



1. Evolución geológica temprana de la isla de Fuerteventura, el abandono del término «Complejo Basal»

R. Casillas¹, A. Ahijado¹, C. Fernández², M. Gutiérrez³,
J.R. Colmenero⁴, A. Hernández-Pacheco⁵, L.P. Fernández⁶,
A. Demény⁷, G. Nagy⁷, E. García-Navarro⁸, M. Camacho⁸,
F. Jourdan⁹, U. Glasmacher¹⁰, C. Castillo¹, S. Harangi^{11,12},
R. Lukacs^{12,13}, A. Belousov¹⁴, M. Belousova¹⁴, K. Balogh^{15†},
D. Gimeno¹⁶, J. Alonso-Henar², J. De la Nuez¹, M. Quesada¹,
M.C. Martín-Luis¹, V. Perelló & G. Martín¹.

¹. Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología, Facultad de Ciencias. C/Astrofísico Sánchez s/n. Universidad de La Laguna. 38206. La Laguna. Santa Cruz de Tenerife. rcasilla@ull.edu.es; aahijado@ull.edu.es; ccruiz@ull.edu.es; obelus@telefonica.net; mcmartin@ull.edu.es

². Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040. Madrid. jahenar@geo.ucm.es; cafern08@geo.ucm.es

³. Departamento de Didácticas Específicas, Facultad de Educación. C/ Calle Pedro Zerolo, s/n. Edificio Central. Planta 2. Apartado 456. 38200. La Laguna. Santa Cruz de Tenerife. margutie@ull.edu.es

⁴. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n. 37008. Salamanca. colme@usal.es

⁵. Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040. Madrid.

⁶. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n. 33005. Oviedo. lpedro@uniovi.es

⁷. Institute for Geological and Geochemical Research. Research Centre for Astronomy and Earth Sciences. HUN-REN. Budaorsi ut 45, H-1112. Budapest. Hungary. demeny.attila@csfk.mta.hu; nagygeza41@t-online.hu

⁸. Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales. Campus El Carmen. Avda. de las Fuerzas Armadas, s/n. 21007. Huelva. navarro@uhu.es

- ^{9.} Western Australian Argon Isotope Facility. School of Earth and Planetary Sciences. John de Laeter Centre / Space Science and Technology Centre / TIGeR. Curtin University, GPO Box U1987. Perth WA6845. Australia.
F.Jourdan@exchange.curtin.edu.au
- ^{10.} Institute of Earth Sciences. Heidelberg University. Im Neuenheimer Feld 234-236 69120. Heidelberg. Germany. *ulrich.a.glasmacher@geow.uni-heidelberg.de*
- ^{11.} Eötvös Loránd University, Institute of Geography and Earth Sciences, Department of Petrology and Geochemistry. Pázmány sétány 1/C. H-1117. Budapest. Hungary. *harangi.szabolcs@ttk.elte.hu*
- ^{12.} HUN-REN-ELTE Volcanology Research Group, Pázmány. P. sétány 1/C 1117. Budapest. Hungary.
- ^{13.} Institute for Geological and Geochemical Research, HUN-REN Research Centre for Astronomy and Earth Sciences (MTA Centre of Excellence). Budaörsi út 45 H-1112. Budapest. Hungary. *lukacs.reka@csfk.org*
- ^{14.} Institute of Volcanology and Seismology. 9 Piip Boulevard. Petropavlovsk-Kamchatsky. 683006. Rusia. *belousov@mail.ru*
- ^{15.} Institute of Nuclear Research. Hungarian Academy of Sciences. Bem tér 18/C. H-4026. Debrecen. Hungary.
- ^{16.} Departament de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada, Facultat de Ciències de la Terra. Martí i Franqués, 1. 08028. Barcelona.
d.gimeno.torrente@gmail.com

La presente comunicación es un resumen de la conferencia impartida por el primero de los autores en la XX Semana Científica Telesforo Bravo (ver Afonso-Carrillo, 2025), y trata sobre el conocimiento que se tiene actualmente sobre las formaciones geológicas más antiguas de Fuerteventura. Se basa en el trabajo que distintos autores han ido publicando a lo largo de los últimos años y en las publicaciones del Grupo de Investigación consolidado de la Universidad de La Laguna denominado: «Crecimiento submarino y emersión de las Islas Canarias: estudio geológico de los Complejos Basales» (actualmente denominado «Geología y Vulcanología de Islas Oceánicas»), formado, principalmente, por investigadores del Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna, del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, del Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid y del Departamento de Geodinámica y Paleontología de la Universidad de Huelva, y de otras instituciones extranjeras, llevadas a cabo a lo largo de más de tres décadas. El

título de la conferencia pretende destacar que, dado que a lo largo de estos años se ha podido clarificar el significado de las distintas unidades incluidas anteriormente en el denominado «Complejo Basal» de Fuerteventura (la corteza oceánica mesozoica, el Complejo Plutónico Ultra-alcalino, parte de la Dorsal Inicial y los complejos plutónicos-filonianos asociados a los grandes edificios en escudo miocenos), actualmente es posible considerar el abandono de dicho término a la hora de describir las formaciones rocosas incluidas hasta ahora en el mismo.

Introducción

La isla de Fuerteventura se localiza en la parte oriental del archipiélago canario, a unos 100 km de la costa del continente africano y se levanta más de 3000 m por encima del fondo oceánico del Atlántico (Fig. 1).

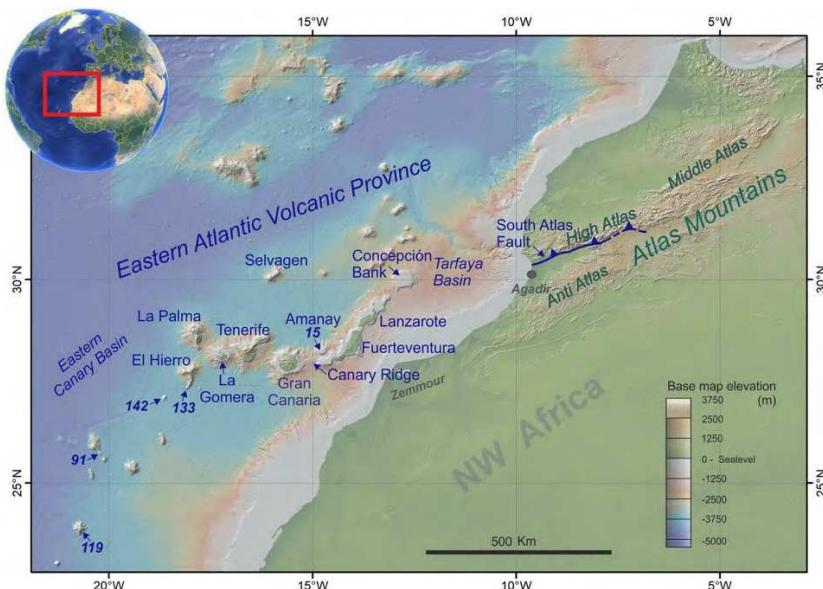


Fig. 1. Situación general de Fuerteventura dentro del archipiélago canario, con indicación de la batimetría en ese sector del Atlántico Norte (tomado de Anguita *et al.*, 2025).

La isla se alarga más de 100 km en la dirección NNE-SSO y, con una superficie de 1662 km², incluida la isla de Lobos, es la segunda isla en extensión del archipiélago canario. Frente a este notable tamaño, su cota máxima no alcanza los 1000 m (pico de la Zarza, 807 m), siendo exigua la superficie situada por encima de los 600 m. Es posible distinguir en

Fuerteventura cinco comarcas fisiográficas claramente diferenciadas (Fig. 2) (Criado, 1991).

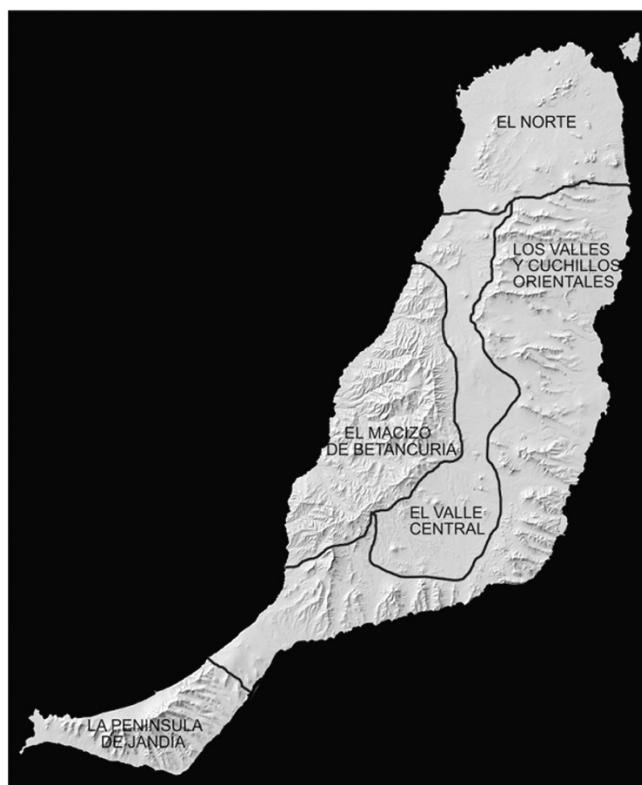


Fig. 2. Modelo de elevación digital del terreno con indicación de las principales comarcas fisiográficas de Fuerteventura (iluminación desde el NO). La mayor parte de estas comarcas están condicionadas por unidades geológicas bien diferenciadas, como se indica en el texto (véase la Fig. 4).

1. El Norte. Abarca los espacios situados al norte de la línea constituida por el barranco de Tebeto, La Oliva y la montaña de Escanfraga. Se trata de un área con escasos desniveles y con una altitud que, salvo algunos puntos concretos (montaña de Tindaya y montaña de la Arena), no supera los 200 m. Esta parte de la isla está constituida fundamentalmente por pequeños conos de escorias y malpaíses, producidos en erupciones relativamente recientes de los últimos episodios del segundo ciclo de vulcanismo subáereo plio-cuaternario y del vulcanismo subreciente.

2. La Llanura Central. Al sur de Montaña Quemada se abre la llanura interior, que es una de las regiones fisiográficas más características de la isla. Esta llanura aparece alterada por la presencia de pequeños tableros alargados

de una veintena de metros de altura y algunas montañas que se levantan un centenar de metros sobre el relieve circundante, como montaña de Gairía. Hacia el sur, el Valle Central se estrecha progresivamente hasta desaparecer en el Valle del Tarajal de Sancho. Esta llanura central constituye un bloque hundido con respecto al sector más occidental, y su origen ha estado condicionado por la actividad tectónica.

3. Los Valles y Cuchillos orientales. Esta unidad se localiza desde montaña de Escanfraga, al norte, hasta el istmo de Jandía, al sur. La característica esencial es la presencia de un relieve que se estructura en valles, la mayoría sin cabeceras bien desarrolladas, con vertientes cóncavas y fondo plano. Los interfluvios están constituidos por cordales que normalmente superan los 400 m (cuchillos). Estos cuchillos representan los restos de la gran Dorsal Inicial de la Isla y los Edificios en Escudo Miocenos Norte y Central.

4. El Macizo de Betancuria. Este macizo se localiza desde el curso medio del barranco de Los Molinos, al norte, hasta el margen occidental del barranco de Chilegua. El contacto con la llanura central es bastante brusco, sobre todo entre Antigua y Tuineje. Este macizo presenta, como rasgos diferenciales, acusados desniveles y una notable compartimentación del relieve. En este sector afloran gran parte de los materiales más antiguos de la isla: la corteza oceánica mesozoica, el Complejo Plutónico Ultra-alcalino, la Dorsal Inicial y los complejos plutónico-filonianos relacionados con los Edificios en Escudo Miocenos Norte y Central.

5. La Península de Jandía. Separada del resto de la isla por el istmo de la Pared, presenta dos vertientes claramente diferentes. La vertiente de barlovento presenta un talud cóncavo y un escarpe donde se alcanzan las mayores cotas de la isla (pico de la Zarza, 807 m). La vertiente de sotavento se caracteriza por la presencia de una red de barrancos estrechos y cortos, en disposición casi radial que parten del escarpe. Desde Morro Jable hacia el oeste, los barrancos terminan en una planicie costera, levantada unos 10 metros sobre el nivel del mar. Algunos sectores como el istmo de Jandía o el Jable de Salinas, se caracterizan por la presencia de formaciones dunares de arenas bioclásticas movilizadas por el viento, y sobre las que se han producido importantes encostramientos. En general, la península de Jandía representa los restos de la parte más meridional de la gran Dorsal Inicial de la isla y del Edificio en Escudo Mioceno Sur.

Principales unidades geológicas

Desde el punto de vista geodinámico, el archipiélago canario y, por tanto, Fuerteventura, está situado dentro de la placa de Nubia, en una posición tectónica de intraplaca, en ambiente oceánico y cercano al borde continental

de tipo pasivo del noroeste africano. El espesor de la corteza oceánica bajo Canarias varía desde los 12 km en La Palma hasta los 15 a 20 km entre Fuerteventura y Lanzarote (Bossard & MacFarlane, 1970; Banda *et al.*, 1980, 1981). Por tanto, la isla de Fuerteventura se asienta sobre una corteza de espesor anormalmente grueso para ambientes oceánicos, que puede ser interpretada como oceánica engrosada. Su estructura consiste (Banda *et al.*, 1980, 1981) en una primera capa de rocas volcánicas que se extiende hasta los 3 km de profundidad, y una capa de rocas ígneas plutónicas de posible composición gabroica y ultramáfica que alcanza los 15 km de profundidad. Entre los 15 y 20 km aparece una zona de tránsito entre la corteza oceánica y el manto, caracterizada por una baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas P (7,4 km/s) si la comparamos con velocidades típicas de propagación de dichas ondas en el manto litosférico (8,0 km/s). Esta capa puede corresponder a un conjunto de rocas máficas y ultramáficas (generadas por el proceso de «*underplating*») producidas por el magmatismo asociado a la pasada actividad ígnea de la isla (Holik *et al.*, 1991). Esta capa de baja velocidad sísmica ha sido encontrada en otros contextos de magmatismo intraplaca (Caress *et al.*, 1995).

En el conjunto del archipiélago es posible reconocer la existencia de direcciones estructurales de primer orden que han sido interpretadas clásicamente como debidas a importantes fracturas o fallas en la corteza oceánica. Las orientaciones de estas fracturas parecen concentrarse en cuatro grandes poblaciones fundamentales o directrices (Carracedo, 1984) que han condicionado la génesis y formación del archipiélago y están íntimamente ligadas a la evolución tectónica del océano Atlántico, al desplazamiento de la placa de Nubia y al campo de esfuerzos local provocado por la supuesta existencia de un penacho mantélico o de una amplia zona de anomalía térmica en el manto superior sub-litosférico (Anderson *et al.*, 1992):

- 1. N35°E (NE-SO).** Es la llamada dirección *africana* (alineación de Fuerteventura y Lanzarote, así como un gran número de estructuras observables en estas y otras islas).
- 2. N110°E (NO-SE).** Dirección *atlántica* (alineación definida por las islas de La Palma, Tenerife y Gran Canaria, y numerosas estructuras observables en el archipiélago).
- 3. N60-65°E.** Dirección también *atlásica* (aunque definida por las islas de Tenerife, La Gomera y El Hierro y por diversas estructuras en las distintas islas).
- 4. N-S.** Orientación de la red de diques en La Palma.

Recientemente, muchas de estas fallas han podido localizarse y caracterizarse utilizando criterios geofísicos, estructurales, sísmicos, etc. (Fig. 3).

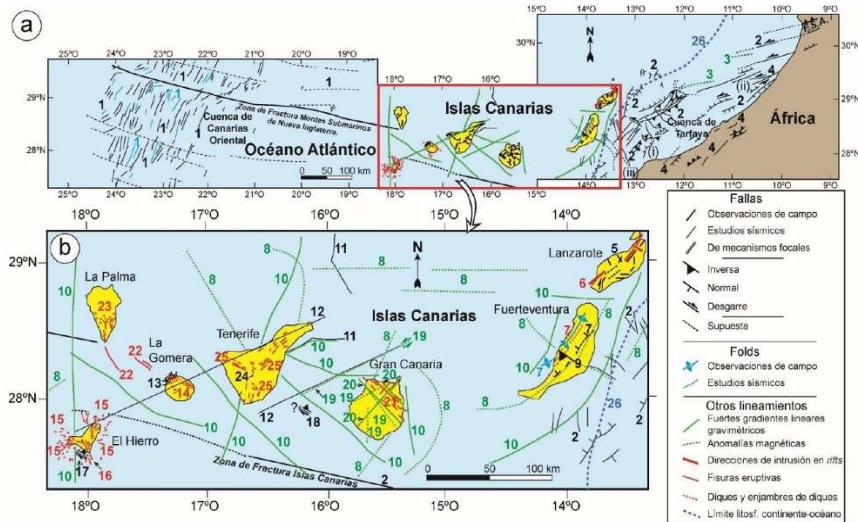


Fig. 3. Tomada de Anguita *et al.* (2025). Lineamientos en el área canaria, con dos direcciones más comunes: ONO-ESE o «atlánticas», predominantes en el oeste y centro del archipiélago; y OSO-ENE, «africanas», más importantes en las islas centrales y orientales y en la Cuenca de Tarfaya, que conecta con la cadena del Atlas (F.S.A., Falla del Sur del Atlas). La densidad de fracturas autoriza a definir la litosfera canaria como un área debilitada, de acuerdo también con lo ilustrado en la figura 3. Los números corresponden a la referencia de cada lineamiento o grupo de lineamientos: (1) León *et al.* (2022), (2) Uranga *et al.* (2022), (3) Dillon (1974), (4) Le Roy & Piqué (2001), (5) Marinoni & Pasquaré (1994), (6) Camacho *et al.* (2019), (7) Fernández *et al.* (2006), (8) Catalán *et al.* (2003), (9) Gutiérrez *et al.* (2006), (10) Carbó *et al.* (2003), (11) Llanes *et al.* (2009), (12) Bosshard & MacFarlane (1970), (13) Fernández *et al.* (2015), (14) Márquez *et al.* (2018), (15) Becerril *et al.* (2015), (16) Martí *et al.* (2013), (17) del Fresno *et al.* (2014), (18) Mezcuá *et al.* (1992), (19) Blanco-Montenegro *et al.* (2003, 2018), (20) Montesinos *et al.* (2022), (21) Balcells *et al.* (1990), (22) Llanes *et al.* (2009), (23) Day *et al.* (1999), (24) Galindo *et al.* (2005), (25) Geyer & Martí (2010), (26) Müller *et al.* (2008).

El nacimiento y emersión de Fuerteventura y su posterior evolución se ha llevado a cabo, de forma similar a como ocurre en las otras islas, según dos ciclos fundamentales (crecimiento submarino y subaéreo), que han dado lugar a la formación de diversas rocas representadas en la isla por seis grandes formaciones litológicas (Ancochea *et al.*, 1993) (Figs 4 y 5).

- 1). La Corteza oceánica mesozoica.
- 2). El Complejo Plutónico Ultra-alcalino.
- 3). La Dorsal Volcánica Inicial.
- 4). Los grandes edificios en escudo miocenos.
- 5). Los edificios volcánicos plio-cuaternarios.
- 6). Los sedimentos plio-cuaternarios.

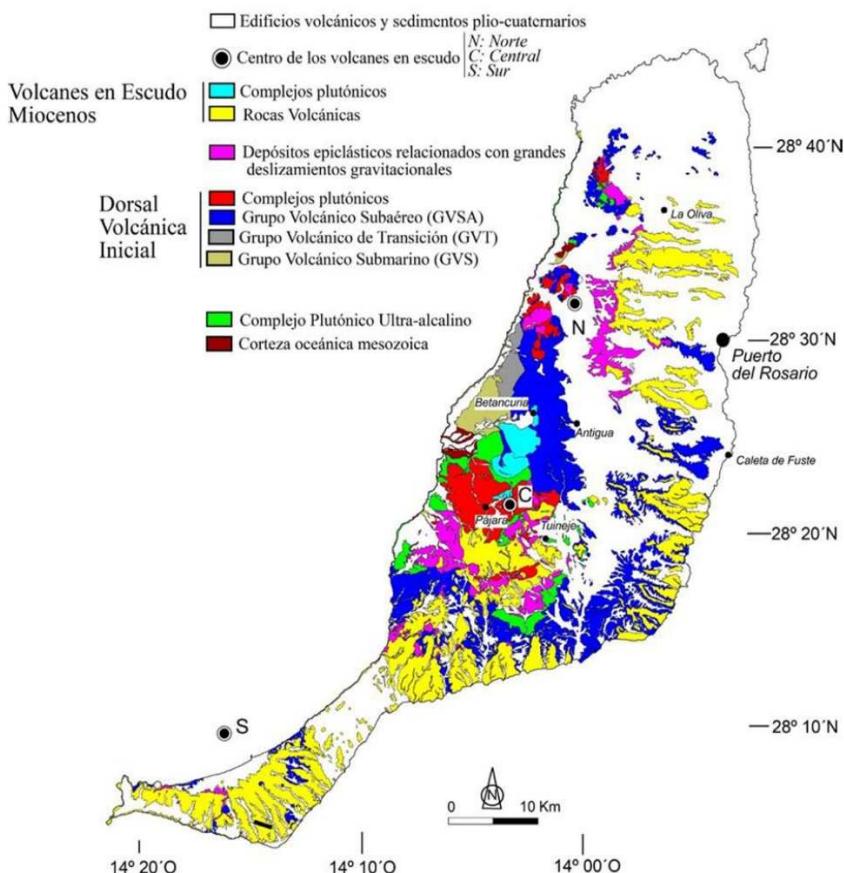


Fig. 4. Mapa geológico de la isla de Fuerteventura (tomado de Casillas *et al.*, 2024, modificado de Balcells *et al.*, 2006) mostrando las principales unidades, la localización de los centros de los edificios volcánicos miocenos (N: Norte, C: Central, S: Sur). El principal afloramiento de las rocas más antiguas, en la zona centro-occidental de la isla, es el llamado macizo de Betancuria.

La corteza oceánica mesozoica, el Complejo Plutónico Ultra-alcalino, parte de la Dorsal Inicial y los complejos plutónicos-filonianos asociados a los grandes edificios en escudo miocenos constituyen el Complejo Basal, de acuerdo con la terminología clásica empleada por los investigadores de la escuela del Prof. Fúster. Siguiendo esta misma terminología, parte de la Dorsal Volcánica Inicial y los grandes edificios en escudo miocenos constituyen la Serie I, mientras que los edificios volcánicos plio-cuaternarios forman las Serie II, III y IV.

A continuación, se describirán con más detenimiento cada una de estas grandes unidades geológicas.

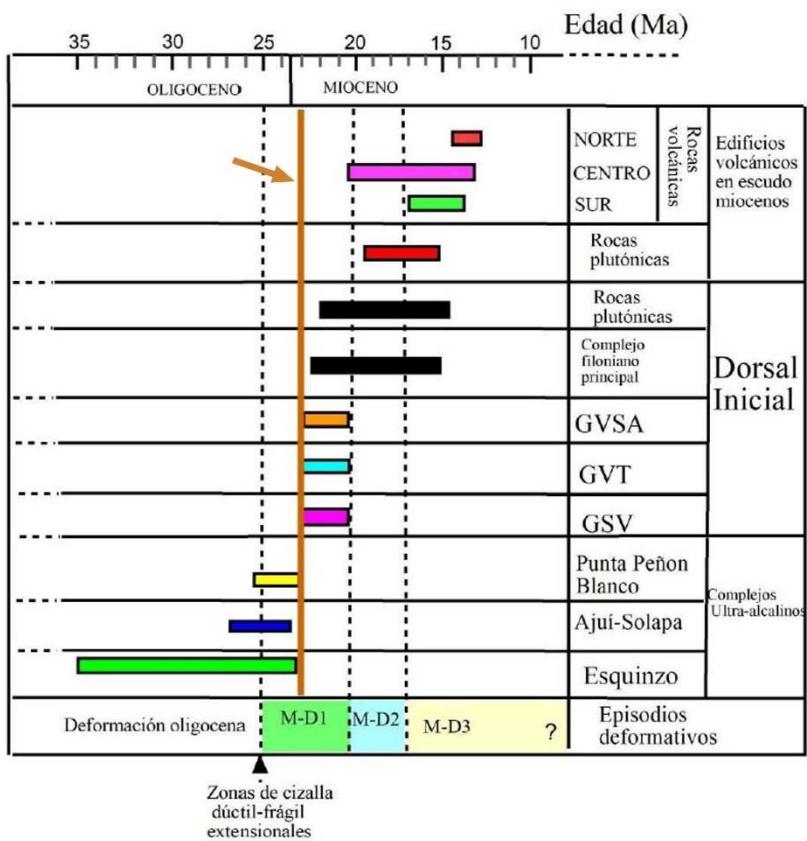


Fig. 5. Esquema de evolución temporal de las diferentes unidades geológicas tempranas relacionadas con la formación de Fuerteventura y etapas de deformación. En color naranja (flecha) se muestra la posición geocronológica de la discordancia existente bajo las rocas volcánicas de la Dorsal Inicial. Tomado de Casillas *et al.* (2024).

La corteza oceánica mesozoica

La corteza oceánica mesozoica pre-volcánica aparece en dos sectores de la costa occidental de la isla (Fig. 4): entre la Piedra de La Playa y el Pardero en la costa norte (Fúster *et al.*, 1968a; Robertson & Stillman, 1979a; Roberston & Bernouilli, 1982), donde se encuentra muy fracturada e hidrotermalizada, y entre la playa de Los Muertos y la caleta de la Peña Vieja en Ajuy (Fúster *et al.*, 1968a; Rothe, 1968; Robertson & Stillman, 1979a; Fúster *et al.*, 1980, 1984a,b; Roberston & Bernouilli, 1982; Renz *et al.*, 1992). En este último sector, esta secuencia presenta un espesor aproximado de 1600 m. Se han diferenciado cinco unidades en estos sedimentos (Steiner *et al.*, 1998, Fig. 6).

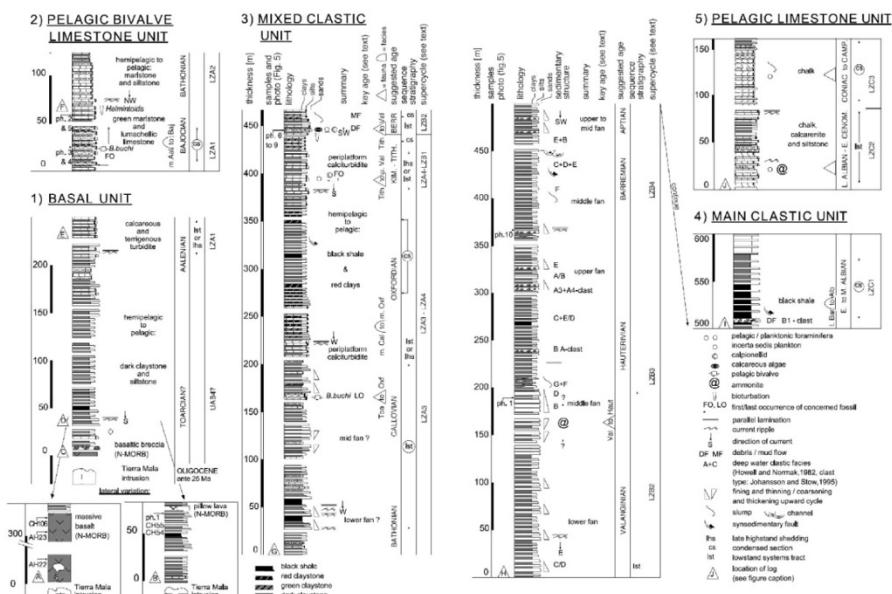


Fig. 6. Columnas estratigráficas de la corteza oceánica mesozoica aflorante en la región de Ajuy, al SO de Betancuria (Fig. 4). Incluyen tanto las rocas volcánicas N-MORB de la Unidad Basal, como los sedimentos jurásicos y cretácicos que las recubren. Tomado de Steiner *et al.* (1998).

• **Unidad Basal.** En la base de la secuencia, los sedimentos mesozoicos (Fig. 7) están intercalados con basaltos toleíticos de tipo N-MORB, de edad Jurásico inferior (Fig. 8), que representan los materiales más antiguos de la corteza oceánica en el Atlántico Central. Estos basaltos aparecen en la playa de Los Muertos, en el barranco de La Majada de La Perra y en el barranco de La Potranca. Los basaltos están cubiertos por unos 150 metros de argilitas y limolitas depositadas en aguas profundas, por debajo del nivel de compensación de carbonatos.

• **Unidad de Calizas con bivalvos pelágicos.** Aflora en el Barranco de Ajuy y a lo largo de la costa, al norte del puerto de La Peña. Consiste en unos 150 metros de calizas, argilitas y margas. En las margas aparecen numerosas impresiones del bivalvo *Bositra buchi*, identificadas por Rothe (1968) como *Posidonia bronni*. La asociación de facies de esta unidad indica que la sedimentación se produjo entre la parte media del talud continental y la llanura abisal, por encima del nivel de compensación de carbonatos. La edad de esta unidad es Jurásico inferior - Jurásico superior.

• **Unidad Clástica Mixta.** Aflora a lo largo de la costa, entre la caleta Negra y la desembocadura del barranco de La Peña, con una potencia de 470 metros. Marca el retorno a la sedimentación clástica y está compuesta principalmente

por arenas y limos turbidíticos, con margas y pizarras negras subordinadas, depositadas en un ambiente marino profundo. Los foraminíferos y el alga verde encontrada en el techo de esta unidad aportan una edad Jurásico-Cretácico inferior (*Nautiloculina* sp., *Mesoendothyra* sp. y *Ophatalmidium* sp.) y Oxfordiense a Valanginiense (*Salpingoporella pygmaea*).



Fig. 7. Sedimentos mesozoicos en posición invertida (Ajuí).

- **Unidad Clástica Principal.** Aflora a lo largo de la costa entre la desembocadura del barranco de La Peña y el sur de la caleta de la Peña Vieja, y está compuesta por 500 metros de arenas turbidíticas. La base, de edad Valanginiense-Hauteriviense, se ha datado a partir de la aparición del ammonites *Neocomites* sp. (Renz *et al.*, 1992). Los últimos 100 metros de esta unidad están compuestos principalmente por pizarras negras que marcan el final del sistema de abanico submarino. Considerando la edad de la siguiente unidad, las pizarras negras podrían corresponderse con el más antiguo de los eventos oceánicos anóxicos del Cretácico (Berriasiense-Albiense; Jenkyns, 1980).

• **Unidad de Calizas Pelágicas.** Aflora principalmente en la caleta de la Peña Vieja y en la parte media del barranco de la Peña. Está compuesta por 150 metros de depósitos de talud, principalmente margas. Se corresponde con la unidad F y G de Robertson & Stillman (1979a). Robertson & Bernoulli (1982) asignan una edad Albiense-Cenomaniense inferior a la unidad F basándose en la aparición del ammonites *Partschiceras cf. whiteavesi* y a la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos: *Schakoina galadolpii* Reichel, *Rotalipora* sp., *Hedbergella* sp. y *Gabonella* sp. A la unidad G se le atribuye una edad Senoniense por la presencia de Globotruncánidos y Heterohelícidos, asociados con foraminíferos bentónicos del género *Stensiöina*, *Gavelinella*, *Polimorphina* y *Reussella*.



Fig. 8. Basaltos toleíticos de tipo N-MORB, de edad Jurásico inferior, formando lavas almohadilladas. Barranco de la Perra (Ajuí).

La Corteza oceánica se encuentra invertida (Robertson & Stillman, 1979a), habiendo sido afectada por una tectónica contractiva con dirección de acortamiento NNE-SSO. Se ha estimado que la corteza oceánica ha podido ascender más de 3 km, debido en parte a esta deformación, favoreciendo que en la actualidad llegue a aflorar por encima del nivel del mar. Este levantamiento explica que las unidades del GVS se hayan generado bajo láminas de agua de profundidad moderada o somera. La edad del levantamiento e inversión de la Corteza oceánica parece que tuvo lugar en el Paleoceno Superior (algunos resultados de fission tracks en circones incluidos en los sedimentos oceánicos indican una edad de levantamiento y exhumación en torno a los 58 millones de años (Mansour *et al.*, 2023). Las

rocas del Complejo Plutónico Ultra-alcalino (de edad entre 35 y 23 Ma) intruyen a los sedimentos mesozoicos ya deformados.

El Complejo Plutónico Ultra-alcalino

Las rocas que forman este Complejo son, junto con las de la Dorsal Inicial, las que tienen una mayor extensión geográfica de todas las que forman la isla, estando sólo ausentes en la península de Jandía. Por el norte (Fig. 4) se extienden hasta la montaña de Los Frailes y la playa del Águila, cerca de El Cotillo (Fúster *et al.*, 1980; Barrera *et al.*, 1986). Por el sur llegan, por la costa, hasta cerca de la desembocadura del barranco de Amanay (Le Bas *et al.*, 1986; Ahijado & Hernández-Pacheco, 1990, 1992; Ahijado *et al.*, 1992; Mangas *et al.*, 1994; Ahijado, 1999). Por el suroeste hasta la montaña de Agando, junto al caserío de Violante. Por el este, hasta el Roque del Buey, al este de la montaña de Gairía.



Fig. 9. Diversas rocas del Complejo Plutónico Ultra-alcalino (de arriba abajo y de izquierda a derecha): piroxenitas anfibólicas, ijolitas, carbonatitas y sienitas.

Se trata fundamentalmente de piroxenitas, kaersutiitas, gabros anfibólicos, ijolitas-melteigitas-urtitas, malignitas, sienitas, sienitas nefelínicas, traquitas porfídicas y carbonatitas (Fig. 9, Fúster *et al.*, 1968; Muñoz, 1969; Barrera *et al.*, 1981; Le Bas *et al.*, 1986; Ahijado &

Hernández-Pacheco, 1990, 1992; Ahijado & Palacios, 1991; Hoernle & Tilton, 1991; Ahijado *et al.*, 1992; Cantagrel *et al.*, 1993; Sagredo *et al.*, 1996; Demeny *et al.*, 1998; Ahijado, 1999; Hoernle *et al.*, 2002; Demeny *et al.*, 2004; Muñoz *et al.*, 2005; De Ignacio *et al.*, 2006). Estas últimas aparecen, principalmente, concentradas en tres macizos: Esquinzo, Ajuy-Solapa (Punta de la Nao-Caleta de la Cruz) y Punta del Peñón Blanco (Barrera *et al.*, 1981; Ahijado & Hernández-Pacheco, 1990, 1992; Ahijado *et al.*, 1992; Mangas *et al.*, 1992, 1993, 1994; Ahijado, 1999; Muñoz *et al.*, 2005). Algunos afloramientos más dispersos aparecen en la montaña de Los Frailes, al norte; en el barranco del Cortijo (Violante) al sur y en el barranco de Los Arrabales (Tiscamanita), en el centro de la isla.

Se trata del Grupo A1 y A2 definidos por Balogh *et al.* (1999); o el Grupo EM-1 definido por Muñoz *et al.* (2005).

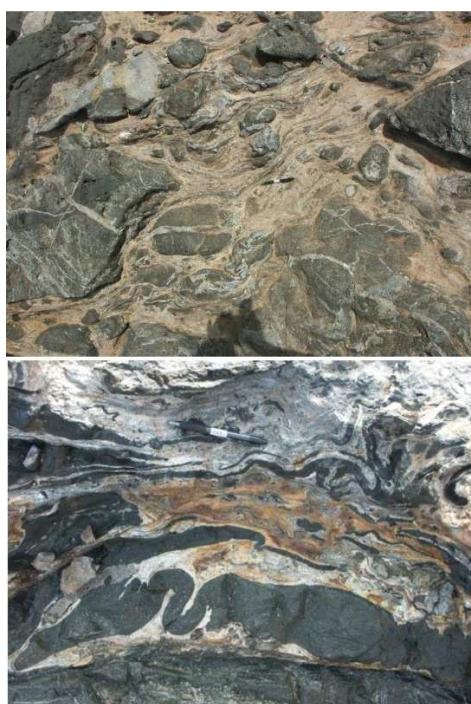


Fig. 10. Zonas de cizalla dúctil de la Caleta de la Cruz (izquierda) y de la Punta del Peñón Blanco (derecha).

Las rocas plutónicas de la serie ultra-alcalina inicial están afectadas por zonas de cizalla dúctil o dúctil-frágil (Fig. 10, Casillas *et al.*, 1994; Fernández *et al.*, 1997) de movimiento transcurrente y normal (Casillas *et al.*, 1994; Fernández *et al.*, 1997). Esta deformación parece estar causada por la

existencia de un régimen extensional para el tránsito Oligoceno-Mioceno y en el Mioceno (Fernández *et al.*, 2006); responsable, como veremos más adelante, de la formación de la Dorsal Inicial y de su complejo plutónico-filionario de dirección NNE-SSO que llega a representar un 50% de dilatación cortical (Stillman, 1987; Ahijado *et al.*, 2001; Fernández *et al.*, 2006).

En la costa norte, en La Piedra de la Playa, contactan con los sedimentos de la corteza oceánica a través de una zona de falla de dirección NE-SO. En el entorno de Ajuí, el contacto con los materiales de la secuencia invertida de la corteza oceánica es intrusivo, aunque se encuentra retocado por las zonas de cizalla dúctil o dúctil-frágil mencionadas anteriormente.

La edad de las rocas de este complejo se sitúa entre los 23 y los 35 Ma (Fig. 4, Cantagrel *et al.*, 1993; Balogh *et al.*, 1999; Muñoz *et al.*, 2005; Sagan *et al.*, 2020), siendo más antiguas en el norte que en el sur (Sagan *et al.*, 2020).

La Dorsal Volcánica Inicial

Sobre las rocas de la corteza oceánica y del Complejo Plutónico Ultra-alcalino, a través de una discordancia erosiva que recorre la isla de norte a sur (Fig. 11), aparecen las rocas volcánicas que constituyen la Dorsal Volcánica Inicial (23 Ma - 20,5 Ma) que se extendería desde la península de Jandía hasta el extremo norte de la isla, sin descartarse que pudiera tener continuidad más hacia el norte en Lanzarote, llegando hasta el Banco de Concepción (descrita ya por Fúster 1975, como «dorsal canaria»). El término «dorsal volcánica» alude a edificios volcánicos alargados, en forma de «tejado a dos aguas», generalmente asociados a erupciones de tipo fisural, y no tiene relación con el concepto de dorsal oceánica utilizado en tectónica (Fig. 12).

Esta discordancia basal de la Dorsal Volcánica Inicial aparece representada, en la zona central y occidental de la isla por brechas y conglomerados submarinos (Fig. 13), mientras que en la parte septentrional, meridional y centro-oriental de la misma aparecen paleosuelos ferruginosos (Fig. 13), conglomerados y arenas aluviales. En las brechas y conglomerados son muy frecuentes los fragmentos de sedimentos de la corteza oceánica, piroxenitas, ijolitas, sienitas y traquitas. En Esquinzo, estos materiales detriticos fueron descritos por primera vez por Fúster *et al.* (1968) e interpretados, posteriormente por Barrera *et al.* (1981) como una brecha de fluidificación formada por la acción de fluidos hidrotermales tardíos relacionados con las intrusiones ultra-alcalinas.

Sobre los depósitos detriticos anteriores aparecen los materiales volcánicos que representan el crecimiento de la gran Dorsal Inicial de la Isla. Dicha Dorsal está integrada por tres grandes unidades litoestratigráficas

transicionales y/o superpuestas (Figuras 14, 15) (Gutiérrez, 2000; Gutiérrez *et al.*, 2006): el Grupo Volcánico Submarino (GVS), constituido por rocas volcánicas submarinas emplazadas sobre la discordancia basal que se apoya en el Complejo Ultra-alcalino o en la corteza oceánica; el Grupo Volcánico de Transición (GVT), constituido por rocas formadas en ambientes de transición submarino-subaáreo, y, finalmente, el Grupo Volcánico Subaáreo (GVSA), integrado por las rocas volcánicas emplazadas sobre la discordancia en condiciones subaáreas, entre los que se incluyen los niveles más bajos de los Edificios Subaáreos Meridional, Central y/o Septentrional Inferiores, definidos previamente por Ancochea *et al.* (1993) y Ancochea *et al.* (1996).

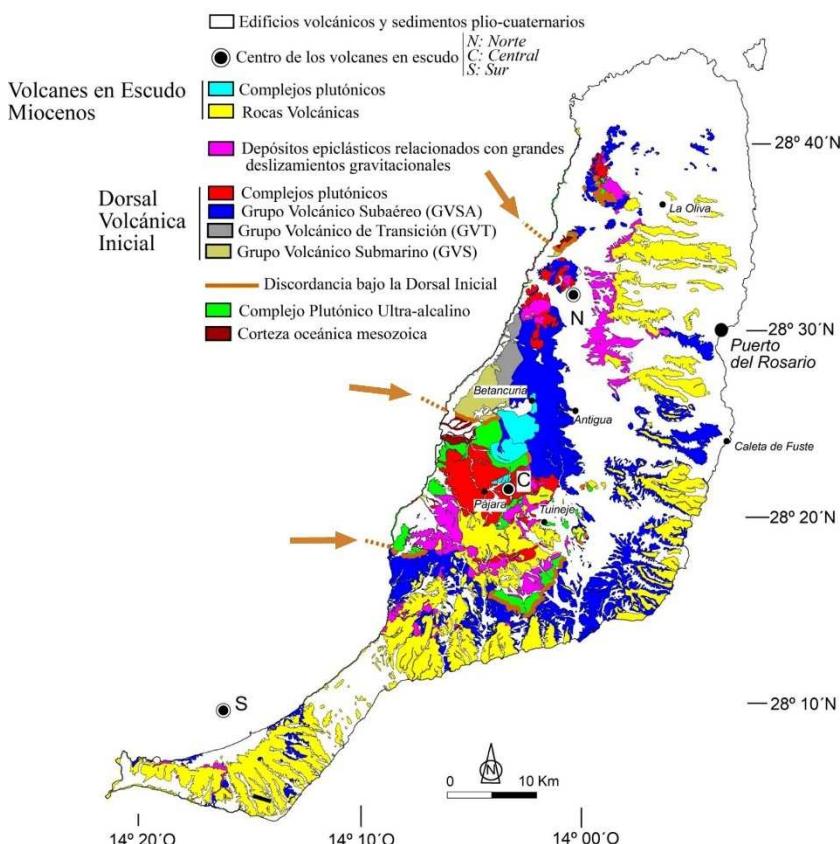


Fig. 11. Localización de la discordancia (línea naranja señalada con flecha) bajo la Dorsal Inicial. Mapa geológico de Fuerteventura modificado de Balcells *et al.* (2006).

Las relaciones entre estas unidades y sus principales características litoestratigráficas pueden observarse en las figuras 14 y 15, y serán descritas a continuación.

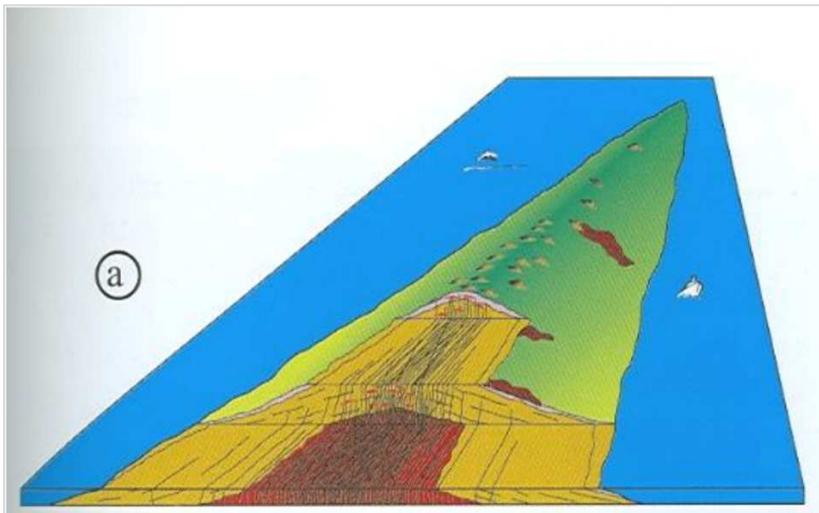


Fig. 12. Representación de una dorsal volcánica. Tomado de Anguita *et al.* (2000).



Fig. 13. Discordancia submarina en forma de brechas polimíticas (arriba). Discordancia subáerea en forma de paleosuelo ferruginoso (abajo).

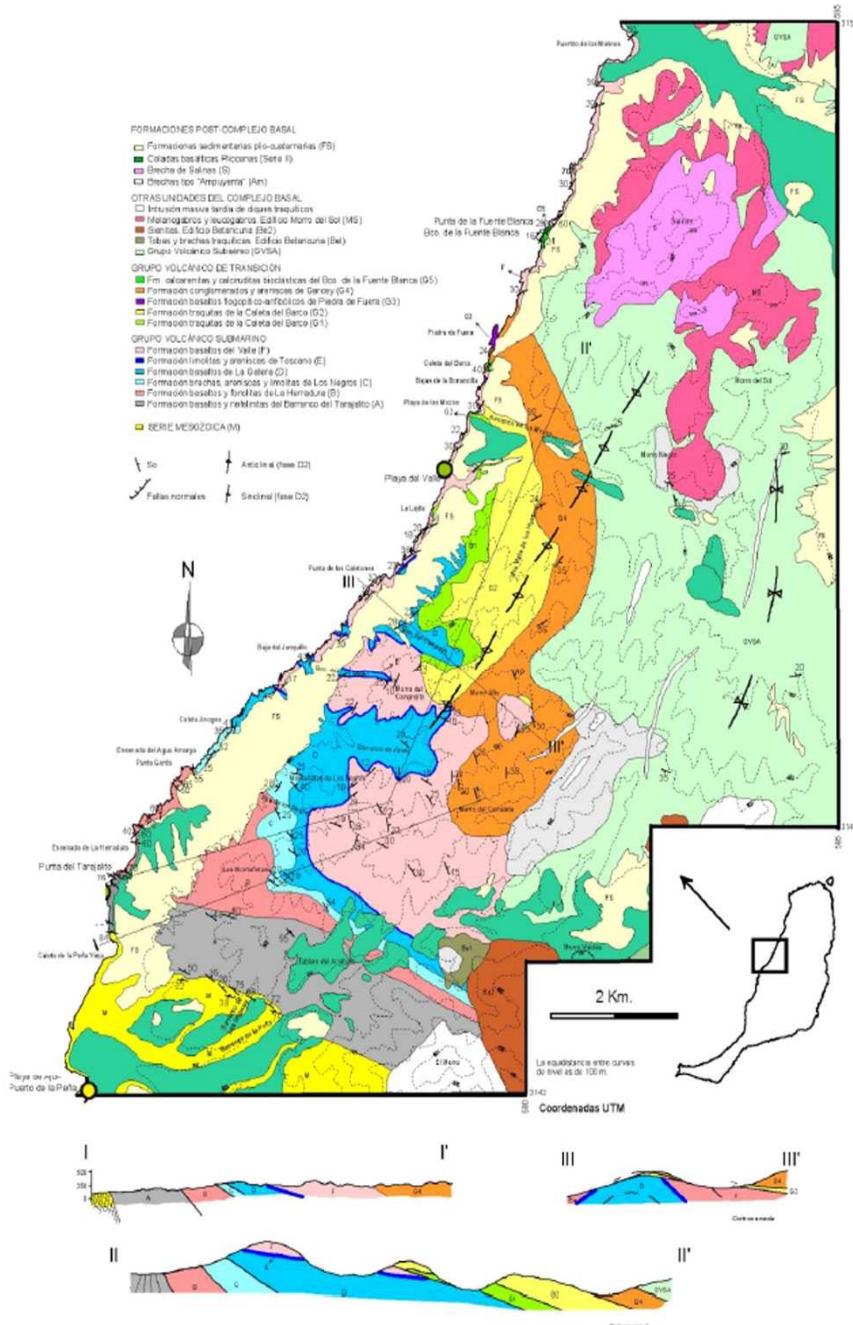


Fig. 14. Mapa y cortes geológicos del Grupo Volcánico Submarino (GVS); del Grupo Volcánico de Transición (GVT), y, finalmente, del Grupo Volcánico Subáereo (GVSA). Tomado de Gutiérrez (2000).

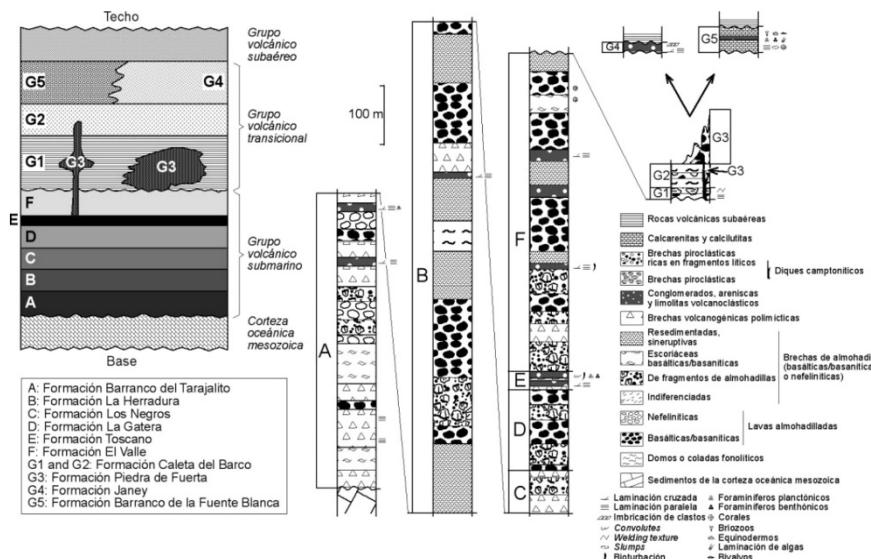


Fig. 15. Columnas esquemáticas de las unidades volcánicas correspondientes al crecimiento submarino (GVS) y al tránsito a las condiciones de crecimiento subaéreo (GVT) aflorantes en el macizo de Betancuria, según Gutiérrez *et al.* (2006).

Grupo Volcánico Submarino (GVS)

Aparece en el sector centro-occidental de la isla, fundamentalmente, a lo largo de su costa occidental desde El Pardero, al norte de Los Molinos, hasta la caleta de la Peña Vieja (Fig. 14).

Unidades litoestratigráficas

En el GVS se han diferenciado varias formaciones en función de sus características estratigráficas, sedimentológicas y petrográficas (Gutiérrez, 2000; Gutiérrez *et al.*, 2006) (Figs 15 y 16):

1) Formación basaltos y nefelinitas del Barranco del Tarajalito (A). Se apoya de manera discordante sobre los sedimentos de fondo oceánico de la serie mesozoica. Esta unidad se caracteriza por la aparición de rocas de afinidad ultra-alcalina (nefelinitas, fonolitas nefelínicas) junto a otras fuertemente alcalinas (basanitas). En ella se diferencian dos asociaciones de facies. Una está integrada por rocas volcánicas primarias de composición basanítica, constituidas por lavas almohadilladas, brechas de fragmentos de almohadillas más o menos resedimentadas y brechas de almohadillas escoriáceas; esta asociación de facies se generó a través de erupciones

subaéreas cuyas coladas llegaron al mar formando deltas lávicos (Fig. 17a). La otra asociación de facies es de naturaleza volcanogénica, formada, principalmente por conglomerados, brechas (Fig. 16), areniscas y limolitas volcánicas, depositadas a través de flujos subacuáticos en relación con la destrucción parcial de complejos ultra-alcalinos situados en la zona oriental.

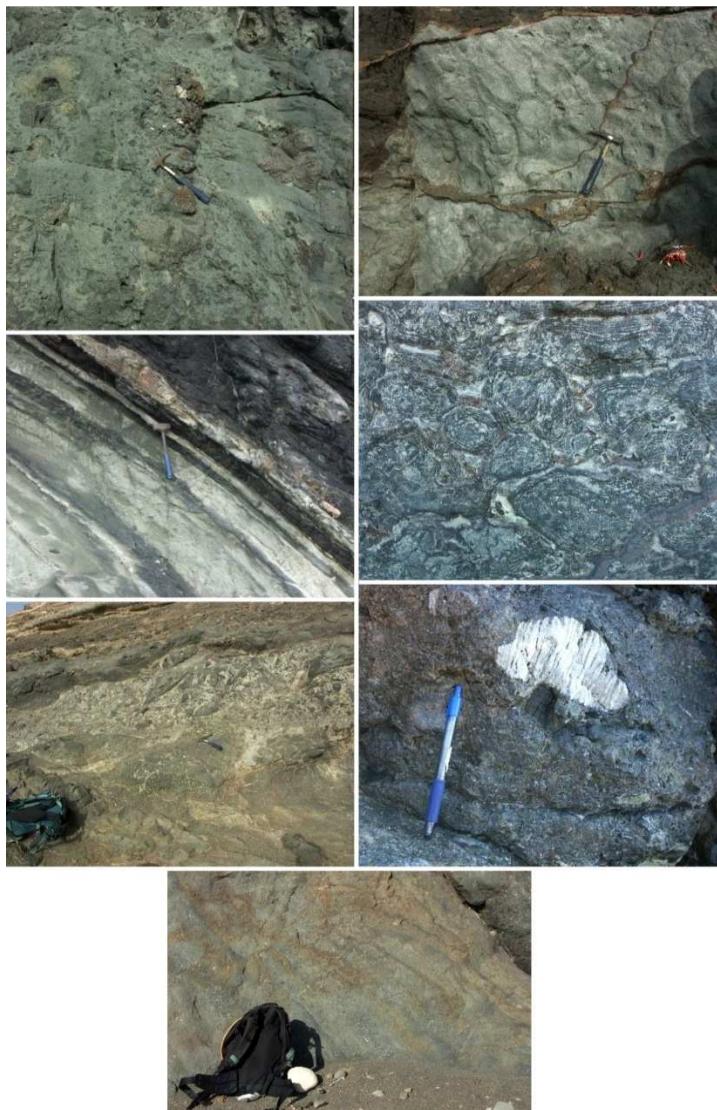


Fig. 16. De arriba abajo y de izquierda a derecha: brechas volcánicas submarinas (Formación A, Grupo GVS), lóbulos fonolíticos submarinos (Formación B; Grupo GVS), areniscas y limolitas (Formación B, Grupo GVS), lavas almohadilladas (Formación F, Grupo GVS), lavas almohadilladas y brechas de fragmentos de almohadillas (Formación F, Grupo GVS), corales en depósitos volcanoclásticos (Formación G5, Grupo GVT) y lavas cordadas subaéreas (Grupo CVSA).

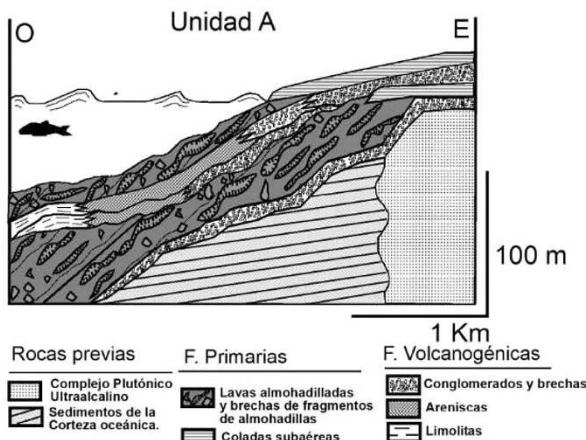


Fig. 17a. Esquema de interpretación paleogeográfica de la unidad A del Grupo Volcánico Submarino (Gutiérrez *et al.*, 2006).

2) Formación basaltos y fonolitas de La Herradura (B). Está constituida principalmente por depósitos proximales (lavas almohadilladas, brechas de almohadillas escoriáceas y brechas de fragmentos de almohadillas) de composición basanítica. Eventualmente tuvieron lugar erupciones efusivas de coladas fonolíticas (Fig. 16) que dieron lugar a depósitos hialoclastíticos de la misma composición (Fig. 17b).

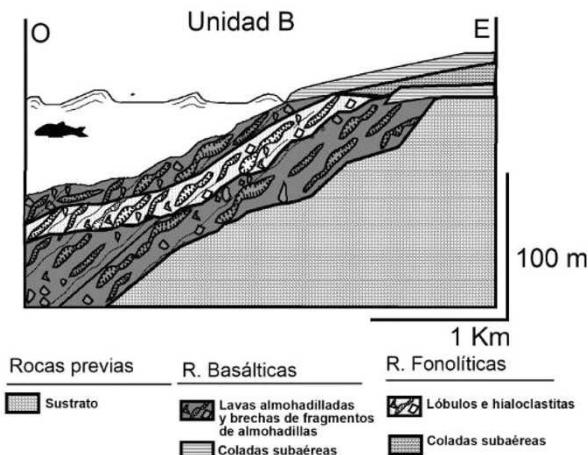


Fig. 17b. Esquema de interpretación paleogeográfica de la unidad B del Grupo Volcánico Submarino (Gutiérrez *et al.*, 2006).

3) Formación brechas, areniscas y limolitas de Los Negros (C). Compuesta fundamentalmente por depósitos volcanogénicos en los que predominan los fragmentos de composición basanítica, con ocasionales fragmentos de fonolitas. Estos niveles se depositaron por flujos gravitatorios, principalmente *debris-flows* y flujos granulares de densidad modificada subacuáticos (Fig. 17c). Algunos de los depósitos presentan una alta concentración de fragmentos bioclásticos (foraminíferos bentónicos, bivalvos, gasterópodos, etc.).

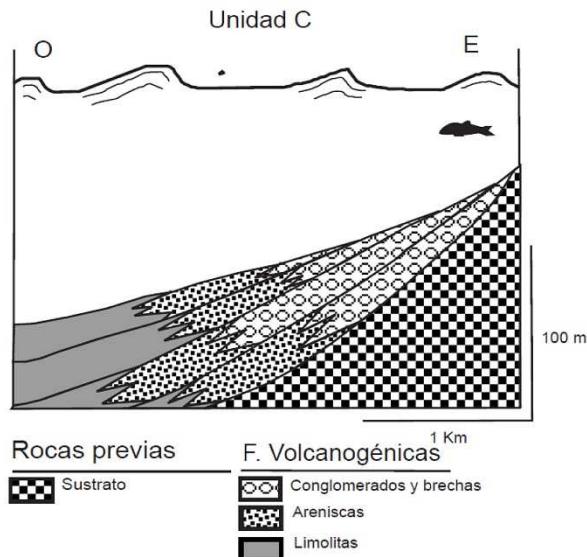


Fig. 17c. Esquema de interpretación paleogeográfica de la unidad C del Grupo Volcánico Submarino (Gutiérrez *et al.*, 2006).

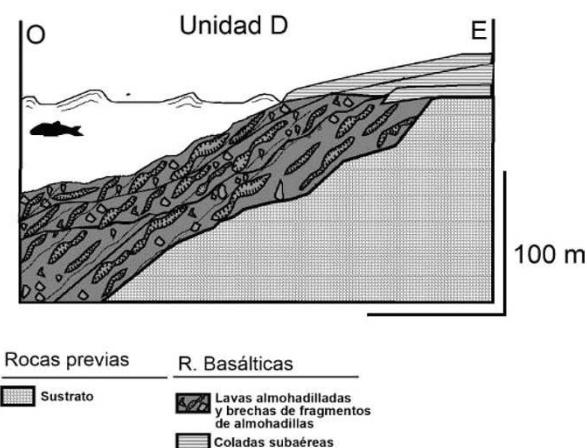


Fig. 17d. Esquema de interpretación paleogeográfica de la unidad D del Grupo Volcánico Submarino (Gutiérrez *et al.*, 2006).

4) Formación basaltos de La Gatera (D). Formada por lavas almohadilladas de considerable tamaño, asociadas a depósitos autoclásticos (brechas de almohadillas y brechas de fragmentos de almohadillas) (Fig. 17d).

5) Formación areniscas y limolitas de Toscano (E). Integrada principalmente por alternancias de areniscas y limolitas (Fig. 16), depositadas a través de flujos gravitatorios, que se han sedimentado en las partes distales de abanicos submarinos (Fig. 17e).

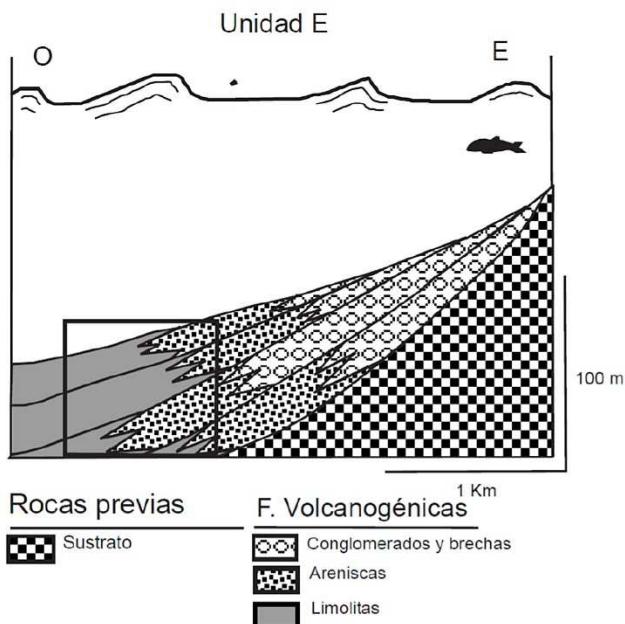


Fig. 17e. Esquema de interpretación paleogeográfica de la unidad E del Grupo Volcánico Submarino (Gutiérrez *et al.*, 2006).

6) Formación basaltos del Valle (F). Consiste fundamentalmente en lavas almohadilladas y depósitos autoclásticos (Fig. 16) asociados (brechas de almohadillas y brechas de fragmentos de almohadillas), depósitos sineruptivos resedimentados (brechas de fragmentos de almohadillas resedimentadas) y niveles火山ogenéticos (areniscas y brechas volcánicas). La presencia de corales coloniales incrustados en la corteza externa de algunas lavas almohadillas, junto a evidencias de abrasión significativa en los cantos en algunos niveles火山ogenéticos y la existencia de estructuras tractivas en niveles altos de la unidad, sugieren un depósito a escasa profundidad y cercano a la línea de costa (Fig. 17f). La composición de los materiales es fundamentalmente basanítica, restringiéndose los materiales sálicos a algunos niveles火山ogenéticos de grano fino.

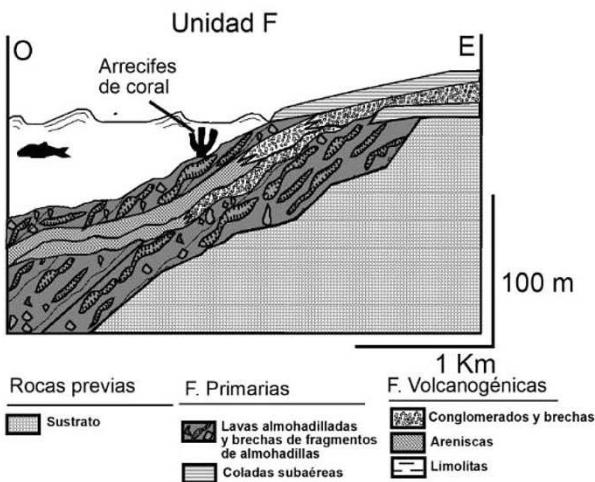


Fig. 17f. Esquema de interpretación paleogeográfica de la unidad F del Grupo Volcánico Submarino (Gutiérrez *et al.*, 2006).

Características petrológicas

Desde el punto de vista geoquímico y petrográfico, en el Grupo Volcánico Submarino puede distinguirse la existencia de dos componentes fundamentales superpuestos: rocas de series ultra-alcalinas, presentes en los niveles detríticos火山的 de la base del grupo (Formación basaltos y nefelinitas del Barranco del Tarajalito, A), y rocas de una serie fuertemente alcalina, dominando el resto de esta sucesión. Los fragmentos de los niveles detríticos火山的 de composición ultraalcalina están constituidos fundamentalmente por melan nefelinitas y nefelinitas *s.s.* y fonolitas nefelínicas, apareciendo además sus equivalentes plutónicos (ijolitas, melteigitas, sienitas nefelínicas). Diversas evidencias petrográficas, geoquímicas y geocronológicas, sugieren que estos niveles detríticos火山的 proceden de la erosión subaérea de las rocas del Complejo Plutónico Ultra-alcalino.

Las rocas de la serie fuertemente alcalina son, fundamentalmente, diversos tipos de basaltos/basanitas y fonolitas. En cuanto a los términos básicos se han diferenciado basaltos/basanitas olivínico-piroxénicos, basaltos/basanitas piroxénicas, basaltos/basanitas anfibólicos y basaltos/basanitas piroxénico-anfibólicos. Estas rocas incorporan enclaves de piroxenitas, ijolitas y kaersutiitas, relacionados con la con el Complejo Plutónico Ultra-alcalino (fragmentos de roca de caja arrancados por el magma durante su ascenso). Los términos más diferenciados de esta serie se corresponden con fonolitas, que contienen en ocasiones enclaves, seguramente comagmáticos, de sienitas.

Grupo Volcánico de Transición (GVT)

Las rocas volcánicas que constituyen el GVT marcan el tránsito hacia el vulcanismo subaéreo representado por el Grupo Volcánico Subaéreo. Aunque alguna de las unidades que lo integran se depositaron bajo el mar, todas ellas presentan evidencias de haberse formado una vez que la isla estaba parcialmente emergida. Aparece en el sector centro-occidental de la isla, fundamentalmente, a lo largo de su costa occidental, desde la desembocadura del barranco de la Fuente Blanca, al norte, hasta La Lajita, al sur (Fig. 14).

Unidades litoestratigráficas (Fig. 15)

1) Formación traquitas de la Caleta del Barco. Constituida principalmente por niveles de brechas polimíticas resedimentadas generadas en flujos gravitatorios subacuáticos procedentes de la destrucción de complejos lóbulo-hialoclastíticos submarinos (G1) y de coladas sálicas acumuladas durante periodos de emisión efusiva, en gran parte, subacuáticas, pudiendo formar complejos lóbulo-hialoclastíticos (G2).

2) Formación basaltos flogopítico-anfibólicos de Piedra de Fuera (G3). Formada por coladas subaéreas que eventualmente llegaron al mar originando deltas de lava, lavas almohadillas y brechas de almohadillas escoriáceas extruídas en aguas someras.

Aparecen también diques de considerable espesor. Este episodio de vulcanismo está ligado temporal y espacialmente a la emisión de traquitas de la unidad G2.

3) Formación conglomerados y areniscas de Janey (G4). Constituida por conglomerados y areniscas depositados en ambientes marinos muy someros por flujos gravitatorios de sedimentos, procedentes de la erosión y retrabajamiento de los materiales emergidos de las formaciones anteriormente descritas en este GVT y de otras más antiguas (Corteza oceánica mesozoica, Complejo Plutónico Ultra-alcalino).

4) Formación calcirruditas y calcarenitas del Barranco de la Fuente Blanca (G5). Está constituida por conglomerados, calcirruditas y calcarenitas procedentes de la destrucción de un arrecife coralino que bordeaba a la isla. Se corresponde a los niveles bioclásticos estudiados por Robertson & Stillman (1979b) y en ella se reconocen tres litofacies (Figs 15, 16 y 17g):

- **A:** alternancias rítmicas de calcarenitas bioclásticas y calcilutitas limosas pelágicas, formando una secuencia grano y estratocreciente.

Presentan cuerpos esféricos de más de 5 cm con laminación concéntrica que incorporan conchas finamente fragmentadas.

- **B:** calcirruditas conglomeráticas, calcarenitas bioclásticas y calcilutitas con intraclastos de pizarras negras dispersos, ordenadas en capas amalgamadas granodecrescentes. Hacia el techo aparecen intercalaciones de areniscas y limolitas volcanoclásticas.
- **C:** calcarenitas y areniscas volcanoclásticas.

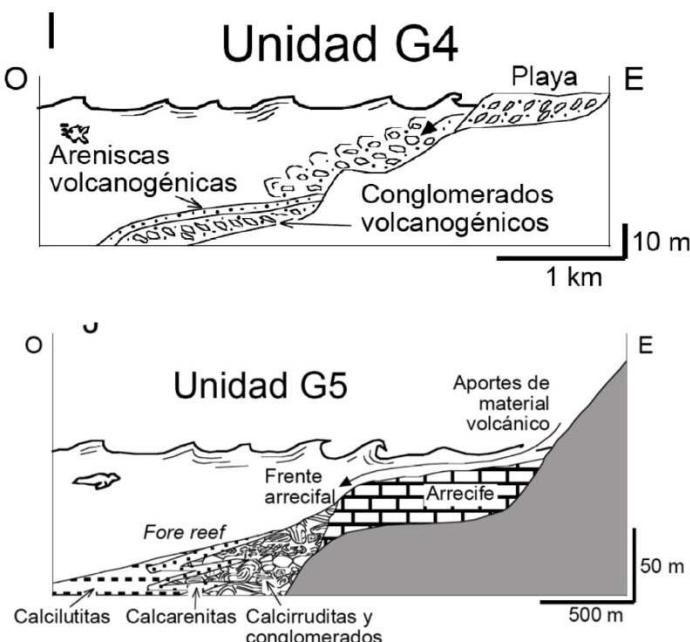


Fig. 17g. Esquema de interpretación paleogeográfica de las unidades G4 y G5 del Grupo Volcánico de Transición (Gutiérrez *et al.*, 2006).

Características petrológicas

Los materiales volcánicos básicos emitidos durante este periodo tienen afinidad fuertemente alcalina. Por otro lado, su estrecha relación espacial y temporal con las rocas traquíáticas plantea la posibilidad de que ambos tipos de rocas estén genéticamente relacionadas y que la fraccionamiento de la kaersutita, durante un proceso de cristalización fraccionada condujera a la saturación en sílice del magma residual y originara los términos traquíicos.

Otra posibilidad es que, aunque ambos tipos de roca aparezcan asociados, no tengan ninguna relación genética entre ellas.

Grupo Volcánico Subaéreo (GVSA)

Las rocas volcánicas que constituyen el GVSA suponen el volumen más importante de la Dorsal Inicial y aparecen, fundamentalmente en la parte central y occidental de la isla, en el macizo de Betancuria, y en la base de los cuchillos de la parte oriental de la isla. También forman las partes más bajas de la península de Jandía. Salvo en esta península, se apoyan discordantemente sobre las rocas del Complejo plutónico Ultra-alcalino a través de paleosuelos ferruginosos, conglomerados y arenas aluviales. Hacia el oeste, en el macizo de Betancuria, las rocas del GVSA pasan transicionalmente al GVT y a las rocas del GVS.

El GVSA está compuesto por coladas vesiculadas de composición basáltica-traquibasáltica (Fig. 16) y niveles fragmentarios monomicticos que parecen corresponder con zonas escoriáceas entre estas coladas de emisión subaérea. En la zona central del macizo de Betancuria se encuentran intensamente intruidas por los diques del complejo filoniano relacionados con el interior de la Dorsal Inicial.

Intrusiones plutónicas y enjambres filonianos asociados a la gran Dorsal Inicial

Atravesando las rocas volcánicas de la Dorsal Inicial (Fig. 12) aparece un importante complejo filoniano constituido por una red de diques de extraordinaria densidad (Fig. 19), que en muchos casos constituyen el 95% al 99% del afloramiento rocoso (Fúster *et al.*, 1968a; López-Ruiz, 1970; Stillman, 1987; Ahijado *et al.*, 2001). Suelen disponerse en posición subvertical, pero también aparecen rotados e inclinados hacia el este o el oeste (Fig. 18). La dirección más corriente es NNE-SSO, aunque también aparecen algunos con dirección NE-SO y NO-SE. Su composición es variable predominando los tipos basálticos y traquibasálticos. Este complejo filoniano representa la parte más profunda de esta gran Dorsal Inicial.

Por otro lado, asociados a esta Dorsal Inicial aparecen numerosos cuerpos plutónicos e hipoadisales (Figs 4 y 5). Las intrusiones plutónicas forman una serie de cuerpos independientes en la parte central y septentrional de la isla (serie gabroide-piroxenítica de Fúster *et al.*, 1968a, 1980, 1984a, b; Gastesi, 1969a, b, 1973; Muñoz & Sagredo, 1975, 1989, 1994; Stillman *et al.*, 1975; Le Bas *et al.*, 1986; Stillman, 1987; Sagredo *et al.*, 1989; Cantagrel *et al.*, 1993; Grupo A3 de Balogh *et al.*, 1999; Grupo EM-2 de Muñoz *et al.*,

2005), de forma alargada según la dirección NNE-SSO y NO-SE (Gastesi, 1969a, b, 1973) cuya intrusión produce intensos fenómenos de metamorfismo de contacto en las rocas encajantes (Muñoz & Sagredo, 1975, 1989; Stillman *et al.*, 1975) y, algunos de los cuales han sido datados en 22 Ma (PX1, Allibon *et al.*, 2011b). Como consecuencia del intenso metamorfismo de contacto llega a producirse la anatexis de las rocas preeistentes (Hobson *et al.*, 1998; Holloway & Bussy, 2008; Holloway *et al.*, 2008) y la formación esporádica de metacarbonatitas (Fig. 19) (Casillas *et al.*, 2008, 2011).

Estas rocas plutónicas posiblemente representan los restos de las cámaras magmáticas que alimentaron a la Dorsal Inicial (Ancochea *et al.*, 1996; Allibon *et al.*, 2011a, b; Tornare *et al.*, 2016).

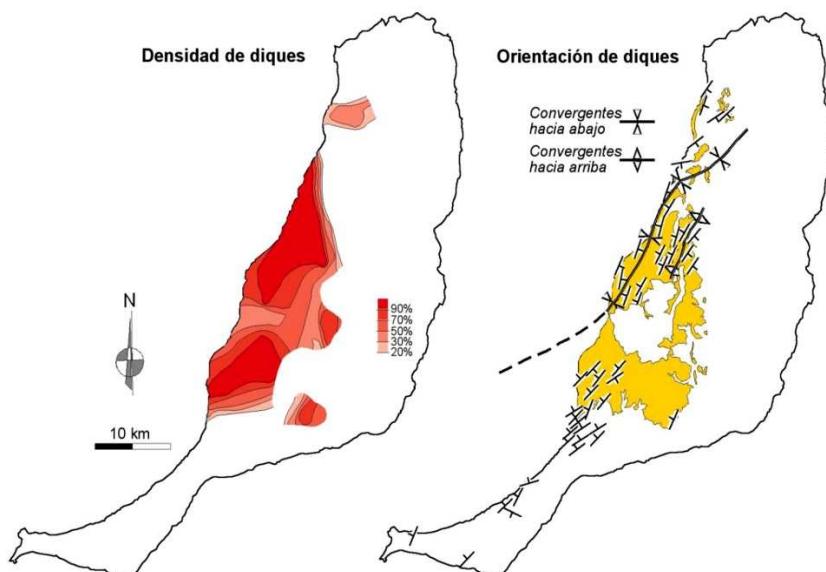


Fig. 18. Esquemas mostrando la distribución espacial de la densidad de la red de diques básicos del complejo filoniano (izquierda), así como la orientación promedio de dichos diques medida en distintas estaciones (derecha). Obsérvese cómo los diques se disponen formando enormes abanicos asociados a la estructura a gran escala de la Dorsal Inicial. Según Fernández *et al.* (2006).

La Dorsal Inicial pudo alcanzar más de 3000 metros de altura (Javoy *et al.*, 1986), volviéndose un edificio volcánico muy inestable, de tal manera que sufrió varios deslizamientos gravitacionales, todos orientados hacia el oeste o noroeste, entre los que podemos destacar los siguientes (Fig. 20):

- **A).** Al norte, el deslizamiento de Puerto del Rosario Norte (Acosta *et al.*, 2003; Casillas *et al.*, 2012, 2019), que afectó a la parte de la Dorsal que hoy se corresponde con la parte norte de la isla de Fuerteventura, acaecido hace unos 14,5 Ma.
- **B).** En el centro, el deslizamiento de Puerto del Rosario Sur (Acosta *et al.*, 2003) que afectó a la parte de la Dorsal que hoy se corresponde con la parte central de la isla de Fuerteventura, acaecido hace unos 20,5 Ma.
- **C).** En el sur, el deslizamiento de Jandía (Casillas & Martín, 2021), que afectó a la parte de la Dorsal que hoy se corresponde con la península de Jandía, acaecido entre hace 21,5 y 17 Ma.



Fig. 19. De arriba abajo y de izquierda a derecha: enjambre de diques paralelos, anatexita, metacarbonatita, anataexita, skarn y metacarbonatita.

Como producto de todos estos deslizamientos se generaron depósitos de avalancha rocosa (*debris avalanches*) que pueden ser observados en tierra (Fig. 21), aunque el mayor volumen de ellos se extienden en el fondo del océano, ocupando varios kilómetros del margen submarino occidental de la isla (al deslizamiento de Puerto del Rosario Norte se vincula un megabloque

kilométrico situado a unos 50 kilómetros al noroeste de la isla (Fig. 21), que por sus dimensiones se le considera el segundo de mayor tamaño encontrado hasta la fecha en deslizamientos de flancos de islas volcánicas oceánicas, Casillas *et al.*, 2019).

Como consecuencia de estos megadeslizamientos gravitacionales se produjeron deslizamientos menores secundarios, así, como, en el caso del deslizamiento de Puerto del Rosario Norte, un fenómeno de *blast* (Fig. 22) (Casillas *et al.*, 2012).

Posteriormente, la erosión de las paredes de los anfiteatros generados dio lugar a depósitos de coladas de derrubios (*debris flows*) y aluviales que fueron llenando y colmatando los anfiteatros a medida que se fue reanudando la actividad volcánica que dio lugar a la formación de los tres grandes edificios volcánicos en escudo anidados (Fig. 23).

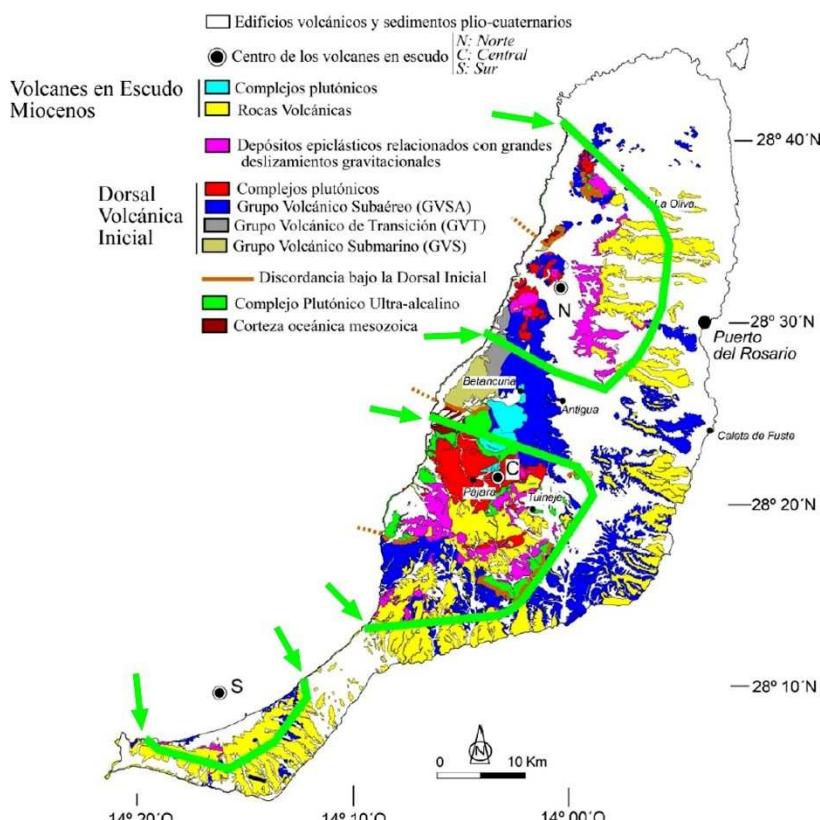


Fig. 20. Posición deducida (líneas verdes señaladas con flechas) de los anfiteatros producidos por los deslizamientos gravitacionales de Puerto del Rosario Norte y Puerto del Rosario Sur. Mapa geológico de Fuerteventura modificado de Balcells *et al.*, 2006.

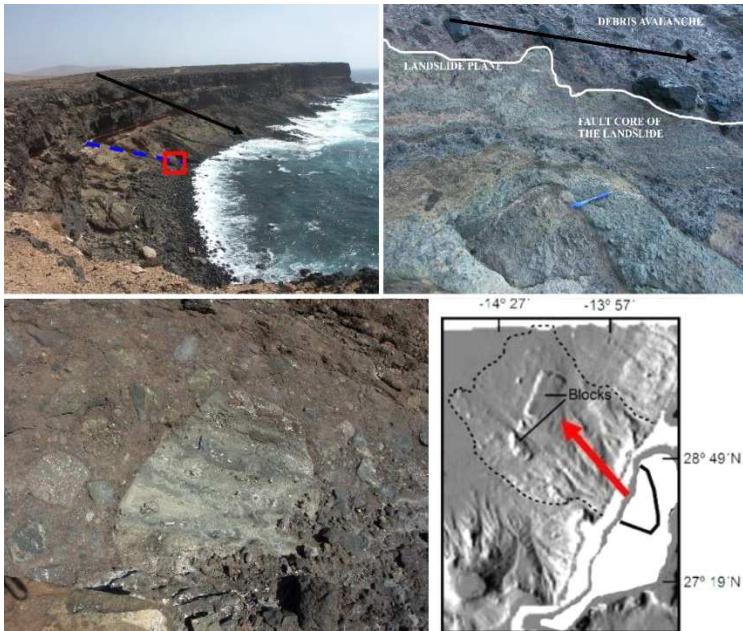


Fig. 21. De arriba abajo y de izquierda a derecha: plano del deslizamiento de Puerto del Rosario Norte en la costa noroccidental de Fuerteventura, detalle de la foto anterior mostrando el plano de deslizamiento, depósitos de avalancha de derrubios producida por el deslizamiento del Puerto del Rosario Norte (facias matriz), megabloques en el fondo del océano, 50 km al noroeste de Fuerteventura, relacionados con el deslizamiento de Puerto del Rosario Norte.

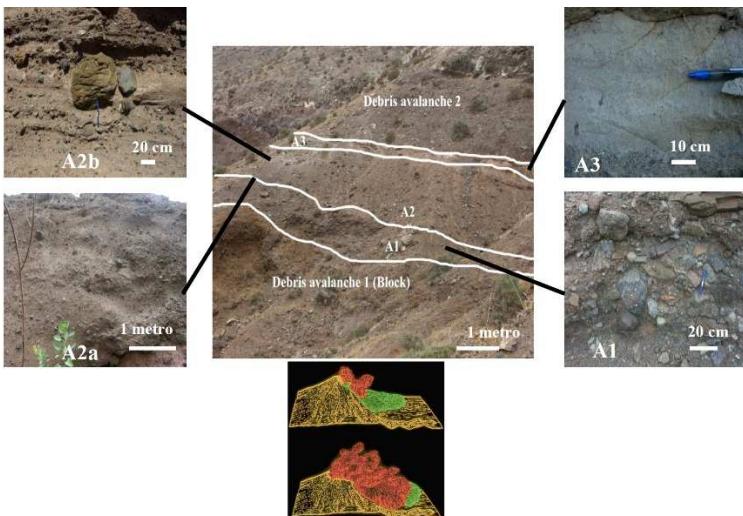


Fig. 22. De arriba abajo y de izquierda a derecha: depósitos producidos por el *blast* relacionado con el deslizamiento de Puerto del Rosario Norte, recreación del deslizamiento que afectó al volcán Santa Elena en 1980 (USGS).

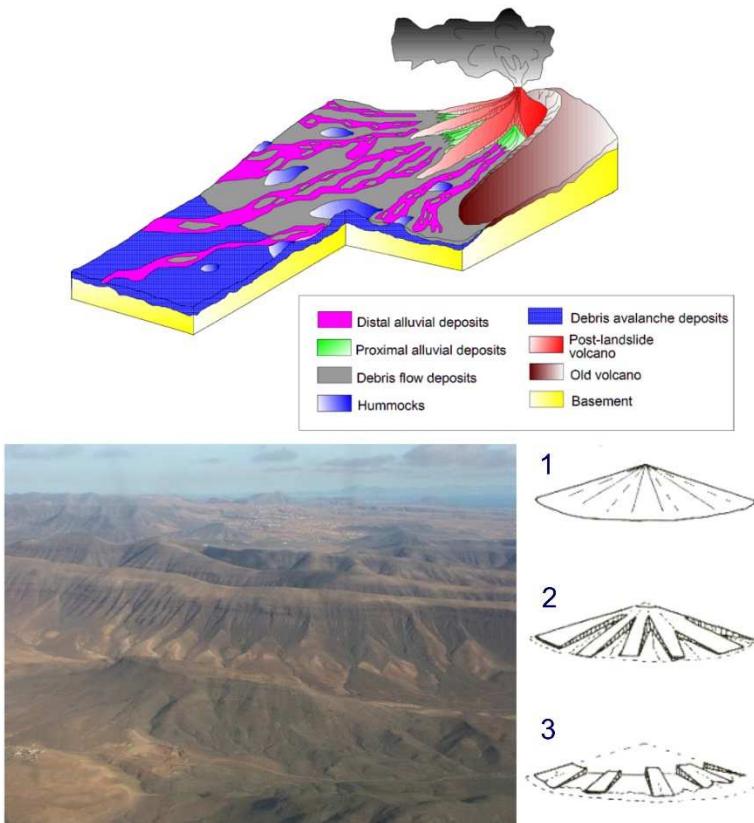


Fig. 23. De arriba abajo: formación del volcán «en escudo» anidado en el anfiteatro producido por un gran deslizamiento gravitacional, evolución temporal de los edificios volcánicos en escudo y aparición de los «cuchillos» y valles en «U». Tomado de Ancochea *et al.* (1993).

Los grandes edificios en escudo miocenos

Tras el desarrollo de los grandes deslizamientos gravitacionales que afectaron a la Dorsal Inicial de la isla, la actividad volcánica se reanudó y dando lugar a tres grandes edificios volcánicos en escudo (Figs 4 y 5), anidados dentro de los anfiteatros resultantes de los deslizamientos. Este vulcanismo subaéreo, cuya edad estaría comprendida entre los 20,5 y 12,8 Ma (Abdel Monem *et al.*, 1971; Fearud, 1981; Coello *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1993, 1996; Balcells *et al.*, 1994; Pérez-Torrado *et al.*, 2023), dio lugar en la isla a la construcción de tres edificios volcánicos en escudo (parecidos a los que aparecen en Hawaii), cuyos centros principales de emisión se situarían al oeste de la pared de Jandía, entre Pájara y Toto, y al este del puertito de Los Molinos (Fig. 4):

- **Edificio Norte.** Construido entre los 14,5 Ma y 12,8 Ma (Figs 4, 5) (Abdel Monem *et al.*, 1971; Fearud, 1981; Coello *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1993, 1996; Balcells *et al.*, 1994; Pérez-Torrado *et al.*, 2023).

- **Edificio Central.** Construido entre los 20,5 Ma y 13,2 Ma (Figs 4, 5) (Abdel Monem *et al.*, 1971; Fearud, 1981; Coello *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1993, 1996; Balcells *et al.*, 1994; Pérez-Torrado *et al.*, 2023).

- **Edificio Sur.** Construido entre los 17 Ma y 13,7 Ma (Figs 4, 5, 24) (Abdel Monem *et al.*, 1971; Fearud, 1981; Coello *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1993, 1996; Balcells *et al.*, 1994; Pérez-Torrado *et al.*, 2023).

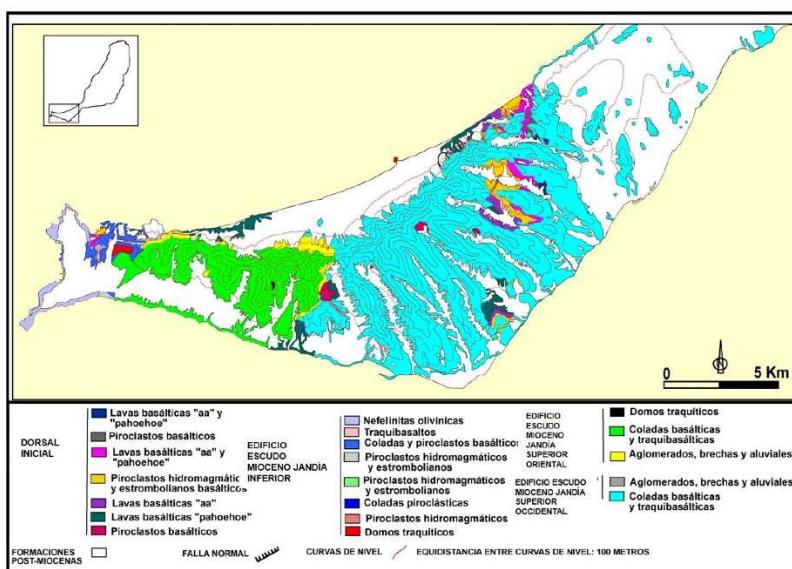


Fig. 24. Estructura geológica de la Península de Jandía. Tomado de Casillas & Martín (2021).

Los restos de estos edificios se pueden observar en las laderas de los «cuchillos» que limitan los grandes valles en «U» de la parte oriental de la isla (Figs 2, 23). Estos volcanes se formaron por acumulación de grandes volúmenes de coladas de lavas muy fluidas y material piroclástico, en erupciones fisurales de altas tasas eruptivas (Ancochea *et al.*, 1993, 1996). Con posterioridad, algunos de estos edificios volcánicos también sufrieron importantes deslizamientos gravitacionales que dieron lugar depósitos de avalancha de derrubios y al posterior relleno de las depresiones formadas por depósitos de coladas de derrubios y aluviales.

Los materiales basálticos de estas formaciones están también profusamente atravesados por numerosos diques de diversa naturaleza y composición y por algunos pitones sálicos (p. ej., la Montaña de Tindaya, Cubas *et al.*, 1989).

Intrusiones plutónicas y enjambres filonianos asociados a los grandes edificios volcánicos en escudo

Asociados al edificio volcánico en escudo central aparecen numerosos cuerpos plutónicos e hipoabisales, en forma de complejos circulares (Figs 4, 5), entre los que podemos destacar el de Vega de Río Palmas (Fig. 25), con una serie de intrusiones anulares de gabros y sienitas (18,7-16,05 Ma), que dan lugar en el terreno a la aparición de crestas circulares como la que se encuentra en el embalse de Las Peñitas (Muñoz, 1969). Otros cuerpos lo constituyen las sienitas de Toto (19,5 Ma) y las sienitas de Betancuria (15,1 Ma). Todos estos macizos fueron definidos como Grupo A4 por Balogh *et al.* (1999); y Grupos EM-3 y EM-4 definidos por Muñoz *et al.* (2005).



Fig. 25. De arriba abajo y de izquierda a derecha: anillo externo de cuarzosienitas del Complejo Circular de Vega de Río Palmas; gabros del anillo del Complejo Circular de Vega de Río Palmas; reconstrucción del edificio volcánico asociado al Complejo Circular de Vega de Rio Palmas. Tomado de B. Natalin (Lecture 1: Introduction, geological structures, primary structures. En: Kinematic analysis of deformation. <https://slideplayer.com/slide/8628093/>).

Los edificios volcánicos plio-cuaternarios

Una vez formados los edificios volcánicos miocenos y tras un intenso período erosivo, a finales del Plioceno (5 Ma), se renueva la actividad volcánica y se forman una serie de pequeños volcanes en escudo (Ventosilla, Cercado Viejo, Betancuria, Antigua, etc.), cuyas coladas de lava basáltica fueron llenando algunos paleorelieves. Con posterioridad se producen algunas pequeñas erupciones que forman conos de *cinder* alineados a lo largo de fracturas y coladas derivadas de extensión variable (Cendrero, 1966). Intercalados entre las sucesiones volcánicas de este último ciclo aparecen numerosos niveles de playas levantadas cuyo origen debe relacionarse con movimientos de elevación de bloques insulares y/o movimientos eustáticos.

Los sedimentos plio-cuaternarios

En tres ocasiones, tránsito Mio-Plioceno, Pleistoceno superior y Holoceno, se producen depósitos marinos relacionados con pequeños episodios transgresivos. Las playas levantadas correspondientes a los dos primeros episodios contienen faunas de invertebrados de aguas cálidas, mientras que en el último se ha encontrado fauna similar a la que actualmente habita en el medio marino canario. A estos depósitos se les superpusieron formaciones dunares (Plioceno-Pleistoceno superior-Holoceno) con aluviones y paleosuelos intercalados que han quedado parcialmente cubiertas por lavas basálticas.

El Plioceno de Fuerteventura

Los depósitos marinos del tránsito Mioceno-Plioceno (datados entre 5,8 y 6,6 Ma) aparecen hoy emplazados a 10-14 m de altura sobre el nivel del mar, aunque, por la acción de movimientos tectónicos locales, llegan a situarse a unos 55 m de altura en Morro Jable. Están constituidos por niveles delgados (hasta 1 m de potencia) de conglomerados y areniscas bioclásticas con gran riqueza en fauna y flora calcárea (algas incrustantes). Esta extraordinaria riqueza calcárea les ha hecho constituir la materia prima de los costrones calcáreos (Meco, 1977, 1993; Meco & Pomel, 1985).

En Fuerteventura han sido estudiadas numerosas localidades con depósitos marinos del Plioceno que se extienden a lo largo de su costa occidental, desde el Aljibe de la Cueva al norte, hasta la Punta Cotillo en el sur. En la costa oriental sólo aparecen en la península de Jandía, concretamente en Morro Jable (Meco, 1977). Las asociaciones de invertebrados de los depósitos marinos pliocenos varían de unas localidades a otras, pero todas ellas se caracterizan por la presencia de especies de carácter cálido como *Strombus coronatus* (playa del Aljibe de La Cueva;

Puerto de la Peña), o las acumulaciones de *Saccostrea cucullata* en la playa del Valle.

Existen pocos estudios paleontológicos sobre depósitos terrestres del Plioceno de Fuerteventura, y, en general, de todas las Canarias. No obstante, en estos materiales arenosos calcificados (calcarenitas) aparecen restos de tortugas gigantes y gasterópodos terrestres pertenecientes al Plioceno inferior, aunque algunos depósitos pudieran ser del límite Mioceno-Plioceno.

En Agua Tres Piedras, en el istmo de la Pared, es donde mejor se pueden observar las formaciones dunares del Plioceno de Fuerteventura. Según Meco (1977) estas dunas se formaron por la removilización de arenas puestas al descubierto durante la fase de regresión del nivel del mar. Intercalados entre ellas aparecen paleosuelos que indican varias pausas lluviosas durante este período.

El Cuaternario de Fuerteventura

Durante el Pleistoceno superior se produjeron varios ascensos relativos del nivel del mar debido a un aumento global de la temperatura durante los períodos interglaciares. Estos cambios han quedado registrados en las costas de Fuerteventura, en los depósitos que Meco & Petit-Maire (1986) denominan Jandíense, que pertenecen, al menos, a los estadios isotópicos 5 y 7 y se sitúan a unos 5 m sobre el actual nivel del mar (Meco *et al.*, 1992; Zazo *et al.*, 1997). La localidad tipo de esta playa levantada jandíense es Las Playitas (Gran Tarajal) (Meco & Petit-Maire, 1986). Está constituida por areniscas muy cementadas de color claro con *Strombus bubonius*, sobre las que suele aparecer un conglomerado de unos 2 a 3 m de espesor con numerosos cantos redondeados de basalto.

En el Holoceno se produjo una nueva elevación del nivel del mar dando lugar a varios depósitos marinos de edades entre 5640 años y 3400 años, que se localizan a 3-4 m sobre el nivel de la marea baja. Este episodio transgresivo fue denominado por Meco & Petit-Maire (1986) como Erbanense, siendo su localidad tipo La Jaqueta (sur de Fuerteventura). Otros afloramientos son los de Corralejo y El Cotillo. Los restos de esta playa son eminentemente conglomeráticos con cantos rodados de la arenisca jandíense sobre la cual directamente se sitúan cuando corresponden al relleno de cubetas; en otras ocasiones lo hacen sobre un delgado depósito continental de color asalmonado con clastos angulosos y conchas de gasterópodos terrestres. El punto más alto, correspondiente a la berma se encuentra a casi dos metros de altura sobre la berma actual.

Las dunas eólicas están bien representadas por toda la isla. Los cambios del nivel del mar favorecieron el ataque de la base de los acantilados de la costa norte de la península de Jandía, dejando expuestas las calcarenitas y las

areniscas grises cementadas, que, por acción del viento, formarán las dunas del Pleistoceno superior y del Tardiglacial en la zona del istmo de Jandía y el norte de Fuerteventura (Meco *et al.*, 1992). Dentro de estas dunas se pueden encontrar frecuentemente niveles con celdillas de insectos y restos de gasterópodos como los de *Theba costillae*.

La alternancia de dunas y paleosuelos, así como el estudio de depósitos de materiales finos procedentes del Sahara, han permitido establecer las sucesiones de eventos paleoclimáticos de Fuerteventura (Meco, 1975; Meco & Petit-Maire, 1986; Rognon & Coudé-Gaussin, 1987; Rognon *et al.*, 1989).

AGRADECIMIENTOS.- Los autores agradecen al Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias y a la Fundación Telesforo Bravo-Juan Coello la invitación al Dr. Ramón Casillas Ruiz en la XX Semana Científica Telesforo Bravo para tratar sobre la geología de las formaciones rocosas más antiguas de la isla de Fuerteventura. Las dataciones radiométricas aportadas en este trabajo fueron realizadas por el Dr. Kadosa Balogh de la Academia de Ciencias Húngara, la Dra. Pilar González Montero de la Universidad de Granada, el Dr. Fred Jourdan de la Universidad de Curtin, y el Dr. Ulrich Glasmacher de la Universidad de Heidelberg, todos ellos siempre han estado dispuestos a colaborar en lo que fuera necesario.

Durante todos estos años siempre hemos recibido el apoyo y el reconocimiento del Excelentísimo Cabildo Insular de Fuerteventura, del III Tercio de la Legión y del Regimiento de Infantería Ligera nº 9 (Soria). Queremos también agradecer al Dr. Juan Miguel Torres Cabrera, a Javier Camarasa Soriano y a Ángela Elvira Morales Cruz, su siempre dispuesta colaboración en las tareas de campo y elaboración de ideas.

También es preciso indicar que la realización de las investigaciones que han dado lugar a la mayoría de los conocimientos que aquí se exponen ha sido posible gracias a la ayuda financiera de diversas instituciones en forma, fundamentalmente, de becas y proyectos de investigación (Proyectos: PB94-0596; BTE2000-0823; BTE2003-00569; CGL2006-00970/BTE; CGL2009-07775/BTE; 529/2012; CGL 2016-75062-P, PID2020-112920GB-I00 del Gobierno de España; PI2000-026; PI 2003-106; PI2008-250 del Gobierno de Canarias).

Bibliografía

- ABDEL MONEN, A., N.D. WATKINS & P.W. GAST (1971). Potassium–argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera. *Am. J. Sci.* 271: 490-521.
- ACOSTA, J., E. UCHUPI, A. MUÑOZ, P. HERRANZ, C. PALOMO, M. BALLESTEROS & ZEE WORKING GROUP (2003). 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. *Marine Geophysical Researches* 24: 1-40.
- AFONSO-CARRILLO, J. (Ed.) (2025). *Fuerteventura. Sorprendente naturaleza majorera.* XX Semana Científica Telesforo Bravo, Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias, Puerto de la Cruz.

- AHIJADO, A. (1999). *Las intrusiones plutónicas e hipoabisales del sector meridional del Complejo Basal de Fuerteventura*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 392 pp.
- AHIJADO, A. & A. HERNÁNDEZ-PACHECO (1990). Las rocas ultramáficas alcalinas del Jable de Salinas, Fuerteventura, Islas Canarias. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 3: 275-287.
- AHIJADO, A. & A. HERNÁNDEZ-PACHECO (1992). El complejo ultramáfico-carbonatítico del Macizo de Amanay, Fuerteventura, Islas Canarias. *Actas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología* 1: 315-318.
- AHIJADO, A. & T. PALACIOS (1991). Synchysita en las carbonatitas de la Pta. del Peñón Blanco, Fuerteventura, Islas Canarias. *Geogaceta* 10: 83-84.
- AHIJADO, A. & A. HERNÁNDEZ-PACHECO & J. MATA (1992). Características geoquímicas de las carbonatitas de la Punta del Peñón Blanco. Fuerteventura. Canarias. *Geogaceta* 11: 120-122.
- AHIJADO, A., R. CASILLAS & A. HERNÁNDEZ-PACHECO (2001). The dike swarms of the Amanay Massif, Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Asian Earth Science* 19: 333-345.
- ALLIBON, J., F. BUSSY, E. LEWIN & B. DARBELLAY (2011a). The tectonicallycontrolled emplacement of a vertically sheeted gabbro-pyroxenite intrusion: Feeder-zone of an ocean-islandvolcano (Fuerteventura, Canary Islands). *Tectonophysics* 500: 78-97.
- ALLIBON, J., M. OVTCHAROVA, F. BUSSY, M. COSCA, U. SCHALTEGGER, D. BUSSIEN & E. LEWIN (2011b). Lifetime of an ocean island volcano feeder zone: constraints from U-Pb dating on coexisting zircon and baddeleyite, and Ar-40/Ar-39 age determinations, Fuerteventura, Canary Islands. *Canadian Journal of Earth Sciences* 48: 567-592.
- ANCOCHEA, E., J.L. BRÄNDLE, C.R. CUBAS, F. HERNÁN & M.J. HUERTAS (1993). La Serie I de la Isla de Fuerteventura. *Memoria de la Real Acad. de Cien. Ex. Fís. y Nat. Serie de Ciencias Naturales* 27, 151 pp.
- ANCOCHEA, E., J.L. BRÄNDLE, C.R. CUBAS, F. HERNÁN & M.J. HUERTAS (1996). Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura. *Jour.Volcanol. Geoth. Res.*, 70, 183-204.
- ANDERSON, D.L., T. TANLLNOTO & Y. ZHANG (1992). Plate tectonics and hotspots: the third dimension. *Science* 256: 1645-1651.
- BALCELLS, R., J.L. BARRERA & J.A. GÓMEZ SAINZ DE AJA (2006). Mapa Geológico de España a escala 1: 100:000. Fuerteventura (92). Mapa y Memoria. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 108 pp.
- BALCELLS, R., J.L. BARRERA, J.A. GÓMEZ, L.A. CUETO, E. ANCOCHEA, M.J. HUERTAS, E. IBARROLA & N. SNELLING (1994). Edades radiométricas en la Serie Miocena de Fuerteventura. (Islas Canarias). *Bol. Inst. Geol. Min. España* 35: 450-470.
- BALOGH, K., A. AHIJADO, R. CASILLAS & C. FERNÁNDEZ (1999). Contributions to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *Jour.Volcanol. Geoth. Res.* 90: 81-102.

- BANDA, E., J.J. DAÑOBEITIA, E. SURINACH & J. ANSORGE (1981). Features of crustal structure under the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Letters* 55: 11-24.
- BANDA, E., E. SURINACH, A. UDÍAS, J.J. DAÑOBEITIA, S.T. MUELLER, J., MÉZCUA, M. BOLOIX, R. ORTIZ & A. CORREIG (1980). Explosion seismology study of the Canary Islands-first results. Abstracts. 7th EGS-ESC Meeting. Budapest, 5 pp.
- BARRERA, J.L., S. FERNÁNDEZ SANTÍN, J.M. FÚSTER & E. IBARROLA (1981). Ijolitas-Sienitas-Carbonatitas de los Macizos del Norte de Fuerteventura. *Bol. Inst. Geol. Min. España* TXCII-IV: 309-321.
- BOSSHARD, E. & D.J. MACFARLANE (1970). Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. *Jour. Geophys. Res.* 75: 901-4918.
- CANTAGREL, J.M., J.M. FÚSTER, C. PIN, U. RENAUD & E. IBARROLA (1993). Age Miocène inférieur des carbonatites de Fuerteventura. *Compte Rendues de la Academie de Sciences de Paris* 316: 1147-1153.
- CARESS, D.W., M.K. MCNUTT, R.S. DETRICK & J.C. MUTTER (1995). Seismic imaging of hotspot-related crustal underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature* 373: 600-603.
- CARRACEDO, J.C. (1984). Marco geográfico, pp 10-16. En L. Afonso (dir.), *Geografía de Canarias. I. Geografía física*. Editorial Interinsular Canaria, S.A. Santa Cruz de Tenerife.
- CASILLAS, R., A. AHIJADO & A. HERNÁNDEZ-PACHECO (1994). Zonas de cizalla dúctil en el Complejo Basal de Fuerteventura. *Geogaceta* 15: 65-69.
- CASILLAS, R., A. AHIJADO, C. FERNÁNDEZ, M. GUTIÉRREZ, J.R. COLMENERO, A. HERNÁNDEZ-PACHECO *et al.* (2024). Extensión y significado de las unidades geológicas más antiguas de la isla de Fuerteventura (Islas Canarias). *Geotemas* 20: 301-304.
- CASILLAS, R., J.R. COLMENERO & S. HARANI (2012). Facies asociadas a deslizamientos gigantes en Fuerteventura (Islas Canarias). *Geotemas* 13: 345-349.
- CASILLAS, R., J.R. COLMENERO & S. HARANI (2019). Depósitos submarinos asociados al deslizamiento gigante del Puerto del Rosario (norte de Fuerteventura, Islas Canarias). *Geogaceta* 66: 103-106.
- CASILLAS, R., A. DÉMENY, G. NAGY, C. AHIJADO & C. FERNÁNDEZ (2011a). Metacarbonatites in the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). The role of fluid/rock interactions during contact metamorphism and anatexis. *Lithos* 125 (1-2): 503-520.
- CASILLAS, R. & G. MARTÍN (2021). Estructura y evolución del Edificio Volcánico Mioceno de Jandía (Fuerteventura, Islas Canarias). *Geogaceta* 69: 31-34.
- CASILLAS, R., G. NAGY, A. DÉMENY, C. AHIJADO & C. FERNÁNDEZ (2008). Cupidine-niocalite-baghdadite solid solutions in the metacarbonatites of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *Lithos* 105: 25-41.
- CENDRERO, A. (1966). Los volcanes recientes de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos* 22: 201-226.
- COELLO, J., J.M. CANTAGREL, F. HERNÁN, J.M. FÚSTER, E. IBARROLA, E. ANCOCHEA, C. CASQUET, C., JAMOND, J.R. DÍAZ DE TERAN & A. CENDERRO

- (1992). Evolution of the Eastern Volcanic Rigde of the Canary Islands Based on New K-Ar Data. *Jour. Volc. Geoth. Res.* 53: 251-274.
- CRIADO, C. (1991). *La evolución del relieve de Fuerteventura*. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura. 318 pp.
- CUBAS, C.R., S. FERNÁNDEZ SANTÍN, F. HERNÁN, A. HERNÁNDEZ-PACHECO & J. DE LA NUEZ (1989). Los domos sálicos de Fuerteventura. *Rev. Mat. y Proc.* 6: 71-97.
- DE IGNACIO, C., M. MUÑOZ, J. SAGREDO, S. FERNÁNDEZ-SANTÍN & A. JOHANSSON (2006). Isotope geochemistry and FOZO mantle component of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Chem. Geol.* 232: 99-113.
- DEMÉNY, A., A. AHIJADO, R. CASILLAS & T.W. VENNEMANN (1998). Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study. *Lithos* 44: 101-115.
- DEMÉNY, A., T.W. VENNEMANN A. AHIJADO & R. CASILLAS & (2004). Oxygen isotope thermometry in carbonatites, Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Mineralogy and Petrology* 80: 155-172.
- 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). *Jour. Struct. Geol.* 19: 41-57.
- FERNÁNDEZ, C., R. CASILLAS, E. GARCÍA-NAVARRO, M. GUTIÉRREZ, M.A. CAMACHO & A. AHIJADO (2006). Miocene rifting of Fuerteventura (Canary Islands). *Tectonics*, 25. Doi:10.1029/2005TC001941.
- FÚSTER, J.M. (1975). Las Islas Canarias: Un ejemplo de evolución temporal y espacial del vulcanismo oceánico. *Estudios Geológicos* 31: 439-463.
- FÚSTER, J.M., L. AGOSTINI, M. AGUILAR, T. BRAVO, A. CASTAÑÓN, A. CENDRERO, A. HERNÁNDEZ-PACHECO, J. LÓPEZ-RUIZ & V. SÁNCHEZ-CELA (1968B). *Mapa Geológico de España 1:50.000. La Oliva. IGME*.
- FÚSTER, J.M., J.L. BARRERA, M. MUÑOZ, J. SAGREDO & A. YÉBENES (1984a). *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja de Pájara del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000. IGME*.
- FÚSTER, J.M., A. CENDRERO, P. GASTESI, E. IBARROLA & J. LÓPEZ RUIZ (1968a). *Geología y Volcanología de las Islas Canarias: Fuerteventura*. Instituto Lucas Mallada. C.S.I.C, 239 pp.
- FÚSTER, J.M., M. MUÑOZ, J. SAGREDO, A. YÉBENES, T. BRAVO & A. HERNÁNDEZ-PACHECO (1980). Excursión nº 121 A + c del 26º I.G.C. a las Islas Canarias. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, XCII-I, 351-390.
- FÚSTER, J.M., A. YÉBENES, J.L. BARRERA, M. MUÑOZ & J. SAGREDO (1984b). *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja de Betancuria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000. IGME*.
- GASTESI, P. (1969a). El Complejo básico y ultrabásico de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias): estudio petrológico. *Estudios Geológicos* 25: 1-51.
- GASTESI, P. (1969b). Petrology of the ultramafic and basic rocks of Betancuria massif, Fuerteventura Island (Canarian Archipelago). *Bull. Volc.* 33: 1008-1038.

- GASTESI, P. (1973). Is the Betancuria massif of Fuerteventura Island, Canary Islands, a uplifted piece of oceanic crust? *Nature Physical Science* 246(155): 102-104.
- GUTIERREZ, M. (2000). *Estudio petrológico, geoquímico y estructural de la serie volcánica submarina del Complejo Basal de Fuerteventura (Islas Canarias): caracterización del crecimiento submarino y de la emersión de la Isla*. Tesis Doctoral. Universidad de La Laguna. 533 pp.
- GUTIÉRREZ, M., R. CASILLAS, C. FERNÁNDEZ, K. BALOGH, A. AHIJADO, 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. Amer. Bull.* 118: 785-804.
- HOBSON, A., F. BUSSY & J. HERNÁNDEZ (1998). Shallow-level migmatization of gabbros in a metamorphic contact aureole, Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Journal of Petrology* 39: 125-37.
- HOLLOWAY, M. & F. BUSSY (2008). Trace element distribution among rock-forming minerals from metamorphosed to partially molten basic igneous rocks in a contact aureole (Fuerteventura, Canaries). *Lithos* 102: 616-639.
- HOLLOWAY, M., F. BUSSY & T.W. VENNEMANN (2008). Low-pressure, water-assisted anatexis of basic dykes in a contact metamorphic aureole, Fuerteventura (Canary Islands): oxygen isotope evidence for a meteoric fluid origin. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 155: 111-121.
- HOERNLE, K. & G.R. TILTON (1991). Sr-Nd-Pb isotope data for Fuerteventura Basal Complex and subaerial volcanics: application to magma genesis. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 71: 5-21.
- HOERNLE, K., G.R. TILTON, M.J. LE BAS, S. DUGGEN & D. GARBE-SCHÖNBERG (2002). Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142: 520-542.
- HOLIK, J.S., P.D. RABINOWITZ & J.A. AUSTIN (1991). Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust of Morocco. *J. Geophys. Res.* 96: 12039-12067.
- JAVOY, M., C.J. STILLMAN & F. PINEAU (1986). Oxygen and hydrogen isotope studies on the basal complexes of the Canary Islands: implications on the conditions of their genesis. *Contrib. Mineral Petrol.* 92: 225-235.
- JENKYN, H.C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society* 137(2): 171-188.
- LE BAS, M.J., D.C. REX & C.J. STILLMAN (1986). The early magmatic chronology of Fuerteventura. *Geol. Mag.* 123: 287-298.
- LÓPEZ RUIZ, L. (1970). Estudio petrográfico y geoquímico del Complejo filoniano de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos* 26: 173-208.
- MANGAS, J., F.J. PÉREZ TORRADO, R.M. REGUILÓN & M.C. CABRERA (1992). Prospección radiométrica en rocas alcalinas y carbonatitas de la serie plutónica I de Fuerteventura (Islas Canarias). Resultados preliminares e implicaciones metalogénicas. *Actas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca. Tomo 3: 389-393.

- MANGAS, J., F.J. PÉREZ TORRADO, R.M. REGUILÓN & A. MARTÍN-IZARD (1993). Alkaline and carbonatitic intrusive complexes from Fuerteventura (Canary Islands): radiometric exploration, chemical composition and stable isotope. En: *Int. Conf. Rare Earth Minerals: chemistry, origin and ore deposits*. London: 79-81.
- MANGAS, J., F.J. PÉREZ TORRADO, R.M. REGUILÓN & A. MARTÍN-IZARD (1994). Mineralizaciones de tierras raras ligadas a los complejos intrusivos alcalino-carbonatíticos de Fuerteventura (Islas Canarias). *Bol. Inst. Geol. Min. España* 17: 212-213.
- MECO, J. (1975). Los niveles con Strombus de Jandía (Fuerteventura, Islas Canarias). *Anuario de Estudios Atlánticos* 21: 643-660.
- MECO, J. (1977). Paleontología de Canarias I: Los Strombus neógenos y cuaternarios del Atlántico euroafricano (taxonomía, biostratigrafía y paleoecología). Cabildo Insular de Gran Canaria. Las Palmas-Madrid.
- MECO, J. (1993). Testimonios paleoclimáticos en Fuerteventura. *Revista El Geólogo*: 41-48.
- MECO, J. & N. PETIT-MAIRE (1986). El Cuaternario reciente de Canarias. Le Quaternaire recent des Canaries. Las Palmas-Marsaille. 94 pp.
- MECO, J., N. PETIT-MAIRE & J-L. REYSS (1992). Le Courant des Canaries pendant le stade isotopique 5, d'après la composition faunistique du haut niveau marin à Fuerteventura (28° N). *C. R. Acad. Sci. Paris* 314, Série 2: 203-208.
- MECO, J. & R.S. POMEL (1985). Les formations marines et continentales inter-volcaniques des Iles Canaries Orientales (Grande Canarie, Fuerteventura et Lanzarote): stratigraphie et signification paleoclimatique. *Estudios Geológicos* 41: 223-227.
- MUÑOZ, M. (1969). Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos* 25: 257-310.
- MUÑOZ, M. & J. SAGREDO (1975). Existencia de metamorfismos superpuestos en el Complejo Basal de Fuerteventura (Canarias). *I Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica* 1287-1288.
- MUÑOZ, M. & J. SAGREDO (1989). Características del metamorfismo térmico producido por los eventos plutónicos intrusivos más recientes del Complejo Basal de Fuerteventura. *Abst. ESF Meeting on Canarian Volcanism*. Lanzarote, 104-108.
- MUÑOZ, M. & J. SAGREDO (1994). Reajustes mineralógicos y geoquímicos producidos durante el metamorfismo de contacto de diques basálticos (Fuerteventura, Islas Canarias). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 17: 86-87.
- MUÑOZ, M., J. SAGREDO, C. DE IGNACIO, F. FERNÁNDEZ-SUÁREZ & T.E. JEFFRIES (2005). New data (U-Pb, K-Ar) on the geochronology of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Lithos* 85: 140-153.
- PÉREZ-TORRADO, F.J., J.C. CARRACEDO, H. GUILLOU, A. RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ & J.L. FERNÁNDEZ-TURIEL (2023). Age, duration, and spatial distribution of ocean shields and rejuvenated volcanism: Fuerteventura and Lanzarote, Eastern Canaries. *Journal of the Geological Society* 180(4). <https://doi.org/10.1144/jgs2022-112>

- RENZ, O., D. BERNOLLI & L. HOTTINGER (1992). Cretaceous ammonites from Fuerteventura, Canary Islands. *Geol. Mag.* 129: 763-769.
- ROBERTSON, A.H.F. & D. BERNOLLI (1982). *Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary Sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands)*. En: Von Rad, Hiaz Sarnthein and Seibold. *Geology of the Northwest African Continental Margin*, 498-525.
- ROBERTSON, A.H.F. & C.J. STILLMAN (1979a). Late Mesozoic sedimentary rocks of Fuerteventura, Canary Islands. Implications for West Africa continental margin evolution. *Jour. Geol. Soc. of London* 136: 47-60.
- ROBERTSON, A.H.F. & C.J. STILLMAN (1979b). Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geol. Mag.* 116: 203-214.
- ROGNON, P. & G. COUDÉ-GAUSSEN (1987). Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pleistocène supérieur et de l'Holocène du nord de Fuerteventura (Canaries). *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge* 31(1): 1-19.
- ROGNON, P., G. COUDÉ-GAUSSEN, M.N. LE COUSTUMER, J.C. BALOUET & S. OCCHIETTI (1989). Le massif dunaire de Jandia (Fuerteventura, Canaries): évolution des paléoenvironnements de 20000 BP à l'actuel. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 1: 31-37.
- ROTHER, P. (1968). Mesozoische Flysch-Ablagerungen auf der Kanaren insel Fuerteventura. *Geol. Rundschau*. 58: 314-332.
- SAGAN, M., L.M. HEAMAN, D.G. PEARSON, Y. LUO & R.A. STERN (2020). Removal of continental lithosphere beneath the Canary archipelago revealed from a U-Pb Age and Hf/O isotope study of modern sand detrital zircons. *Lithos* 362-363. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105448>.
- SAGREDO, J., E. ANCOCHEA, J.L. BRÄNDLE, C.R. CUBAS, J.M. FÚSTER, A. HERNÁNDEZ-PACHECO & M. MUÑOZ (1989). Magmatismo hipoabasal-subvolcánico y vulcanismo en un ámbito geodinámico distensivo (Fuerteventura, Islas Canarias). *Abst. Esf. Meeting on Canarian volcanism. Lanzarote*, 100-103.
- SAGREDO, J., M. MUÑOZ & C. GALINDO (1996). Características petrológicas y edad K-Ar de las sienitas nefelínicas del Morro del Recogedero (Fuerteventura, Islas Canarias). *Geogaceta* 20: 506-509.
- STEINER, C., A. HOBSON, P. FAVRE, G.M. STAMPFLI & J. HERNÁNDEZ (1998). Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic, the Jurassic sequence of Fuerteventura (Canary Islands). *Geol. Soc. Amer. Bull.* 110: 1304-1317.
- STILLMAN, C.J. (1987). *A Canary Islands Dyke Swarm: Implications for the formation of oceanic islands by extensional fissural volcanism*. En: *Mafic Dyke Swarms*. Halls, H.C. & Fahrig, W.F. Ed. Geol. Assoc. Canada Spec. paper, 34-54.
- STILLMAN, C.J. (1999). Giant Miocene Landslides and the evolution of Fuerteventura, Canary Islands. *Jour. Volc. Geoth. Res.* 94: 89-104.
- STILLMAN, C.J., J.M., FÚSTER, M.J. BENNELL-BAKER, M. MUÑOZ, J.D. SMEWING & J. SAGREDO (1975). Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities. *Nature* 257: 469-471.

- STILLMAN, C.J. & A.H.F. ROBERTSON (1977). The dyke swarm of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Abstr. Geol. Soc. Lond. Newsletter* 6-8.
- TORNARE, E. S. PILET & F. BUSSY (2016). Magma Differentiation in Vertical conduits Revealed by the Complementary Study of Plutonic and Volcanic Rocks from Fuerteventura (Canary Islands). *Journal of Petrology* 57(11-12): 2221-2250. DOI: 10.1093/petrology/egx004.
- ZAZO, C., C.L. HILLARIE-MARCEL, J.L. GOY, B. GHALEB & M. HOYOS (1997). Cambios del nivel del mar-clima en los últimos 250 ka: (Canarias Orientales, España). *Bol. Geol. y Minero* 108: 31-41.