cono invertido (sistema cónico de diques o cone-sheets), donde su base elipsoidal tiene unos 14 km el eje mayor y 10 km el eje menor (Figs 2 y 6A). Los diques precoces y más abundantes son principalmente traquíticos y los tardíos predominan los fonolíticos. Igualmente, alrededor de 8,5 Ma, y en los bordes externos del enjambre de diques, varios domos de composición fonolítica penetraron en las rocas encajantes, bordeando la caldera de Tejeda.

Así mismo, la actividad magmática de la caldera de Tejeda duró unos 7 Ma, y originó deformaciones tectónicas con abombamientos y hundimientos, lo que dio lugar a fallas y, diques paralelos y radiales al borde elipsoidal de la caldera. Estas fallas normales circunferenciales afectan tanto a los materiales de la fase en escudo como a los del declive alcalino, y se sitúan a una distancia de varios kilómetros alrededor del borde externo de la caldera de Tejeda (Balcells *et al.*, 1992; Troll *et al.*, 2002; Socorro, 2019).

Los cuerpos de sienitas, el sistema cónico de diques y los domos tardíos pueden ser observados en el centro de la isla debido pues los barrancos de la cuenca de Tejeda se han encajado tanto durante millones de años que los han puesto al descubierto (Fig. 6A). En general, las rocas subvolcánicas destacan en estos paisajes puesto que son más competentes y resistentes a la erosión que los materiales volcánicos y sedimentarios, también presentes en el interior de la caldera. Estos afloramientos hipoabisales del centro de Gran Canaria son singulares y de relevancia internacional (Tabla 2). Hay pocos lugares en el mundo donde se pueda observar con detalle intrusiones sieníticas; el sistema cónico de centenares

diques traquifonolíticos concéntricos con respecto a un centro, que estaría a unos 4 km de profundidad, y que alimentaron a las distintas erupciones félsicas de la fase de declive alcalino de la isla; y algunas cámaras magmáticas secundarias asociadas a los domos fonolíticos. Además, hay numerosos estudios geológicos completos de este sistema intrusivo, lo que permite conocer su génesis y evolución geológica. Similares complejos intrusivos a los de Tejada están los del noroeste de Escocia, como en la isla de Skye y en zonas de Rum, Mull y Ardnamurchan, y en Alnö en Suecia (Hernán & Vélez, 1980). En nuestro entorno canario se encuentran también el sistema cónico de diques traqui-fonolíticos asociados al estratovolcán del mioceno superior de Vallehermoso, en el noroeste de la isla de La Gomera, o los diques circulares de sienitas y traquitas del complejo basal de Fuerteventura en la zona de Pájara-Betancuria.

En general, la fase de declive alcalino definida para las islas de Hawái (Walker, 1990) está caracterizada por escasas erupciones localizadas de conos estrombolianos donde se emiten coladas de composiciones predominantes de benmoreitas y traquitas. El volumen emitido de materiales diferenciados es reducido en Hawái, con relación a la fase en escudo, y se producen en unas pocas decenas de miles de años. En otros archipiélagos asociados también a punto caliente intraplaca oceánica, el volumen de materiales diferenciados relacionados con erupciones de magmas félsicos (de composición de traquitas, fonolitas, riolitas y comenditas) son moderados con respecto al de los máficos de la etapa de construcción en escudo, destacando la singularidad de magmas de carbonatitas que aparecen como materiales efusivos volcánicos y cuerpos subvolcánicos en el archipiélago de Cabo Verde.

En el caso de Gran Canaria, las publicaciones científicas son abundantes sobre los afloramientos de materiales félsicos lávicos e ignimbríticos, subvolcánicos y plutónicos de la fase de declive alcalino, con datos vulcanoestratigráficos (texturas y estructuras de emisión, transporte, enfriamiento, deformación, etc.), geomorfológicos, mineralógicos, petrológicos, geoquímicos, geocronológicos, entre otros resultados, tanto en la bibliografía nacional como internacional. Estos estudios corroboran la singularidad mundial de estas rocas félsicas explosivas y efusivas en un territorio insular dentro de una placa tectónica oceánica. Los mejores afloramientos de estos materiales volcánicos se localizan en la parte centro-meridional de la isla gran Canaria, aunque también aparecen a veces dispersos en zonas del norte, oeste y este insular. Dadas las características climáticas, la cobertura vegetal es escasa en zonas de centro y sur de la isla, lo que permite ver con facilidad los afloramientos rocosos. A su vez, los materiales volcánicos y sedimentarios formados posteriormente son escasos y por lo tanto tapan ligeramente las rocas félsicas del declive alcalino insular. Estos hechos hacen que los afloramientos félsicos miocenos sean



Fig. 6. Lugares de Interés Geológico de la fase de declive alcalino miocena de Gran Canaria. A) Sistema cónico de diques y coladas del Grupo Roque Nublo en la cuenca de Tejeda. B) Barranco de Fataga en Degollada de Las Yeguas con apilamientos de coladas de la Formación Traqui-Fonolítica. C) Secuencia vulcano-sedimentaria en el frente de cantera de puzolana de San José en Arguineguín.

espectaculares y magníficos, teniendo relevancia internacional, nacional y regional para seguir siendo estudiados. Son un ejemplo significativo, anómalo y único a nivel mundial, y puede mostrarse fácilmente a científicos y al público en general.

Por todo ello, la importante geodiversidad relacionada con los procesos, materiales y morfologías de la etapa de declive alcalino de Gran Canaria, datada entre 14,1 a 7,3 Ma, se evidencia en varios Lugares de Interés Geológico. En este artículo se definen doce LIG, de los cuales dos habían sido catalogados como «*geosites*» de relevancia internacional por García-Cortes *et al.* (2018). Se trata de la caldera de Tejeda y del sistema cónico de diques. Los doce LIG definidos (del nº 4 al 15 en la Tabla 2 y Fig. 4) son representativos de la etapa de declive por sus singularidades volcanológicas, petrológicas, mineralógicas y geomorfológicas (Figs 5 y 6). En relación con los otros diez LIG, seis están relacionados con la Formación Traqui-riolítica y son: la toba vitrofídica «P1» en la zona de La Aldea de San Nicolás; la secuencia de coladas riolíticas y traquíticas en los acantilados del SE de la isla y en la montaña Carboneras; los niveles de obsidiana de montaña de Hogarzales; y los cristales de moganita del barranco de los Medios Almudes. Por lo que respecta a la Formación Traqui-fonolítica se han seleccionado cuatro LIG que son: el conjunto intrusivo félsico de la cuenca de Tejeda (tanto los diques de sienitas y los domos fonolíticos como el enjambre de diques traqui-fonolíticos); los apilamientos de lavas fonolíticas de la rampa de Amurga; las secuencias vulcano-sedimentarias del frente de la cantera de puzolanas de San José en Arguineguín; y la ignimbrita fonolítica soldada denominada «piedra azul de Arucas» y es una roca ornamental muy usada en la isla. Son numerosos los autores que han estudiado las características geológicas de estos LIG, en sus distintos aspectos, entre ellos destacan los siguientes: Schmincke, 1990; Van den Bogaard & Schmincke, 1998; Schirnick *et al.*, 1999; Mangas, 2005; Mangas & Solaz, 2008; Schmincke & Sumita, 2010; García-Guerra, 2019; García-Guerra *et al.*, 2019, entre otros.

C. Fase de inactividad volcánica.

Esta etapa erosiva se produce entre 7,3 y 5,3 Ma (Mioceno superior), puesto que la última actividad ígnea en facies intracaldera de Tejeda está datada en 7,3 Ma, y la siguiente actividad volcánica insular de una nueva cámara magmática, con características geoquímicas diferentes a la miocena, tuvo lugar a los 5,3 Ma en Montaña Tabaibas (S. Bartolomé de Tirajana). Por lo que durante estos 2 Ma se produce un desmantelamiento del estratovolcán mioceno, erosionándose sobre todo las rocas fonolíticas que son las que se emitieron al final del declive alcalino y se disponen en las partes superficiales (Tabla 1 y Fig. 2). Así, se acumulan sedimentos detríticos gruesos en las desembocaduras de los barrancos activos en ese momento

(Cabrera, 1985) y generando depósitos que, en conjunto, se han denominado Miembro inferior de la Formación Detrítica de Las Palmas (FDLP) en la cartografía geológica insular de Balcells *et al.* (1992). Este miembro está constituido esencialmente por conglomerados y areniscas con cantos de fonolitas que afloran principalmente en las desembocaduras de los barrancos del Guinigüada, al noreste de la isla (Figs 6C y 7A), y Arguineguín, en el suroeste. La superficie y el volumen que tienen estas rocas sedimentarias y sus estructuras y morfologías aluviales son significativas en el contexto del archipiélago y, por ello, pueden ser considerados como LIG (nº 16).

D. Fase de reactivación volcánica.

La actividad volcánica de Gran Canaria se reinicia hace 5,3 Ma y perdura hasta hace unos 70 años después de Cristo (del Plioceno al Cuaternario). Así, la isla se reactiva volcánicamente en el Plioceno inferior, con erupciones monogenéticas que aparecen principalmente en el sur y en el centro, y que fueron datadas en 5,3 Ma por McDougall & Schmincke (1967). De esta forma, algunos conos estrombolianos con coladas de composición ultramáfica basanítica-nefelinitica aparecen de forma dispersa en la isla. Estos depósitos volcánicos puntuales se han denominado Serie Pre-Roque Nublo por Fúster *et al.* (1968), Formación El Tablero por Schmincke (1990) o Formación Pre-Roque Nublo en la cartografía geológica de la isla (Balcells *et al.*, 1992).

Más tarde, la actividad magmática migra hacia las partes centrales de la isla y se mantiene desde los 4,8 Ma hasta los 2,9 Ma (Fúster *et al.*, 1968b; Anguita 1972; Brey & Schmincke, 1989; Hoernle, 1987; Balcells *et al.*, 1992; Pérez-Torrado, 1992; Pérez-Torrado *et al.*, 1995; Van den Bogaard & Schmincke, 1998; Mehl & Schmincke, 1999; Guillou *et al.*, 2004; Meco *et al.*, 2015). Durante este periodo la nueva cámara magmática pliocena sufre un proceso completo de cristalización fraccionada puesto que se emitieron en el edificio insular primeramente coladas y piroclastos de carácter ultramáfico-máfico para acabar con materiales volcánicos félsicos (traquibasaltos, fonolitas y traquitas), siendo el volumen total del material emitido de unos 200 km³ (Tabla 1, Figs 2, 7A,B y C, y 9A).

En los primeros momentos predominan los mecanismos eruptivos efusivos, caracterizados por materiales lávicos y, en menor medida, piroclásticos, pero a medida que el magma se fue diferenciando se produjeron erupciones lávicas efusivas y sobre todo explosivas, que emitieron coladas piroclásticas cuyos depósitos en la bibliografía se han denominado como aglomerados, brechas o ignimbritas Roque Nublo. Además, aparecen algunos cuerpos subvolcánicos secundarios en zonas centrales de la isla como, por ejemplo: una apófisis gabroica y una red de diques radiales en la zona del pueblo de Las Lagunetas, y varios domos de

composición fonolítica en la cabecera de la cuenca de Tirajana y del barranco del Tenteniguada.

En este periodo de reactivación volcánica se forma un estratovolcán que se ha llamado Roque Nublo, y que pudo sobrepasar el 2.500 m de altura, con las laderas suaves en el N y más pendientes hacia el sur. Algunas coladas máficas y piroclásticas de este estratovolcán se canalizaron por los barrancos que estaban activos en el plioceno inferior hasta alcanzar el mar, formando singulares lavas almohadilladas, brechas y hialoclastitas sobre sedimentos detríticos fosilíferos (Fig. 7 C, Navarro *et al.*, 1969; Schmincke & Staudigel, 1976; Gimeno *et al.*, 2000; Schneider *et al.*, 2004; Meco *et al.*, 2005, 2015). La asimetría del estratovolcán junto con su actividad magmática favoreció que se produjera un deslizamiento en la ladera S-SO del edificio, cuyos vestigios se pueden observar en los depósitos deslizados tanto en zonas subaéreas como submarinas de la isla (García Cacho *et al.*, 1994; ODP, 1998; Mehl & Schmincke, 1999). También cabe resaltar que durante las primeras manifestaciones volcánicas del estratovolcán Roque Nublo se produjo una trasgresión marina global, proceso que en la isla de Gran Canaria está representado por depósitos detríticos marinos de varios metros de potencia, que se sitúan en zonas cercanas a la costa entre los 50 y 110 m de altura (Fig. 7A y C). En la bibliografía estos materiales sedimentarios pertenecen al Miembro medio de la Formación Detrítica de Las Palmas (Tabla 1, Fig. 2), son también denominados Facies Santidad (Cabrera, 1985; Gabaldón *et al.*, 1989; Balcells *et al.*, 1992). Este miembro medio presenta rocas sedimentarias de paleosistemas playa-duna (de zonas submareales, intermareales y supramareales), conteniendo una intensa bioturbación en las facies intermareales y submareales. El nivel del mar en el Plioceno inferior podría estar unos 50 m por encima de la posición actual, aunque debido a procesos isostáticos de la isla aparece el nivel citado ahora a unos 120 m por encima del nivel del mar actual (Meco *et al.*, 2007). El miembro medio de la FDLP contiene depósitos aluviales de conglomerados, con cantos fonolíticos y areniscas que presentan bajos contenidos en arcillas y cenizas volcánicas. Estas rocas sedimentarias costeras tienen fósiles marinos como, por ejemplo, moluscos, algas rojas (rodolitos), briozoos y equinodermos (Meco *et al.*, 2007).

Por su parte, el Miembro superior de la FDLP es más variado, pues contiene depósitos aluviales subaéreos junto con materiales piroclásticos félsicos del Grupo Roque Nublo. En este sentido, se puede afirmar que la erosión del edificio insular continua durante el Plioceno, por lo que se generan depósitos aluviales (areniscas y conglomerados) y, en menor medida, lahares, los cuales se intercalan o tapan a los materiales volcánicos del Grupo Roque Nublo. Estos materiales sedimentarios subaéreos se han definido como Miembro superior de la FDLP (Cabrera, 1985; Gabaldón *et al.*, 1989; Balcells *et al.*, 1992). Por último, conviene señalar que el

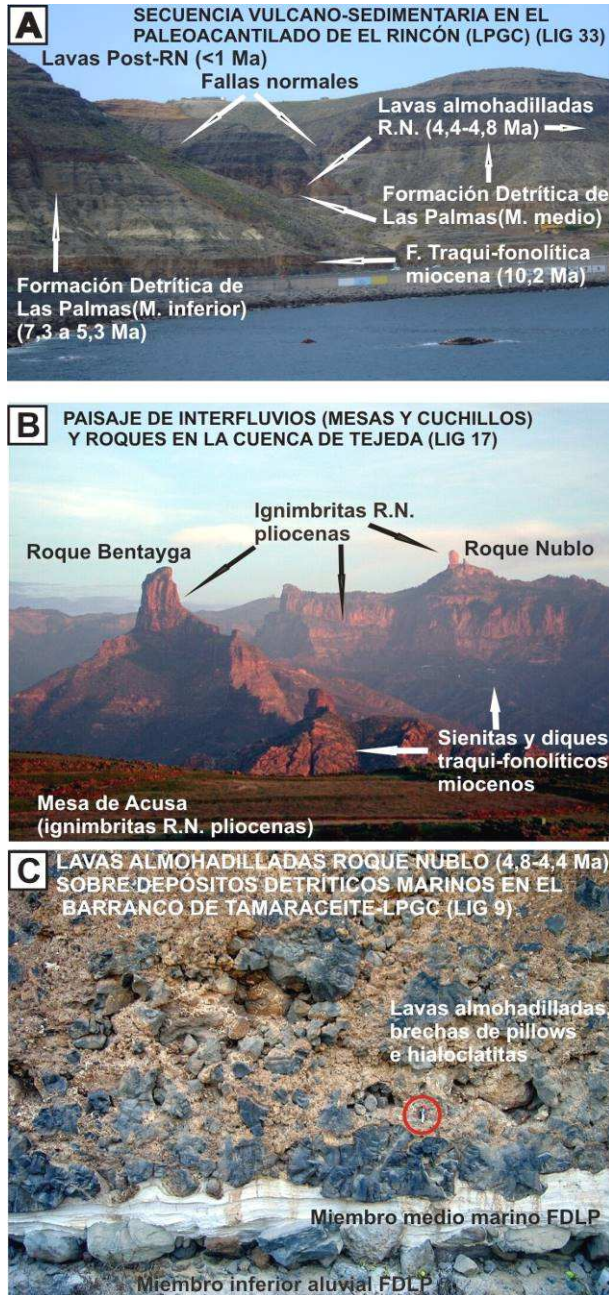


Fig. 7. Lugares de Interés Geológico de la fase de reactivación volcánica plio-cuaternaria en Gran Canaria (Grupo Roque Nublo). A) Secuencia vulcano-sedimentaria en el paleoacantilado de El Rincón. B) Paisaje con interfluvios, cuchillos y roques en la cuenca de Tejeda (LIG 17). C) Corte de lavas almohadillas Roque Nublo sobre sedimentos marinos en la ladera del Bco. de Tamaraceite (LIG 20).

conjunto de materiales volcánicos pliocenos del Grupo Roque Nublo se ha denominado en la bibliografía como Series Roque Nublo y Ordanchítica por Fúster *et al.* (1968b), Grupo Roque Nublo por Schmincke (1990) y Pérez-Torrado (1992), Ciclo Roque Nublo por Balcells *et al.* (1992) y Edificio Roque Nublo por Ancochea *et al.* (2004).

Desde la perspectiva de la geodiversidad insular y de su patrimonio geológico de lo sucedido en este periodo constructivo plioceno del Grupo Roque Nublo, se derivan varios LIG singulares para las islas Canarias en general y para la isla de Gran Canaria en particular. Así, en este trabajo se han definido ocho LIG (Tabla 2 desde el nº 17 al 24, y Figs 4, 7, 9A). Así pues, destaca el LIG relativo a las geoformas erosivas labradas en materiales lávicos e ignimbríticos de este grupo en la cuenca de Tejada (nº 17 y «geosite» por García-Cortes *et al.*, 2008) como, por ejemplo, los interfluvios (las mesas de Acusa, el Junquillo, etc.) y roques (Nublo, Bentayga, etc.). Además, se han considerado cuatro LIG relacionados con características volcanológicas y petrológicas de los procesos geológicos y materiales de este periodo, como son la secuencias vulcano-estratigráfica de ignimbritas roque nublo sobre fondos marinos arenosos pliocenos en los acantilados de Cuevas del Guincho (Arucas), los niveles de lavas almohadilladas que se disponen sobre sedimentos marinos del barranco de Tamaraceite (Las Palmas de Gran Canaria) o el corte conteniendo las mismas pillowlavas del acantilado de El Rincón, en el bahía del Confital (Las Palmas de Gran Canaria, LIG nº 33). También se han considerado LIG los siguientes: el afloramiento del domo fonolítico de Risco Blanco en la cabecera de la cuenca de Tirajana, las facies deslizadas de la ladera sur del estratovolcán Roque Nublo en los afloramientos del barranco de Arguineguín y los depósitos epiclásticos lagunares de la zona de Risco Caído en Artenara. A su vez, se han definido dos LIG que contienen elementos paleontológicos y son, el yacimiento mio-plioceno de algas rojas coralinas (rodolitos) del barrio de Las Rehoyas, en las Palmas de Gran Canaria, y los moldes de la flora pliocena que aparecen en las bases de algunas de las ignimbritas Roque Nublo en Cueva Blanca, Santa Lucía de Tirajana. Algunas publicaciones científicas relacionadas con la geología de estos lugares de interés geológico son, por ejemplo, Ballcells *et al.*, 1992; Pérez-Torrado, 1992; Pérez-Torrado *et al.*, 1995; Van den Bogaard & Schmincke, 1998; Mehl & Schmincke, 1999; Schneider *et al.*, 2004; Déniz-González, 2010, 2011; Déniz-González & Mangas, 2011, 2012; Meco *et al.*, 2015; Mayoral *et al.*, 2019).

La actividad volcánica en el edificio insular grancanario continua en el Plioceno Superior, entre 3,9 y 2,7 Ma (Tabla 1 y Fig. 2) pues en las zonas centrales se produjeron de forma coetánea tanto las fases eruptivas explosivas tardías del estratovolcán Roque Nublo de carácter félsico, como las erupciones efusivas de composición ultramáficas y máficas (basanitas y

basaltos, principalmente) agrupadas en el Grupo Post-Roque Nublo. Así, aparecen emisiones fisurales importantes a lo largo de una línea de debilidad estructural NO-SE que discurre desde el Barranco de Guayadeque, entre los municipios de Agüimes e Ingenio (Fig. 8A), hasta el de Berrazales en Agaete, generando apilamientos lávicos y, en menor medida piroclásticos, de centenas de metros pues las erupciones continúan hasta los 1,7 Ma (Guillou *et al.*, 2004; Aulinas, 2008; Hansen, 2009; Mangas *et al.*, 2018). Las erupciones fisurales de este periodo tienen una composición geoquímica diferente al magma que alimentó el estratovolcán Roque Nublo, por lo que proceden de una nueva cámara magmática, atendiendo a los estudios de los elementos traza y los isótopos radiogénicos de sus materiales (Aulinas, 2008).

Más adelante, la actividad volcánica disminuye, de tal manera que entre 1,7 y 1 Ma, los centros eruptivos tienen una distribución dispersa en la superficie insular y algunos de los que se sitúan en altitudes bajas, desarrollan plataformas lávicas notables como, por ejemplo, las que aparecen en las zonas del edificio estromboliano de Gáldar, en el N de la isla, o las del cono de Arinaga en el E. Finalmente, la actividad volcánica en Gran Canaria continúa en el último millón de años y está caracterizada por edificios estrombolianos dispersos, formándose decenas de conos piroclásticos que emiten coladas canalizadas por los barrancos próximos. Localmente hubo erupciones fratomagmáticas, como las que se desarrollaron en los edificios volcánicos de Los Marteles y La Calderilla en el municipio de Telde, Pino Santo y Bandama en Santa Brígida, entre otros.

Por último, se han datado unas veinticuatro erupciones estrombolianas holocenas, de menos de 11.700 años (Hansen, 1987; Mangas *et al.*, 2002; Rodríguez-González *et al.*, 2010), siendo la última el conjunto volcánico de Bandama (Santa Brígida y Las Palmas de Gran Canaria), constituido por una caldera de origen mixto (explosiva-colapso), un cono estromboliano con una colada que discurrió por el barranquillo de Dios, y los depósitos freatomagmáticos (*base surge*) dirigidos hacia el sur, que llegaron hasta la zona del aeropuerto de la isla. La edad del conjunto de Bandama es de 1.930 años antes del presente, por lo que ya había población pre-europea en el entorno. A pesar de todo, el volumen de magma emitido durante la fase Post-Roque Nublo es menor a 10 km³, por lo que su contribución en la construcción del edificio insular subaéreo grancanario es reducida, aunque aparente más, ya que sus afloramientos superficiales ocupan una superficie importante del centro y mitad septentrional de la isla (Tabla 1 y Fig. 2). Así pues, durante la fase de reactivación volcánica plio-cuaternaria de Gran Canaria (Grupos Roque Nublo y Post-Roque Nublo) se emitió un volumen de materiales magmáticos de unos 210 km³, mientras que en las etapas miocenas de construcción en escudo y declive alcalino se emitieron alrededor de 2.000 km³ (Tabla 1, Fig. 2).

En líneas generales, los materiales emitidos durante esta actividad volcánica plio-cuaternaria (de 3,9 Ma hasta la actualidad) presentan composiciones geoquímicas ultramáficas y máficas, como basanitas, nefelinitas y basalto alcalinos y, en menor proporción, félsica, como tefritas y tefritas fonolíticas (Balcells *et al.*, 1992). Todos estos materiales volcánicos plio-cuaternarios corresponden a las Series Basálticas II, III y IV definidas por Fúster *et al.* (1968b); a las Formaciones Llanos de la Pez, Los Pechos y La Calderilla de Schmincke (1990); a los Ciclos Post-Roque Nublo y Reciente de Balcells *et al.* (1992); y a las Erupciones Plio-cuaternarias de Ancochea *et al.* (2004).

La diversidad geológica de esta etapa de la reactivación volcánica Post-Roque Nublo de Gran Canaria es merecedora de ser catalogada a través de diversos LIG (Tabla 2 de nº 25 a 31, y Figs 4, 8, 9B y 10A). Así, se ha establecido siete LIG entre los que se encuentra el apilamiento volcánico de lavas y piroclastos, con potencias de centenares de metros, de la cabecera del barranco de Guayadeque (Ingenio-Agüimes); el volcán estromboliano de Arinaga, que originó una plataforma lávica y depósitos de piroclastos, sobre la que se formaron calcretas producidas por pedogénesis, depósitos de eolianitas y geoformas erosivas submarinas en la zona del buceo del Cabrón; el conjunto volcánico-sedimentario de la Isleta con vulcanismo submarino y alineaciones de conos estrombolianos, y yacimientos fosilíferos marinos; el edificio freatomagmático (maar) de La Caldera de los Marteles (Telde), con depósitos volcanoclásticos explosivos muy significativos; y el cono de La Angostura (en Santa Brígida), que emitió una colada intracanyon de varios kilómetros aguas abajo del barranco del Guinguada y depósitos lagunares aguas arriba. Entre estos LIG de carácter volcanológico, también sobresale la última erupción de la isla, que es el conjunto volcánico de Bandama (caldera y cono), que presentó actividad estromboliana y freatomagmática, y está datado en unos 70 años después de Cristo. Finalmente, también se ha definido un LIG en esta etapa por sus características mineralógicas: se trata de los abundantes cristales de haüyna (feldespatoide de la clase de los tectosilicatos) localizados en las coladas y piroclastos tefrítico-fonolíticos del volcán de Arucas y como xenolitos en el domo del volcán de Cardones. En líneas generales, entre las publicaciones científicas que describen las características fundamentales de los elementos geológicos de estos siete LIG, relacionados con el grupo Post-Roque Nublo, se destacan las siguientes: Hernández Pacheco, 1969; Dorronsoro, 1979; Hansen, 1987; Schmincke, 1990; Balcells *et al.*, 1992; Hansen *et al.*, 2009; Déniz-González, 2009, 2011; Déniz-González & Mangas, 2011, 2012; Meco *et al.*, 2015; Hansen & Moreno, 2008; González-Rodríguez *et al.*, 2018; Alonso-Zarza *et al.*, 2020.

Contemporáneamente al vulcanismo plio-cuaternario, continuó el desmantelamiento del edificio insular grancanario. La red hídrica es



Fig. 8. Lugares de Interés Geológico de la fase de reactivación volcánica plio-cuaternaria en Gran Canaria (Grupo Post Roque Nublo). A) Apilamientos de lavas y piroclastos máficos de la cabecera del Bco. de Guayadeque (LIG 25). B) La Isleta y sustrato rocoso sedimentario en La Barra y playa de Las Canteras. C) Conjunto volcánico de Bandama con Pico-cono y Caldera explosiva y colapso (LIG 31).

prácticamente similar a la actual y en estos barrancos se localizan diversos depósitos aluviales, coluviales, paleosuelos, facies de deslizadas y de avalanchas, y capas singulares de tsunamitas, entre otros materiales sedimentarios (Tabla 1, Figs 2, 9 y 10). Estos depósitos están constituidos esencialmente por conglomerados y areniscas, y están situados tanto en las cabeceras, laderas y cauces de los barrancos actuales como en sus desembocaduras, y en zonas marinas (Balcells *et al.*, 1992; Funck *et al.*, 1996; Lomoschitz *et al.*, 2002; Pérez-Chacón *et al.*, 2007; Pérez-Torrado *et al.*, 2006; Menéndez *et al.*, 2007 y 2008; Rodríguez-Peces *et al.*, 2013; París *et al.*, 2018, entre otros). Entre ellos destacan los depósitos aluviales, de deslizamiento, avalanchas y coluviales (areniscas y conglomerados) asociados a los barrancos de La Aldea de San Nicolás, Tirajana y Fataga.

En zonas costeras son significativos los sistemas playa-duna actuales y plio-cuaternarios (playas de arena y gravas-cantos, mantos eólicos y dunas, y lagunas costeras), y las costas rocosas (acantilados y plataformas), junto con paleoplayas (*beachrock*), eolianitas y paleosuelos en zonas litorales (Alonso-Bilbao, 1993; Mangas & Meco, 2000; Hernández-Calvento, 2002; Pérez-Chacón *et al.*, 2007; Alonso-Bilbao *et al.*, 2008; Mangas *et al.*, 2008; Ferrer-Valero *et al.*, 2017; Ferrer-Valero, 2018; Mangas *et al.*, 2018; Herrera-Holguín, 2019; Menéndez *et al.*, 2020). Muchos de estos paleoniveles se sitúan en zonas intermareales y otros, a distintas alturas, en zonas supramareales y submareales, por lo que estas capas son representativas de los cambios de nivel del mar durante el cuaternario.

Así pues, destacan por su singularidad las playas arenosas y acumulaciones eólicas actuales y fósiles como, por ejemplo, el campo de dunas de Maspalomas en el municipio de San Bartolomé de Tirajana (Fig. 9C), en el sur de la isla (Hernández-Calvento, 2002; Hernández-Calvento & Mangas, 2004; Pérez-Chacón *et al.*, 2007; Alonso-Bilbao *et al.*, 2008; Hernández-Cordero *et al.*, 2018); el de Tufia (Telde), en el este de la isla y casi desaparecido por procesos extractivos (Mangas *et al.*, 2008; Alonso-Zarza *et al.*, 2008) o el que existía en el istmo de arenas de playa y dunas que se disponían sobre un sustrato de rocas sedimentarias detríticas cuaternarias, uniendo el edificio de La Isleta con el resto de la isla (Fig. 8B). Estos depósitos arenosos del sistema playa-duna actual (playa, dunas y mantos eólicos) han desaparecido por la construcción sobre ellos de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria (Santana-Cordero *et al.*, 2016; Ferrer-Valero *et al.*, 2017).

Estos depósitos y morfologías sedimentarias son importantes en Gran Canaria y representan parte de la evolución geológica de la isla durante el Cuaternario (menos de 2,64 Ma). Por todo ello, se han propuesto diez LIG de este periodo reciente (Tabla 2, con LIG entre el nº 32 y 42; y Figs 4, 9 y 10). Así, los depósitos conglomeráticos de deslizamientos traslacionales y avalanchas rocosas de la cabecera erosiva del barranco de Tirajana y del



Fig. 9. Lugares de Interés Geológico de depósitos de deslizamientos y sedimentarios recientes en Gran Canaria. A) Depósitos de deslizamientos traslacionales de la cabecera del Bco. de Tirajana (LIG 32). B) Secuencia vulcano-sedimentaria con paleonivel marino del Pleistoceno medio en la desembocadura del Bco. de Cardones (LIG 35). C) Sistema playa-duna de Maspalomas (LIG 39).

barranco de Fataga, tienen su importancia y representatividad insular (Fig. 9A). La secuencia vulcano-sedimentaria que constituye el paleoacantilado de El Rincón, en la Bahía del Confital (Fig. 7A) del municipio de Las Palmas de Gran Canaria, es muy significativa pues muestra la historia geológica resumida de la isla desde los 11,2 Ma hasta la actualidad. Por otro lado, resultan muy llamativos entre estos LIG, los depósitos de tsunamitas (conglomerados heterogéneos) originados por el deslizamiento de Güímar (Tenerife) y que afloran en distintos puntos de la desembocadura del barranco de Agaete. También son muy singulares los LIG relacionados con los procesos exógenos, representados por depósitos de sedimentos y rocas sedimentarias, junto con diversas morfologías y estructuras de sistemas playa-duna actuales y fósiles del Pleistoceno y Holoceno. En este sentido, se han incluido en la lista de LIG los paleoniveles marinos fosilíferos de la costa de Arucas; los materiales sedimentarios de la Punta de las Arenas, en la costa de Artenara; los sedimentos arenosos y de cantos, junto con rocas sedimentarias (*beachrock*, eolianitas y paleosuelos), en los sistemas costeros de la Bahía del Confital–Las Canteras–Istmo de Guanarteme en Las Palmas de Gran Canaria, los de la zona de Tufia, conteniendo espectaculares rizolitos en las eolianitas, en Telde; y el sistema playa-duna de Maspalomas con su laguna costera, en San Bartolomé de Tirajana. A su vez, los travertinos carbonatados holocenos (menos de 7.610 años antes del presente) conteniendo improntas vegetales del bosque de laurisilva que aparecen en el barranco de Azuaje, en el límite municipal entre Moya y Firgas, se han considerado como elementos geológicos raros en la geología de Gran Canaria y del Archipiélago Canario.

Trabajos bibliográficos básicos de la geología de estos diez LIG grancanarios, relacionados con procesos geológicos externos cuaternarios, sus materiales y morfologías asociadas, son los siguientes: Alonso-Bilbao, 1993; Pérez-Torrado & Mangas, 1994; Mangas & Meco, 2000; Pérez-Torrado *et al.*, 2000; Hernández-Calvento, 2002; Marrero *et al.*, 2002; Rodríguez-Peces *et al.*, 2003; Hernández-Calvento & Mangas 2004; Mangas *et al.*, 2004; Meco *et al.*, 2005, 2006; Pérez-Torrado *et al.*, 2006; Pérez-Chacón *et al.*, 2007; Alonso-Zarza *et al.*, 2008; Mangas *et al.*, 2008; Alonso-Bilbao *et al.*, 2008; Déniz-González, 2009, 2011; Déniz-González & Mangas, 2010, 2012; Rodríguez-Berriguete *et al.*, 2012; Mangas & Juliá-Miralles, 2015; Meco *et al.*, 2015; Ferrer-Valero *et al.*, 2017; Mangas *et al.*, 2018; Ferrer-Valero, 2018; París *et al.*, 2018; Herrera-Holguín, 2019; Menéndez *et al.*, 2020).

Por último, se consideró como LIG de Gran Canaria, por su representatividad, la colección de fósiles de Canarias del Profesor Dr. Joaquín Meco Cabrera, situada en el Departamento de Biología de la Facultad de Ciencias del Mar, en el campus universitario de Tafira de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (LIG nº 42).



Fig. 10. Lugares de Interés Geológico de depósitos sedimentarios recientes en Gran Canaria. A) Yacimiento fosilífero con ostreidos y moluscos en tobas hialoclasticas submarinas de la playa de El Confital (LIG 27). B) Eolianitas con rizolitos en el Sitio de Interés Científico de Tufia (LIG. 38). C) Travertinos carbonatados tipo cascada de la zona de Los Cristos en el Bco. de Azuaje (LIG 40).

Conclusiones

La historia geológica de la isla Gran Canaria no es ni corta ni sencilla, y sus fases de formación siguen «grosso modo» el modelo hawaiano, definido para islas volcánicas localizadas dentro de placas tectónicas oceánicas. Así, la isla comienza a crecer en el Mioceno medio (>14,5 Ma), con la emisión de materiales volcánicos sobre el fondo jurásico marino (165 Ma). Le sigue la actividad volcánica subaérea, con las etapas de construcción basáltica en escudo (14,5 a 14,1 Ma) y la de declive alcalino, entre 14,1 y 7,3 Ma (con la emisión de materiales de traquitas, fonolitas, riolitas y sienitas), formando ambas fases el estratovolcán de Cruz Grande que tuvo varios deslizamientos gravitacionales gigantes, con su caldera volcánica de colapso de Tejeda. Más tarde, acaeció la fase de inactividad volcánica insular (entre 7,3 y 5,3 Ma), durante la cual se originaron geoformas erosivas notables (por ejemplo, las cuencas del Guinigüada y de Arguineguín), por las que se canalizaron depósitos aluviales de conglomerados y areniscas de la Formación Detrítica de Las Palmas (Miembro inferior), además de depósitos detríticos marinos en las desembocaduras, clasificados como Miembro medio de dicha formación. Por último, la fase de reactivación volcánica plio-cuaternaria (entre 5,3 Ma y la actualidad) está caracterizada por la existencia de dos cámaras magmáticas independientes (Grupo Roque Nublo, activo entre 5,3 y 2,8 Ma, y Grupo Post-Roque Nublo, entre 3,9 Ma y la actualidad). La cámara Roque Nublo emitió materiales volcánicos variados (basanitas, basaltos, traquitas y fonolitas) para formar el estratovolcán Roque Nublo, que tuvo un deslizamiento importante en su ladera sur. La segunda cámara, al principio originó erupciones que siguieron una directriz estructural NO-SE, y luego se generaron un gran número de erupciones dispersas, formando conos estrombolianos y, en menor medida, freatomagmáticos, y emitiéndose basanitas, basaltos y tefritas-fonolitas. La última erupción en la isla es el conjunto volcánico de Bandama (datado en unos 70 años después de Cristo). El volumen de materiales magmáticos plio-cuaternarios emitidos es más bajo si lo comparamos con el de las etapas de escudo y declive alcalino. Por otro lado, durante los últimos estadios del estratovolcán Roque Nublo se originaron depósitos vulcano-clásticos (conglomerados, areniscas, lahares, etc.) que se han agrupado en el Miembro superior de la FDLP. También, durante el Cuaternario los procesos geológicos externos generaron diversas y significativas geoformas que constituyen parte del paisaje insular, con la formación de abundantes barrancos, interfluvios, costas arenosas y rocosas, etc., junto con depósitos sedimentarios variados como aluviones, coluviones, de avalancha y deslizamiento, paleosuelos, *beachrock*, eolianitas, calcretas, travertinos, etc. A su vez, los procesos geológicos recientes originan materiales, morfologías y estructuras

sedimentarias distintas, y de gran importancia para entender la geología de la isla.

Cabe resaltar que las fases de declive alcalino y de reactivación volcánica en la isla de Gran Canaria, son muy significativas a nivel nacional e internacional, tanto desde el punto de vista de la geodiversidad como del patrimonio geológico de islas volcánicas situadas en placa de litosfera oceánica. Así, destaca la diversidad vulcanológica, petrológica y geomorfológica de Gran Canaria, si la comparamos con otras islas volcánicas como las de Hawái, donde se definió el modelo genético, y con otros archipiélagos relacionados con decenas de puntos calientes distribuidos por los océanos de la Tierra. Igualmente, sobresale la duración temporal de estas dos fases constructivas y el volumen de materiales emitido en ellas. Además, Gran Canaria continúa en fase de reactivación volcánica activa, pues se han producido unas 24 erupciones estrombolianas puntuales durante el Holoceno (menos de 11.700 años), aunque ninguna en tiempos históricos. Por otro lado, los depósitos sedimentarios detríticos y carbonatados, algunos fosilíferos, y las geoformas asociadas a los procesos geológicos externos durante todo su crecimiento subaéreo, desde Mioceno medio hasta la actualidad, también tienen su importancia patrimonial a nivel insular y regional.

Por todo ello, y dada la extraordinaria geodiversidad de la isla, en este trabajo se han definido 42 Lugares de Interés Geológico de relevancia regional. Estos LIG tienen suficiente importancia para ser catalogados y valorados siguiendo el inventario nacional de LIG propuesto en la ley 42/2007, y algunos de ellos son notables, pues ya han sido declarados como «*geosite*». Igualmente, estos 42 LIG representan los registros geológicos más sobresalientes que caracterizan la génesis y evolución geológica de Gran Canaria, como un buen ejemplo de formación de isla volcánica intraplaca oceánica. Así pues, y teniendo en cuenta su singularidad, representatividad e importancia, la mayor parte de los lugares, señalados aquí, tienen un marcado interés científico, educativo y cultural para la sociedad en su conjunto, por lo que forman parte del patrimonio geológico insular. Sus elementos geológicos (materiales, morfologías y estructuras) ayudan a conocer, estudiar e interpretar la historia geológica de la isla volcánica, su biota y sus paisajes, actuales y pasados. Esta geodiversidad hay que preservarla para las generaciones futuras, pero también es necesario difundir su valor, desarrollando estrategias de divulgación y de desarrollo sostenible, pues se trata de un bien común de la sociedad. Este trabajo termina igual que se comenzó, recordando a la *Declaración Internacional de los Derechos de la Memoria de la Tierra* redactada en el *I Simposio Internacional de la Conservación del Patrimonio Geológico* (1991, Dings, Francia), cuando señala ... «Ha llegado el momento de proteger el patrimonio natural y el ambiente físico ...».

Bibliografía

- ABDEL-MONEM, A., N.D. WATKINS & W. GAST (1971). Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura and La Gomera. *Am. J. Sci.* 271: 490-521.
- ACOSTA, J., E. UCHUPI, A. MUÑOZ, P. HERRANZ, C. PALOMO, M. BALLESTEROS & ZEE WORKING GROUP (2005). Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. Editado por Kluwer Academic Publishers, Netherlands. *Marine Geophysical Researches* 24 (1): 1-40.
- ALONSO-BILBAO, I. (1993). *Procesos sedimentarios en la playa de Las Canteras (Gran Canaria)*. Tesis Doctoral. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
- ALONSO-BILBAO, I., L. HERNÁNDEZ-CALVENTO, J. MANGAS & R. MEDINA (2008). Sedimentología, hidrología y geomorfología del campo dunar de Maspalomas. *Geo-guías 5. Itinerarios geológicos por las Islas Canarias. Gran Canaria* (F.J. Pérez-Torrado y M.C. Cabrera, Eds). Sociedad Geológica de España. 121-136.
- ALONSO-ZARZA, A.M., J.F. GENISE, M.C. CABRERA, J. MANGAS, A. MARTÍN-PÉREZ, A. VALDEOLMILLOS & M. DORADO-VALIÑO (2008) Megarhizoliths in Pleistocene aeolian deposits from Gran Canaria (Spain): ichnological and palaeoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265: 39-51.
- ALONSO-ZARZA, A.M., A. RODRÍGUEZ-BERRIGUETE, A. MARTÍN-PÉREZ, R. MARTÍN-GARCÍA, I. MENÉNDEZ & J. MANGAS (2020). Unravelling calcrete environmental controls in volcanic islands, Gran Canaria Island, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 554.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109797>
- ANCOCHEA, E., J.M. FUSTER, E. IBARROLA, A. CENDRERO, L. COELLO, F. HERNÁN, J.M. CANTAGREL & C. JAMOND (1990). Volcanic evolution of the Fuerteventura Island in the light of new K-Ar data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 44: 231-249.
- ANCOCHEA, E., J.L. BRÄNDLE, C.R. CUBAS, F. HERNÁN & M.J. HUERTAS (1996). Volcanics complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: The miocene activity of the islands of Fuerteventura. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 70: 183-204.
- ANCOCHEA, E., J.L. BARRERA, F. BELLIDO, R. BENITO, J.L. BRÄNDLE, J.M., CEBRIÁ, J. COELLO, C.R. CUBAS, J. DE LA NUEZ, M. DOBLAS, J.A. GÓMEZ, F. HERNÁN, R. HERRERA, M.J. HUERTAS, J. LÓPEZ RUIZ, J. MARTÍ, M. MUÑOZ & J. SAGREDO (2004). Canarias y el vulcanismo neógeno peninsular. *En: Geología de España* (J.A. Vera, ed.). Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y Sociedad Geológica de España (SGE), Madrid, 637-682.
- ANDERSON, D.L. (2005). Scoring hotspots: the plume and plate paradigms. *En: Foulger, G.R., Anderson, D.L., Natland, J.H. and Presnall, D.C. (Eds): Plates, Plumes & Paradigms. Geological Society of America Special Paper 338.*
<https://doi.org/10.1130/0-8137-2388-4.31>

- ANDERSON, D.L., T. TANIMOTO & Y. ZHANG (1992). Plate tectonics and hotspots: the third dimension. *Science* 256: 1645-1651.
- ANGUITA, F. (1972). La evolución magmática en el ciclo Roque Nublo (Gran Canaria). *Estudios Geol.* 28: 377-482.
- ANGUITA, F. & F. HERNÁN (2000). The Canary Islands origin: a unifying model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103: 1-26.
- ARENCINIA-PÉREZ, L. (2019). *Geological heritage and proposed geosites at the coast of Agaete (NW of Gran Canaria Island)*. Tesis de Fin de Grado. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 30 pp.
- ARENCIBIA-PÉREZ, L. & J. MANGAS (2019). Propuesta de lugares de interés geológico para la costa del municipio de Agaete (NO de Gran Canaria). E. Martín-González, J.J. Coello Bravo & J. Vegas (eds.). Actas de la XIII Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico. *Cuadernos del Museo Geominero, n.º 30*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 71-76.
- AULINAS, M. (2008). *The plio-quaternary (4Ma to recent) in Gran Canary (Canary Islands, Spain)*. *Mantle sources and evolution*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- ÁVILA, S.P., R. RAMALHO, J.M. HABERMANNAND & J. TITSCHAC (2018). The Marine Fossil Record at Santa Maria Island (Azores). In: U. Kueppers and C. Beier (eds.), *Volcanoes of the Azores, Active Volcanoes of the World*, 155-196. https://doi.org/10.1007/978-3-642-32226-6_9.
- BALCELLS, R., J.L. BARERA & J.A. GÓMEZ (1992). *Mapa Geológico de España, escala 1:100.000, 21-21/21-22, Isla de Gran Canaria*. Memoria. 323 pp.
- BELLIDO-MULAS, F. & A. PINEDA-VELASCO (2008). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 25.000, Zona Canarias - Gran Canaria. (Zona-2912). In: *GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España*. [Online]. Available: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?id=z2912> (accessed on: 13.05.2019).
- BLAY, C. & R. SIEMERS (1998). *Kauai's. Geological history. A simplified guide*. Ed. Teok investigations. USA, 43 pp.
- BREY, G. & H.U. SCHMINCKE (1980). Origin and diagenesis of the Roque Nublo Breccia, Gran Canaria (Canary Islands) - Petrology of Roque Nublo Volcanics, II. *Bull. Volcanol.* 43-1: 15-33.
- BRUSCHI, V.M. (2007). *Desarrollo de una metodología para la caracterización, evaluación y gestión de los recursos de la geodiversidad*. Tesis doctoral. Universidad de Cantabria. 355 pp.
- CABRERA, M.C. (1985). *Estratigrafía y sedimentología del sector meridional de la terraza sedimentaria de Las Palmas (Gran Canaria, Islas Canarias)*. Tesina. Universidad de Salamanca. 117 pp.
- CANALS, M. (2003). Grandes deslizamientos en los flancos de las Islas Canarias. En: J. Mangas (Ed). *II Jornadas Canarias de Geología*. ULPGC. Las Palmas de Gran Canaria: 41-55.
- CARCAVILLA, L., J. LÓPEZ-MARTÍNEZ & J.J. DURÁN (2007). *Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los*

- espacios naturales protegidos*, Instituto Geológico y Minero de España, 378 pp.
- CARCAVILLA, L., J.J. DURÁN, J.L. GARCÍA-CORTÉS & J. LÓPEZ-MARTÍNEZ (2009). Geological Heritage and Geoconservation in Spain: Past, Present, and Future. *Geoheritage* 1(2): 75-91. DOI: 10.1007/s12371-009-0006-9.
- CARRACEDO, J.C.; S. DAY, H. GUILLOU, E. RODRÍGUEZ-BADIOLA, J.A. CANAS & F.J. PÉREZ-TORRADO (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geol. Mag.* 135: 591-604.
- CARRACEDO, J.C.; F.J. PÉREZ-TORRADO, E. ANCOCHEA, J. MECO, F. HERNÁN, C.R. CUBAS., R. CASILLAS, E. RODRÍGUEZ & A. AHIJADO (2002). Cenozoic volcanism II: The Canary Islands. En: W. Gibbons & T. Moreno (Eds). *The Geology of Spain*. The Geological Society of London: 439-472.
- COELLO, J., J.M. CANTAGREL, F. HERNÁN, J.M. FÚSTER, E. IBARROLA, E. ANCOCHEA, C. CASQUET, J.R. JAMOND & A. CENDRERO (1992). Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 53: 251-274.
- COELLO BRAVO, J.J. & F.J. COELLO BRAVO (1999). El Arco del Andén Verde, un gran deslizamiento gravitacional en la costa noroeste de Gran Canaria (Islas Canarias). *Geogaceta* 25: 67-70.
- COURTILLOT, V., A. DAVAILLE, J. BESSE & J. STOCK (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Plan. Sc. Let.* 205: 295-308.
- CRiADO, C., A. HANSEN & A. MARTÍN (1998). Imbricación de procesos de vertiente, torrenciales y eólicos en el oeste de Gran Canaria: génesis de La Punta de las Arenas. En: Investigaciones recientes de la geomorfología española. Gómez y Salvador (Eds). Barcelona, 357-366.
- DÉNIZ-GONZÁLEZ, I. (2009). *Los Lugares de Interés Geológico en la costa de Arucas (Gran Canaria): Inventario, valoración y propuestas de actuación*. Tesis de Master de Gestión Costera. Universidad de las Palmas de Gran Canaria, 258 pp.
- DÉNIZ-GONZÁLEZ, I. (2011). *Patrimonio Geológico costero en Las Palmas de Gran Canaria: Inventario y Valoración de los Lugares de interés Geológicos*. Trabajo de Suficiencia Investigadora. Universidad de las Palmas de Gran Canaria, 276 pp.
- DÉNIZ-GONZÁLEZ, I. & J. MANGAS (2010). Inventario y valoración de los Lugares de Interés Geológico en la costa de Arucas (N de la isla de Gran Canaria). *Cuadernos del Museo Geominero* 12: 75-89.
- DÉNIZ-GONZÁLEZ, I. & J. MANGAS (2012). Lugares de interés geológico en la costa de Las Palmas de Gran Canaria (Islas Canarias): inventario y valoración. *Geotemas* 13: 1253-1256.
- DORRONSORO, C. (1979). Fenómenos de haüynización de enclaves de tahititas de Gran Canaria. *Estudios Geol.* 35: 259-277.
- FERAUD, G., H.U. SCHMINCKE, J. LIETZ, J. GASTAUD, G. PRITCHARD & U. BLEIL (1981). New K/Ar ages, chemical analyses and magnetic data of rocks from the islands of Santa Maria (Azores), PortoSanto and Madeira (Madeira archipelago) and Gran Canaria (Canary Islands). *Bull. Volcanol.* 44: 359-375.

- FERNÁNDEZ, C., R. CASILLAS, A. AHIJADO, V. PERELLÓ & A. HERNÁNDEZ-PACHECO (1997). Shear zones as a result of intraplate tectonics in oceanic crust: the example of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *J. Struct. Geol.* 19: 41-57.
- FERRER-VALERO, N. (2018). Measuring geomorphological diversity on coastal environments: a new approach to geodiversity. *Geomorphology* 318: 217-229.
- FERRER-VALERO, N., L. HERNÁNDEZ-CALVENTO & A.I. HERNÁNDEZ-CORDERO (2017). Human impacts quantification on the coastal landforms of Gran Canaria Island (Canary Islands). *Geomorphology* 286: 58-67.
- FLÖRKE, O.W., J.B. JONES & H.U. SCHMINCKE (1976). A new microcrystalline silica from Gran Canaria. *Zeitschrift für Kristallographie* 143: 156-165.
- FREUNDT, A. (1989). *Composite flow P1 on Gran Canaria: evolution of a rhyolite-trachyte-basalt magma system culminating in mixed-magma eruption and formation of silicic and basaltic welded ignimbrite*. PhD thesis, Ruhr-Universität/it Bochum, Germany, 444 pp.
- FREUNDT, A. & H.U. SCHMINCKE (1992). Mixing of rhyolite, trachyte and basalt magma erupted from a vertically and laterally zoned reservoir, composite flow P1, Gran Canaria. *Contr. Min. Petrol.* 112: 1-19.
- FUNCK, T., T. DICKMANN, R. RHIM, S. KRASTEL, H. LYKKE-ANDERSEN & H.U. SCHMINCKE (1996). Reflection seismic investigations in the volcanoclastic apron of Gran Canaria and implications for its volcanic evolution. *Geophys. J. Int.* 125: 519-536.
- FÚSTER, J.M. (1975). Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución temporal y espacial del vulcanismo oceánico. *Estudios Geol.* 31: 439-463.
- FÚSTER, J.M., A. CENDRERO, P. GASTESI, E. IBARROLA & J. LÓPEZ RUIZ (1968a). *Geología y volcanología de las Islas Canarias, Fuerteventura*. Ed. Instituto "Lucas Mallada", Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 239 pp.
- FÚSTER, J.M., A. HERNÁNDEZ-PACHECO, M. MUÑOZ, E. RODRÍGUEZ-BADIOLA & L. GARCÍA CACHO (1968b). Geology and vulcanology of the Canary Islands, Gran Canaria, in: Instituto Lucas Mallada (CSIC) (Eds.). *International Symposium on Volcanology, Tenerife, Sept. 1968, Special Publication*, Madrid, 243 pp.
- GABALDÓN, V., M.C. CABRERA & L.A. CUETO (1989). Formación Detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica. *ESF Meeting on Canarian volcanism, Lanzarote*: 210-215.
- GALINDO, I., J. VEGAS, C. ROMERO, M. LLORENTE, E. MARTÍN-GONZÁLEZ, J.C., RUBIO, G.A. DÍAZ, J. MANGAS, E. MATEO & N. SÁNCHEZ (2019). *Geoheritage Inventory of the Lanzarote and Chinijo Islands UNESCO Global Geopark*. En: E. Mateo et al. (eds.), *Lanzarote and Chinijo Islands Geopark: From Earth to Space, Geoheritage, Geoparks and Geotourism*. Springer, Nature Switzerland AG 2019, 31-45.
- GARCÍA-CACHO, L., J.L. DÍEZ-GIL & V. ARAÑA (1994). A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.* 63: 217-229.

- GARCÍA-CORTÉS, A., J. ÁGUEDA VILLAR, J. PALACIO SUÁREZ-VALGRANDE & C.I. SALVADOR-GONZÁLEZ (2008). *Frameworks geológicos españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 235 pp.
- GARCÍA-CORTÉS, Á., L. CARCAVILLA, E. DÍAZ-MARTÍNEZ & J. VEGAS (2018). *Documento Metodológico para la Elaboración del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG, versión 5, actualización 19)*. Instituto Geológico y Minero de España, 61 pp.
- GARCÍA-GUERRA, R.B. (2019). *Propuesta de Lugares de Interés Geológico (LIG) costeros en el municipio de La Aldea de San Nicolás (oeste de Gran Canaria)*. Tesis de Master de Gestión Costera, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 39 pp.
- GARCÍA-GUERRA, R.B., J. MANGAS & L. QUEVEDO-GONZÁLEZ (2019). *Propuesta de Lugares de Interés Geológico (LIG) costeros en el municipio de La Aldea de San Nicolás, oeste de Gran Canaria, España*. En: Durán R., Guillén J., Simarro G. (Eds), 2019. X Jornadas de Geomorfología Litoral. Castelldefels, 69-72.
- GELDMACHER, J. & K. HOERNLE (2000). The 72 Ma geochemical evolution of the Madeira hotspot (eastern North Atlantic): recycling of Palaeozoic (≤ 500 Ma) basaltic and gabbroic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 183: 73-92.
- GELDMACHER, J., K. HOERNLE, P. VAN DEN BOGAARD, S. DUGGEN & R. WERNER (2005). New 40K / 39Ar age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: support for the mantle plume hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters* 237: 85-101.
- GIMENO, D., F.J. PÉPEZ-TORRADO, J.L. SCHNEIDER & P. WASSMER (2000). Transformación de coladas básicas alcalinas subaéreas en lavas almohadilladas en ambiente litoral: un ejemplo del Plioceno, Norte de la isla de Gran Canaria. *Geotemas* 1(3): 325-328.
- GONZÁLEZ-RODRÍGUEZ, A., C.S. MELO, I. GALINDO, J. MANGAS, N., SÁNCHEZ, J. COELLO, M.C. LOZANO-FRANCISCO, M. JOHNSON, C. ROMERO, J. VEGAS, A. MÁRQUEZ, C. CASTILLO & E. MARTÍN-GONZÁLEZ (2018). Historia geológica y reconstrucción paleobiológica de los depósitos paleontológicos de la playa de El Confital (Gran Canaria, Islas Canarias). Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. *Cuadernos del Museo Geominero* 27: 491-499.
- GRAY, M. (2004). *Geodiversity. Valuing and conserving abiotic nature*. Wiley, West Sussex, 434 pp.
- GUILLOU, H.C., J.C. CARRACEDO, F.J. PÉREZ-TORRADO & E. RODRÍGUEZ-BADIOLA (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 73: 141-155.
- GUILLOU, H.C., J.C. CARRACEDO & R. DUNCAN (2001). K-Ar, $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ ages and magnetostratigraphy of Brunnes and Matuyana lava sequences from La Palma Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 106: 175-194.
- GUILLOU, H., F.J. PÉREZ-TORRADO, A.R. HANSEN, J.C. CARRACEDO & D. GIMENO (2004). The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria base on new

- K-Ar ages and magnetostratigraphy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 135: 221-246.
- GUTIÉRREZ, M., R. CASILLAS, C. FERNÁNDEZ, K. BALOGH, A. AHJADO, C. CASTILLO, J.R. COLMENERO & E. GARCÍA-NAVARRO (2006). The submarine volcanic succession of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands: A model of submarine growth and emersion of some tectonic volcanic islands. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118: 785-804.
- HANSEN, A. (1987). *Los volcanes recientes de Gran Canaria. Ediciones del Cabildo Insular de Gran Canaria.* 151 pp.
- HANSEN, A. (2009). *Volcanología y geomorfología de la etapa de rejuvenecimiento plio-cuaternaria de Gran Canaria.* Tesis Doctoral. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. ISBN: 978-84-693-3674-8.
- HANSEN, A. & C. MORENO (2008). *El gran volcán: la caldera y el pico de Bandama.* Ediciones del Cabildo Insular de Gran Canaria. 359 pp.
- HANSEN, A., F.J. PÉREZ-TORRADO, M. AULINAS, J.C. CARRACEDO, C. CRIADO, J.L. FERNÁNDEZ-TURIEL, D. GIMENO, H. GUILLOU & A. RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ (2009). *Volcanología y Geomorfología de La Isleta (Gran Canaria).* Ediciones del Cabildo de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria, 174 p.
- HENRIQUEZ, M.H. & J. BRILHA (2017). UNESCO Global Geoparks: a strategy towards global understanding and sustainability. *Episodes* 40-4: 349-354.
- HERNÁN, F. (1976). Estudio petrológico y estructural del complejo traquítico-sienfítico de Gran Canaria. *Estudios Geol.* 36: 65-73.
- HERNÁN, F. & R. VÉLEZ (1980). El sistema de diques cónicos de Gran Canaria y la estimación estadística de sus características. *Estudios Geol.* 36: 65-73.
- HERNÁNDEZ-CALVENTO, L. (2002). *Análisis de la evolución del sistema de dunas de Maspalomas, Gran Canaria, Islas Canarias (1960-2000).* Tesis Doctoral en la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 425 pp.
- HERNÁNDEZ-CALVENTO, L. & J. MANGAS (2004). Caracterización de los materiales sedimentarios aflorantes en el sistema de dunas de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias). En: *Procesos geomorfológicos y evolución costera: actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral*, Santiago de Compostela, junio de 2003. Universidad de Santiago de Compostela. 67-82.
- HERNÁNDEZ-CORDERO, A.I., L. HERNÁNDEZ-CALVENTO, P.A. HESP & E. PÉREZ-CHACÓN (2018). Geomorphological changes in an arid transgressive coastal dune field due to natural processes and human impacts. *Earth Surf. Process. Landforms* 43: 2167-2180.
- Hernández-Pacheco, A. (1969). The tahitites of Gran Canaria and hñyinitization of their inclusions. *Bull. Volcanol.* 33:701-728.
- HERRERA-HOLGUÍN, A.C., I. MENÉNDEZ & J. MANGAS (2019). Beachrock, paleosuelo y aeolianita holocenas en el arco central de la playa de Las Canteras (NE de Gran Canaria, España). Resúmenes XV Reunión Nacional del Cuaternario, Bilbao, 1-5 Julio 2019, 243-246 (ISBN 978-84-17713-16-4).
- HOERNLE, K.A. (1987). *General geology and petrology of the Roque Nublo volcanics on Gran Canaria, Canary Islands, Spain.* Master Thesis; Univ. Santa Barbara (Estados Unidos). 191 pp.

- HOERNLE, K. & G. TILTON (1991). Sr-Nd-Pb isotope data for Fuerteventura (Canary Islands) basal complex and subaerial volcanics: application to magma genesis and evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogra. Mitt.* 71: 3-18.
- IBARROLA, E., J.M. FÚSTER & J.M. CANTAGREL (1989). Edades K-Ar de las rocas volcánicas submarinas en el sector norte del Complejo Basal de Fuerteventura. *ESF Meeting on Canarian volcanism, Abstracts* 124-129.
- JOHNSON, M.E., R.S. RAMALHO, B.G. BAARLI, M. CACHÃO, C.M. DA SILVA, E. MAYORAL & A. SANTOS (2014). Miocene-Pliocene rocky shores on São Nicolau (Cape Verde Islands): contrasting windward and leeward biofacies on a volcanically active oceanic island. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 395: 131-143.
- JOHNSON, M.E., J. LEDESMA-VÁZQUEZ, R.S. RAMALHO, C.M. DA SILVA, A.C. REBELO, A. SANTOS, B.G. BAARLI, E. MAYORAL & M. CACHÃO (2017). Taphonomic range and sedimentary dynamics of modern and fossil rhodolith beds: Macaronesian Realm (North Atlantic Ocean), pp. 221-261. In: *Riosmena-Rodríguez, R., Nelson, W. and Aguirre, J. (eds.), Rhodolith / Maërl Beds: A Global Perspective. Coastal Research Library*, Vol. 15, 368 p., Springer (ISBN 978-3-319-29313-4).
- JUTZELER, M., H.U. SCHMINCKE & M. SUMITA (2010). The incrementally zoned Miocene Ayagaures ignimbrite (Gran Canaria, Canary Islands). *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 196: 1-19
- KRASTEL, S., H.U. SCHMINCKE, C.L. JACOBS, R. RIHM, T.P. LE BAS & B. ALIBÉS (2001). Submarine landslides around the Canary Islands. *Jour. Geophys. Res.* 106: 3977-3998.
- LE BAS, M.J., D.C. REX & C.J. STILLMAN (1986). The Early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands. *Geol. Mag.* 123: 287-298.
- LEY 12/1994, de 19 de diciembre, de Espacios Naturales de Canarias. BOE núm. 157.
- LEY 42/2007 del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad. BOE núm.299. 117 pp. <https://www.boe.es/buscar/pdf/2007/BOE-A-2007-21490-consolidado.pdf>(accessed 13.05.2019)
- LEY 45/2007 de Desarrollo Sostenible del Medio Rural. BOE núm. 299. 18 pp. <https://www.boe.es/buscar/pdf/2007/BOE-A-2007-21493-consolidado.pdf> (accessed 13.05.2019).
- LEY 2/2013, de 29 de mayo, de protección y uso sostenible del litoral y de modificación de la Ley 22/1988, de 28 de julio, de Costas. BOE núm. 129.
- LIETZ, J. & H.U. SCHMINCKE (1975). Miocene–Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K/Ar-178 ages. *Palaeogeography Palaeoclimatology and Palaeoecology* 18: 213-239.
- LOMOSCHITZ, A., J. MECO & J. COROMINAS (2002). The Barranco de Tirajana basin, Gran Canaria (Spain). A major erosive landform caused by large landslides. *Geomorphology* 42: 117-130.
- MANGAS, J. (2000). Canarias y Hawaii: dos archipiélagos asociados a puntos calientes. En: *I Jornadas Canarias de Geología*. Editado por la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 1-8.

- MANGAS, J. (2005). Costa sudoeste: Puerto Rico-Güigüi. En: *Tendencias Actuales en Geomorfología litoral*. III Jornadas de Geomorfología Litoral. Editado Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 253-270.
- MANGAS, J. & J. MECO (2000). Excursión Geológica por el Norte de Gran Canaria. En: "Resumen de las Conferencias y Guía de las Excursiones". *I Jornadas Canarias de Geología*. Editado Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 62-71.
- MANGAS, J., A. MARRERO & C. SUÁREZ (2004). Características geológicas del travertino de Los Cristos, Barranco de Azuaje (Gran Canaria, Islas Canarias). *Geotemas* 6(2): 83-86
- MANGAS, J. & I. SOLAZ (2008). Rocas industriales de la Formación Fonolítica en Gran Canaria: puzolanas, áridos de trituración y rocas ornamentales. En: *Itinerarios geológicos por las Islas Canarias. Gran Canaria* (F.J. Pérez-Torrado y M.C. Cabrera, Eds). Sociedad Geológica de España, *Geo-guías* 5: 137-152.
- MANGAS, J. & M. JULIÁ-MIRALLES (2015). Geomorfología y naturaleza de las Bajas submareales de Bajo Fernando, Los Roquerillos y La Zabala (NE de Gran Canaria). *Geotemas* 15: 37-40.
- MANGAS, J., F.J. PÉREZ-TORRADO, D. GIMENO, A. HANSEN, M. PATERNE & H. GUILLOU (2002). Caracterización de los materiales volcánicos asociados a las erupciones holocenas de la Caldera de Pinos de Gáldar y conos volcánicos adyacentes (Gran Canaria). *Geogaceta* 32: 49-52.
- MANGAS, J., I. MENÉNDEZ, J.E. ORTIZ & T. TORRES (2008). Eolianitas costeras del Pleistoceno superior en el "Sitio de Interés Científico de Tufia" (Gran Canaria): sedimentología, petrografía y aminocronología. *Geotemas* 10: 1405-1408.
- MANGAS, J., I. ALONSO, J.F. BETANCOR, M. CASAMAYOR, M. JULIÁ, I. MENÉNDEZ, I. MONOYA, L.A. QUEVEDO, S. RODRÍGUEZ, M.J. SÁNCHEZ & J. YEPES (2018). Sistemas playa duna actuales y fósiles en la costa sur de Telde (Este de Gran Canaria): Registro de cambios globales del nivel de mar en tiempos geológicos recientes. Technical report founded by City Hall of Telde and FDCAN, Mangas, J. (Ed.), Las Palmas de Gran Canaria, 275 pp.
- MARRERO, A., C. SUÁREZ & J. MANGAS (2002). Primeros hallazgos fósiles de improntas de *Dracaena Draco* (L.) L. en Canarias. XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Salamanca: 174-176.
- MAYORAL, E., A. SANTOS, I. GALINDO, E. MARTÍN-GONZÁLEZ & J. MANGAS (2019). Contenido icnológico del Miembro medio de la Formación Detrítica Las Palmas (Mio-Plioceno) en el yacimiento de Cuevas del Guincho, Gran Canaria. En: Martínez-Navarro, B., Palmqvist, P., Espigares, M.P. & Ros-Montoya, S. (eds.), *Libro de Resúmenes de las XXXV Jornadas de Paleontología*, ISBN: 978-84-09-14609-3.
- MCDUGAL, I. & H.U. SCHMINCKE (1976): Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bull. Volcanol.* 40: 1-21.
- MECO, J., J. BALLESTER, J.F. BETANCORT, S. SCAILLET, H. GUILLOU, A. LOMOSCHITZ, J.C. CARRACEDO, N. PETIT-MAIRE, A., CILLEROS, P., MEDINA,

- E. SOLER-ONÍS & J.M. MECO (2005). *Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias*. Mioceno y Plioceno. Ministerio de Medio Ambiente - Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Servicio de Publicaciones de la ULPGC. Las Palmas. 149 pp.
- MECO, J., J. BALLESTER, J.F. BETANCORT, A. CILLEROS, S. SCAILLET, H. GUILLOU, J.C. CARRACEDO, A. LOMOSCHITZ, N. PETIT-MAIRE, A.J.G. RAMOS, M.A. PERERA & J.M. MECO (2006). *Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias: Geliense, Pleistoceno y Holoceno*, Las Palmas de Gran Canaria, España: Ministerio de Medio Ambiente/ Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 203 pp.
- MECO, J., S., SCAILLET, H. GUILLOU, A. LOMOSCHITZ, J.C. CARRACEDO, J. BALLESTER, J.F. BETANCORT & A. CILLEROS (2007). Evidence for long-term uplift on the Canary Islands from emergent Mio-Pliocene littoral deposits. *Global and Planetary Change* 57: 222-234.
- MECO, J., A.A.P. KOPPERS, D.P. MIGGINS, A. LOMOSCHITZ & J.F. BETANCORT (2015). The Canary record of the evolution of the North Atlantic Pliocene: new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and some notable palaeontological evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 435: 53-69.
- MEHL, K.W. & H.U. SCHMINCKE (1999). Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. *J. Volcan. Geothermal. Res.* 94: 105-134.
- MELINI, V. (2014). *Estrategias de difusión de los Lugares de Interés Geológico costeros en la Bahía de El Confital (Las Palmas de Gran Canaria)*. Tesis de Master de Gestión Costera, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 135 pp.
- MENÉNDEZ, I., J.L. DÍAZ-HERNÁNDEZ, J. MANGAS, I. ALONSO-BILBAO & P.J. SÁNCHEZ-SOTO (2007). Airborne dust accumulation and soil development in the North-East sector of Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Journal of Arid Environment* 71(1): 57-81.
- MENÉNDEZ, I., P.G. SILVA, M. MARTÍN-BETANCOR, F.J. PÉREZ-TORRADO, H. GUILLOU & S. SCAILLET (2008). Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology* 102-1: 189-203.
- MENÉNDEZ, I., A.C. HERRERA-HOLGUÍN & J. MANGAS (2020). Upper Quaternary coastal palaeoenvironments and palaeosea-levels in Las Canteras beach, Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Marine Geology* (aceptado MARGO-D-19-00023).
- NAVARRO, J.M., A. APARICIO & L. GARCÍA CACHO (1969). Estudio geológico de los depósitos sedimentarios de Tafira-Las Palmas. *Estudios Geol.* 25: 235-248.
- ODP (1998). *Scientific results of Gran Canaria and Madeira Abyssal Plain*. Ed. Weaver *et al.*, Vol. 157, ODP publications: 637 pp.
- PARÍS, R., R.S. RAMALHO, J. MADEIRA, S. ÁVILA, M. MAY, G. RIXHON, M. ENGEL, M. HERZOG, G. SCHUKRAFT, F.J. PÉREZ-TORRADO, A. RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ, J.C. CARRACEDO & T. GIACHETTI (2018). Mega-tsunami conglomerates and flank collapses of ocean island volcanoes. *Marine Geology* 395: 168-187.

- PATRIAT, M. & C. LABAILS (2006). Linking the Canary and Cape-Verde Hot-Spots, Northwest Africa. *Marine Geophysical Research* 27: 201-215.
- PÉREZ-CHACÓN, E., L. HERNÁNDEZ-CALVENTO, A. HERNÁNDEZ-CORDERO, P. MÁYER, L. ROMERO, I. ALONSO-BILBAO, J. MANGAS, I. MENÉNDEZ, I. SÁNCHEZ-PÉREZ, J. OJEDA, P. RUIZ & J. ALCÁNTARA (2007). *Maspalomas: Claves científicas para el análisis de su problemática ambiental*. Editado por la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 38 pp.
- PÉREZ-TORRADO, F.J. (1992). *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo (Gran Canaria)*. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 510 pp.
- PÉREZ-TORRADO, F.J. & J. MANGAS (1994). Origen y evolución geológica de la barra de las Canteras (Las Palmas de Gran Canaria). *Vector Plus* 1: 4-13.
- PÉREZ-TORRADO, F.J., F. CALVET, M.C. CABRERA & J. MANGAS (2000). Estudio de los depósitos litorales de la Playa de Las Canteras, Las Palmas de Gran Canaria. En: *Taller y Tertulia de Oceanografía, Una visión interdisciplinar de la Oceanografía*. Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 3 pp.
- PÉREZ-TORRADO, F.J., J.C. CARRACEDO & J. MANGAS (1995). Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Group, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of the Geological Society of London* 152: 807-818.
- PÉREZ-TORRADO, F.J., R. PARIS, M.C. CABRERA, J.L. SCHNEIDER, P. WASSMER, J.C. CARRACEDO & A. RODRÍGUEZ-SANTANA (2006). Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology* 227(12): 135-149.
- ROBERTSON, A.H.F. & C.J. STILLMAN (1979). Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geol. Mag.* 116: 203-214.
- ROBERTSON, A.H.F. & D. BERNOUILLI (1982). Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands). En: *Rad V.U. et al. (Eds.), Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 498-525.
- RODRÍGUEZ, A., G. RAMOS, J. BELLO, J. RUANO & J. MANGAS (2012). Datos preliminares sobre las zeolitas asociadas a los basaltos vacuolares miocenos de Montaña Blanca (Agaete, Gran Canaria). *Geotemas* 13: 1092-1095.
- RODRÍGUEZ-BERRIGUETE, A., A.M. ALONSO-ZARZA, M.C. CABRERA, A. RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ (2012). The Azuaje travertine: an example of aragonite deposition in recent volcanism setting (North of Gran Canaria, Spain). *Sed. Geology* 277: 61-71.
- RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ, A., F.J. PÉREZ-TORRADO, J.L. FERNÁNDEZ-TURIEL, A. HANSEN, D. GIMENO, M. AULINAS & J.C. CARRACEDO (2008). El volcanismo Holoceno en Gran Canaria. *Geotemas* 10: 1341-1344.
- RODRÍGUEZ-PECES, M.J., J. YEPES & E. MARTÍN-NICOLAU (2013). Geotechnical features of the volcanic rocks related to Arteara rock avalanche in Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Landslide Science and Practice* 111-117.

- SANTANA-CORDERO, A., M.L. MONTEIRO-QUINTANA & L. HERNÁNDEZ-CALVENTO (2016). Reconstruction of the land uses that led to the termination of an arid coastal dune system: the case of the Guanarteme dune system (Canary Islands, Spain), 1834–2012. *Land Use Policy* 55: 73-85.
- SCHIRNICK, C. (1996). *Formation of an intracaldera cone sheet dike swarm (Tejeda caldera, Gran Canaria)*. Ph.D. thesis: Kiel, Christian-Albrechts-Universität Kiel, Germany, 204 pp.
- SCHIRNICK, C., P.V.D. BOGAARD & H.U. SCHMINCKE (1999). Cone sheet formation and intrusive growth of an oceanic island: the Miocene Tejeda complex on Gran Canaria (Canary Islands). *Geology* 27: 207-210.
- SCHMINCKE, H.U. (1967). Cone sheet swarm, resurgence of Tejeda caldera, and the early geologic history of Gran Canaria. *Bull. Volcanol.* 31: 153-162
- SCHMINCKE, H.U. (1968). Faulting versus erosion and the reconstruction of the Mid-Miocene shield volcano of Gran Canaria. *Geol. Mittlg.* 8: 23-50.
- SCHMINCKE, H.U. (1969). Ignimbrite sequence on Gran Canaria. *Bull. Volcanol.* 33: 1199-1219.
- SCHMINCKE, H.U. (1973). Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island groups. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84: 633-648.
- SCHMINCKE, H.U. (1976). The geology of the Canary Islands. In: Kunkel, G. (Ed.), *Biogeography and Ecology in the Canary Islands*. Junk, The Hague, 67-184.
- SCHMINCKE, H.U. (1982). Volcanologic and chemical evolution of the Canary Islands. In: Rad v, U. (Ed.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 273–306.
- SCHMINCKE, H.U. (1990). Geological field guide Gran Canaria. With contributions from Freundt A., Ferriz H., Kobberger G. and Leat P., *Excursion 7BI International Volcanological Congress*, Mainz, FRG, Pluto Press, Witten, 210 pp.
- SCHMINCKE, H.U. & H. STAUDIGEL (1976). Pillow lavas on central and eastern Atlantic Islands (La Palma, Gran Canaria, Porto Santo, Santa Maria). *Bull. Soc. Geol. France* 7: 871-883.
- SCHMINCKE, H.U. & M. SUMITA (2010). *Geological Evolution of the Canary Islands: A young volcanic archipelago adjacent to the old african continent*. (Ed) Görres-Verlag, Germany, 195 pp.
- SCHNEIDER, J.L., F.J. PÉREZ-TORRADO, D. GIMENO, P. WASSMER, M.C. CABRERA & J.C. CARRACEDO (2004). Sedimentary signatures of the entrance of coarse-grained volcanoclastic flows into the sea: the example of the breccia units of the Las Palmas Detritic Formation (Mio-Pliocene, Gran Canaria, eastern Atlantic, Spain). *J. Volcan. Geotherm. Res.* 138: 295-323.
- SOCORRO, S.J. (2019). Aportaciones al mapa geológico de Guguy (Gran Canaria) y al conocimiento de su patrimonio. *Reunión internacional de la Comisión de Patrimonio Geológico*, S.C. de Tenerife. Sociedad Geológica de España, 2-19.
- STAUDIGEL, H. & H.U. SCHMINCKE (1984). The Pliocene seamount series of La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 89, B-13: 11190-11215.

- STEINER, C., A. HOBSON, P. FAVRE & G.M. STAMPLI (1998). Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic – The Jurassic sequence of Fuerteventura (Canary Islands). *Geol. Soc. Am. Bull.* 110: 1304-1317.
- TROLL, V.R., T.R. WALTER & H.U. SCHMINCKE (2002). Cyclic caldera collapse: Piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence. *Geological Society of America* 30-2: 135-138.
- VAN DEN BOGAARD, P., & H.U. SCHMINCKE (1998). Chronostratigraphy of Gran Canaria, In: Weaver P.P.E., *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, Texas, Ocean Drilling Program 157: 127-140.
- VAN DEN BOGAARD, P. (2013). The origin of the Canary Island seamounts province: new ages of old seamounts. *Sci. Rep.* 3-2107.
- WALKER, G.P.L. (1990). Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Sc.* 44: 315-347.
- WIMBLEDON, W.A.P., A.A. ISCHENKO, N.P. GERASIMENKO, L.O. KARIS, V. SUOMINEN, C.E. JOHANSSON & C. FREDEN (2000). Proyecto GEOSITES, una iniciativa de la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS). La ciencia respaldada por la conservación. En: Baretino Fraile, D. (Ed.) *Patrimonio Geológico: conservación y gestión*. III Simposio Internacional PROGEO sobre Conservación del PG (Madrid, noviembre de 1999). 73-100.