Madeira, J. (2026). Archipiélago de Cabo Verde: ciento cuarenta millones de años de diversidad geológica. En Afonso-Carrillo, J. (Ed.), *Patrimonio Geológico. La memoria de la Tierra*, pp. 125-166. XXI Semana Científica Telesforo Bravo. Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias. Puerto de la Cruz. ISBN: 978-84-09-92546-9 https://doi.org/10.56029/SCTB2104M



4. Archipiélago de Cabo Verde: ciento cuarenta millones de años de diversidad geológica

José Madeira

Profesor Asociado jubilado.
Departamento de Ciências da Terra e Energia e Instituto Dom Luiz, Universidade de Lisboa

El archipiélago de Cabo Verde presenta una enorme geodiversidad relacionada con diferentes composiciones magmáticas, estilos eruptivos, historia evolutiva y varios grados de disección erosiva, además de diversos tipos de rocas sedimentarias. En este texto se presenta una visión general de la diversidad geológica de Cabo Verde, en términos de morfologías, estructuras, productos eruptivos y sedimentarios.

Más allá del contexto geodinámico del archipiélago, la actividad volcánica histórica y la geomorfología de las islas, este trabajo presenta brevemente aspectos relacionados con la ocurrencia de afloramientos de fondo oceánico de edad Cretácica, complejos antiguos volcánicos y plutónicos, discordancias en secuencias volcánicas que revelan diferentes fases de construcción volcánica, los principales tipos de edificios volcánicos y sus respectivos productos eruptivos, incluyendo productos silicatados y rocas volcánicas exóticas de composición carbonatada, y también los diferentes tipos de rocas sedimentarias que ocurren. El texto está abundantemente ilustrado con imágenes que exponen esta extraordinaria geodiversidad.

Introducción – marco geológico

El archipiélago de Cabo Verde, conjuntamente a los de Açores, Madeira, Selvagens y Canarias, pertenece a un conjunto de islas clásicamente

designadas como Macaronesia, las «Islas Afortunadas». Desde el punto de vista geodinámico las Açores están localizadas sobre la junción triple entre las placas tectónicas Norte Americana, Eurasiática y Nubia (o Africana) (Madeira & Ribeiro, 1990), mientras los restantes archipiélagos están ubicados en el interior de la placa tectónica Nubia, sobre su porción oceánica. Su edificación está asociada a la actividad volcánica resultante de la acción de plumas mantélicas.

El archipiélago de Cabo Verde, situado a 570 km de la costa oeste africana, está formado por 10 islas principales y varios islotes formando un arco abierto hacia el oeste (Fig. 1). El archipiélago generalmente se divide en islas de Barlovento (Santo Antão, S. Vicente, Santa Luzia, S. Nicolau, Sal y Boa Vista) y en islas de Sotavento (Maio, Santiago, Fogo y Brava) en relación con los vientos alisios que soplan casi todo el año desde el nordeste.

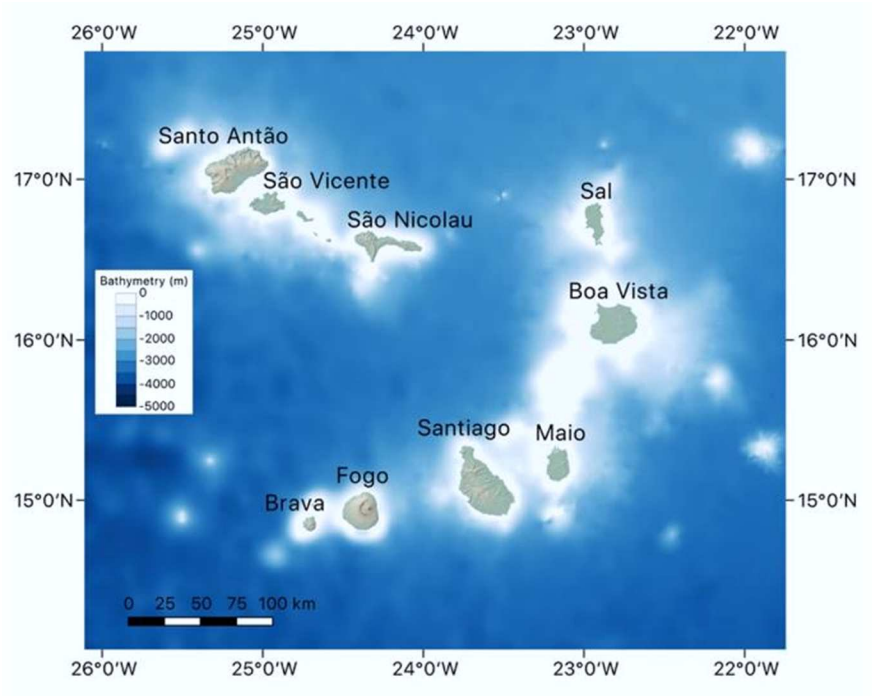


Fig. 1. Mapa del archipiélago de Cabo Verde y batimetría circundante. El archipiélago se divide en islas de barlovento (Santo Antão, S. Vicente, Santa Luzia, S. Nicolau, Sal y Boavista) e islas de sotavento (Maio, Santiago, Fogo y Brava).

Los edificios volcánicos de las islas están erigidos sobre fondo oceánico de edad cretácica (Hayes & Rabinowitz, 1975; Azéma *et al.*, 1990) y sobre una importante anomalía térmica, de gravedad y topográfica (con un

diámetro de 1500 km y una altura de 2 km – *Cabo Verde Rise;* Fig. 2) considerada la mayor anomalía batimétrica oceánica intra-placa (Dash *et al.*, 1976; Cortney & White, 1986; Pim *et al.*, 2008; Wilson *et al.*, 2010), atribuida a la acción de una pluma mantélica (Helffrich *et al.*, 2010; Vinnik *et al.*, 2012). Las edades publicadas sugieren que las islas más antiguas podrían haber emergido durante el Mioceno (Mitchell *et al.*, 1983; Torres *et al.*, 2002; Holm *et al.*, 2008). Existe una progresión de edad de este a oeste, con las islas más recientes al oeste.

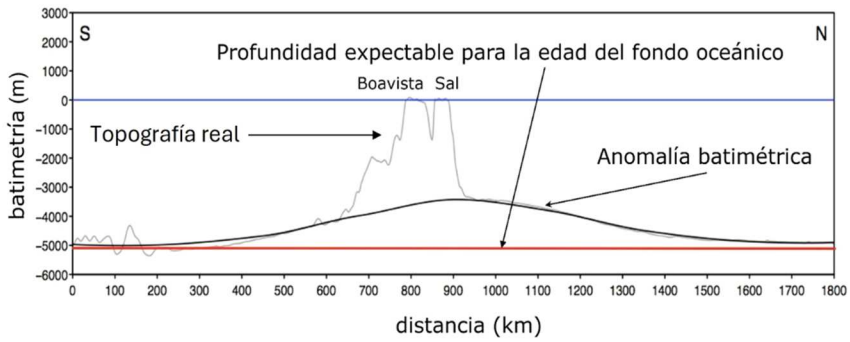


Fig. 2. Perfil topográfico a través de la anomalía topográfica de Cabo Verde (*Cape Verde Swell*). En gris, la topografía real, en negro, la anomalía batimétrica, y en rojo, la topografía esperada dada la edad del fondo marino. Por encima de la anomalía topográfica se elevan los edificios volcánicos de las islas de Sal y Boa Vista (adaptado de Ramalho, 2011).

Vulcanismo activo y erupciones históricas

La isla de Fogo se encuentra en la rama sur del archipiélago y es la cuarta isla más grande en términos de área, con una superficie de 476 km², culminando en el Pico do Fogo a 2829 m sobre el nivel del mar, el punto más alto del archipiélago y el segundo más alto del Atlántico. Fogo es la única isla con volcanismo histórico, con 27 erupciones registradas desde la colonización del archipiélago (Ribeiro, 1954; Torres *et al.*, 1998; Mata *et al.*, 2017). Las referencias más antiguas son registros en diarios de a bordo de navíos que pasaron cerca, pero sin detalles suficientes para identificar los centros eruptivos que estaban en actividad. Solo a partir de mediados del siglo XVII existen textos suficientemente detallados que permitieron localizar esas erupciones (Fig. 3). A partir de 1721 ocurrieron 11 erupciones en la isla de Fogo, la más reciente de las cuales empezó en noviembre de 2014 y duró aproximadamente 3 meses (González *et al.*, 2015; Mata *et al.*, 2017). No obstante, las islas de Santo Antão y Brava presentan volcanismo holoceno, por lo que deben considerarse potencialmente activas.

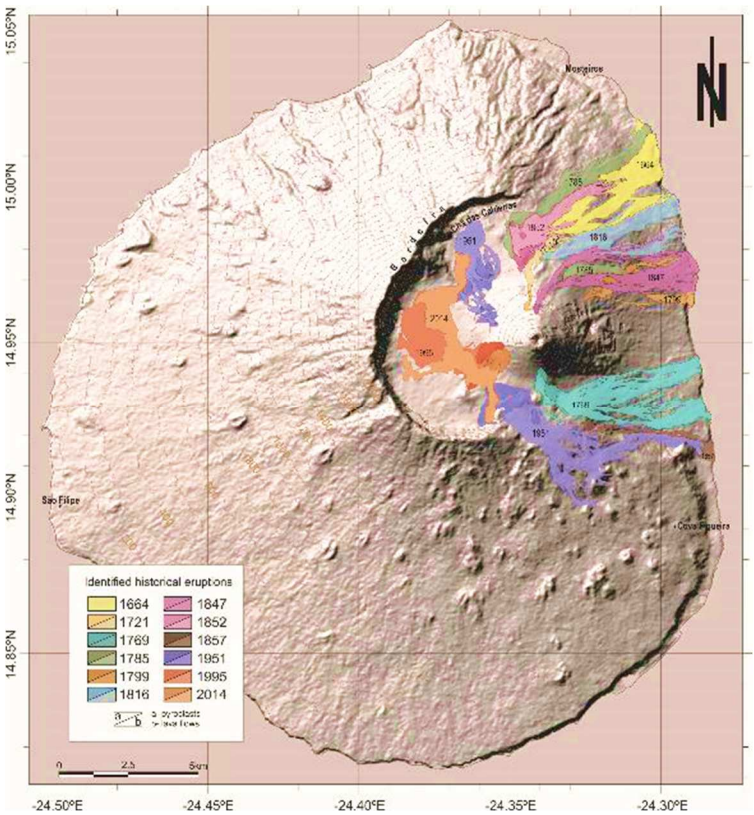


Fig. 3. Modelo digital de terreno de la isla de Fogo, con la cartografía de las erupciones históricas que han podido ser identificadas (adaptado de Mata *et al.*, 2017).

La erupción de 1995 de la isla de Fogo, con características hawaianas-estrombolianas, causó poca destrucción. Además de una cisterna, la carretera de acceso y el pequeño edificio de la cooperativa vinícola, el principal efecto fue el recubrimiento por la lava de tierras agrícolas. Sin embargo, esta erupción se convirtió en un atractivo turístico, lo que propició la creación de alojamientos locales en la caldera, una creciente actividad de guías de montaña y la construcción de una moderna cooperativa vinícola (contribución de un proyecto de cooperación italiano). El impulso económico y el aumento de la riqueza provocaron un aumento de la población residente dentro de la caldera, que prácticamente se había triplicado en 2014. En consecuencia, aumentó la exposición al riesgo. La erupción de 2014-2015, aunque muy similar a la de 1995, tuvo efectos devastadores en las dos aldeas principales (Portela y Bangaeira). El centro eruptivo de 2014 se ubicó a 200 m al sureste del de 1995, y las coladas lávicas deberían haber quedado limitadas al lado sur de la caldera, donde no hay población, contenidas por el

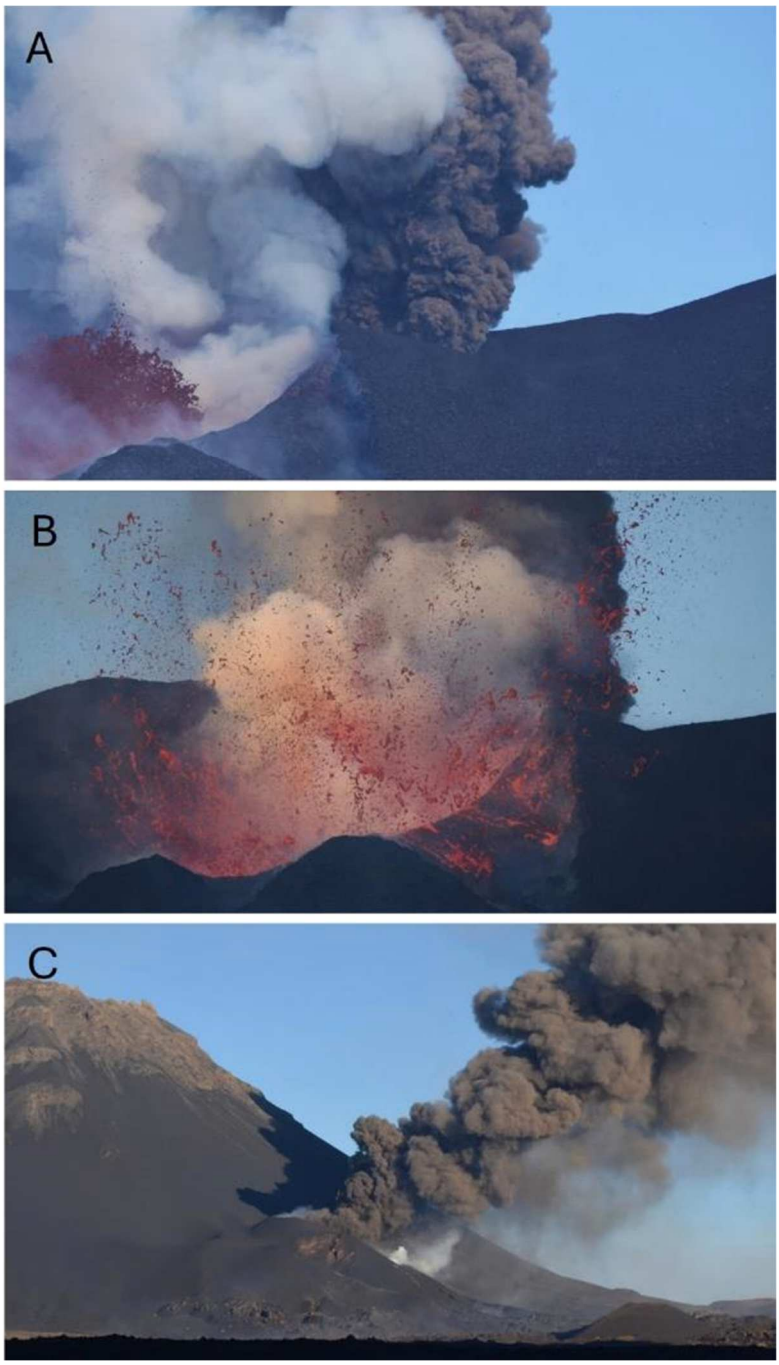


Fig. 4. Aspectos de la actividad explosiva durante la erupción de 2014-15 en la isla de Fogo. **A** y **B**: actividad vulcaniana en el cráter superior y estromboliana en los cráteres centrales; **C**: actividad vulcaniana en la cratera superior con actividad reducida en las crateras centrales, vista desde el norte.

alto relieve de los flujos de lava de 1995 (Fig. 3). Sin embargo, la reconstrucción, mediante excavación, de la carretera de acceso a los pueblos permitió que los flujos de 2014 franqueasen los de 1995 hacia el norte, dirigiendo la lava directamente hacia las zonas habitadas, que quedaron prácticamente destruidas.

La erupción duró tres meses y se caracterizó por actividad hawaiana, estromboliana y vulcaniana alterna o simultánea (Fig. 4). Los diversos cráteres alineados sobre la fisura eruptiva inicial exhibieron distintos estilos eruptivos, con actividad vulcaniana en el cráter más alto (probablemente como resultado de interacción freatomagmática), actividad estromboliana en los cráteres centrales y actividad hawaiana en la boca eruptiva más meridional (Figs. 5A,B), desde donde se salieron los flujos de lava. La actividad vulcaniana emitió volúmenes significativos de ceniza muy fina. La emisión de una gran cantidad de bombas y lapilli en los cráteres centrales originó un corto flujo clastogénico, resultado de la aglutinación de grandes bombas muy plásticas que cayeron en los bordes del cráter. La actividad efusiva se caracterizó por la emisión de un gran flujo *a'a*, que alcanzó un espesor medio de 10 m (Fig. 5C). El flujo lávico avanzó por inflación. El flujo de lava aumentaba gradualmente de espesor hasta que la masa de lava desencadenaba la activación del frente, lo que resultó en un avance intermitente. Cuando la lava alcanzó el escalón topográfico de 50 m que separa los pueblos de Portela y Bangaeira, el frente de la colada, formado por *clinker* (fragmentos irregulares de lava solidificada), se rompió, derramando grandes volúmenes de lava muy caliente y fluida que rápidamente sumergieron el pueblo de Bangaeira.

La colada alcanzó una longitud total de 5,2 km. En total, los flujos de lava resultantes cubrieron un área de 4,8 km², con volúmenes extruidos estimados en ~45 × 10^6 m³, a una tasa de emisión media de 6,8 m³ s^{-1} (Bagnardi *et al*., 2016). Richter *et al.* (2016) describieron espesores de flujos de lava de hasta 35 m cerca de la boca eruptiva, o de 25 m al oeste de Portela. Véase también Cappello *et al*. (2016) para más información sobre la erupción.

A pesar de la extensa destrucción, no hubo víctimas y la población reconstruyó rápidamente sus asentamientos.

Geomorfología del archipiélago

La morfología de las islas está relacionada con su edad, por lo que las islas más jóvenes, situadas al oeste (particularmente Santo Antão, São Nicolau, Fogo y Santiago), presentan morfologías elevadas, constructivas, aún poco erosionadas.

En contraste las islas más antiguas (S. Vicente, Santa Luzia, Sal, Boa Vista y Maio) exhiben una topografía muy erosionada, esencialmente por

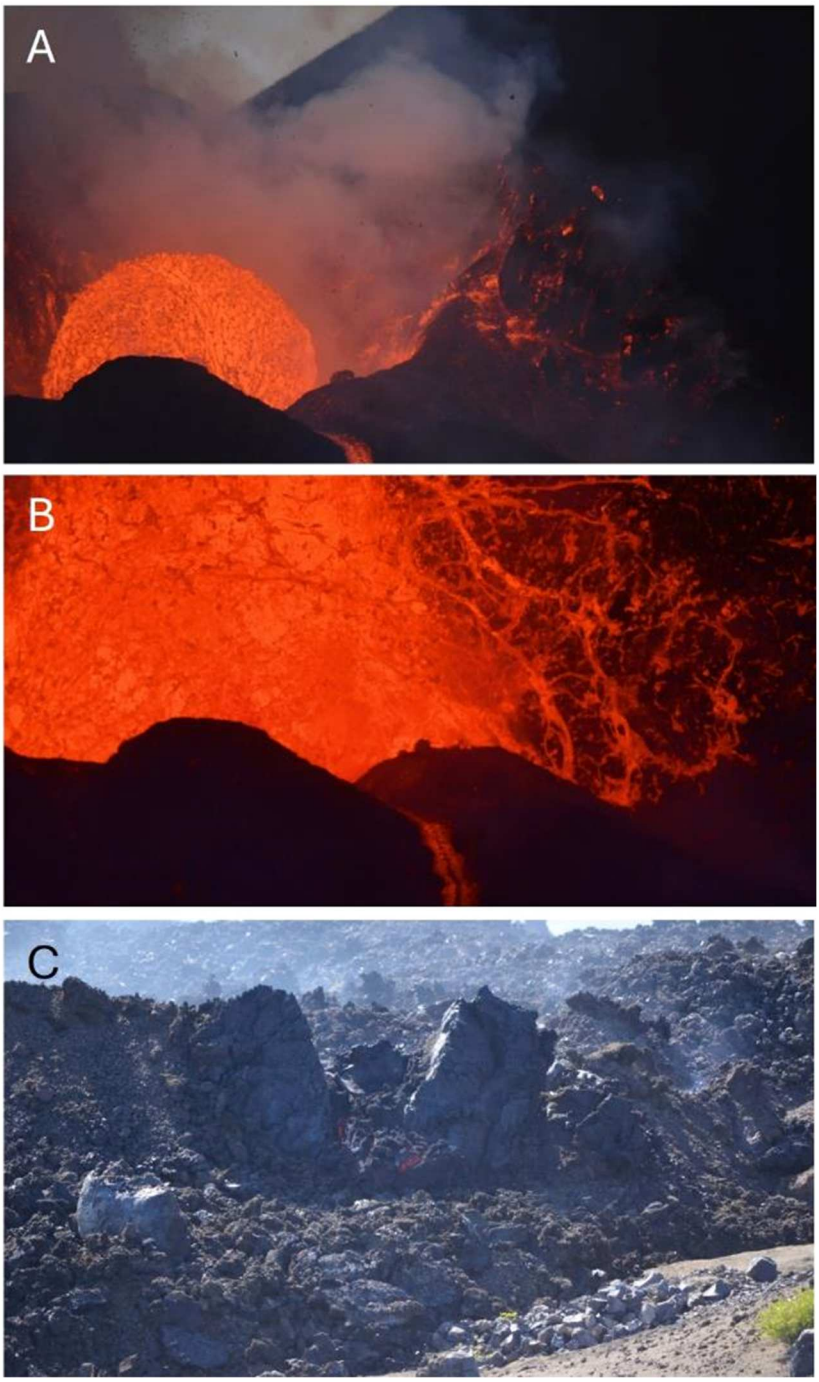


Fig. 5. Aspectos de la erupción de 2014-15 en la isla de Fogo. **A**: globo de lava con 10 a 15 m de diámetro formado en el lago de lava de la cratera inferior; **B**: detalle de la explosión de un globo de lava; **C**: frente NO de la colada *a'a*.

abrasión marina, con plataformas bajas envolviendo relieves residuales (Figs. 6A,B). Sin embargo, incluso estas islas pueden presentar evidencias de vulcanismo reciente (Cuaternario) post-erosivo, como es el caso de S. Vicente, Santa Luzia y Sal. Este vulcanismo cuaternario está representado por algunos conos estrombolianos y sus respectivas coladas lávicas.

La isla Brava es un caso especial, ya que su fuerte relieve es el resultado de un importante levantamiento (*uplift*), de al menos 400 a 500 m (Fig. 6C), durante el Cuaternario, que elevó una superficie erosiva posteriormente cubierta por intenso vulcanismo reciente (Madeira *et al*., 2010).

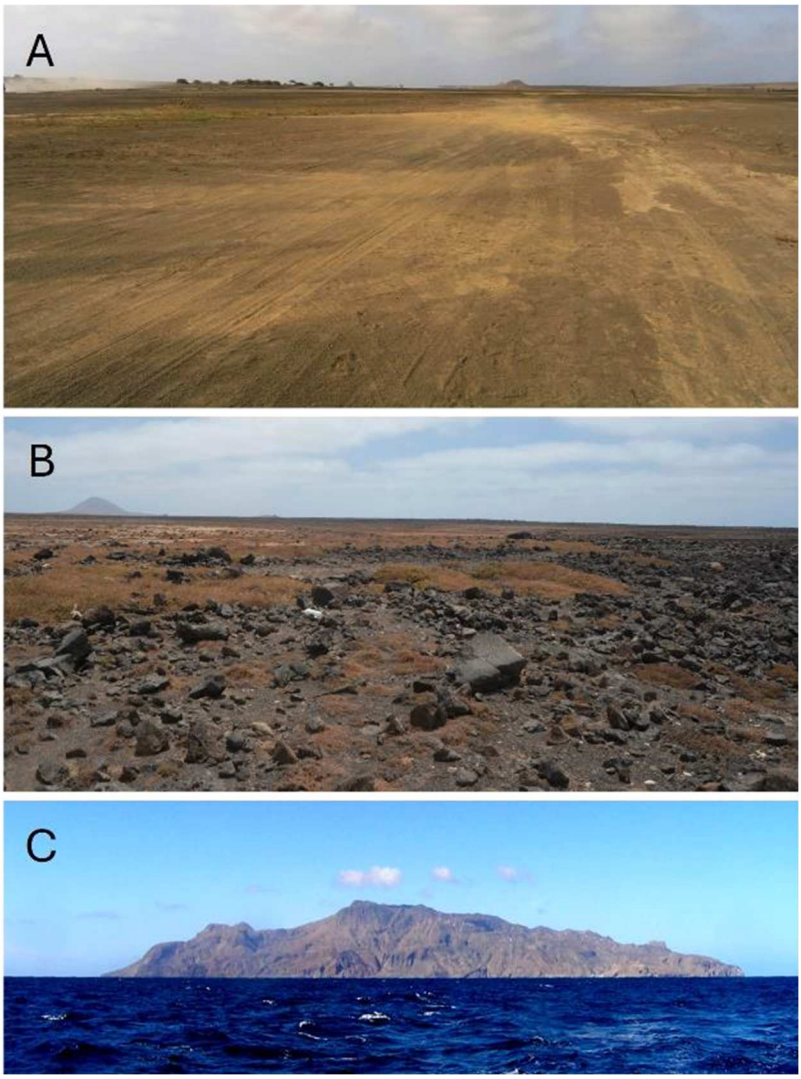


Fig. 6. Ejemplo de morfologías de las islas bajas de Sal (**A**) y Maio (**B**); isla Brava, cuya morfología es el resultado de *uplift* de más de 400 m (**C**).

Fondo oceánico exhumado

En varias islas del Atlántico se conocen afloramientos de porciones del fondo oceánico que afloraron a la superficie mediante procesos magmáticos. Uno de los casos más espectaculares es la presencia de rocas cretácicas de fondo oceánico de la isla de Fuerteventura (Ajuy); también en el centro de la isla de Santo Tomé (archipiélago de Santo Tomé y Príncipe) se encuentran areniscas, probablemente del Cretácico (Munhá *et al*., 2007).

En Cabo Verde, se conocen afloramientos de rocas de fondo oceánico en dos islas, Santiago y Maio. En Santiago (Gerlach *et al*., 1988) el afloramiento es muy reducido, pero en la isla de Maio, la elevación (*uplift*) y erosión exponen vastos afloramientos de fondo oceánico de edad Cretácica (140 Ma) transportados por procesos magmáticos hasta la superficie; incluyen lavas almohadilladas (*pillow lavas*, Fig. 7A), brechas de *pillows* y hialoclastitas (Fig. 7B) con composición MORB (*Mid Ocean Ridge Basalts* – Basaltos de la Cresta Media Oceánica), rocas calcáreas compactas con sílex (Fig. 7C) y argilitas (Paepe *et al*., 1974; Stillman *et al*., 1982; Fourcade *et al*., 1990; Represas *et al*., 2012; Casson *et al*., 2020; Moreira *et al*., 2025).

Complejos antiguos y cámaras magmáticas exhumadas

Cuando la erosión penetra lo suficiente en el edificio insular, puede exponer la estructura profunda del edificio volcánico. Esto incluye partes del edificio volcánico submarino, cámaras o bolsas magmáticas, o secuencias de lava intensamente intruidas por complejos filonianos.

En Cabo Verde, varias islas presentan afloramientos de este tipo de estructuras (Villaseca *et al.*, 2025). En la isla de Santo Antão, aunque la isla aún presenta una forma de volcán escudo bien conservada, algunos valles penetran profundamente en la zona axial del edificio volcánico, exponiendo secuencias lávicas tan intensamente intruidas por diques que resulta difícil distinguir la roca encajante (Fig. 8A). En el caso de la isla de Maio, en el centro de la isla se encuentran rocas plutónicas (piroxenitas, gabros, sienitas), que corresponden a cámaras magmáticas exhumadas por el levantamiento de la isla y por la erosión de las partes superiores del edificio volcánico (Represas *et al*., 2012; Samrock *et al*., 2022). En la isla Brava, el levantamiento y erosión permiten observar no sólo cámaras magmáticas exhumadas (piroxenitas, sienitas y carbonatitas plutónicas; Fig. 8B), sino también rocas de la fase de monte submarino de la isla (lavas almohadilladas, brechas de *pillows* y hialoclastitas; Fig. 8C) a altitudes superiores a los 400 m sobre el nivel actual del mar (Madeira *et al*., 2010).

También en la isla de Fogo hay un pequeño afloramiento de carbonatitas plutónicas, y en Santiago se pueden observar extensos afloramientos del sustrato más antiguo de la estructura del edificio insular (Serralheiro, 1976).



Fig. 7. Afloramientos de fondo oceánico en la isla de Maio. **A**: lavas almohadilladas en Baía de Dom João; **B**: brechas de lava almohadillada en matriz de hialoclastita en Monte Batalha; **C**: capas de rocas calcáreas compactas cretácicas en la zona de Monte Branco.

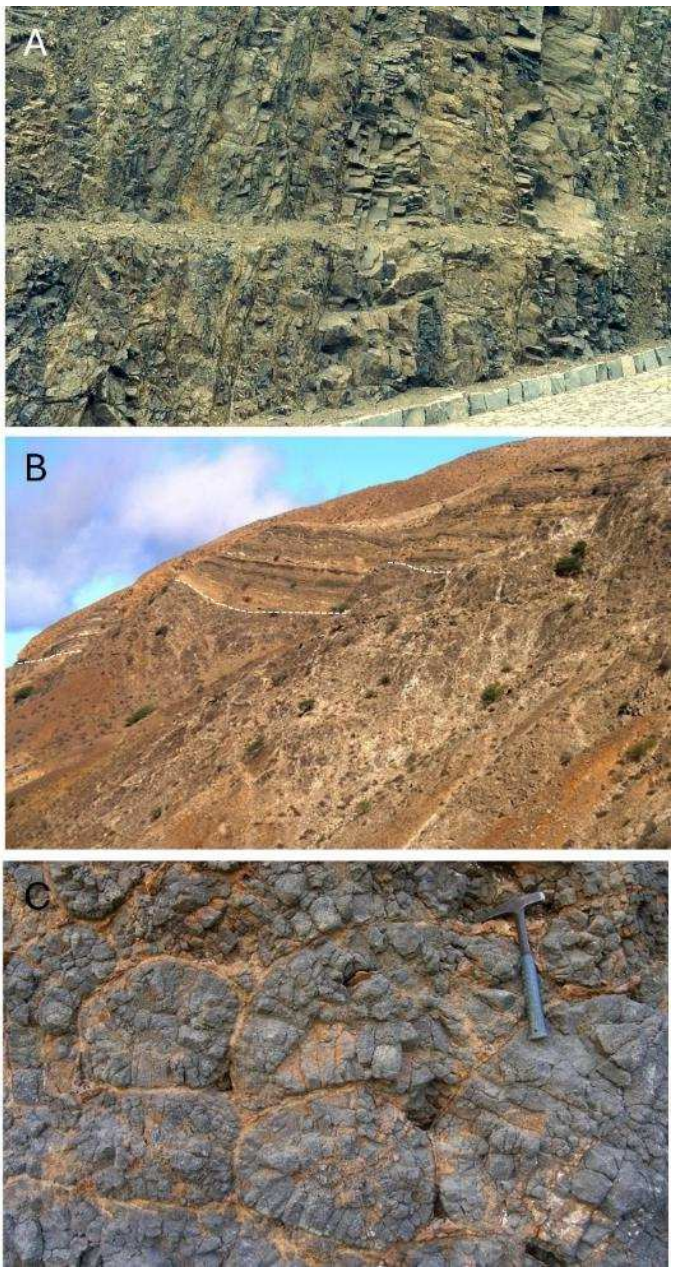


Fig. 8. Aspecto de complejos volcánicos antiguos, cámaras magmáticas exhumadas y secuencias de monte submarino. **A**: complejo antiguo en la cabecera de Ribeira das Patas, isla de Santo Antão, atravesado por numerosos diques; **B**: cámara magmática exhumada constituida por piroxenitas atravesadas por venas de carbonatita en la mitad sur de la isla Brava y cubierta por la unidad volcánica más reciente; **C**: afloramiento de lavas almohadilladas de la fase de monte submarino de la isla Brava en Fajã d'Água.

Discordancias e inconformidades

El estudio de la estratigrafía de las islas oceánicas depende en gran medida de la identificación de discordancias o inconformidades importantes en las secuencias volcánicas. Estas superficies de discontinuidad marcan hiatos temporales en la construcción de los edificios volcánicos insulares y permiten identificar importantes períodos de erosión que pueden corresponder a intervalos de tiempo bastante largos. De este modo, es posible identificar diferentes fases en su construcción y seleccionar muestras de roca para la datación de estas mismas fases.

Discontinuidades de este tipo se encuentran en todas las islas de Cabo Verde. Algunas separan productos volcánicos de fases post-erosivas más recientes, rellenando valles excavados en secuencias de fases anteriores, como en la isla de São Nicolau (Fig. 9A). En los altos acantilados de la costa oeste de Santiago, se observa una importante discordancia angular entre secuencias volcánicas submarinas y lavas subaéreas (Fig. 9B). En la isla Brava, una importante superficie erosiva separa las secuencias del edificio submarino y cámaras magmáticas exhumadas de los productos volcánicos más recientes del Pleistoceno Superior (Fig. 9C; Madeira *et al*., 2010).

Tipos de edificios volcánicos

En Cabo Verde, encontramos diversos tipos de estructuras volcánicas, desde grandes volcanes poligenéticos, formados por múltiples erupciones a lo largo de períodos dilatados, hasta estructuras monogenéticas más pequeñas, creadas por erupciones singulares.

La isla de Santo Antão es un gran volcán escudo de dirección NE-SO, con 40 km de longitud y con una altitud de 1979 m sobre el nivel del mar. La isla de Fogo puede considerarse un volcán compuesto, en el que la estructura insular sufrió colapsos, tanto eventos de formación de caldera como colapsos de flanco, que generaron una gran depresión somera (Fig. 10A), dentro de la cual se formó posteriormente el estratovolcán de Pico do Fogo, que alcanza los 2829 m (Fig. 10B).

En casi todas las islas se observan conos monogenéticos de cenizas y escorias, producidos por erupciones hawaianas-estrombolianas, que suelen constituir conos adventicios de las estructuras mayores o integrarse en la actividad cuaternaria post-erosiva en las islas más erosionadas (Fig. 10C). La excepción es la isla de Maio, donde el vulcanismo más reciente data del Mioceno (Stillman *et al*., 1982; Moreira *et al*., 2025) y los edificios volcánicos originales están prácticamente desmantelados.

Otro tipo de edificio volcánico que se puede observar en Cabo Verde son los cráteres freatomagmáticos de tipo *maar*. Estas estructuras, resultantes de la interacción entre el magma y aguas subterráneas, son poco comunes dadas

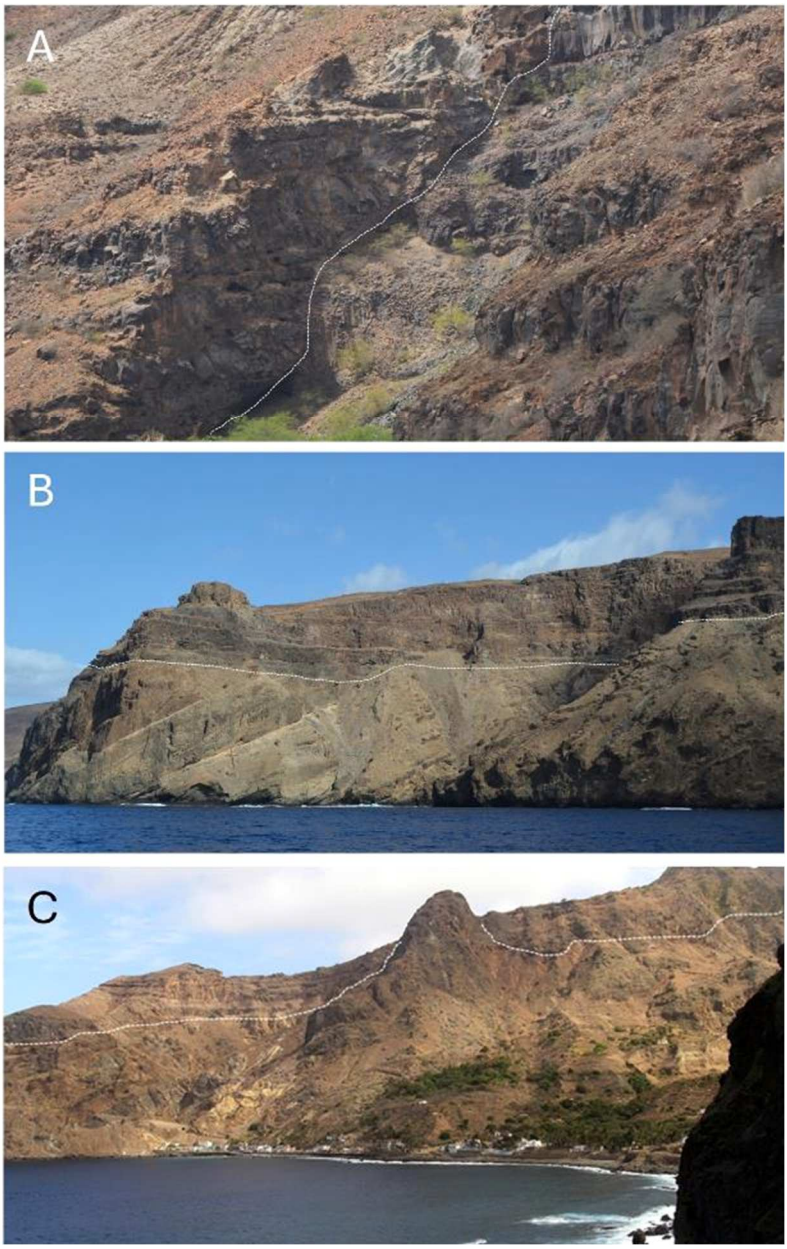


Fig. 9. Ejemplos de inconformidades. **A**: coladas de la fase volcánica post-erosiva rellenando un valle excavado en lavas de secuencia anterior en la zona oriental de la isla de S. Nicolau; **B**: secuencia lávica subaérea cubriendo en discordancia angular una secuencia submarina inclinada hacia el NO en el acantilado de Baía do Inferno, costa occidental de la isla de Santiago; **C**: secuencia de lavas almohadilladas, brechas de *pillows* y hialoclastitas de la fase de monte submarino de la isla Brava en Fajã d'Água levantada por *uplift* hasta 400 m por encima del nivel del mar; la línea marca la discordancia con la unidad volcánica superior.

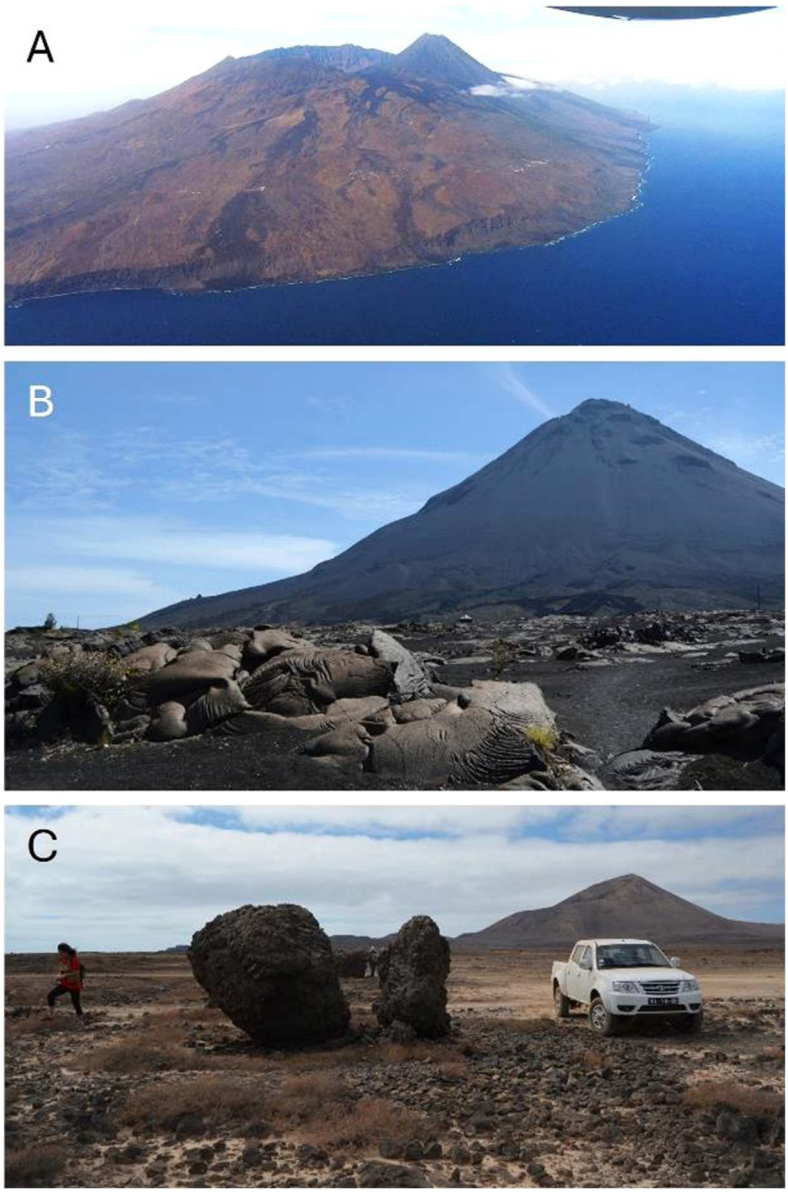


Fig. 10. Edificios volcánicos en Cabo Verde. **A**: volcán compuesto poligenético de la isla de Fogo; la depresión de la cumbre está parcialmente rellenada por el estratovolcán de Pico do Fogo; **B**: el estratovolcán de Pico do Fogo, con cerca de 1100 m de altura, visto desde el noroeste; **C**: cono monogenético estromboliano de la fase post-erosiva de la isla de Sal.

las condiciones climáticas áridas del archipiélago, pero se pueden encontrar en la isla de Santo Antão (por ejemplo, el cráter freatomagmático de Cova,

con aproximadamente 1 km de diámetro y una profundidad media de 100 m), en S. Nicolau (el *maar* de Caldeira do Morro Alto con cerca de 1 km de diámetro y más de 70 m de profundidad; Fig. 11A) y en la isla de Sal, donde el *maar* de Pedra Lume (de 1200 m de diámetro y con el fondo al nivel del mar; Fig. 11B) surgió de la interacción del magma con la cuña subterránea de agua marina dada la proximidad a la costa. Sus salinas naturales dieron el nombre a la isla de Sal. Pero donde los cráteres freatomagmáticos son realmente comunes es en la isla Brava (Fig. 11C), especialmente en su mitad norte, donde hay unos 30 *maares* (Madeira *et al*., 2010). Esta abundancia se relaciona con las condiciones climáticas más lluviosas de la isla, que dieron origen a los acuíferos con los que interactuó el magma.

Otro tipo de estructura relacionada con interacción agua-magma son las producidas por erupciones surtseyanas, erupciones costeras que ocurren en fondos marinos de baja profundidad. En Cabo Verde son menos comunes que en otros archipiélagos macaronésicos, pero un ejemplo es el cono submarino de Sambango en Fajãzinha, isla de Fogo. El cono se formó a unos 350 m mar adentro del antiguo acantilado litoral, sufrió alguna erosión marina, pero posteriormente fue rodeado por flujos de lava procedentes de conos ubicados en tierra, que crearon una fajana lávica (*delta*) que fosilizó el acantilado y el edificio surtseyano.

En tres de las islas del archipiélago se conocen calderas volcánicas, resultantes del colapso de las cumbres de los edificios volcánicos tras erupciones paroxismales. El estratovolcán de Tope de Coroa, en Santo Antão, puede haberse formado dentro de una caldera o, alternativamente, dentro de una cicatriz de colapso de flanco. La isla Brava también cuenta con una caldera con un diámetro de 1,5 km. Sin embargo, la caldera más espectacular es la de la isla de Fogo (Fig. 12A). La depresión cimera se formó por la intersección de dos calderas de subsidencia, una al sur con casi 5,5 km de diámetro y otra al norte con unos 3 km. A estos eventos le siguió el colapso del flanco oriental, que abrió la caldera hacia el este (Martínez-Moreno *et al*., 2018). La pared alcanza 1 km de altura en su punto más alto, pero una parte significativa de la caldera ya está rellenada con unos 800 m de espesor de flujos de lava posteriores, por lo que la depresión original habría tenido una profundidad de unos 1800 m.

El colapso de los flancos de grandes edificios volcánicos insulares es un proceso bien conocido desde hace varias décadas. Se identificó inicialmente en el archipiélago hawaiano y posteriormente en múltiples archipiélagos, como en las islas Canarias. En Cabo Verde, se sabe que tanto la isla de Fogo como la de Santo Antão sufrieron grandes colapsos de flanco (Figs. 12B,C), pero otras islas muestran evidencias morfológicas que sugieren procesos idénticos, como en la isla de São Nicolau. En la isla de Fogo, se estima que el colapso afectó entre 110 y 120 km³ de material rocoso que entró repentinamente en el mar, provocando un megatsunami (Day *et al*., 1999;

Paris *et al*., 2011; Martínez-Moreno *et al*., 2018). La isla de Maio muestra evidencia de cuatro inundaciones por tsunami, una asociada al colapso de la isla de Fogo y otras dos cuyos depósitos presentan edades consistentes con la presunta edad de los colapsos de flanco de Santo Antão (Madeira *et al*., 2020).

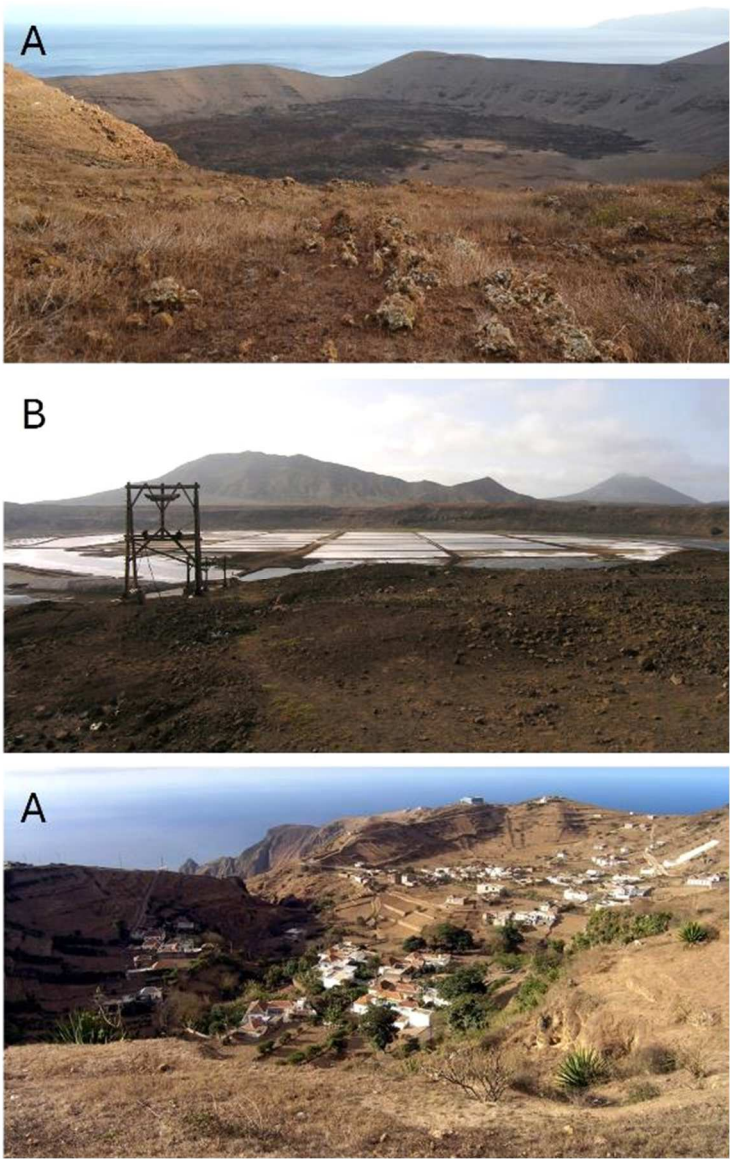


Fig. 11. Ejemplos de *maares* (o cráteres freato-magmáticos) en Cabo Verde. **A**: *maar* de la Caldeira do Morro Alto en la isla de S. Nicolau; **B**: *maar* de Pedra Lume y sus salinas en la isla de Sal; **C**: *maar* de Cova Joana en el NE de la isla Brava donde muchos de los pueblos se localizan dentro de estos cráteres.

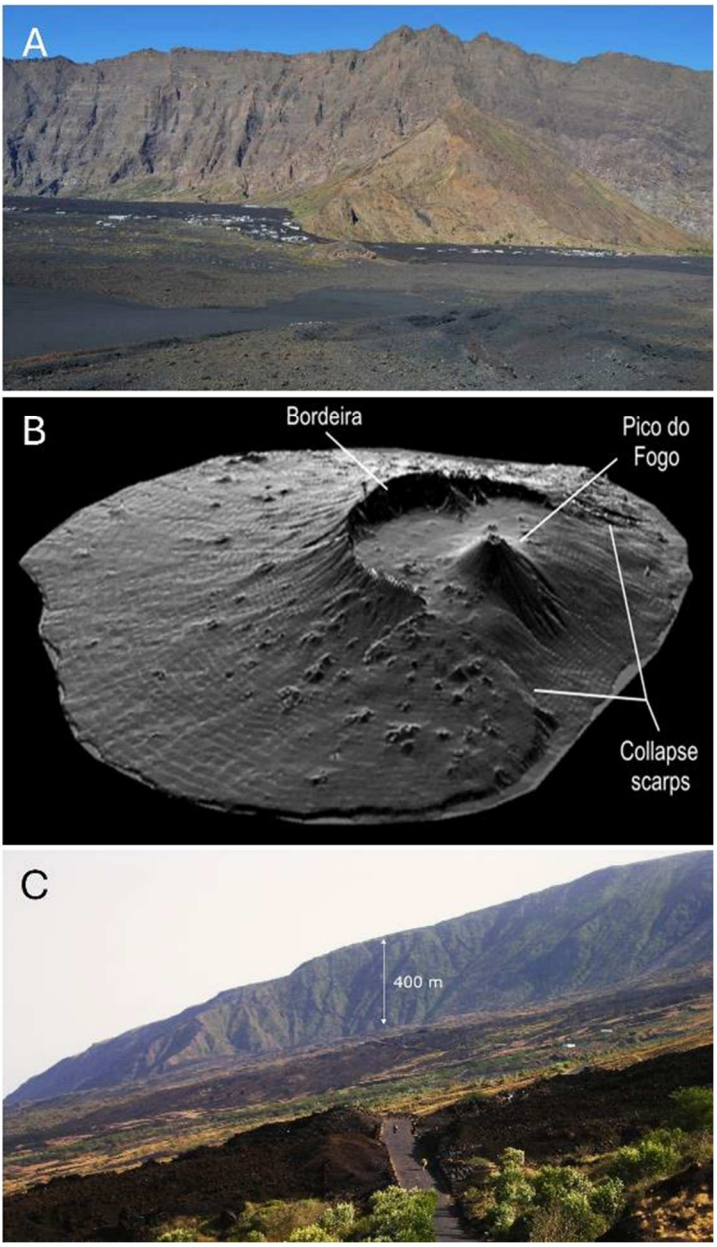


Fig. 12. Estructuras de colapso en la isla de Fogo. **A**: aspecto parcial de las calderas de colapso vertical de la cumbre de la isla de Fogo; la pared tiene 1000 m de altura en la parte más alta; nótese el escalón de 50 m entre la caldera sur (a la izquierda) y la caldera norte (a la derecha) con los dos pueblos de Portela y Bangaeira, destruidos por la erupción de 2014-15; **B**: modelo digital de terreno de la isla de Fogo donde se puede ver la pared de la caldera (Bordeira), el estratovolcán de Pico de Fogo y los escarpes laterales del colapso de flanco; **C**: fotografía del escarpe sur del colapso de flanco de la isla de Fogo (parcialmente rellenado por coladas posteriores).

Productos volcánicos silicatados y de composición carbonatítica

Los productos volcánicos que se pueden observar en Cabo Verde incluyen no solo lavas silicatadas, sino también rocas carbonatíticas (formadas por más de 50% de carbonatos), muy raras sobre todo en ambientes oceánicos. En cuanto ambiente deposicional, existen productos subaéreos y submarinos emitidos de forma efusiva y explosiva. Por lo tanto, se reconoce una gran variedad de productos volcánicos, en cuanto a composición, ambiente de emisión y modo de extrusión.

Entre los productos lávicos silicatados emitidos efusivamente en ambiente subaéreo, se encuentran coladas *a'a, pahoehoe* (Figs. 13A,B) y morfologías intermedias, domos (Fig. 13C) y *coulées* (potentes coladas ácidas), de composición que va desde basanitas hasta fonolitas. Entre los materiales subaéreos emitidos de forma explosiva, se pueden mencionar productos de caída, como bombas y bloques, lapilli, cenizas (Figs. 14A,B,C) y piedra pómez, y productos de flujos piroclásticos, como ignimbritas (Fig. 15A) y depósitos de oleada (*surge*; Figs. 15B,C).

Los productos submarinos presentan una composición predominantemente máfica, aunque se conocen ejemplos de lavas submarinas fonolíticas. Estos materiales incluyen coladas de *pillows* (lavas almohadilladas; Fig. 16A), *mega-pillows* y *sheet-flows* (coladas submarinas coherentes; Fig. 16B), así como productos autoclásticos como brechas de *pillows* y hialoclastitas. Se pueden observar lavas almohadilladas fonolíticas en la isla Brava, y *pillows* y *sheet-flows* de la misma composición aparecen en la isla de Santiago (Fig. 16C). Secuencias de lavas submarinas máficas están presentes en casi todas las islas, en mayor o menor proporción, dependiendo del grado de *uplift* que hayan experimentado. Ocurren lavas máficas submarinas en Santo Antão, Santa Luzia, São Nicolau, Sal, Maio, Santiago, Fogo y Brava.

Además de las rocas ígneas silicatadas, se encuentran productos carbonatíticos en varias islas de Cabo Verde. Algunos son rocas plutónicas, solidificadas en profundidad y con textura holocristalina, mientras que otros son rocas extrusivas emitidas explosivamente, es decir, productos piroclásticos carbonatíticos. Las carbonatitas intrusivas también se presentan en forma de diques (Mourão *et al*., 2010).

En la isla de Fogo, se reconocieron carbonatitas plutónicas en un afloramiento en el lecho del arroyo Ribeira do Pico, al noroeste de la ciudad de São Filipe (Fig. 17A). Dataciones K/Ar indican una edad de entre 3 y 5 Ma (millones de años). Se encuentran atravesando secuencias de lava de la unidad estratigráfica más antigua y están cortadas por numerosos diques. También en la isla Brava, al este de la desembocadura del arroyo Ribeira de Ferreiros, se encuentran carbonatitas plutónicas asociadas a la unidad

estratigráfica intermedia, un complejo alcalino-carbonatítico constituido por piroxenitas, sienitas nefelínicas y carbonatitas, datada de entre 1,9 y 1,3 Ma (Madeira *et al*., 2010).

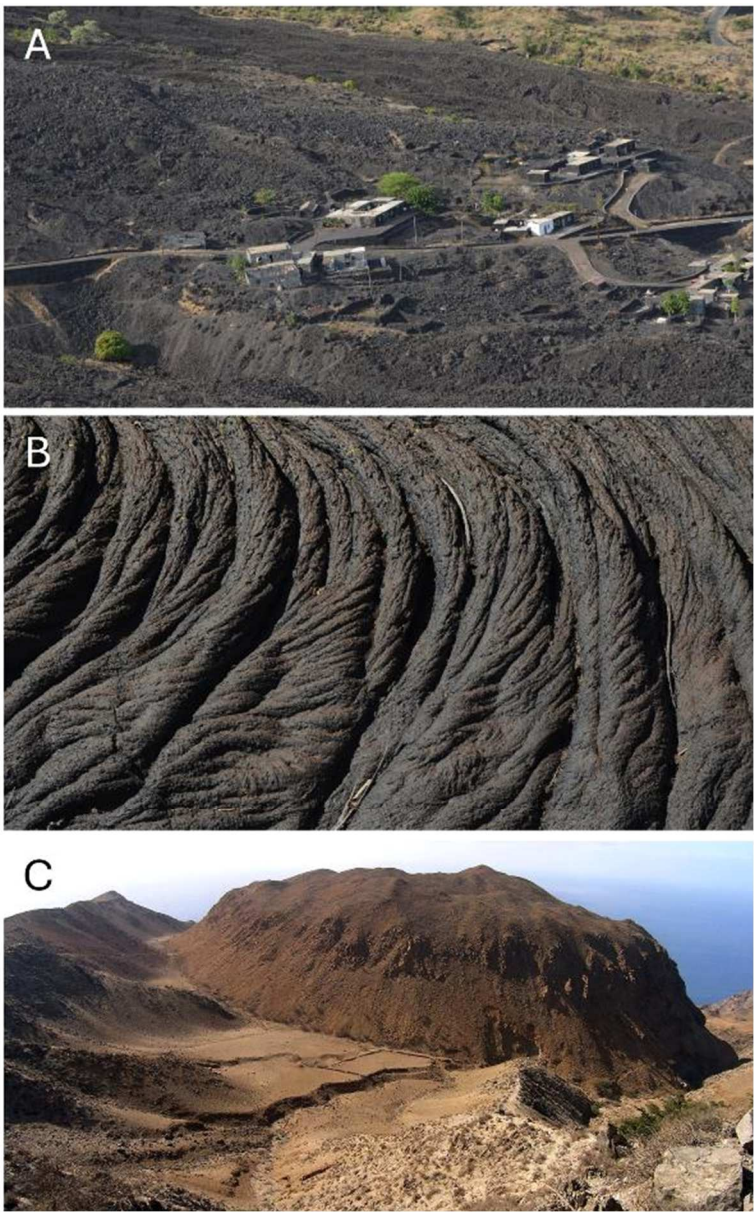


Fig. 13. Productos efusivos silicatados subaéreos de composición máfica y ácida. **A**: colada *a'a* de la erupción de la isla de Fogo de 1951 en Cova Matinho; **B**: colada *pahoehoe* cordada de la erupción de 1995 de la isla de Fogo; **C**: domo fonolítico holoceno del Morro das Pedras en el sur de la isla Brava.

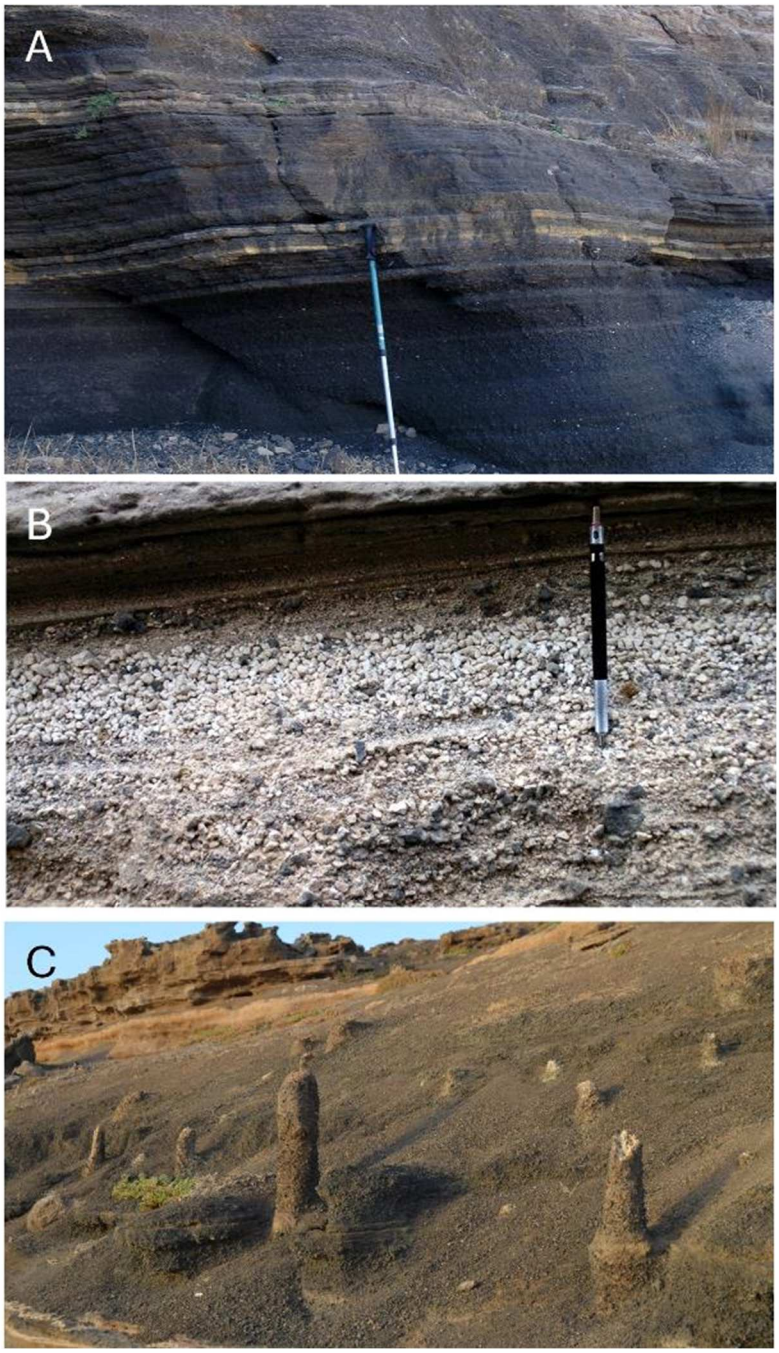


Fig. 14. Productos piroclásticos de caída de composición máfica y ácida. **A**: depósitos de lapilli y cenizas de una erupción estromboliana en la isla Brava; **B**: depósito de lapilli y cenizas pumíticas de erupción pliniana en la isla Brava; **C**: chimeneas fumarólicas en depósito de lapilli de erupción surtseyana en la isla de S. Nicolau.

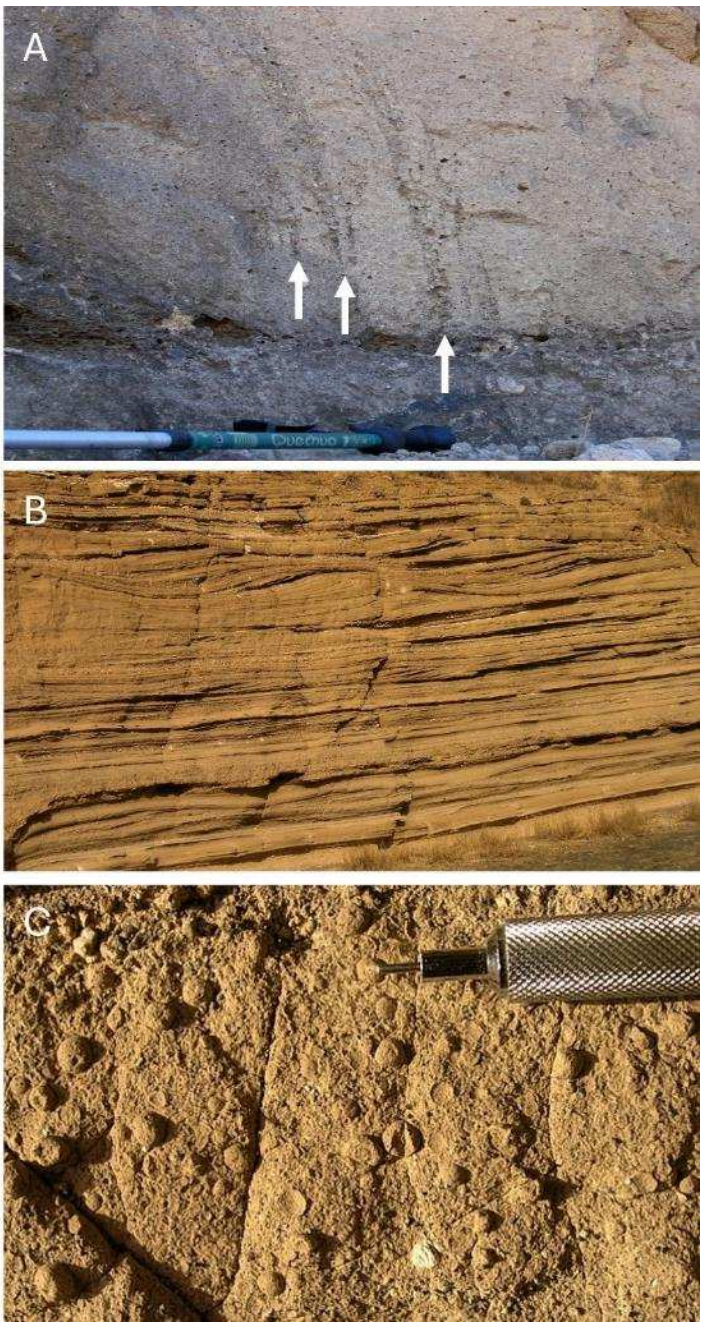


Fig. 15. Productos piroclásticos de flujo de composición ácida. **A**: depósito de ignimbrita fonolítica en la isla Brava; nótese las chimeneas fumarólicas de escape de gases (flechas blancas); **B**: depósito de oleada (*surge*) fonolítica de erupción freato-magmática en la isla Brava; **C**: lapilli de acreción (indicativo de interacción con agua) en depósito de *surge* fonolítico de erupción freato-magmática en la isla Brava.

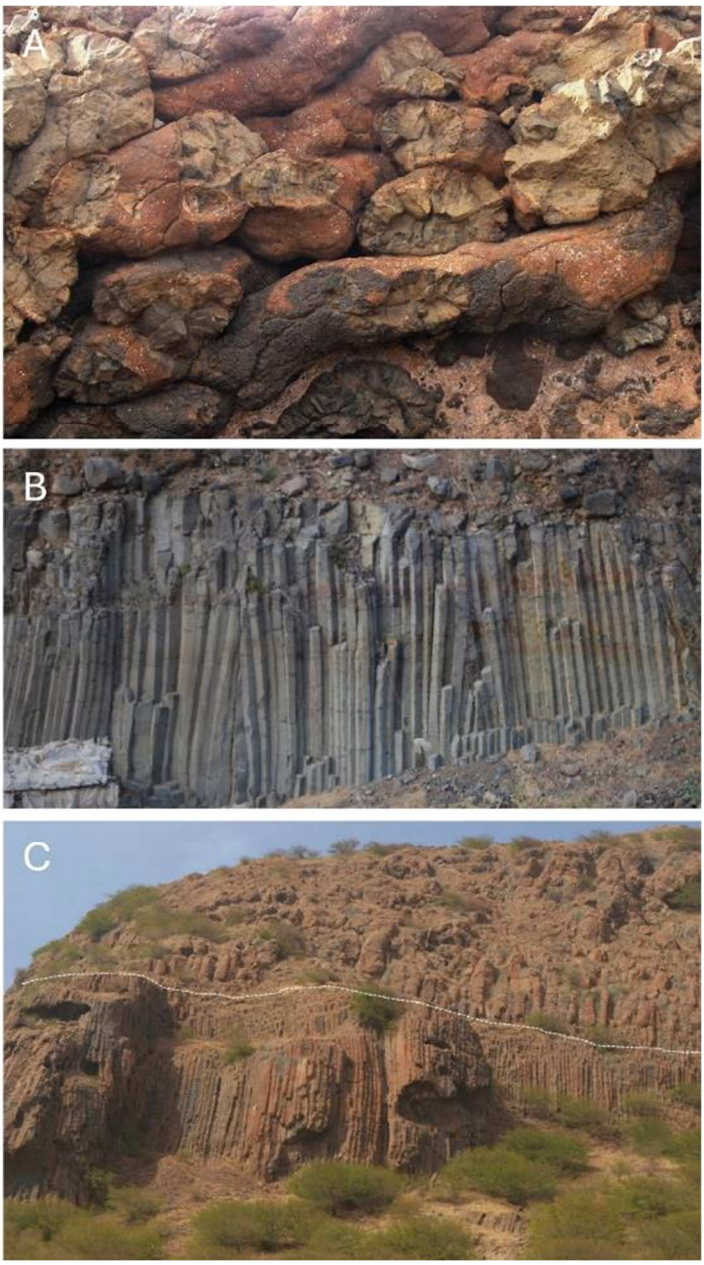


Fig. 16. Coladas submarinas de composición máfica y ácida. **A**: lavas almohadilladas basálticas en tres dimensiones en el litoral de la ciudad de Praia, en la isla de Santiago; **B**: colada submarina de tipo *sheet-flow*, con los típicos prismas finos y ondulados, en la isla de S. Nicolau; **C**: *coulée* fonolítica que ha entrado en el mar; la parte inferior submarina presenta prismas finos y ondulados, mientras la porción subaérea presenta prismas más espesos; la línea blanca marca el nivel del mar en el momento de la erupción, Tarrafal, isla de Santiago.

Además de las carbonatitas plutónicas, existen intrusiones carbonatíticas en forma de diques en las islas de São Vicente, Maio, Santiago y Brava. Estos diques podrían haber alimentado erupciones carbonatíticas cuyos productos pueden haber sido removidos por la erosión.

Las carbonatitas extrusivas son abundantes en la isla de Santiago, aunque restringidas a las unidades volcanoestratigráficas más antiguas (Silva *et al*., 1981). Sin embargo, la isla más espectacular es Brava (Figs. 17B,C; Figs. 18A,B,C), donde se han producido al menos cinco erupciones carbonatíticas recientes, probablemente del Holoceno (Mourão *et al*., 2010; Madeira *et al*., 2010). Este hecho sugiere que la isla podría ser el único volcán oceánico potencialmente activo con erupciones carbonatíticas. Los productos de estas erupciones consisten en escorias, lapilli, cenizas de caída y un flujo piroclástico.

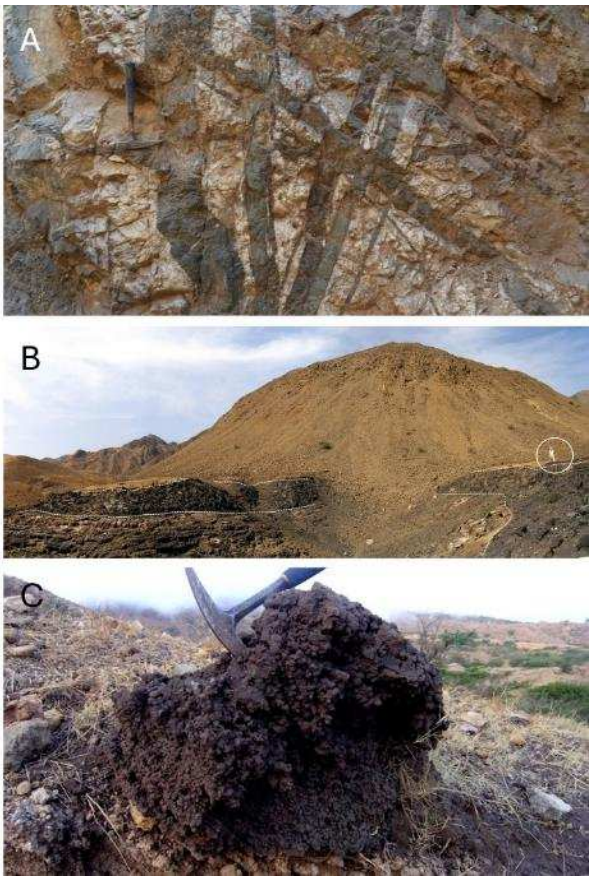


Fig. 17. Productos plutónicos y volcánicos de composición carbonatítica. **A**: carbonatitas calcíticas plutónicas cortadas por diques en la Ribeira do Pico, isla de Fogo; **B**: flujo de bloques y cenizas (ignimbrita) carbonatítico aflorando por bajo del domo del Morro das Pedras, en la isla Brava; **C**: depósito de aglutinado (*spatter)* carbonatítico en Cachaço, isla Brava.

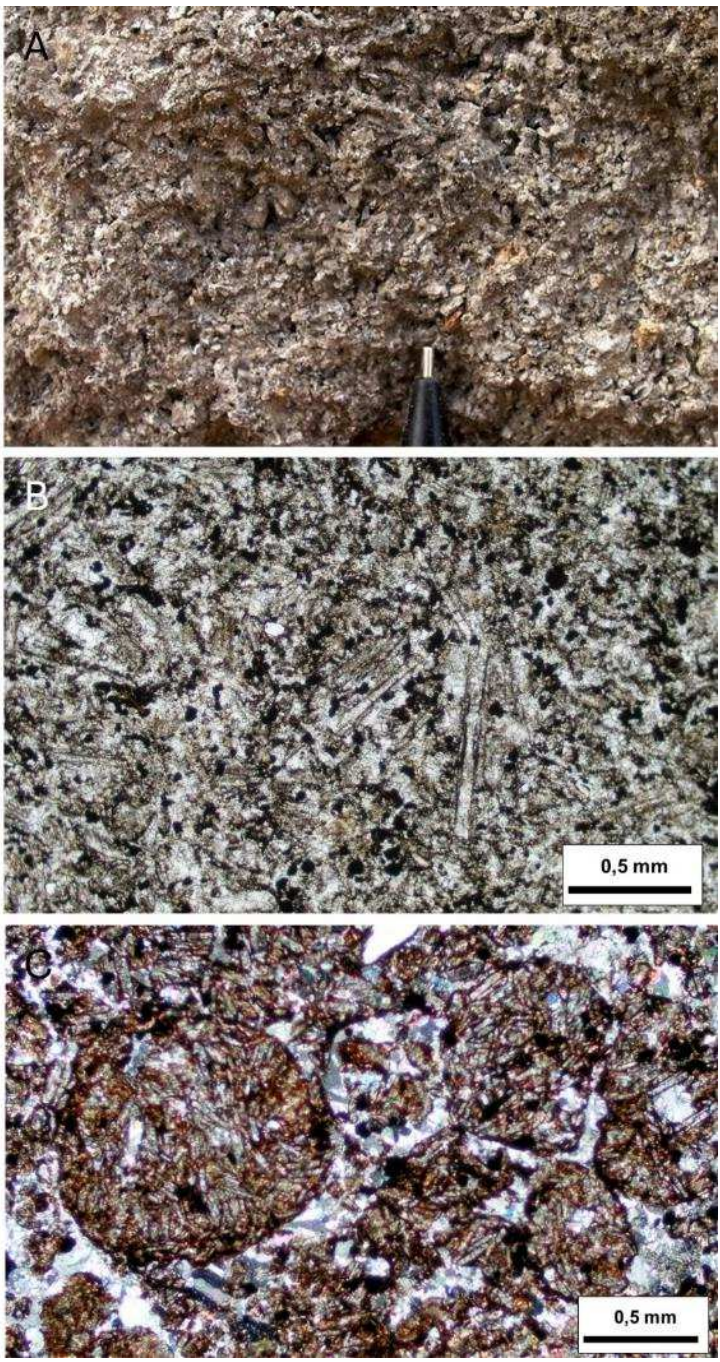


Fig. 18. Productos volcánicos de composición carbonatítica. **A**: toba de cristales de erupción holocénica carbonatítica, isla Brava; **B** y **C**: microfotografías de piroclastos carbonatíticos (**B** - toba de fenocristales de calcita; **C** – toba de lapilli vesiculado) en la isla Brava (tomado de Mourão *et al*., 2010).

Sedimentos y rocas sedimentarias

Las islas volcánicas no se componen únicamente de rocas ígneas. La erosión es constante, especialmente durante los periodos de menor actividad eruptiva, dando lugar a sedimentos y rocas sedimentarias. El principal proceso erosivo es la acción marina en el litoral de las islas, pero la erosión fluvial, la escorrentía difusa y el viento, también contribuyen significativamente. De este modo, se pueden encontrar sedimentos terrígenos y marinos, así como rocas sedimentarias. Otro proceso erosivo importante resulta de la inestabilidad gravitacional en regiones volcánicas con fuerte relieve, lo que ocasiona deslizamientos de distintos tamaños, desde pequeñas quebradas hasta grandes derrumbes de flancos, depositando los materiales deslizados en la base del relieve.

En Cabo Verde, la acción de la erosión marina se manifiesta en los sedimentos de playa actuales y por niveles de playas levantadas formadas en periodos interglaciares pasados. Los sedimentos de playa actuales suelen corresponder a gravas y arenas de playa, siendo estas últimas más abundantes en las islas más erosionadas. Las gravas están compuestas principalmente de rocas ígneas. Las arenas son predominantemente de origen volcánico, arenas negras formadas por granos de rocas volcánicas o minerales constituyentes de estas rocas, en las islas más recientes y con relieve pronunciado. En las islas más antiguas predominan las arenas claras, formadas principalmente por bioclastos, es decir, por fragmentos de conchas o de algas calcáreas (rodolitos).

Las islas de Sal, Boa Vista y Maio no solo cuentan con extensas playas de arena blanca, sino también con numerosos y extensos niveles de playas levantadas (Zazo *et al*., 2007; Ramalho *et al*., 2010). Las rocas sedimentarias que forman estas playas levantadas (Figs. 19A,B,C) corresponden a conglomerados y calcarenitas (areniscas bioclásticas) fosilíferos (Figs. 20A,B,C). Estos depósitos de rocas sedimentarias marinas son fundamentales para estudiar las faunas litorales de periodos anteriores al presente, para entender las condiciones climáticas durante dichos periodos y para deducir las migraciones faunísticas de organismos marinos durante las variaciones climáticas ocurridas cíclicamente durante el Cuaternario (últimos 2,6 Ma) en los archipiélagos (Reeb *et al*., 2024; Melo *et al*., 2026).

Debido a la acción constante de los vientos alisios, que soplan casi todo el año desde el noreste, la arena formada en las playas de las costas septentrionales de las islas es transportada por el viento a través del interior de las islas bajas, formando campos eólicos y eventualmente alimentando las playas de las costas de sotavento. Estos campos de dunas se pueden observar en las islas de Santo Antão (Fig. 21A), São Vicente y Sal, pero son especialmente importantes en las islas de Santa Luzia, Boa Vista (Fig. 21B) y Maio. Los antiguos campos de dunas pueden consolidarse dando lugar a

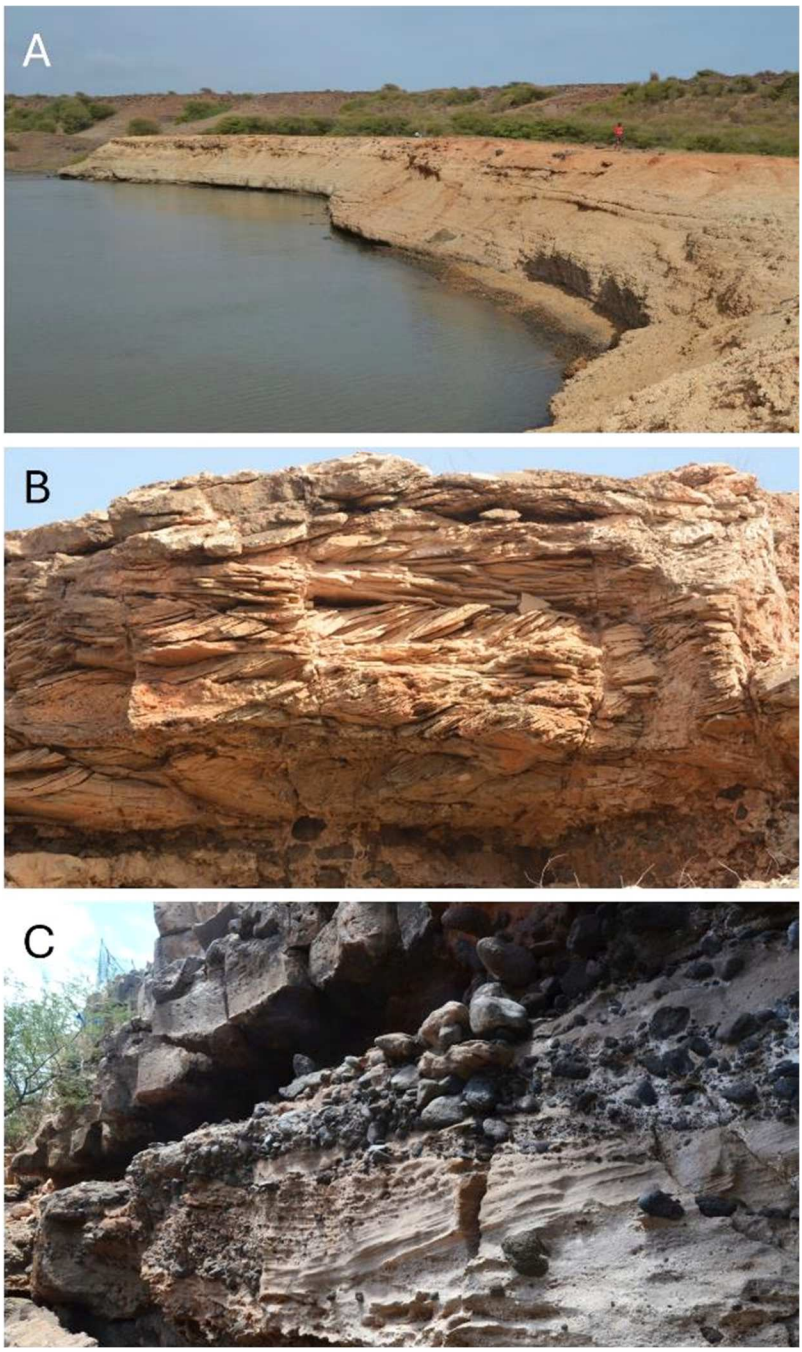


Fig. 19. Niveles de playas antiguas. **A**: depósitos de playa del MIS 11 (Marine Isotope Stage 11 - 374-424 mil años) en la Baía de Nossa Senhora da Luz, isla de Santiago; **B**: nivel de playa levantada de alta energía en Barreiro, isla de Maio; **C**: depósito de sedimentos de playa y de ribera cubiertos por colada lávica, isla de S. Nicolau.

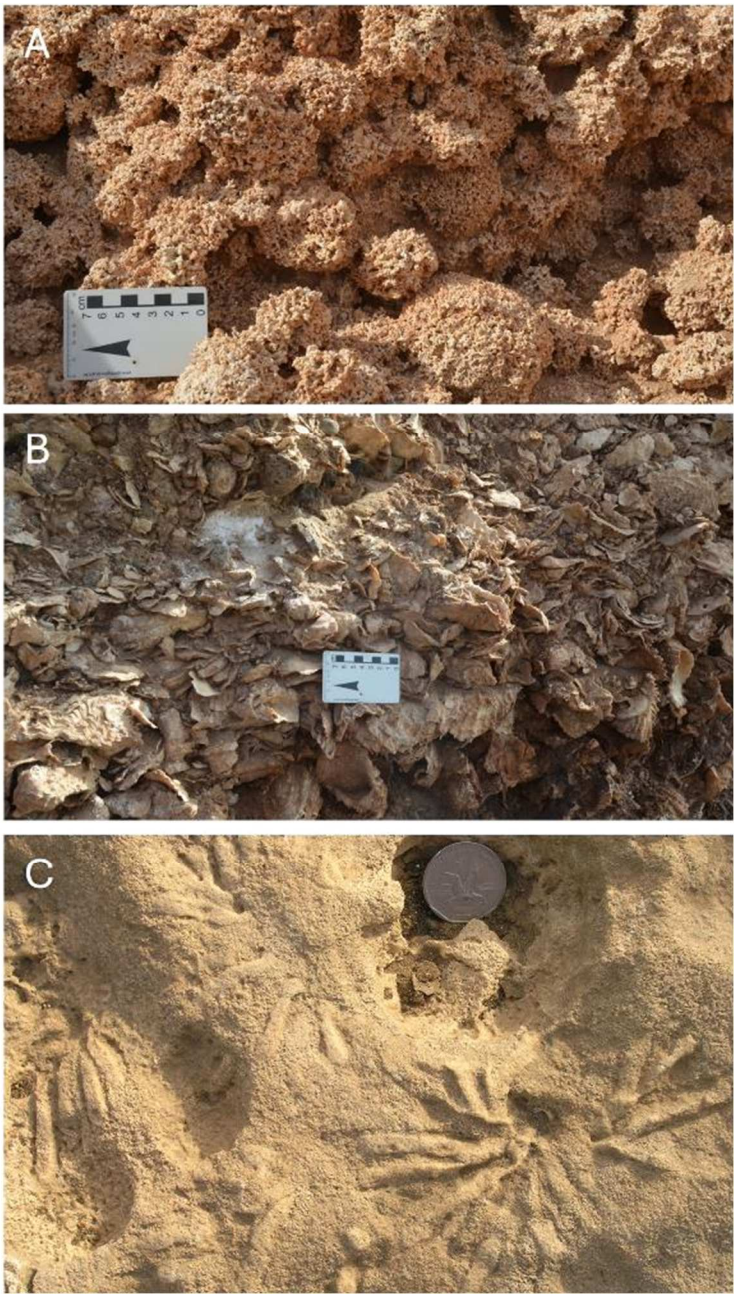


Fig. 20. Ejemplos de contenido fosilífero en depósitos de playa levantados. **A**: nivel de acumulación de rodolitos en la playa del MIS 11, Baía de Nossa Senhora da Luz, isla de Santiago; **B**: nivel de acumulación de ostras en la playa del MIS 11, Baía de Nossa Senhora da Luz, isla de Santiago; **C**: ejemplo de icnofósiles (icnogénero *Dactyloidites* atribuido a la actividad de un gusano poliqueto) en nivel de playa levantada de la isla de Maio.

dunas fósiles, presentando a menudo espectaculares campos de rizoconcreciones (Fig. 21C), estructuras calcificadas que corresponden a la consolidación de arenas alrededor de las raíces de la vegetación que fijó estas coberteras eólicas. Otro aspecto relacionado con la acción del viento es la formación de terrenos pedregosos, desiertos de tipo *reg*, en los que las partículas finas del suelo sufren deflación, dejando solo una superficie cubierta de cantos angulosos (Fig. 22A). Este aspecto es común en las zonas altas del sector suroeste de la isla de Santo Antão, que es muy árida debido a la pérdida total de humedad de los alisios en el sector de barlovento debido a la ascensión y precipitación orográfica.

Los sedimentos terrígenos más frecuentes corresponden a gravas y arenas fluviales actuales, las cuales al consolidarse dan lugar a conglomerados y areniscas de origen fluvial. Debido al régimen torrencial de las riberas de Cabo Verde, como resultado del clima semiárido, muchos de estos sedimentos forman abanicos aluviales. Las rocas sedimentarias terrígenas se encuentran no solo en la superficie, sino también intercaladas en secuencias volcánicas en diferentes posiciones de la estratigrafía de las islas.

Los barrancos, muy incisos, de la isla de Santo Antão presentan importantes y potentes rellenos sedimentarios de gravas que dan testimonio de las variaciones cíclicas del nivel del mar. Los valles excavados en el sustrato volcánico tienen su fondo por debajo del nivel actual del mar, lo que demuestra que fueron excavados durante períodos glaciares, cuando el nivel del mar era más bajo. Con el calentamiento global durante los períodos interglaciares y la consiguiente subida del nivel del mar, estos valles se rellenaron con sedimentos fluviales. La elevación de la isla y las posteriores variaciones del nivel de base (o nivel del mar, respecto del cual los ríos producen erosión) provocaron que los cursos de agua se encajaran en los propios sedimentos, creando gargantas estrechas y profundas y espectaculares terrazas de agradación (Fig. 22B).

Otro tipo de sedimento fluvial en terrenos volcánicos son los *lahares*. *Lahar* es un término indonesio para los flujos de fango y bloques rocosos producidos en terrenos volcánicos, asociados o no a erupciones. Estos catastróficos flujos resultan del relieve abrupto que presentan los edificios volcánicos y la gran cantidad de partículas sueltas de todos los tamaños que son fácilmente transportadas por la escorrentía superficial. Esta puede ser el resultado de la fusión de nieve durante una erupción, la ruptura de lagos volcánicos o simplemente de la precipitación orográfica. En Cabo Verde, se encuentran antiguos depósitos de *lahares* intercalados en secuencias volcánicas, como en la isla de São Nicolau, o *lahares* recientes y actuales, como en la isla de Fogo. Todo el sector al este del Pico do Fogo, con su pronunciada pendiente (~30°), está cubierto por numerosos depósitos de *lahar*, por lo que no hay asentamientos en esta área (Fig. 22C).

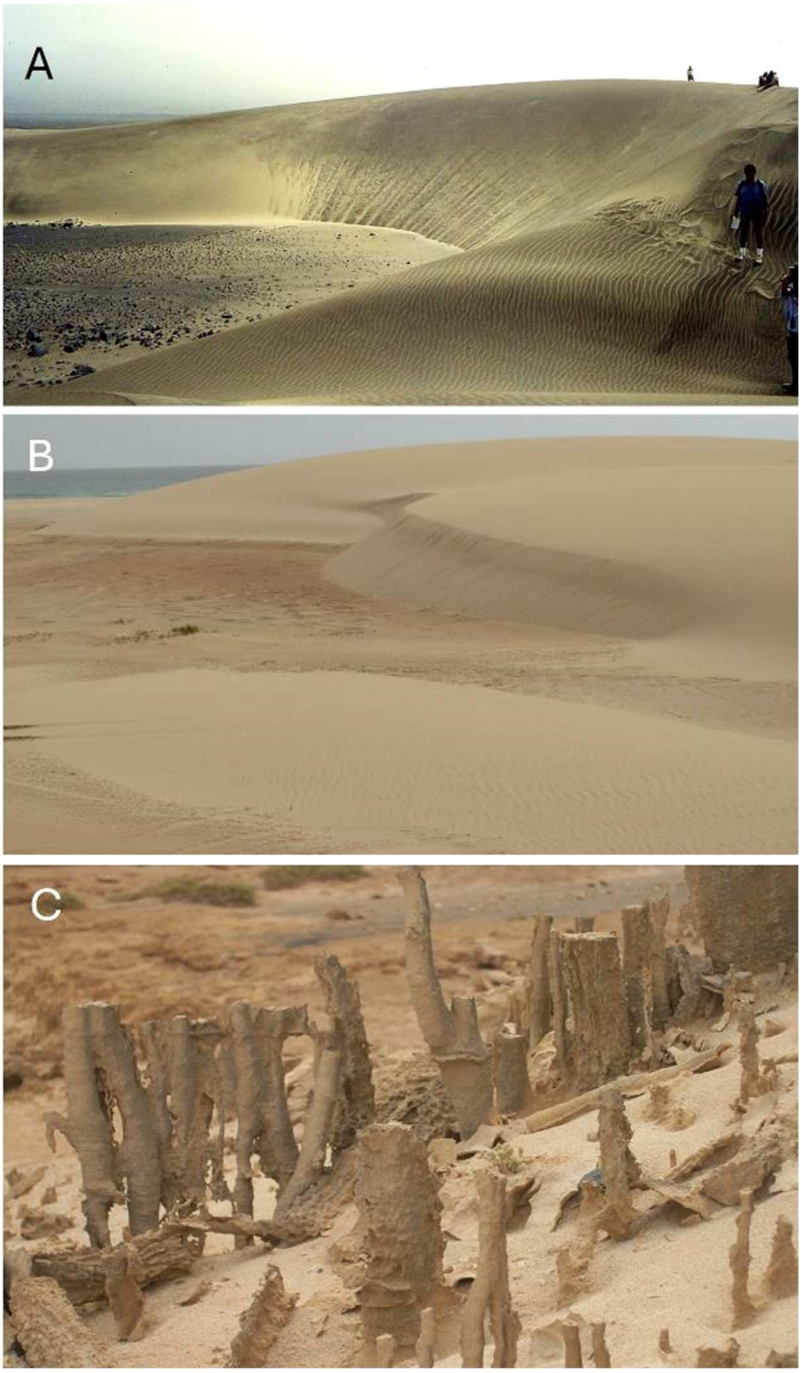


Fig. 21. Imágenes de campos dunares en Cabo Verde. **A**: duna de tipo barján en el litoral sureste de la isla de Santo Antão; **B**: campo de dunas en el sur de la isla de Boavista; **C**: rizoconcreciones en duna fósil en la isla de Maio.

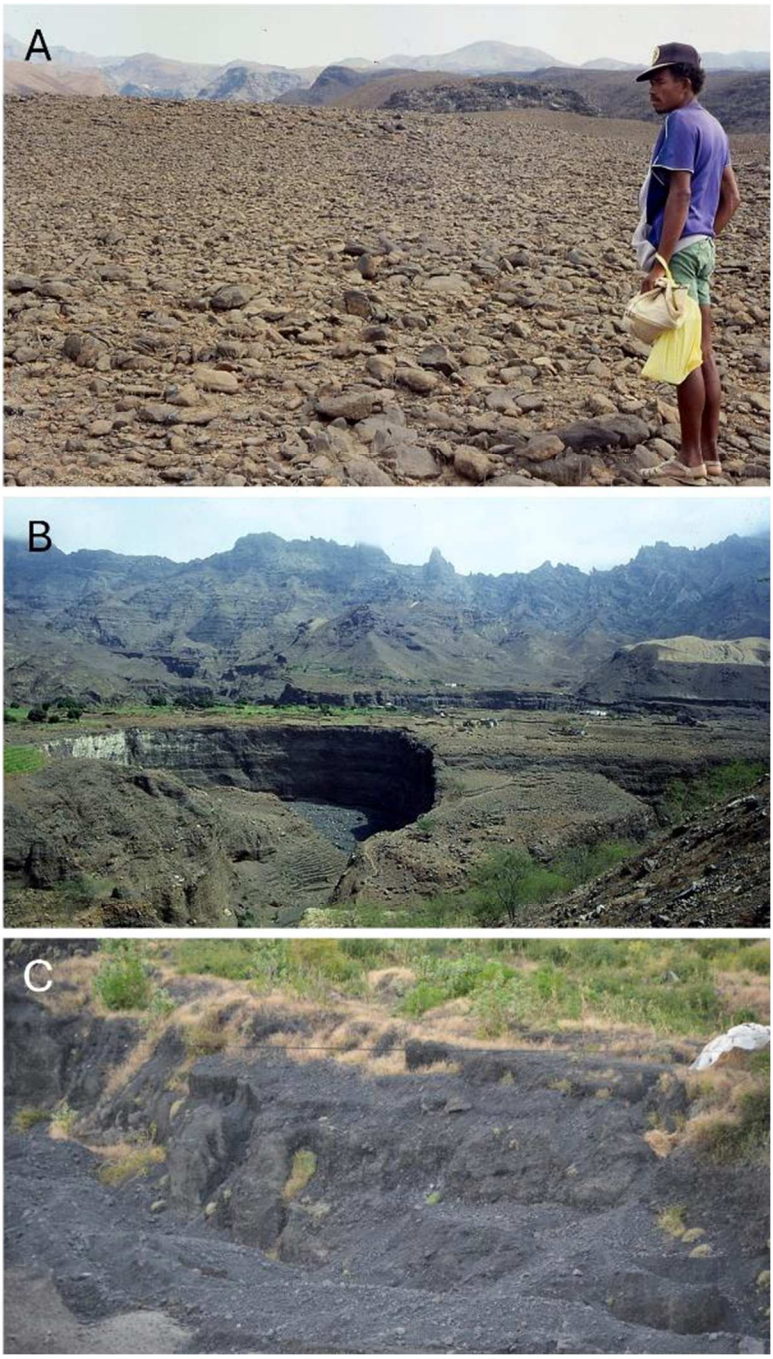


Fig. 22. Imágenes de sedimentos terrígenos. **A**: suelo pedregoso de tipo *reg* por deflación eólica en la meseta sur de Santo Antão; **B**: terrazas fluviales de agradación en Ribeira das Patas, isla de Santo Antão; **C**: depósitos de lahar actuales en la vertiente oriental de la isla de Fogo.

Los depósitos de deslizamiento son comunes, por ejemplo, en la isla Brava, ya sea en los altos acantilados costeros o en el interior de valles profundos. Algunos, donde el bloque deslizante no se desintegró, forman sectores planos en la ladera de los valles. Un ejemplo curioso se da en la isla de São Vicente, donde un depósito de piroclastos freatomagmáticos, probablemente no consolidado y plástico, se deslizó, dando lugar a un afloramiento bien estratificado, intensamente deformado por pliegues y fallas (Fig. 23A).

Otro tipo de depósitos no volcánicos son el resultado de la precipitación química de carbonatos, asociada a manantiales de alta mineralización. Se conocen ejemplos de travertinos en la isla de Santo Antão, en la Ribeira da Água Amargosa, pero son más abundantes en la isla Brava, sin duda relacionados con la presencia de rocas carbonatíticas en profundidad (Fig. 23B). Estos manantiales también son muy ricos en flúor, superando varias veces el valor máximo permitido por la Organización Mundial de la Salud. Como resultado, existe una prevalencia significativa de casos de fluorosis en la población de Brava (Fig. 23C), lo que constituye un grave problema de salud pública (Lopes *et al*., 2022).

Otro tipo de depósito sedimentario son las tsunamitas, sedimentos resultantes de inundaciones originadas por tsunamis. En las islas oceánicas, los tsunamis son principalmente el resultado de derrumbes de flancos de edificios volcánicos que, a medida que crecen, se tornan inherentemente inestables. Cuando grandes volúmenes de material rocoso entran al mar rápidamente, desencadenan grandes olas que alcanzan la costa de la propia isla y las de islas vecinas. Este proceso se conoce desde que los primeros trabajos publicados en la década de 1980 del siglo pasado revelaron la existencia de sedimentos marinos fosilíferos a altitudes superiores a 300 m en la isla de Lanai en Hawái (Moore & Moore, 1984), que se atribuyeron a una ola gigante desencadenada por un deslizamiento del flanco submarino de la isla. Posteriormente, desde principios de este siglo, el descubrimiento de depósitos similares en varios archipiélagos reveló que este tipo de evento es bastante frecuente en los archipiélagos volcánicos. En Cabo Verde, los primeros depósitos de tsunami fueron identificados en el área de Tarrafal, en la isla de Santiago, por Paris *et al*. (2011). Posteriormente, se reconocieron muchos otros afloramientos de depósitos de tsunami en la isla de Santiago (Ramalho *et al*., 2015; Fig. 24A), en la isla de Maio (Madeira *et al*., 2020; Fig. 24B), y en las de Boa Vista (Fig. 24C) y Sal, muchos de los cuales aún se encuentran en estudio. Otro aspecto importante revelado por estos trabajos es que no solo se produjo una, sino múltiples inundaciones tsunamigénicas en las islas de Santiago y Maio, como también se había reconocido en el valle de Agaete en Gran Canaria (Paris *et al*., 2018) tras la publicación del importante trabajo de Pérez-Torrado *et al*. (2006). En Santiago, hay evidencia de al menos tres tsunamis, uno de los cuales está asociado al colapso del

flanco de la isla de Fogo, y cuatro en la isla de Maio: uno asociado con el colapso de Fogo (hace 70 000 a 80 000 años), dos más antiguos atribuidos a colapsos de la isla de Santo Antão (479-390 ka y 360-304 ka), y un cuarto, más reciente y muy localizado, probablemente resultante de un pequeño deslizamiento submarino en la propia isla (Madeira *et al*., 2020). La datación de estos eventos muestra que su frecuencia es de alrededor de cien mil años.

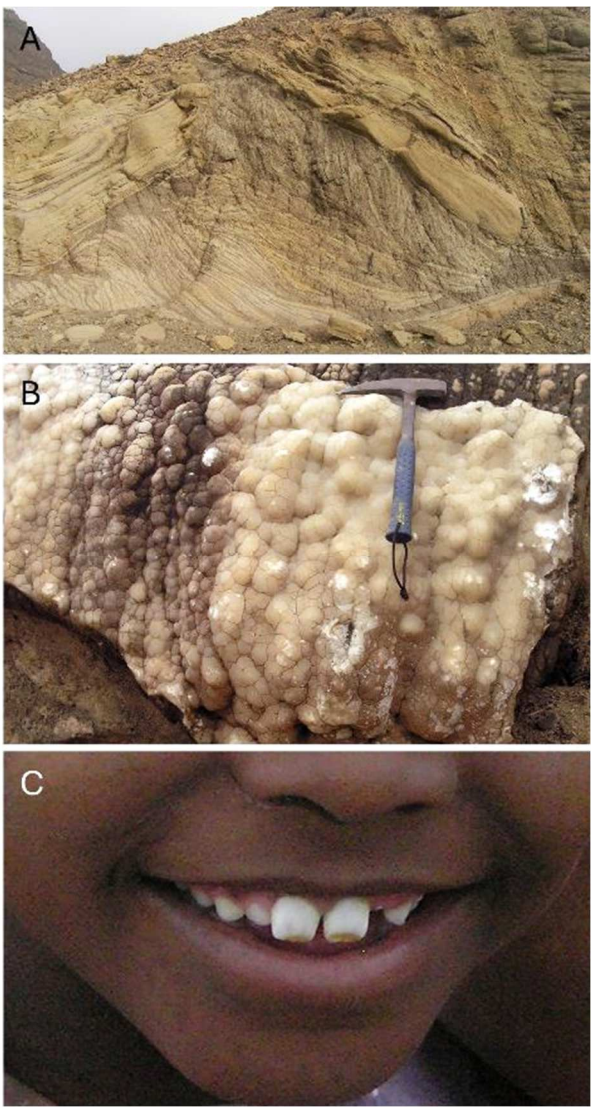


Fig. 23. A: depósito de deslizamiento de piroclastos freato-magmáticos intensamente deformados, carretera de Monte Verde, isla de S. Vicente; **B**: depósito de travertino asociado a manantiales muy mineralizados, Sorno, isla Brava; **C**: niño con evidencias de fluorosis en los dientes por exceso de flúor en el agua subterránea de la isla Brava.

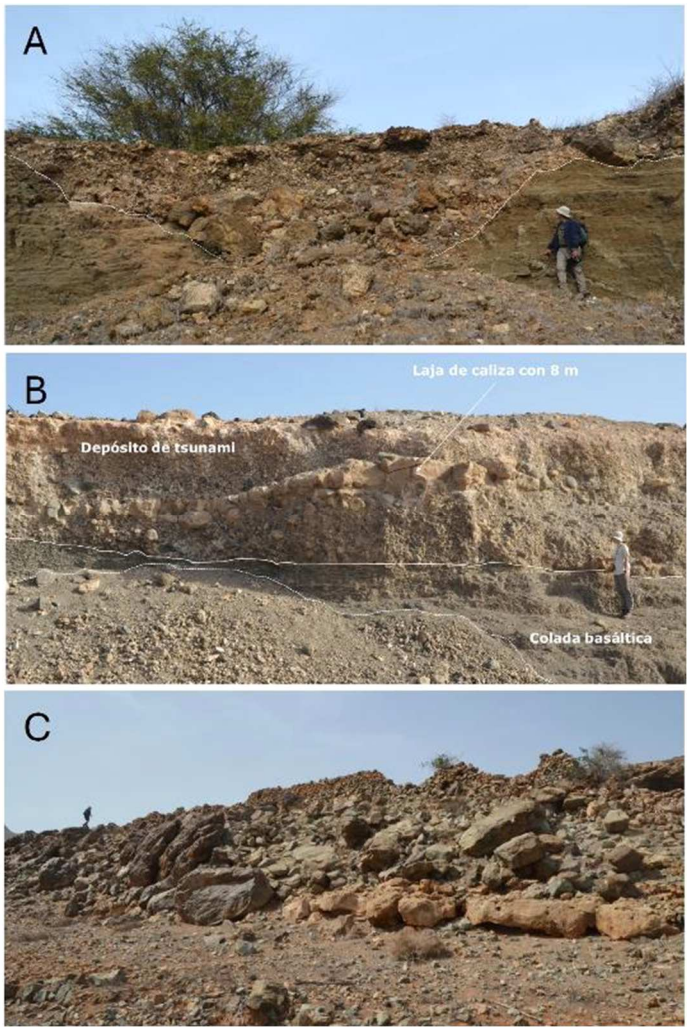


Fig. 24. Ejemplos de depósitos de tsunami en Cabo Verde. **A**: barranquera rellena por depósito de tsunami en el litoral norte de la isla de Santiago; nótese la gradación normal bien desarrollada y la base erosiva en tobas carbonatíticas; **B**: depósito de tsunami a 65 m por encima del mar y a 4 km del litoral en la isla de Maio; la laja de roca calcárea con 8 m de largo fue erosionada de los afloramientos del Cretácico y englobada en el depósito; **C**: depósito de conglomerado caótico de tsunami sobre nivel de playa levantada (nivel claro en la base) en la isla de Boavista; nótese la imbricación de los grandes bloques de fonolita.

Otro aspecto fundamental es la escala de estas inundaciones resultantes de grandes olas, que pueden tener amplitudes iniciales (en la fuente) de hasta 400 m), como había sido propuesto en la modelación numérica de un teórico colapso de la isla de La Palma (Ward & Day, 2001).

Estos depósitos se distinguen de los sedimentos de playa elevados por cubrir pendientes pronunciadas hasta altitudes muy superiores a los niveles del mar anteriores (incluso considerando el levantamiento de islas) y por penetrar varios kilómetros tierra adentro. Desde un punto de vista sedimentológico, estas tsunamitas a menudo corresponden a conglomerados con una estructura caótica, que abarca bloques de roca angulosos o redondeados en una matriz de arena marina (frecuentemente biogénica); los depósitos también pueden corresponder a capas de arena marina, muchas veces con una estructura de flujo laminar, que pueden contener bloques de roca en suspensión. El contenido fósil es generalmente abundante y consiste principalmente en fósiles de organismos marinos (Fig. 25A), pero también puede incluir fósiles terrestres. La base de las tsunamitas es erosiva del sustrato sobre el que se depositaron, ya sea un sustrato rocoso coherente o un sustrato friable (suelo, sedimentos eólicos, abanicos aluviales o sedimentos lagunares). Una de las pruebas más claras de la naturaleza de estos conglomerados es la presencia de fragmentos de material de sustrato friable incrustados dentro del conglomerado (*rip up clasts*; Fig. 25B), lo cual solo es posible mediante un rápido transporte en masa. La capacidad erosiva de los tsunamis también se demuestra por la inyección de sedimentos en el sustrato (Fig. 25C), incluso cuando este está formado por roca coherente, como coladas de lava o rocas sedimentarias compactas. Cada depósito de tsunami puede corresponder a varios niveles que representan las distintas olas de un tsunami. Generalmente se reconocen estructuras direccionales que indican la dirección de la inundación (paleocorrientes) y pueden mostrar influjo o reflujo. Uno de estos criterios es la presencia de bloques imbricados, pero existen varios otros (véase Madeira *et al*., 2020).

La formidable capacidad de estas inundaciones se ilustra con el transporte de enormes bloques que pueden alcanzar mil toneladas, como se verificó en dos campos de bloques transportados por tsunamis en la isla de Santiago (Ramalho *et al*., 2015).

Tectónica

Aunque la mayoría de los archipiélagos volcánicos se ubican en contextos geodinámicos intraplaca y, por lo tanto, lejos de los límites de placas con tectónica activa, aún pueden presentarse estructuras tectónicas en las islas. Estas están ciertamente relacionadas con procesos volcánicos, constituyendo así estructuras volcano-tectónicas. Además de pequeñas fallas resultantes de procesos gravitacionales, en Cabo Verde se encuentran importantes estructuras a escala insular. Este es el caso del sistema de fallas en la vertiente noroeste de la isla de Fogo, donde destaca el escarpe de falla de Galinheiros, de aproximadamente 100 m de altura. Sin embargo, el sistema tectónico más significativo es el que afecta a la isla Brava (Madeira

et al., 2010). La isla está atravesada por una fosa tectónica (*graben*) orientada en dirección NO-SE y formada por las fallas de Vigia (Fig. 26A) y Cachaço. Estas fallas tienen una gran expresión topográfica en forma de escarpes de falla con alturas decamétricas (Fig. 26B), que evidencian ruptura superficial reciente.

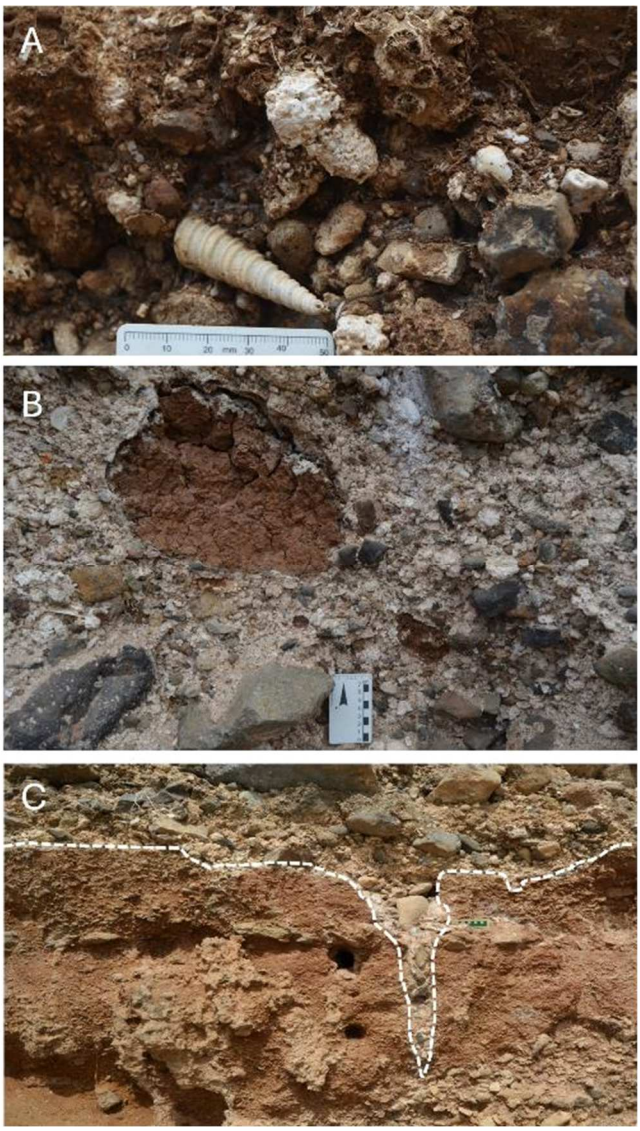


Fig. 25. Otros aspectos de los depósitos de tsunami en Cabo Verde. **A**: contenido fosilífero (gasterópodos, rodolitos, corales) de depósito de tsunami en el litoral norte de la isla de Santiago; **B**: *rip-up clast* de suelo incorporado en depósito de tsunami en Tarrafal, isla de Santiago; **C**: estructura de inyección de sedimento de tsunami en paleosuelo, isla de Santiago.

Otra estructura importante es la falla de Minhoto (Fig. 26C), que corta la isla en dirección NE-SO y separa las dos unidades estratigráficas más antiguas (la unidad inferior de la fase de monte submarino al NO y el complejo de cámaras magmáticas exhumadas al SE). Además, condiciona la presencia de importantes acuíferos al NO de la falla, mientras que al SE el agua subterránea es escasa. Este hecho explica que exista una significativa actividad volcánica freatomagmática al NO de la falla, mientras que está prácticamente ausente al SE de la misma. Además de estas fallas principales, existen otras asociadas con un sistema E-O en la zona de Sorno.

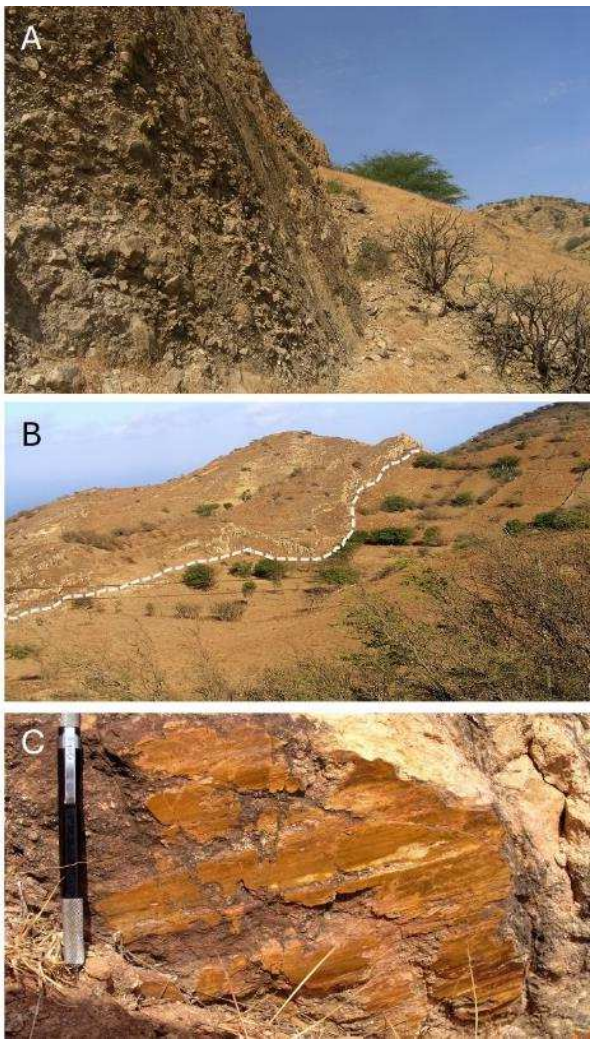


Fig. 26. Aspectos de la tectónica de la isla Brava. **A**: escarpe de la falla de Vigia; **B**: escarpe de la falla de Morro do Vento; **C**: plano de falla con estrías de movimiento de la falla de Minhoto.

Conclusiones

Los archipiélagos oceánicos son fantásticos repositorios de geodiversidad, un verdadero tesoro geológico. La geología del archipiélago de Cabo Verde no es una excepción. Su diversidad geológica se remonta a los inicios de la apertura del Atlántico, representada por fragmentos de secuencias de fondo oceánico que datan de aproximadamente 140 millones de años, hasta los productos volcánicos de las erupciones más recientes en la isla de Fogo. Su morfología representa millones de años de evolución, desde la emergencia de montes submarinos que dieron origen a las islas, hasta su destrucción casi total por la acción de procesos erosivos marinos y subaéreos. Los productos volcánicos expuestos en la superficie representan erupciones de estilos muy diversos y composiciones variadas, incluyendo rocas de composición extremadamente rara, como carbonatitas plutónicas y extrusivas. Los afloramientos de estos productos merecen ser clasificados como monumentos geológicos debido a su extrema rareza a la escala mundial.

Las rocas sedimentarias encontradas en estas islas, especialmente las de origen marino, son testigos fundamentales para comprender las faunas costeras de tiempos pasados. Su estudio nos permite deducir aspectos relacionados con la evolución y extinción de especies marinas y sus migraciones, asociadas a las variaciones climáticas cíclicas ocurridas durante el Cuaternario. Estas variaciones climáticas pasadas nos permiten estimar lo que ocurrirá como resultado del cambio climático actual.

Los abundantes depósitos de tsunamis que se encuentran en el archipiélago, algunos depositados durante periodos glaciares, constituyen una fuente excepcional de información para estudiar la fauna de los periodos de clima frío, ya que los sedimentos formados durante estos periodos glaciares se encuentran actualmente por debajo del nivel del mar o han sido erosionados durante la posterior subida del nivel del mar.

El presente artículo es una síntesis de la conferencia que impartimos en el Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias en noviembre de 2025, dentro del programa de la XXI Semana Científica Telesforo Bravo diseñada con el propósito de divulgar y poner en valor el Patrimonio Geológico (Afonso-Carrillo, 2026).

Bibliografía

AFONSO-CARRILLO, J. (Ed.) (2026). *Patrimonio Geológico. La memoria de la Tierra*. XXI Semana Científica Telesforo Bravo, Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias, Puerto de la Cruz.

ÁVILA, S.P., R. PARIS, R.S. RAMALHO, C.S. MELO, E. MARTÍN GONZÁLEZ, E. ROLÁN, P. MADEIRA, G.C. ÁVILA, J.M. PORTEIRO, A.M. MEDEIROS, F. NAUGHTON, F. ABRANTES, G.M. MARTINS, M. JOHNSON & J. MADEIRA (2025). Megatsunami

deposits and range expansion of cold-temperate marine species towards the tropics in glacial times. *Frontiers of Biogeography* 18: e138319. https://doi.org/10.21425/fob.18.138319

AZEMA, J., E. FOURCADE & P. DE WEVER (1990). Découverte de Valanginien inférieur à Calpionelles à Maio (République du Cap Vert): discussion de l'âge des sédiments associés aux laves de type MORB de ce secteur de l'Atlantique Central. *Comptes Rendues de l'Academie de Sciences de Paris* 310: 277-283.

BAGNARDI, M., P.J. GONZALEZ & A. HOOPER (2016). High-resolution digital elevation model from tri-stereo Pleiades-1 satellite imagery for lava flow volume estimates at Fogo volcano: tri-stereo Pleiades DEM of Fogo volcano. *Geophysical Research Letters* 43: 6267-6275. https://doi.org/10.1002/2016GL069457.

CAPPELLO, A., G. GANCI, S. CALVARI, N.M. PEREZ, P.A. HERNANDEZ, S.V. SILVA, J. CABRAL & C. DEL NEGRO (2016). Lava flow hazard modeling during the 2014-2015 Fogo eruption, Cape Verde. *Journal of Geophysical Research*, Solid Earth 121: 1-14. https://doi.org/10.1002/2015JB012666

CASSON, M., L.G. BULOT, J. JEREMIAH & J. REDFERN (2020). Deep sea rock record exhumed on oceanic volcanic islands: the Cretaceous sediments of Maio, Cape Verde. *Gondwana Research* 81: 252-264. https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.007

COURTNEY, R.C. & R.S. WHITE (1986). Anomalous heat-flow and geoid across the Cape-Verde Rise – evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 87: 815-867. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb01973.x.

DASH, B.P., M.M. BALL, G.A. KING, L.W. BUTLER & P.A. RONA (1976). Geophysical investigation of the Cape Verde archipelago. *Journal of Geophysical Research* 81: 5249-5259. https://doi.org/10.1029/JB081i029p05249

DAY, S.J., S.I.N. HELENO DA SILVA & J.F.B.D. FONSECA (1999). A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94(1-4): 191-218. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00103-1

FOURCADE, E., J. AZEMA, P. DE WEVER & B. ROBERT (1990). Contribution à la datation de la croûte océanique de l'Atlantique central: age valanginien inférieur des basaltes océaniques et âge néocomien des calcaires Maiolica de Maio (Iles du Cap Vert). *Marine Geology* 95(1): 31-44. https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90018-F

GERLACH, D., R. CLIFF, G. DAVIES, M. NORRY & N. HODGSON (1988). Magma sources of the Cape Verde Archipelago: isotopic and trace element constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(12): 2979-2992. https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90162-7

GONZÁLEZ, P.J., M. BAGNARDI, A.J. HOOPER, Y. LARSEN, P. MARINKOVIC, S.V. SAMSONOV & T.J. WRIGHT (2015). The 2014-2015 eruption of Fogo volcano: geodetic modeling of Sentinel-1 TOPS interferometry. *Geophysical Research Letters* 42: 9239-9246. http://doi.org/10.1002/2015GL066003

HAYES, D. & P. RABINOWITZ (1975). Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off northwest Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 28: 105-115. http://doi.org/10.1016/0012- 821X(75)90217-4

HELFFRICH, G., B. FARIA, J.F.B.D. FONSECA, A. LODGE & S. KANESHIMA (2010). Transition zone structure under a stationary hot spot: Cape Verde, Earth and Planetary Science Letters 289: 156-161. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.001

HOLM, P.M., T. GRANDVUINET, J. FRIIS, J.R. WILSON, A.K. BARKER & S. PLESNER (2008). An ^{40}Ar-^{39}Ar study of the Cape Verde hot spot: temporal evolution in a semistationary plate environment. *Journal of Geophysical Research* 113: B08201. https://doi.org/10.1029/2007JB005339.

LOPES, D., S. BARBOSA, N. CRUZ-PÉREZ, A. GARCÍA-GIL, M.A. MARAZUELA, J.S. RODRÍGUEZ-ALCÁNTARA & J.C. SANTAMARTA (2022). Excess of naturally occurring fluoride in groundwater discharge in Macaronesia: Brava Island, Cape Verde. *Water* 14: 3421. https://doi.org/10.3390/w14213421

MADEIRA, J. & A. RIBEIRO (1990). Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonophysics* 184(3-4): 405-415. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90452-E

MADEIRA, J., A. BRUM DA SILVEIRA, J. MATA, C. MOURÃO & S. MARTINS (2008). The role of mass movements on the geomorphologic evolution of ocean islands: examples from Fogo and Brava in the Cape Verde archipelago. *Comunicações Geológicas* 95: 99-112.

MADEIRA, J., J. MATA, C. MOURÃO, A. BRUM DA SILVEIRA, S. MARTINS, R. RAMALHO & D. HOFFMANN (2010). Volcano-stratigraphic and structural evolution of Brava Island (Cape Verde) based on ^{40}Ar/^{39}Ar, U/Th and field constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 196: 219-235. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.010

MADEIRA, J., R. RAMALHO, D.L. HOFFMANN, J. MATA & M. MOREIRA (2020). A geological record of multiple Pleistocene tsunami inundations in an oceanic island: the case of Maio, Cape Verde. *Sedimentology* 67(3): 1529-1552. https://doi.org/10.1111/sed.12612

MARTÍNEZ-MORENO, F.J., F.A. MONTEIRO-SANTOS, J. MADEIRA, J. POUS, I. BERNARDO, A. SOARES, M. ESTEVES, F. ADÃO, J. RIBEIRO, A. BRUM DA SILVEIRA & J. MATA (2018). Investigating the collapse structures of Fogo Island (Cape Verde) by a magnetotelluric survey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 357: 152-162. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.028

MATA, J., S. MARTINS, N. MATTIELLI, J. MADEIRA, B. FARIA, P. SILVA, M. MOREIRA, R. CALDEIRA, M. MOREIRA, R. RAMALHO, J. RODRIGUES & L. MARTINS (2017). The 2014-15 eruption and the short-term geochemical evolution of the Fogo volcano (Cape Verde): evidence for small-scale mantle heterogeneity. *Lithos* 288-289: 91-107. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.001

MELO, C.S., J. MADEIRA, R.S. RAMALHO, A.C. REBELO, M.W. RASSER, E.M. GONZÁLEZ, A. UCHMAN, P. MADEIRA, E. ROLÁN, L. SILVA, C.M. DA SILVA, J.A. STEWART, L.F. ROBINSON, D.D. RYAN, A. ROVERE, A. VOELKER, M. CACHÃO & S.P. ÁVILA (2026). Sedimentary facies and invertebrate faunal exchange in the tropical eastern Atlantic indicate humid conditions during Marine Isotopic Stage (MIS) 11c interglacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 684: 113505. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2025.113505

MITCHELL, J.G., M.J. LE BAS, J. ZIELONKA & H. FURNES (1983). On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 64: 61-76. https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90053-5

MOORE, J.G. & G.W. MOORE (1984). Deposit from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii. *Science* 226: 1312-15. https://doi.org/10.1126/science.226.4680.1312

MOREIRA, M., J. MATA, J. MADEIRA, P. REPRESAS & S. MARTINS (2025). Magnetic and geochemical characterization of dikes from the Island of Maio, Cabo Verde archipelago: age dependent variation of the magnetic fabric and implications for the volcanic structure. *Geophysical Journal International* 243(1): 1-24. https://doi.org/10.1093/gji/ggaf293

MOURÃO, C., J. MATA, R. DOUCELANCE, J. MADEIRA, A. BRUM DA SILVEIRA, L.C. SILVA & M. MOREIRA (2010). Quaternary extrusive calcio-carbonatite volcanism in Brava Island (Cape Verde): A nephelinite-carbonatite immiscibility product. *Journal of African Earth Sciences* 56: 59-74. https://doi.org/10.1016/j.afrearsci.2009.06.003

MUNHÁ, J., R. CALDEIRA, J. MADEIRA, J. MATA & R. AFONSO (2007). Geologia da Ilha de S. Tomé: Notícia explicativa da Carta Geológica na escala 1:25000. Edición del Instituto Português de Apoio ao Desenvolvimento (Cooperação Portuguesa): 41 pp.

PAEPE, P.D., J. KLERKX, J. HERTOGEN & P. PLINKE (1974). Oceanic tholeiites on the Cape Verde Islands: petrochemical and geochemical evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 22: 347-354. https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90144-7

PARIS, R., T. GIACHETTI, J. CHEVALIER, H. GUILLOU & N. Frank (2011). Tsunami deposits in Santiago Island (Cape Verde archipelago) as possible evidence of a massive flank failure of Fogos volcano. *Sedimentary Geology* 239(3-4): 129-145. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.06.006

PARIS, R., R.S. RAMALHO, J. MADEIRA, S.P. ÁVILA, S.M. MAY, G. RIXHON, M. ENGEL, H. BRÜCKNER, M. HERZOG, G. SCHUKRAFT, F.J. PÉREZ TORRADO, A. RODRÍGUEZ GONZÁLES, J.C. CARRACEDO & T. GIACHETTI (2018). Megatsunami conglomerates and flank collapses of ocean island volcanoes. *Marine Geology* 395: 168-187. https://doi.org/ 10.1016/j.margeo.2017.10.004

PÉREZ-TORRADO, F.J., R. PARIS, M.C. CABRERA, J.-L. SCHNEIDER, P. WASSMER, J.C. CARRACEDO, Á. RODRÍGUEZ-SANTANA & F. SANTANA (2006). Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. Marine *Geology* 227(1-2): 135-149. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.11.008

PIM, J., C. PEIRCE, A.B. WATTS, I. GREVEMEYER & A. KRABBENHOEFT (2008). Crustal structure and origin of the Cape Verde Rise. *Earth and Planetary Science Letters* 272: 422–428. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.012

RAMALHO, R., G. HELFFRICH, D. SCHMIDT & D. VANCE (2010). Tracers of uplift and subsidence in the Cape Verde Archipelago. *Journal of the Geological Society* 167(3): 519–538. https://doi.org/10.1144/0016-76492009-056

RAMALHO, R.A.S. (2011). Building the Cape Verde Islands. Springer Thesis, Springer Verlag, Heidelberg, 210 pp. https://doi.org/10.1007/978-3-642-19103-9

RAMALHO, R.S., G. WINCKLER, J. MADEIRA, G.R. HELFFRICH, A.R. HIPÓLITO, R. QUARTAU, K. ADENA & J.M. SCHAEFER (2015). Hazard potential of volcanic flank collapses raised by new megatsunami evidence. *Science Advances* 1: e1500456. https://doi.org/10.1126/sciadv.1500456

REEB, A.-S., A.C. REBELO, R.S. RAMALHO, J. MADEIRA & M.W. RASSER (2024). Systematics and Paleobiogeography of Quaternary Corals from Cabo Verde Archipelago. *Quaternary Research* 121: 94-108. https://doi.org/10.1017/qua.2024.20

REPRESAS, P., J. CATALÃO, F.G. MONTESINOS, J. MADEIRA, J. MATA, C. ANTUNES & M. MOREIRA (2012). Constraints on the structure of Maio Island (Cape Verde) by a 3D gravity model: imaging partially exhumed magma chambers. *Geophysical Journal International* 190(2): 931-940. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05536.x

RIBEIRO, O. (1954). A ilha do Fogo e as suas erupções. *Memórias da Junta de Investigações do Ultramar*, Série Geográfica I, Lisboa, 319 pp.

RICHTER, N., M. FAVALLI, E.Z. DALFSEN, A. FORNACIAI, R.M.S. FERNANDES, N.P. RODRIGUEZ, J. LEVY, S.S. VICTÓRIA & T.R. WALTER (2016). Lava flow hazard at Fogo volcano, Cape Verde, before and after the 2014–2015 eruption. *Natural Hazards and Earth Systems* 16(8): 1925-1951. https://doi.org/10.5194/nhess-16-1925-2016

SAMROCK, L.K., T.H. HANSTEEN, W.C. DULLO & J.A. WARTHO (2022). Internal igneous growth, doming and rapid erosion of a mature ocean island: the Miocene evolution of Maio (Cabo Verde). *International Journal of Earth Sciences* 111: 1129-1148. https://doi.org/10.1007/s00531-022-02160-x

SERRALHEIRO, A. (1976). A geologia da ilha de Santiago (Cabo Verde). *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa* 14: 157-369.

SILVA, L., M.J. LE BAS & A.H.F. ROBERTSON (1981). An oceanic carbonatite volcano on Santiago, Cape Verde Islands. *Nature* 294: 644-645. https://doi.org/10.1038/294644a0

STILLMAN, C.J., H. FURNES, M.J. LEBAS, A.H.F. ROBERTSON & J. ZIELONKA (1982). The geological history of Maio, Cape Verde Islands. *Journal of the Geological Society*139: 347-361. https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.3.0347

TORRES, P. C., J. MADEIRA, L.C. SILVA, A. BRUM DA SILVEIRA, A. SERRALHEIRO & A. MOTA GOMES (1998). Carta geológica das erupções históricas da ilha do Fogo (Cabo Verde): revisão e actualização. *Comunicações do IGM* 84(1): A193-196.

TORRES, P.C., L.C. SILVA, A. SERRALHEIRO, C. TASSINARI & J. MUNHÁ (2002). Enquadramento geocronológico pelo método K/Ar das principais sequências Vulcano-estratigráficas da Ilha do Sal–Cabo Verde. *Garcia de Orta*, Série Geológica, 18: 9-13.

VILLASECA, C., D. OREJANA, M.J. HUERTAS, E. ANCOCHEA, C. DE IGNACIO, J. MATA, R. CALDEIRA, M. GARCÍA-RODRÍGUEZ, J.A. MORENO & C. PÉREZ-SOBA (2025). The old central igneous complexes of Sal, Boa Vista and Maio islands: implications for 17 Ma of isotopic evolution of the Cape Verde archipelago. *Lithos* 498-499: 107-975. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2025.107975

VINNIK, L., G. SILVEIRA, S. KISELEV, V. FARRA, M. WEBER & E. STUTZMANN (2012). Cape Verde hotspot from the upper crust to the top of the lower mantle. Earth and Planetary Science Letters 319-320: 259-268. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.017.

WARD, S.N. & S. DAY (2001). Cumbre Vieja Volcano—Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophysical Research Letters* 28(17): 3397-3400. https://doi.org/10.1029/2001GL013110

WILSON, D.J., C. PEIRCE, A.B. WATTS, I. GREVEMEYER & A. KRABBENHOEFT (2010). Uplift at lithospheric swells-I: seismic and gravity constraints on the crust and uppermost mantle structure of the Cape Verde mid-plate swell. *Geophysical Journal International* 182: 531550. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04641.x

ZAZO, C., J.L. GOY, C.J. DABRIO, V. SOLER, C. HILLAIRE-MARCEL, B. GHALEB, J.A. GONZÁLEZ-DELGADO, T. BARDAJÍ & A. CABERO (2007). Quaternary marine terraces on Sal Island (Cape Verde archipelago). *Quaternary Science Revues* 26: 876-893. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.014