



Análisis Geomorfológico de la Erupción Volcánica de Jacomar, Fuerteventura (Islas Canarias Orientales)

Geomorphological Analysis of the Volcanic Eruption of Jacomar, Fuerteventura (Eastern Canary Islands)

Silva, P.G. ^(1,2), Ramírez Fragiél, J.D. ⁽²⁾, Elez, J. ⁽²⁾, Santamaría-
López, A. ⁽²⁾, Bautista Davila, M.B. ⁽¹⁾

(1) Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. C. Hornos Caleros, 50, 05003 Ávila. España.
pgsilva@usal.es, begovigo@usal.es

(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Pl. Caídos, s/n,
37008 Salamanca. España. jramfra@usal.es, j.elez@usal.es, a.santamaria@usal.es

Resumen

En este estudio se ha llevado a cabo una cartografía geomorfológica de detalle para el análisis de la erupción del Volcán de Jacomar ubicado en la isla de Fuerteventura (Islas Canarias), con los objetivos fundamentales de determinar la edad y dinámica de la erupción en comparación con erupciones similares más actuales (p. ej. La Palma, 2021). Dicha cartografía se ha realizado en formato digital (SIG) apoyada en trabajo de campo y análisis morfométricos (áreas y volúmenes) sobre modelos digitales del terreno 3D. El estudio realizado ha permitido la localización y caracterización de todas las estructuras geológicas y elementos geomorfológicos resultantes de la erupción (cono de escorias, coladas basálticas, cascadas y deltas lávicos, etc.), así como la falla NNE-SSO implicada en la misma. La cartografía realizada diferencia cuatro fases principales en la erupción, así como sus relaciones con otros elementos geomorfológicos identificados en la zona, como pueden ser, formas erosivas relictas, abanicos aluviales, beach-rocks, etc. Las características morfométricas del delta lávico resultante de la erupción, y su comparación con otros deltas similares en el archipiélago resultantes de erupciones ocurridas durante los últimos 2 ka, indican que la erupción tuvo que tener lugar con un nivel del mar alto similar al actual. La existencia de beach-rocks holocenos adosados al frente de lava deltaica proporciona criterios para establecer una edad reciente para la erupción (~ 6,5 ka BP). La cartografía digital realizada ha permitido la obtención de superficies muy precisas de los materiales eruptivos en Jacomar, así como una estimación preliminar de los volúmenes emitidos. Estos últimos se pueden comparar con los más recientes producidos en La Palma (2021), estimándose una erupción de corta duración (≤ 3 meses). Se trató de una erupción estromboliana monogenética holocena, con un índice de explosividad ≤ 3 IEV, que afectó a un área de unas 500 ha emitiendo un volumen de materiales (conservados) estimado en poco más de 0,1 km³.



Palabras clave: Geomorfología volcánica, Cartografía digital 3D, Jacomar, Fuerteventura, Islas Canarias.

Abstract

This study deals with the geomorphological mapping and analysis of the Jacomar Volcano eruption, located on the island of Fuerteventura (Canary Islands), with the primary objectives of determining the age and dynamics of the eruptive processes in comparison with similar more current eruptions (e.g. La Palma, 2021). This mapping has been carried out in digital format (GIS) supported by field work, morphometric analysis (areas and volumes) on 3D terrain models and preliminary mineralogical analyses. The study has allowed the location and characterisation of the geological structures and geomorphological elements resulting from the eruption (scoria cone, basaltic flows, cascades, lava deltas, etc.), as well as the NNE-SSW fault involved in the eruption. The performed mapping differentiates four main eruptive phases, as well as their relationships with other geomorphological elements identified in the area (e.g. relict erosional landforms, alluvial fans, beach-rocks, etc.). The morphometric features of the lava delta resulting from the eruption and its comparison with other similar deltas in the archipelago resulting from protohistoric to modern eruptions (e.g. La Palma, 2021) indicate that the Jacomar eruption must have occurred during a high sea-level stage similar to the present one. The presence of Holocene beach-rock deposits overlapped onto the deltaic lava-front provides criteria to establish a recent age for the eruption (~ 6.5 ka BP). The performed digital mapping has allowed us to obtain confident areas of the eruptive materials, as well as a preliminary assessment of released volumes in Jacomar. The latter can be compared with the most recent ones produced in La Palma (2021), estimating a short duration for the eruption (≤ 3 months). It was a Holocene monogenetic strombolian eruption, with an explosivity index ≤ 3 VEI, which affected an area of about 500 ha and emitted a volume of (preserved) materials estimated in ~ 0.1 km³.

Key words: Volcanic geomorphology, GIS digital mapping, Jacomar, Fuerteventura, Canary Islands.

1. Introducción

El presente trabajo se centra en el análisis geomorfológico y geológico de la Erupción “*Volcán de Jacomar*” ubicado en la costa oriental de la isla de Fuerteventura (Islas Canarias; Fig. 1). Este constituye una pequeña emisión volcánica, de carácter reciente (Pleistoceno Superior u Holoceno). No obstante, no existen estudios específicos ni cronológicos sobre el mismo, aparte de los datos aportados por la cartografía geológica de la zona (Balcells *et al.*, 1990) o algún trabajo bibliográfico específico (Ortega González y Romero Martín, 1992; Dóniz-Páez, 2009).

El estudio se centra en la identificación de sus unidades geomorfológicas (conos, coladas, etc.), caracterizando cada una de ellas, para poder determinar la secuencia de eventos

a lo largo del tiempo en base al ensamblaje espacial (superposición, solapamiento, encajamiento) de las mismas, con la finalidad de identificar las distintas fases y/o eventos relacionados con la construcción del edificio volcánico y productos asociados. Todo ello se ha plasmado en una cartografía geomorfológica de detalle derivada de los trabajos de Ramírez Fragiél (2022) y Ramírez Fragiél *et al.* (2023). El estudio se ha complementado con un análisis mineralógico preliminar de las principales unidades diferenciadas con el fin de caracterizar los productos emitidos. Estos únicamente se encuentran caracterizados de forma muy genérica como coladas basálticas olivínicas y conos de tefra en la cartografía MAGNA (Balcells *et al.*, 1990) indicando que son formaciones muy jóvenes relacionadas con los malpaíses más recientes de la zona central de Fuerteventura (Fig. 1). Todos ellos presentan

una polaridad magnética normal Brunhes, que los diferencian de los campos y coladas volcánicas Plio-Pleistocenas que presentan mayoritariamente polaridad inversa Matuyama (Perez-Torrado *et al.*, 2023). Algunos autores sugieren que estos campos de lava son más recientes de 26 ka en base a dataciones y relaciones indirectas con los malpaíses de la zona norte de la isla (Criado, 1991; Criado *et al.*, 2011; Dóniz-Páez, 2009).

Por último, dadas las similitudes morfológicas del volcán de Jacomar con el recientemente generado Volcán Tajogaite (2021) en la isla de La Palma, se aborda un estudio comparativo de ambas erupciones. Ambos son edificios monogenéticos de tipo “*cinder cone*” con una apertura lateral abierta con campos y deltas de lava asociados producto de una erupción estromboliana (Carracedo *et al.*, 2022). También se plantea como objetivo la comparación de estos en cuanto área afectada y volumen de material expulsado, con el fin de estimar la posible duración y dinámica de la erupción volcánica responsable. Los datos numéricos que se utilizan del volcán de La Palma provienen del Informe final del Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico de Canarias emitido por el Gobierno de Canarias (PEVOLCA, 2022) y los existentes en la plataforma del Satélite Copernicus actualizados a 2024 (Copernicus, 2024).

2. Contexto geológico y tectónico regional

Las Islas Canarias son un archipiélago volcánico situado sobre litosfera oceánica de movimiento lento (< 2 mm/año) en el margen continental pasivo de la Placa Africana (Fig. 1). Aunque existe un continuo debate científico sobre el origen del archipiélago (p. ej. Negrodo *et al.*, 2022), hoy en día se asume que es producto de un punto caliente con presencia de características peculiares debido al contexto marginal en que se encuentra y a la baja velocidad de los desplazamientos tectónicos

de la Placa Africana < 2 mm/año (Carracedo *et al.*, 1998). Entre las peculiaridades geológicas que las diferencian de otros archipiélagos de punto caliente centro oceánicos (p. ej. Hawái, Reunión) estos autores destacan: **(a)** el desarrollo de estratovolcanes durante la fase de rejuvenecimiento volcánico tras el crecimiento de los volcanes en escudo miocenos y pliocenos (p. ej. Teide, Roque Nublo); **(b)** la práctica ausencia de subsidencia que permite que las islas más antiguas no se hayan hundido por debajo del nivel del mar, ya que en otros archipiélagos islas de más de 6 M.a. se encuentran actualmente sumergidas; y **(c)** la intensidad y edad de los últimos eventos eruptivos “post-erosivo”, que son aparentemente más intensos y jóvenes en Canarias que en otros archipiélagos de punto caliente. Estas últimas diferencias se deben seguramente a una menor actividad del punto caliente y procesos anómalos de elevación flexural que se manifiestan especialmente en las islas orientales (Fuerteventura y Lanzarote) que cabalgan sobre el talud continental africano (Carracedo, 2011; Silva *et al.*, 2008). Estas islas, que son las más antiguas del archipiélago, presentan importantes focos de emisión volcánica de edad Pleistoceno superior y Holoceno indicando un importante resurgimiento volcánico relacionado con procesos anómalos de “underplating” debido a anomalías flexurales de la corteza en la zona (Silva *et al.*, 2008) o procesos de convección mantélicos de borde inducido (*edge-driven*) debido a la cercanía del cratón africano (Carracedo y Troll, 2016). La erupción más joven en estas islas orientales es la de “Timanfaya” (1730 - 1736 AD) que, debido al alto estado de erosión de la isla y su escaso relieve, se extendió ampliamente y afectó a una cuarta parte de la isla (Carracedo *et al.*, 1992). Esta es una característica de la que también participa Fuerteventura, cuyos campos de lava más recientes ocupan grandes zonas llanas o depresiones y se canalizan hacia el mar a lo largo de los amplios valles excavados en los

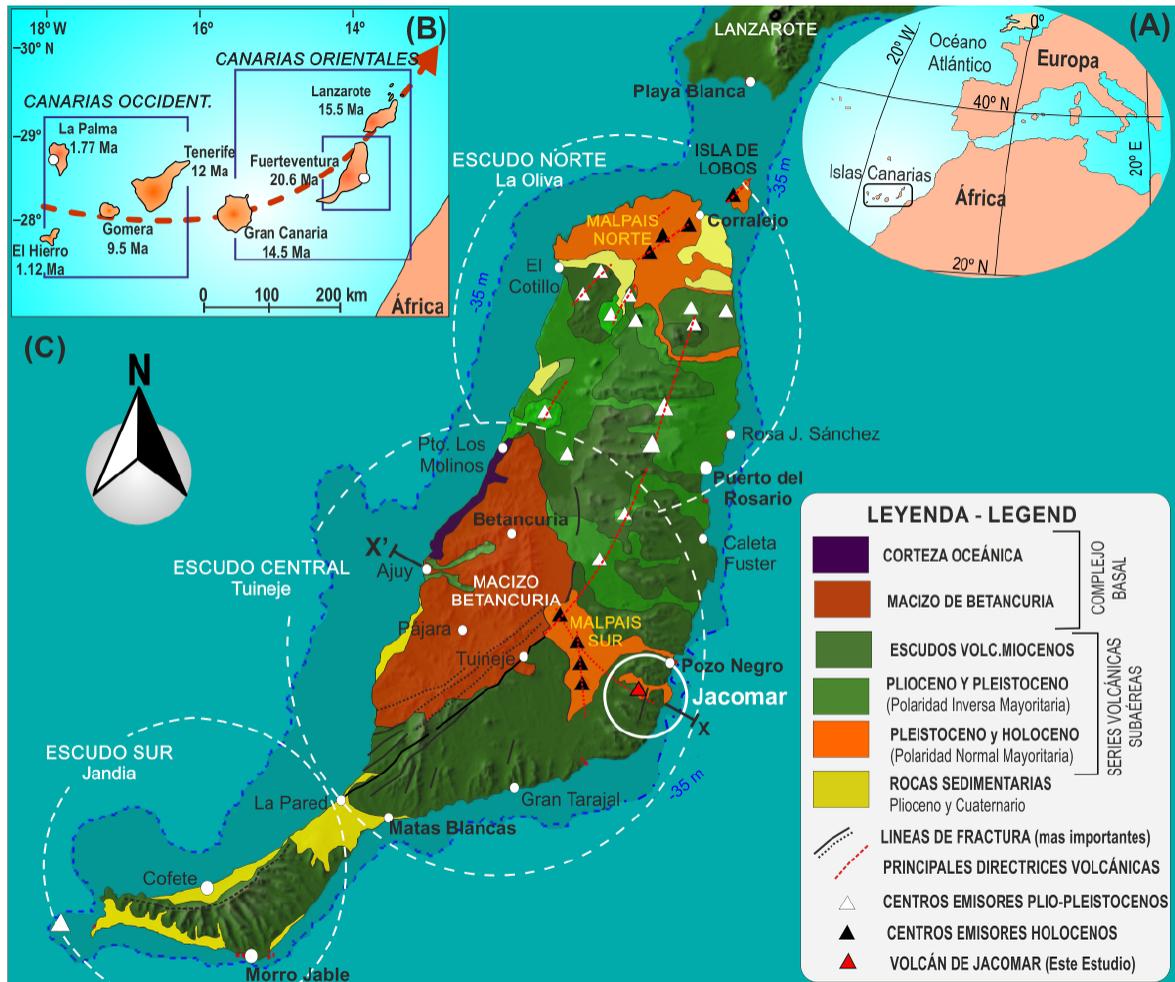


Figura 1. A): Localización del archipiélago canario en el Océano Atlántico. B): Situación de las islas mostrando la edad más antigua de actividad subaérea (Ma) en cada una de ellas desde las Canarias Occidentales (más jóvenes) a las Canarias Orientales (más antiguas). C): Mapa Geológico General de la isla de Fuerteventura mostrando sus diferentes zonas volcánicas, centros emisores Plio-Cuaternarios y Holocenos más importantes, los dos malpaíses de la isla (Norte y Sur). La curva batimétrica de -35 m representa la cota de unión de Fuerteventura y Lanzarote durante los descensos del nivel del mar en el Cuaternario (profundidad máxima en el Estrecho de Lobos). La línea X-X' indica la posición del corte general de la isla de la Figura 4A.

Figure 1. A): Location of the Canary Islands in the Atlantic Ocean. B): Sketch-map showing the maximum age of subaerial volcanic activity in each island from the western Canary Islands (younger) to the eastern Canary Islands (older). C): Synthetic Geological Map of the Fuerteventura Island showing its different volcanic units, the most relevant Plio-Quaternary and Holocene emission centres, and the most recent lava fields (malpaíses) North and South of the Island. The bathymetric curve of -35 m represents the junction depth of Fuerteventura and Lanzarote during sea level falls in the Quaternary (maximum depth in the Lobos Strait). Line X-X' indicates the location of the geological cross-section in Figure 4A.

escudos miocenos (p. ej. Pozo Negro y Cava-dero).

Fuerteventura, junto con Lanzarote, constituyen las islas con volcanismo subaéreo más antiguo (21 - 24 Ma) del archipiélago canario

(Fig. 1). Se sitúan en el extremo oriental del archipiélago canario sobre el margen continental africano, presentando corteza oceánica emergida en Fuerteventura (Ajuy). Estas dos islas constituyen una cordillera volcánica alargada en dirección NNE-SSO de aproxima-

damente 180 km de longitud, subparalela a la costa africana que se desarrolla a caballo de su margen continental (Fig. 1). Considerando los relieves submarinos de su prolongación NE del Banco de la Concepción se alcanzarían los 320 km. El istmo que actualmente separa las dos islas (Canal de la Bocaina) posee una anchura de 13 km y una profundidad máxima de 35-40 m (Fig. 1). En consecuencia, durante las épocas glaciares, con el nivel del mar bajo (c. -120 m), esta alineación volcánica aparecía como una única isla (Carracedo y Troll, 2016).

La cordillera volcánica, también denominada como “*Eastern Canary Ridge*” (i. e. Ancochea *et al.*, 1996), está constituida por la alineación de varios volcanes en escudo miocenos cuyos flancos occidentales han ido colapsando hacia la llanura abisal atlántica a más de 4000 m de profundidad (p. ej. Stillman *et al.*, 1999; Carracedo *et al.*, 2007) adquiriendo su forma alargada actual. Los flancos orientales de estas islas, asentados sobre litosfera continental del margen africano, han permanecido más estables, pero estuvieron sujetos a un importante proceso erosivo, por lo que la mayoría de su superficie está prácticamente arrasada dominando las grandes llanuras y relieves residuales alargados denominados “*cuchillos*” en el caso de Fuerteventura (Dóniz-Paéz, 2009; Gutiérrez-Elorza *et al.*, 2013). La mayor altitud se sitúa a una cota de 807 metros en el Macizo de Betancuria de la isla de Fuerteventura (Fig. 1). Ambas islas se encuentran actualmente en un estado posterosivo con rejuvenecimiento volcánico, que ha dado lugar a la formación de los malpaíses más jóvenes. El más reciente se relaciona con el Parque Nacional de Timanfaya (Lanzarote) como consecuencia de la Erupción de 1730 - 1736 AD (Carracedo, 1992). En Fuerteventura este volcanismo reciente dio lugar a los malpaíses Norte y Sur. Este último lo subdividen entre Malpaís Chico y Malpaís Grande, al cual se asocia tentativamente el edificio volcánico de Jacomar (Balcells *et al.*, 1992).

3. Geología y geomorfología de Fuerteventura

La geología de Fuerteventura comprende el “*Complejo Basal*” (ausente en Lanzarote) y las diferentes series volcánicas subaéreas definidas originalmente por Fúster *et al.* (1968) en las Canarias orientales correspondientes a (Fig. 1): (1) Los volcanes en escudo Miocenos; (2) Los conos de tefra monogenéticos y coladas basálticas Plio-Cuaternarias y Pleistocenas con polaridad mayoritaria magnética inversa (Matuyama) y; (3) los Conos de escoria y ceniza y malpaíses asociados del Pleistoceno Superior-Holoceno con polaridad mayoritaria normal (Brunhes), tal y como se definen más modernamente (Coello *et al.*, 1992; Balcells *et al.*, 1994). La cronoestratigrafía de estas diferentes series se ha realizado principalmente a partir de dataciones K/Ar y determinaciones paleomagnéticas (Coello *et al.*, 1992; Balcells *et al.*, 1992; 1994; Ancochea *et al.*, 1996; Perez-Torrado *et al.*, 2023). Para las series más modernas (Pleistoceno superior - Holoceno) la cronoestratigrafía se apoya también en dataciones Th/U y análisis paleontológicos realizados en gasterópodos marinos y continentales de los depósitos eólicos y litorales situados fundamentalmente en los malpaíses Norte y Sur de la isla (Meco *et al.*, 2002; Zazo *et al.*, 2002; Mush *et al.*, 2014; Martín-González *et al.*, 2019). No obstante, estas determinaciones no son suficientes para datar fidedignamente los campos de lava posteriores al último interglaciar (MIS 5), los cuales tan solo se encuentran datados de forma relativa y considerados con edades de entre 60 y 26 ka (Petit-Marie *et al.*, 1986; Balcells *et al.*, 1992; Ortega-González y Romero Martín, 1992).

El “*Complejo Basal*” ocupa el sector centro occidental de la isla y está constituido por el macizo granodiorítico de Betancuria, así como por un conjunto de rocas plutónicas, volcánicas y subvolcánicas, en parte submarinas, que representan la fase de crecimiento submarino de la isla (Carracedo, 2011). Esta unidad

presenta una forma ovalada y es consecuencia del desmantelamiento, erosión y colapso del escudo mioceno de la parte central de la isla (Ballcels *et al.*, 1992). Posee una edad que abarca desde el final del Eoceno hasta el Mioceno, pero también incluye retazos de corteza oceánica mesozoicos altamente tectonizados que afloran en el litoral occidental de la isla desde los alrededores de Ajuy hasta el Puerto de Los Molinos (Gutiérrez *et al.*, 2006).

El “*Dominio volcánico subaéreo*” comprende dos fases bien diferenciadas separadas por un gran parón de la actividad eruptiva entre el Mioceno medio y el Plioceno superior (Ballcels *et al.*, 1992). La fase de inactividad constituye un “gap erosivo” de aproximadamente 7 Ma durante la cual se produce un intenso desmantelamiento erosivo y gravitatorio (grandes deslizamientos) de los grandes volcanes en escudo miocenos desarrollados entre 24 - 12 Ma, quedándose en un estado erosivo más avanzado al que presentan hoy las islas de la Gomera o Gran Canaria (p. ej. Silva *et al.*, 2008; Perez-Torrado *et al.*, 2023).

Durante la “*fase volcánica miocena*” se constituye el esqueleto principal de la isla mediante la construcción de tres grandes edificios en escudo: Edificio Norte (Tetir); Edificio Central (Gran Tarajal) y Edificio Sur (Jandía). Estos edificios central y septentrional solo conservan sus laderas orientales en un estado erosivo muy avanzado. En el edificio Sur, que es el más reciente y menos erosionado de la isla, todavía se conservan valles colgados y decapitados, testigos de la antigua red de drenaje radial que erosionaba los volcanes en escudo y del proceso de colapso de estos. Por el contrario, los otros dos edificios (central y norte) de la isla se encuentran ampliamente desmantelados, con amplios valles en artesa de fondo plano con cabeceras desdibujadas que confluyen en una gran depresión anular que rodea el Macizo de Betancuria. Estos valles se encuentran separados por vertientes muy

estrechas y apuntadas denominadas localmente “*cuchillos*” (Dóniz-Páez, 2009). En estas vertientes se conserva la estratigrafía de las diferentes coladas basálticas ligeramente buzando hacia el Este que pueden alcanzar espesores de más de 200 m en la zona de estudio (Ballcels *et al.*, 1990). En algunas zonas, como ocurre en la zona de estudio, llegan a conservarse retazos de las antiguas paleoverdientes de los escudos miocenos inclinadas hacia el mar (Este), que reciben el nombre de “*Tableros*” cuando poseen gran extensión. Tanto los interfluvios de los cuchillos, tableros, u otras superficies residuales, como las laderas y flatirons asociados, se encuentran fuertemente encostrados afectados por una potente calcreta cuyo desarrollo abarca desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario reciente (Meco, 2008). De esta manera, es durante este gap erosivo de unos 7 Ma cuando se establecen las líneas generales del relieve actual de Fuerteventura. La morfología erosiva de la isla queda, digámoslo así, momificada (fossilizada) por la potente calcreta que envuelve a la isla (Alonso-Zarza y Silva, 2002).

Las posteriores “*fases de rejuvenecimiento volcánico*” Plio-cuaternaria y Pleistocena reciente tan solo retocan esta morfología fósil, con pequeños conos volcánicos, extensos malpaíses y coladas de lava que rellenan localmente fondos de valle y depresiones existentes (Carracedo *et al.*, 2007; Perez-Torrado *et al.*, 2023). La fase Plio-Cuaternaria responde en su mayoría a emisiones de carácter estromboliano puntuales y menos masivas, que siguen un régimen fisural de fracturas profundas a lo largo de las directrices NNE-SSO existentes en el basamento insular que alcanzan hasta la Moho (Ballcels *et al.*, 1990). Estas emisiones se concentran preferentemente en la mitad septentrional de la isla (Fig. 1) y se prolongan hasta el Pleistoceno inferior mostrando una polaridad inversa de la época Matuyama (Coello *et al.*, 1992; Ballcels *et al.*, 1994). Sus materiales basálticos

se corresponden con las series volcánicas II y III de Fúster *et al.* (1968). Estos edificios volcánicos se emplazan mayoritariamente sobre los “*cuchillos*” miocenos o en sus laderas, y sus coladas caen en cascada canalizándose en los barrancos hasta llegar a la costa, donde en algunas zonas forman extensas plataformas (Carracedo *et al.*, 2007).

Durante el final del Pleistoceno superior se reanuda el volcanismo, de nuevo siguiendo similares directrices fisurales NNE-SSO, dando lugar a los dos grandes malpaíses recientes que caracterizan la isla. En estos surgen edificios volcánicos monogenéticos (conos de escorias y cenizas) discretos, pero perfectamente conservados, que se extienden hacia el norte hasta la Isla de Lobos. En todos los casos, estos edificios generaron extensas coladas basálticas que se canalizaron por los barrancos llegando hasta el litoral donde interactúan con los depósitos marinos (playas fósiles) correspondientes al último interglaciar y depósitos eólicos Holocenos (Zazo *et al.*, 2002; Meco, 2008), hechos estos que caracterizan la Serie IV de Fúster *et al.* (1968). En la mayoría de los casos estos se apoyan discordantemente sobre coladas volcánicas de las fases anteriores (Martín-González *et al.*, 2019), pero en algunos casos se observa cómo alguna de estas coladas interactúa con los depósitos litorales dando lugar a estrechas bandas de peperitas, o incluso se encuentran fosilizadas por ellas (Silva *et al.*, 2011) indicando su carácter más reciente.

Los malpaíses constituyen las formaciones volcánicas más recientes de la isla. En la zona central de la isla se encuentran los denominados “*Malpaís Chico*” (Tuineje) y “*Malpaís Grande*” con los que se encuentra relacionado el Volcán de Jacomar. En el norte existen algunas dataciones (K/Ar, Th/U, OSL, C¹⁴) que apoyan una cronología anterior a los 40-50 ka para estos materiales (Zazo *et al.*, 2002; Gutiérrez *et al.*, 2006; Meco, 2008) mientras que

para los del sector central solo existen cronologías relativas muy tentativas. El Malpaís Chico asociado a la caldera de Gairía podría tener una edad comprendida entre los 50 - 26 ka BP, mientras que el Malpaís Grande sería algo más joven de 26 ka BP (Balcells *et al.*, 1990; Dóniz-Páez, 2009). Solo en la colada de Pozo Negro existe una controvertida datación C¹⁴ de 23.000 ± 550 años BP (Petit-Marie *et al.*, 1986) en depósitos eólicos cubriendo esta colada, que fijaría una edad inferior para esta erupción volcánica. El volcán de Jacomar (Fig. 2) se encuentra separado de este malpaís central de la isla, y se sitúa sobre uno de los cuchillos del volcán mioceno en el paraje natural denominado “*Los Cuchillos de Vigán*”, en la divisoria entre el valle de Jacomar, al Sur, y el valle de La Cueva, al Norte. Su centro emisor constituye un edificio piroclástico de características estrombolianas (Ballcells *et al.*, 1990). Las diferentes coladas están rellenando el antiguo valle colgado de Juanicón (Fig. 2), al cual desbordan formando cascadas de lava hacia el Norte y hacia el litoral, donde desarrolla un delta de lava (Ortega González y Romero Martín, 1992). Estos autores consideran una edad para esta erupción de entre 40 y 25 ka BP, la cual se discutirá en el presente trabajo.

4. Metodología

El estudio realizado se centra en la cartografía geomorfológica de detalle de la erupción de Jacomar, ya que la única existente es la cartografía geológica 1:25.000 realizada por el Instituto Geológico y Minero de España de la Hoja 1096-III (93-80) de Pozo Negro (Ballcells *et al.*, 1990). En ella tan solo se diferencia el cono volcánico y los materiales de las coladas basálticas como una única unidad. La cartografía geomorfológica se ha realizado en formato digital, elaborándose con el programa ArcMap 10.5 del paquete de programas ArcGIS. Esta se ha implementado sobre un Modelo Digital del Terreno (MDT) con

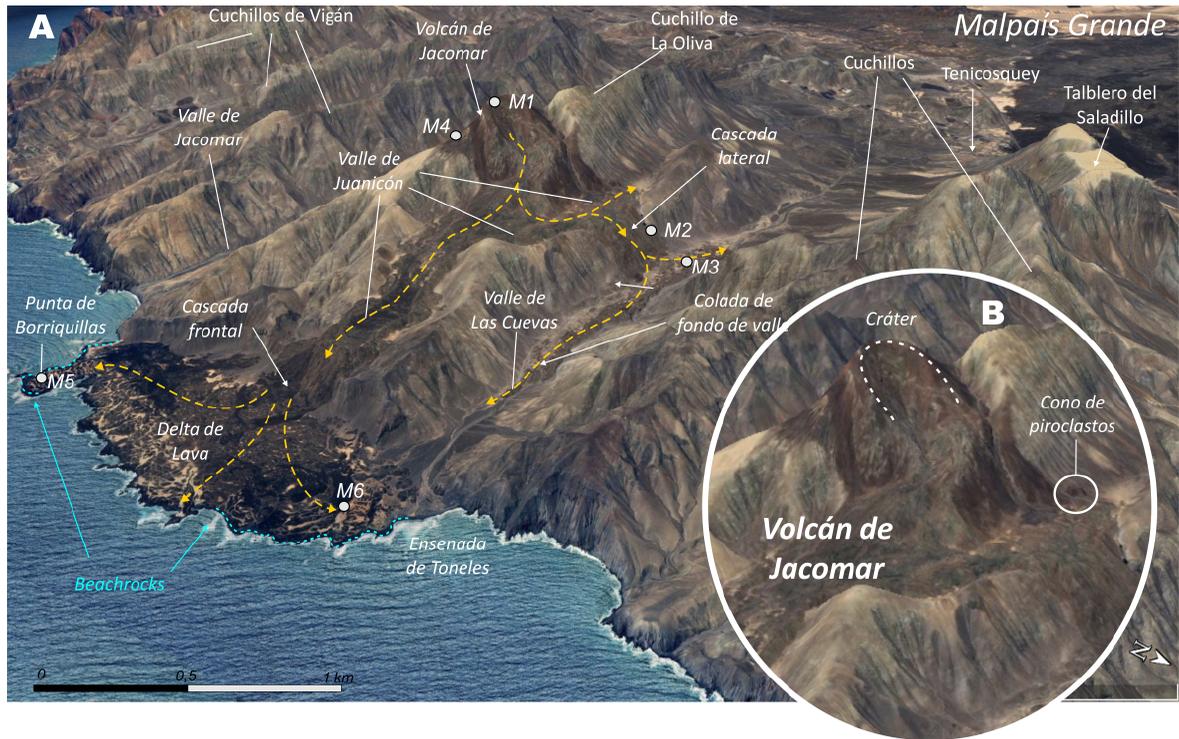


Figura 2. A): Vista aérea Google Earth mostrando los diferentes elementos y nombres locales relacionados con la erupción de Jacomar. Se muestran las direcciones de flujo de las coladas (flechas amarillas a trazos), la situación de las muestras mencionadas en texto (M1 a M6) y la ubicación del pueblo más cercano (Tenicosquey). B): Vista de detalle del volcán de Jacomar y cono de piroclastos adyacente. Exageración vertical del relieve x1,5.

Figure 2. A): Google Earth aerial view showing the different elements and local names related to the Jacomar eruption. The flow directions of the lava-flows (dashed yellow arrows), the location of the samples mentioned in text (M1 to M6) and the location of the nearby village (Tenicosquey) are shown. B): Detail view of the Jacomar Volcano and the adjacent pyroclastic cone. Vertical relief exaggeration x1.5.

una resolución de 2 metros/píxel, extraído del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG) del Instituto Geográfico Nacional (IGN: <https://centrodedescargas.cnig.es/Centro Descargas/index.jsp>). La alta resolución del MDT utilizado ha permitido diferenciar y clasificar distintas unidades y elementos geomorfológicos volcánicos, que posteriormente han sido comprobadas durante 3 campañas de campo realizadas entre diciembre de 2021 y mayo de 2022. De esta forma se han podido diferenciar los distintos elementos geomorfológicos volcánicos que componen la erupción de Jacomar: conos, coladas basálticas y elementos internos de las mismas (lóbulos, hornitos, cascadas y deltas de lava) y las relaciones entre los mismos.

El estudio, además, ha incluido la cartografía de otros elementos de origen no volcánico, como formas de ladera, litorales, fluviales y torrenciales, así como formas erosivas residuales (cuchillos, paleocantilados, pequeños roques) y elementos de origen poligénico (superficies, tableros, calcretas, talus-flatirons, beach-rocks, etc.). Todo ello ha servido para diferenciar hasta cuatro diferentes fases en la erupción y, en último término, establecer una secuencia general de procesos en la evolución del relieve de la zona. La información geológica del sustrato mioceno se ha extraído y sintetizado de los archivos digitales de la hoja geológica de Pozo Negro (Ballcels *et al.*, 1990).

De manera complementaria se ha realizado un muestreo de diferentes materiales volcánicos para su análisis mineralógico. Se trata de diez (10) muestras, cuya posición se encuentra indicada en la figura 2. Seis (6) de las muestras fueron recogidas en materiales volcánicos consolidados. Una primera corresponde a materiales piroclásticos de la parte más elevada del cráter (M1); la segunda con los materiales de la cascada de lava que vierte hacia el valle de La Cueva (M2); la tercera corresponde a uno de los hornitos de la colada del valle de La Cueva (M3); y las dos últimas recogidas en los extremos del delta de lava en las desembocaduras de los valles de Jacomar (M5) y de La Cueva (M6). Las otras cuatro muestras se recogieron en una sucesión de depósitos de lapilli escasamente consolidados (cenizas volcánicas) localizados en la vertiente norte del cono volcánico en el punto M4 (Fig. 3).

Aunque no se ha realizado un estudio petrográfico de lámina delgada para la caracterización petrológica y correcta clasificación de las muestras, todas ellas han sido sometidas a análisis de difracción de Rayos X (DRX) y espectroscopía VNIR-SWIR en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca (Ramírez Fragiél, 2022). El análisis espectroscópico en el rango visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta, se realizó con un espectro-radiómetro VNIR-SWIR ASD FieldSpec 4 High-Res y los de difracción con un difractómetro Bruker D8 Advance ECO. Los resultados de estos análisis serán objeto de una publicación específica y aquí solo expondremos los datos preliminares más relevantes.

5. Análisis Geomorfológico del entorno de la erupción de Jacomar

Dentro de este apartado distinguiremos y se describirá el sustrato Mioceno (5.1.) sobre el que tiene lugar la erupción, así como el análi-

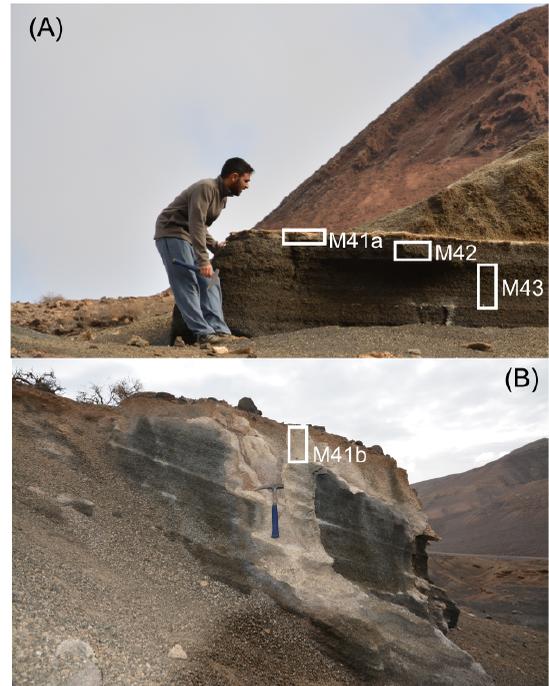


Figura 3. A): Perfil donde se muestrearon los diferentes niveles de lapilli correspondientes a depósitos de caída de ceniza M41, M42 y M43. B): Perfil de cenizas blancas situado en la parte superior del volcán donde se muestreó el nivel de lapilli más reciente M41b.

Figure 3. A): Profile where the different levels of lapilli were sampled M42, M42 and M43. B): More recent lapilli level sampled in the upper zone of the volcano M41b.

sis del conjunto de formas erosivas y residuales sobre este sustrato anteriores a la misma (5.2.). En apartados posteriores se analizarán las formas y elementos volcánicos relacionados con las diferentes fases eruptivas de Jacomar (6.), y las formas aluviales y litorales más recientes posteriores a la erupción (7.).

5.1. Sustrato volcánico Mioceno

El sustrato está constituido por la sucesión y apilamiento de sucesivas coladas basálticas generadas por el escudo mioceno de la parte central de la isla (Edificio Gran Tarajal). Las diferentes coladas basálticas se encuentran buzando entre 20-25° (base) y 10° (techo) hacia el litoral (Balcells *et al.*, 1990). Datos

radiométricos K/Ar de estos materiales en la zona de estudio indican que los materiales están compuestos por una sucesión basáltica con olivino y piroxeno del Mioceno inferior (c. 20 Ma) a la que se superponen series traquibasálticas del Mioceno inferior-medio (c. 15-13 Ma) de mayor potencia (Coello *et al.*, 1992; Balcells *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1996; Perez-Torrado *et al.*, 2023). La sucesión inferior se encuentra fuertemente inyectada por una densa red de diques básicos que se disponen de forma radial hacia la zona central del antiguo edificio Mioceno (Ballcells *et al.*, 1990). La sucesión traquibasáltica se sitúa discordante sobre la anterior, presenta una marcada disyunción columnar, una práctica ausencia de diques, y su buzamiento hacia el litoral dibuja las antiguas laderas del volcán (Fig. 4). Asociados a la mencionada discor-

dancia se conservan localmente sedimentos volcanoclásticos y brechas testigos del gap erosivo existente entre ambas series (Balcells *et al.*, 1992; Carracedo, 2011). En conjunto, ambas sucesiones pueden presentar potencias de entre 380-400 m en la zona más interior (Tablero del Saladillo) que van decreciendo hacia el litoral donde quedan cortadas por vertiginosos acantilados de entre 100 y 120 m de altura (Fig. 4). Sobre estos materiales se labran las superficies, tableros y cuchillos (Cuchillos de Vigán y Tablero del Saladillo) que se preservan en las estrechas divisorias de los valles y que caracterizan geomorfológicamente esta zona de la isla (Dóniz-Páez, 2009). En la actualidad, estos constituyen el auténtico esqueleto del Escudo Mioceno y, en forma de crestones radiales, se extienden entre 4 y 5 km desde la depresión central ocupada por

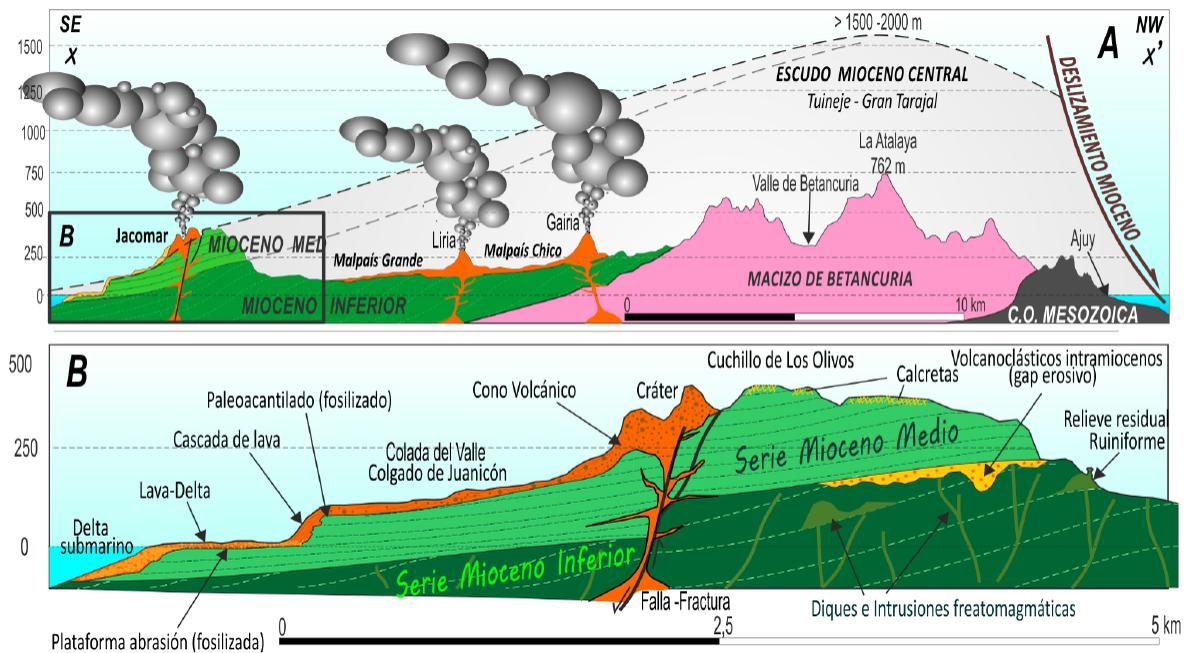


Figura 4. A): Corte geológico esquemático NO-SE de la isla de Fuerteventura mostrando las relaciones entre las distintas unidades del sustrato geológico volcánico y los malpaisés más recientes del sector central de la isla y el volcán de Jacomar. La situación del corte se indica en la Figura 1. B): Detalle de la geología del Cuchillo de Los Olivos sobre el que se instala la erupción analizada. Nótese la importante exageración vertical de ambos cortes.

Figure 4. A): NW-SE schematic geological cross-section of the island of Fuerteventura showing the relationships between the different units of the volcanic geological substratum and the most recent malpaisés of the central sector of the island and the Jacomar volcano. The location of the section is shown in Figure 1. B): Detail of the geology of the Cuchillo de Los Olivos on which the Jacomar eruption is located. Note the significant vertical exaggeration of both sections.

los Malpaíses Chico y Grande hasta el litoral. Su estado de desmantelamiento está muy avanzado ya que el hipotético centro emisor del Edificio del Gran Tarajal se encontraría a unos 22 km de la zona de estudio (Balcells *et al.*, 1990). Teniendo en cuenta los buzamientos de las series, el centro emisor se situaría a una altitud estimada de unos 2500 m sobre el Macizo de Betancuria cuya altura máxima actual es de 762 m (Pico de la Atalaya; Fig. 4).

5.2. Formas y elementos residuales y/o erosivos sobre el sustrato

5.2.1. Paleoladeras (superficies o tableros)

Estas paleoladeras corresponden al escudo mioceno central de la isla (Tuineje-Gran Tarajal) y son el vestigio de la antigua geometría de las laderas de dicho volcán hace 13-15 Ma. Se preservan como formas relictas en los interfluvios de los valles en la zona cartografiada. Estas antiguas paleoladeras presentan una inclinación general de 10-15° E concordante con el buzamiento deposicional de las series miocenas. En sus zonas de máximo desarrollo (anchura) forman lo que localmente se denominan “*Tableros*”. Estos constituyen superficies subhorizontales afectadas por un importante proceso de encostramiento que ha generado potentes perfiles de calcretas facilitando su preservación por erosión diferencial, siendo ejemplo de ello los *Tableros del Saladillo y Jacomar* (Fig. 2).

5.2.2. Crestones o aristas volcánicas (*Cuchillos*)

Estos relieves son producto del acusado desmantelamiento de los volcanes miocenos debido a la incisión de la red de drenaje durante el gap erosivo post-volcánico y, posteriormente, durante el periodo Cuaternario. Los “*Cuchillos*” constituyen relieves en arista afilados a lo largo de las divisorias de los va-

lles, delimitando espacialmente los distintos barrancos, respondiendo a lo que geomorfológicamente se denominan “crestas o aristas volcánicas”. Se forman como consecuencia de la erosión lateral de las superficies de las antiguas paleoladeras (*Tableros*) dando lugar a afiladas crestas en las divisorias. Por lo general, se encuentran labrados en los materiales basálticos del mioceno superior descritos anteriormente y sus laderas se encuentran escalonadas en las diferentes coladas volcánicas que conforman las unidades volcánicas miocenas. En la zona estudiada constituyen el “*Monumento Natural de los Cuchillos de Vigán*”. En detalle, el volcán analizado se localiza en sobre uno de estos *cuchillos* a caballo entre los valles de La Cueva y Jacomar (Fig. 2).

5.2.3. Relieves residuales ruuiniformes (*necks* o pequeños roques)

En la zona cartografiada solo se ha identificado uno de muy reducidas dimensiones en la ladera sur del valle de Jacomar. Se puede catalogar como un *neck* freatomagmático que corresponde a un episodio tardío dentro de la fase volcánica miocena, intrusión en la sucesión de coladas basálticas y que aflora como consecuencia de la erosión diferencial del mismo. La cartografía geológica de la zona los identifica como “conos de tefra” basálticos, constituidos por lapillis con abundantes escorias gruesas soldadas y bombas esféricas o en huso, de entre 10 y 30 cm de diámetro con rasgos de alteración hidrotermal (Ballcells *et al.*, 1990). El elemento volcánico cartografiado responde a un “relieve ruuiniforme”, tipo torreta, que despunta en la ladera sur del valle de Jacomar con una altura máxima de 45 m y cuyo afloramiento es producto de la erosión diferencial de la inyección freatomagmática miocena. Se encuentra alineado en dirección norte-sur con el cono volcánico de Jacomar, lo que sugiere la existencia de una línea de fractura en la zona que pudiera estar relacionada con la erupción analizada (Fig. 4).

5.2.4. Talus-Flatirons (paleovertientes encostradas)

El término anglosajón “*talus flatiron*” se utiliza para describir laderas relictas cuya morfología erosiva (de aspecto triangular) se asemeja a una plancha invertida inicialmente definidas en zonas áridas y semiáridas del SO de Estados Unidos (Gutiérrez Elorza, 2005). En Fuerteventura representan paleovertientes de los valles generadas a partir del momento en que cesa la actividad del escudo mioceno hace unos 13,7 Ma (Perez-Torrado *et al.*, 2023) y comenzó la formación de los actuales cuchillos. Dada su estrecha relación con los mismos, puede decirse que estas paleovertientes perduran desde al menos el Plioceno superior. En la actualidad, presentan morfologías en forma de “*facetas triangulares y/o trapecoidales de ladera*” afectadas por un fuerte proceso de encostramiento calcáreo (Fig. 5) y han sido descritas en la zona norte de esta isla

por Gutiérrez Elorza *et al.* (2013). Su presencia supone la preservación de las antiguas paleovertientes de los valles labradas tanto sobre el sustrato como sobre materiales coluviales. En la cartografía geológica de la zona reciben el nombre de “*Coluviones encalichados*” (Ballcels *et al.*, 1990) y se los describe como depósitos detríticos groseros, sin estructuración interna, compuestos por cantos y bloques de litología basáltica de estructura masiva, mal seleccionados y fuertemente cementados. Datos geocronológicos (OSL) procedentes de la zona norte de la isla indican que la última fase de desarrollo extensivo de estas formaciones de ladera tuvo lugar durante el estadio isotópico OIS 4 entre 52 y 30 ka BP, durante el cual se produjo una de las fases más áridas en las islas con influencia eólica muy importante (Gutiérrez Elorza *et al.*, 2013). Según estos autores, la fase más árida posterior ocurrió al final del último periodo glaciario (ca. 14 ka BP) y

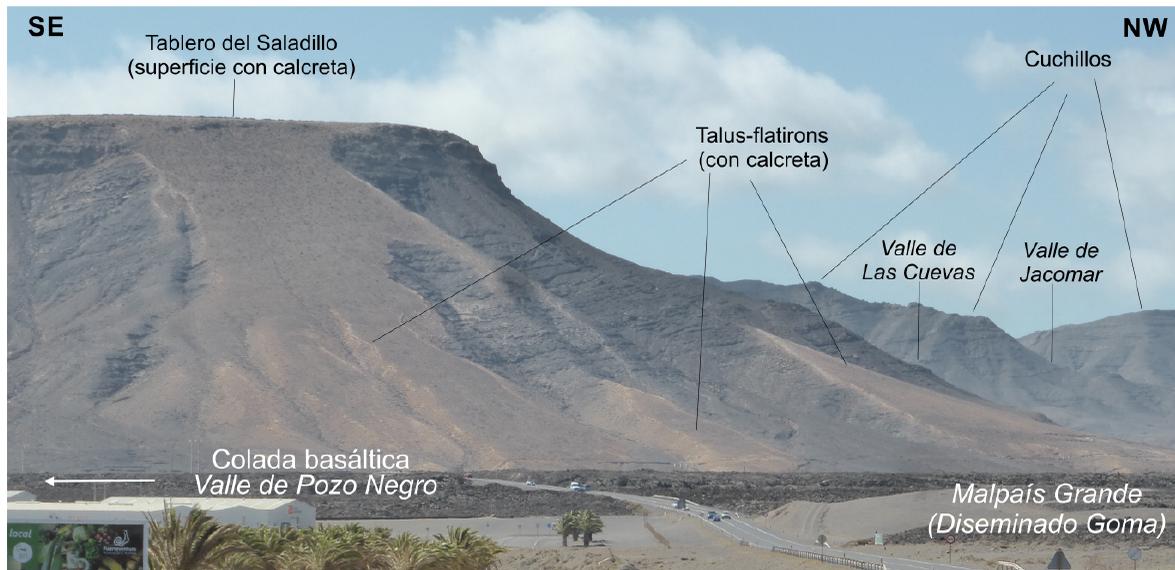


Figura 5. Superficie del Tablero del Saladillo y Talus flatirons (paleovertientes facetadas) afectadas por un fuerte encostramiento calcáreo (calcretas) en el Paraje de Los Cuchillos de Vigán y valle de Pozo Negro con su colada de fondo de valle. En el horizonte se muestran los portillos de entrada a los valles de La Cueva y Jacomar y los Cuchillos asociados.

Figure 5. Tablero del Saladillo surface and Talus flatirons (faceted paleo-slopes) affected by a strong calcareous crust (calcretas) in the Natural Park of Los Cuchillos de Vigán and Pozo Negro Valley with its valley floor lava flows. On the horizon are shown the water-gaps (portholes) to the La Cueva and Jacomar valleys and associated Cuchillos (watershed crests).

dio lugar a los campos de dunas que caracterizan la zona norte de la isla (El Corralejo).

5.2.5. Calcretas (tableros y superficies encostradas)

Los encostramientos calcáreos son ubicuos en toda la isla de Fuerteventura y afectan con mayor o menor intensidad a diferentes materiales y elementos geomorfológicos según su edad. En el área analizada los encostramientos afectan intensamente a los tableros, superficies divisorias y talus-flatirons asociados a las laderas de los valles (Fig. 5). Estos son importantes en el Tablero del Saladillo, las superficies mioceanas, sobre las coladas pertenecientes a los episodios Plio-Pleistocenos, coluviones y abanicos aluviales donde, en ocasiones, alcanzan espesores del orden de 1 m (Ballcels *et al.*, 1990; Alonso-Zarza y Silva, 2002). Representan calcaretas muy desarrolladas con horizontes masivos muy resistentes a la erosión, en las que se observan moldes de gasterópodos, trazas de raíces e incluso nidos de insectos fosilizados (Alonso-Zarza y Silva, 2002). Según estos autores, pueden alcanzar estadios de desarrollo muy significativos con horizontes laminares y brechificados muy importantes que denotan su antigüedad. Con respecto a su origen, su formación parece estar relacionada con los cambios climáticos iniciados en el Plioceno, fundamentalmente asociados a períodos cálidos y áridos con un importante aporte de material eólico procedente del Sahara (polvo sahariano). Como se ha comentado anteriormente, la última fase importante de encostramiento se produce durante el Pleistoceno Superior (OIS 4; Gutiérrez Elorza *et al.*, 2013). Respecto a lo que implica en el presente estudio, estos encostramientos funcionan como “*caprocks*” efectivos preservando y fosilizando formas del paisaje muy antiguas. Los elementos geomorfológicos más modernos, como malpaíses, coladas basálticas y formas volcánicas más recientes (como la que nos ocupa) se encuentran libres de estos encostramientos.

6. Análisis Geomorfológico de la Erupción de Jacomar

En este apartado se describen el conjunto de formas y elementos geomorfológicos volcánicos asociados al edificio volcánico principal y las distintas coladas que conforman el episodio eruptivo. Dado que en su mayoría son formas constructivas, pueden ser estudiadas aplicando las relaciones de corte, superposición y encajamiento propias del análisis geomorfológico, pudiéndose así establecer la secuencia de procesos ligada a la dinámica de la erupción. El análisis realizado (cartográfico y de campo) ha permitido diferenciar al menos **cuatro fases principales** en el proceso de erupción (Fig. 6). Dentro de estas fases se han diferenciado los siguientes elementos volcánicos: **(1)** Cono de escorias principal y conos adventicios; **(2)** coladas cordadas (pãhoehoe), malpaís (‘a’ã), lóbulos, levées, crestas y escarpes de canales y tubos de lava; **(3)** hornitos y túmulos de presión; **(4)** cascadas de lava; y **(5)** el gran delta de lava que se desarrolla en el litoral. A continuación, se describen la asociación de estos elementos y formas ligados a las diferentes fases. Los datos de cotas, superficies y volúmenes se han calculado en función de los modelos 2D y 3D generados con ArcGis. Los volúmenes se han estimado en función de espesores de las formaciones observados en campo y de la extrapolación de topografías previas a la erupción en función de las geometrías actuales de valles y cuchillos adyacentes. También se han utilizado datos de la batimetría de detalle con curvas de nivel de 5 m del Instituto Español de Oceanografía (IEO) y puestas a disposición del público por el Gobierno de Canarias (GRAFCAN, 2018).

6.1. Edificio volcánico principal y conos adventicios

Este edificio, al que también se le conoce por el nombre de volcán de Toneles, surgió en lo alto del Cuchillo de los Olivos, a una cota de

300 m, a partir de la cual se eleva 135 m, alcanzando una altitud máxima de 430 m sobre el nivel del mar. Es un edificio de perfil cónico, de tamaño modesto, con unas dimensiones basales aproximadas de 840 x 500 m.

En su cima se abre un cráter en herradura de 300 m de diámetro mirando hacia el NNE, es decir, enfrente a la dirección dominante de los alisios en la zona. Se puede definir como un “*Cono de Tefra*”, compuesto por depósitos de caída de diferente granulometría (escorias, lapilli y cenizas), estratificado en mantos, de tipo estromboliano aparentemente monogenético, al que se le estima un volumen de unos 55-60 millones de m³. Posee carácter asimétrico y, mientras su ladera sur se encuentra muy empinada (40 - 44°) compuesta por capas de lapilli y cenizas apenas sin erosionar con un desarrollo vertical de prácticamente 300 m hacia el valle de Jacomar, su ladera norte es más tendida (20 - 22°) y abierta con una escotadura en herradura presentando varias coladas que rellenan sucesivos valles colgados superando un desnivel local de 130-140 m hasta llegar a verter al valle de La Cueva por el Norte, o hacia el litoral por el Este (Figs. 2, 6 y 7). En torno al cráter los materiales presentan mayor granulometría, existiendo bombas y bloques del sustrato mioceno empastados por materiales escoriáceos que presentan tonos rojizos debido a procesos de alteración y oxidación (Fig. 7). Su grado de conservación es más bajo que el de los edificios volcánicos del “*Malpaís Grande*” adyacente, debido a la posición que ocupa en un interfluvio, estando sometido a una mayor presión erosiva.

Su posición dentro del interfluvio se produce a favor de un gran escalón en el perfil longitudinal del cuchillo (antigua ladera del escudo mioceno) que supone un desnivel del orden de 110 - 120 m hacia el Este (Fig. 4). Similar desnivel (c. 100) se observa en el contacto de las dos series volcánicas del sustrato aguas

abajo y aguas arriba del edificio volcánico, por ello se ha interpretado como una falla de dirección N-S (Fig. 4). Actualmente no se observa esta fractura, ya que está cubierta por el propio edificio volcánico en ambas laderas del Cuchillo de Los Olivos. Puede responder a una fractura miocena o a una gran cicatriz de despegue de un deslizamiento más moderno. En cualquier caso, podría ser una estructura heredada o reactivada, a favor de la cual pudo producirse la emisión volcánica que dio lugar a este volcán. Un pequeño cono de escorias y bombas gruesas de carácter adventicio de 80 m de diámetro y una altura de 10 m surgió en la cabecera del valle colgado de Juanicón, al NO del cono volcánico principal (Figs. 4 y 6). Presenta una pequeña escotadura abierta hacia el noreste y posiblemente emitió también coladas lávicas, pero de forma muy limitada.

6.2. Coladas y elementos de la primera fase (Fase 1)

Corresponde a la colada más antigua del volcán de Jacomar, de la cual solo se preserva en la base del volcán, en la margen izquierda del cráter en herradura. Es la colada que se presenta a mayor cota (315 m) y con mayores signos de erosión por las aguas superficiales (rills y regueros). Se presenta como una pequeña hombrera alargada, que se ha preservado debido a que las coladas sucesivas se encajan en ella entre 10-12 a 2-4 m desde su zona proximal a la distal respectivamente (Figs. 6 y 7). Contiene gran cantidad de grandes fragmentos y bloques muy irregulares del sustrato mioceno, fragmentados o partidos, a veces de grandes dimensiones. Su presencia indica una fase inicial explosiva que generó la fragmentación del sustrato mioceno y se mezcló con los basaltos emitidos, por el contrario, no se observan grandes bombas volcánicas (Fig. 6). Las lavas predominantes, son de tipo ‘a’ã (malpaís) y “*de visu*” son rocas oscuras, porfídicas, con matriz afanítica, que contienen diminutos cristallitos de olivino relativamente

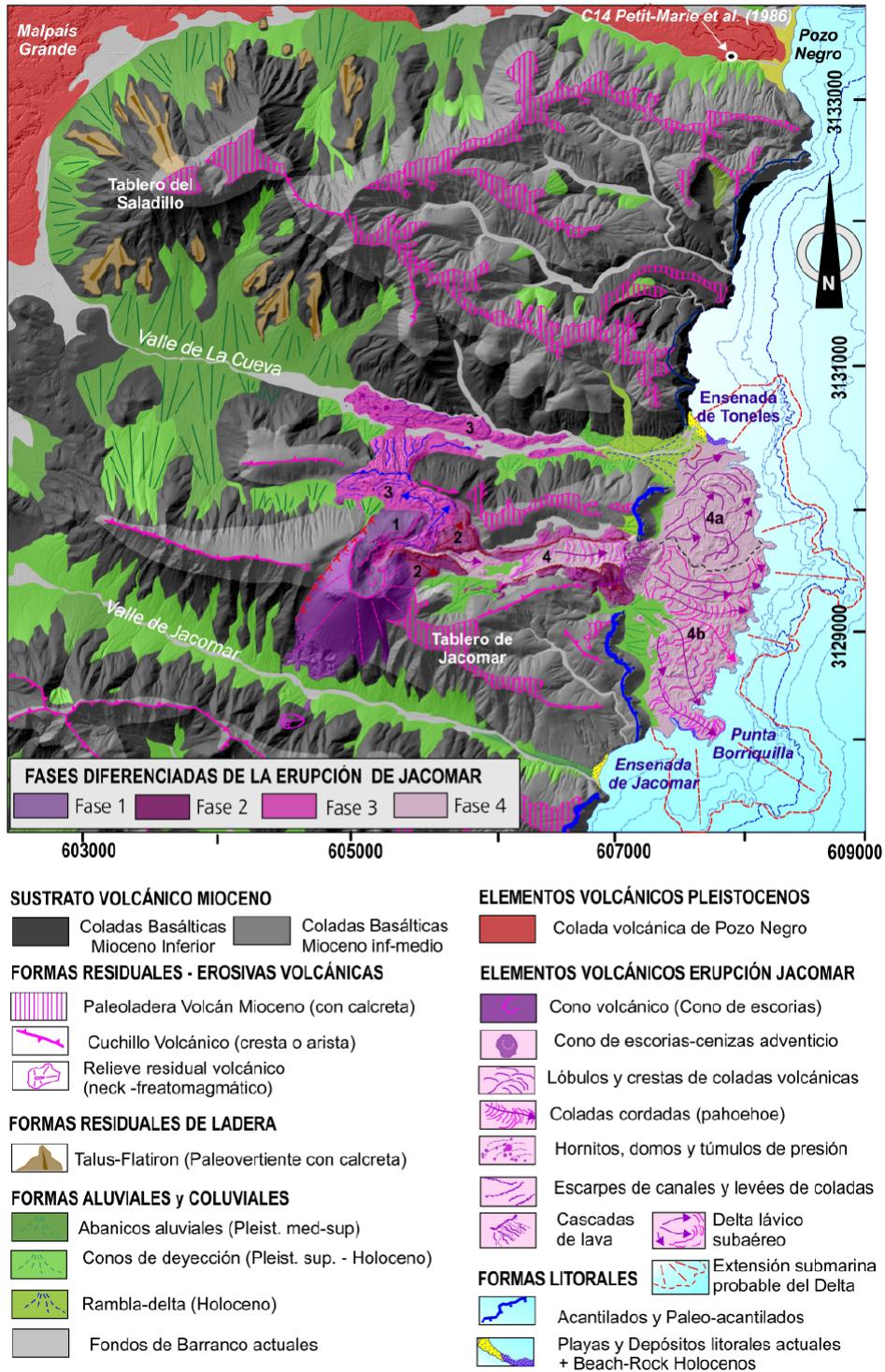


Figura 6. Cartografía de las fases (episodios) diferenciados en la erupción de Jacomar. Un Mapa 3D de la zona junto con el modelo digital del terreno de la misma se puede consultar en el Anexo I.

Figure 6. Mapping the differentiated phases (episodes) in the Jacomar eruption. A 3D Map of the area together with a digital terrain model of the mapped zone is available in Annex I.

frescos. A diferencia del cono volcánico (que presenta un color rojizo) estas coladas presentan un color negro, posiblemente debido a una menor alteración de estas.

6.3. Colada y elementos de la segunda fase (Fase 2)

La colada correspondiente a esta segunda fase se encuentra canalizada a lo largo del valle colgado de Juanicón y se encuentra casi en su totalidad sepultada por las coladas de la fase 4. A la salida de la escotadura del cráter, esta colada se abre en abanico canalizándose después a lo largo del valle aproximadamente 1 km en dirección al antiguo acantilado (Fig. 2). En el interior del valle solo se preservan

sus hombreras o levées, que forman unos costillares de lava solidificada que se apoyan en el sustrato mioceno en ambos márgenes, elevándose hasta unos 15 - 19 m sobre el mismo. Estos levées se encuentran rotos en las caras externas de las coladas, presentando derrames laterales fundamentalmente a lo largo de su borde septentrional (Figs. 2 y 6). Las coladas de la fase 4 se canalizan a lo largo de estas hombreras, encajándose en ellas hasta 9 - 10 m (Fig. 7). Las coladas de esta fase alcanzaron el antiguo acantilado y llegaron a verterse hacia el mar formando una cascada de lava de unos 100 m de altura (Figs. 2 y 4). De esta primera cascada lávica se preservan restos de los penachos o conos triangulares de caída en su zona Sur (Fig. 6) que no que-

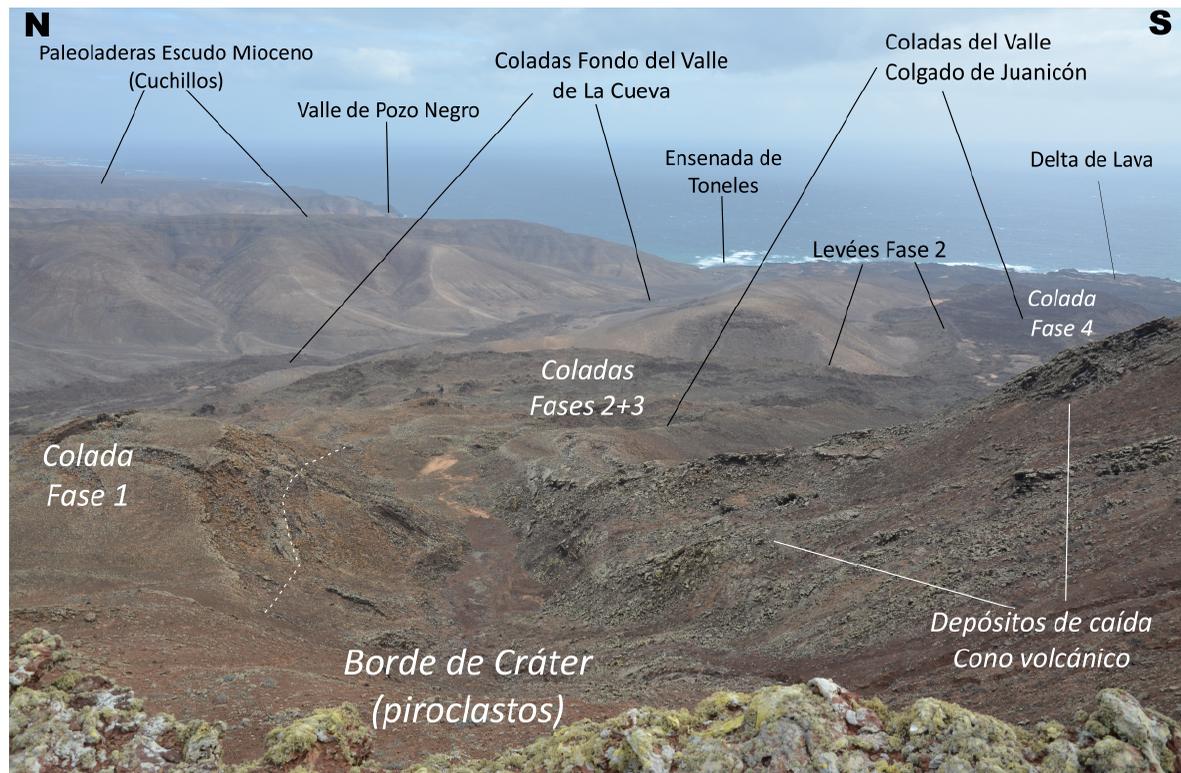


Figura 7. Vista hacia el NE desde la cima del cráter de Jacomar donde se observan diferentes elementos de las distintas fases correspondientes a la erupción. En primer plano se observan los piroclastos del borde del cráter, la estructura interna de las capas de caída (cenizas, lapilli, bombas y bloques), coladas de lava 'a'ā y la escotadura central de la apertura en herradura del cráter.

Figure 7. View to the NE from the summit of Jacomar Crater showing several elements of the different phases of the eruption. In the foreground, the pyroclasts of the crater rim, the internal structure of the fall layers (ash, lapilli, bombs and blocks), lava flows 'a'ā and the central cutout of the horseshoe opening of the crater can be seen.

daron sepultados por las cascadas de la fase 4 (última).

La morfología de esta colada de lava es muy escoriácea en superficie, de tipo 'a'ã, formando grandes lenguas y crestones frontales de bloques, con algunos piroclastos en su zona más proximal (Fig. 2). Conforme avanzaba el flujo de lava, los bloques caían y rodaban hacia los lados y hacia el frente de la colada, volviendo a ser englobados de nuevo por esta, formando una especie de lóbulos frontales de avance con taludes que en su zona proximal alcanzan los 9-10 m de altura. En su mayoría, estos taludes y los levées laterales están formados por grandes bloques desprendidos de la propia colada en su progresivo avance. Los taludes laterales y frontales de levées y lóbulos de avance presentan pendientes muy pronunciadas y potencias vistas de hasta 20 m a lo largo de todo el valle colgado.

6.4. Colada y elementos de la tercera fase (Fase 3)

Las coladas de esta tercera fase (3) presentan una disposición y orientación muy distinta a las de la anterior. En esta fase, una vez rellenado el valle colgado hacia la costa, los flujos de lava remontan aguas arriba del mismo valle, fluyendo a contrapendiente y remansándose en su zona de cabecera (Fig. 7). Aquí terminan por rellenar la vaguada, para acabar desbordándola hacia el norte, vertiéndose en una nueva cascada hacia el valle de La Cueva por encima del antiguo cuchillo que actuaba como divisoria (Figs. 2, 6 y 8). En esta zona se forma una gran cascada de coladas de tipo 'a'ã de 110 m de salto y 440 m de ancho que, al igual que la litoral, presenta conos y facetas de caída. Esta cascada lávica tapiza la ladera sur del valle de La Cueva y en su superficie todavía se pueden apreciar grandes bloques erráticos de hasta 8 - 10 m de diámetro (Fig. 8). En la parte superior del talud de caída se observan muchos de estos bloques erráticos,

pequeños hornitos y túmulos de presión colapsados (Figs. 6 y 8). El límite oeste de la cascada presenta una gran escotadura erosiva que muestra varias cavidades entre el sustrato mioceno y la cascada lávica. A favor de dicha escotadura se ha formado un pequeño barranco que desemboca en un cono de deyección pedregoso de carácter muy reciente (Figs. 6 y 8). Al alcanzar el fondo del valle de La Cueva, la lava experimentó un nuevo remanso llegando a extenderse algunos centenares de metros (c. 400 m) valle arriba, para posteriormente canalizarse por el fondo de barranco hacia el litoral, el cual no alcanzó, quedándose a unos 500 m de la antigua línea de costa (Figs. 4 y 6).

En el valle de La Cueva se desarrolla la mencionada colada de fondo de barranco, de casi 2 km de longitud, que sepultó el antiguo cauce adquiriendo potencias muy notables de hasta 14 - 13 m que van disminuyendo aguas abajo. En la zona de remanso de la colada situada al pie de la cascada del valle de La Cueva se formaron una gran cantidad de "hornitos" y "túmulos de presión". Estos últimos son los más notables y forman algunas protuberancias de hasta 5 - 6 m de altura (Fig. 9). Se trata de ascenso de lava (hornitos) o gases (túmulos) hacia la superficie de la colada basáltica e indican la existencia de flujos de lava sub-superficiales a lo largo de tubos volcánicos, lo que es posible dadas las importantes potencias observadas (14 - 13 m) en los márgenes de estas coladas. El número y tamaño de hornitos y túmulos disminuye aguas abajo y muchos túmulos se encuentran parcialmente colapsados mostrando grandes cavidades abovedadas (antiguas burbujas) abiertas al exterior (Fig. 9).

Una característica muy especial de esta colada de fase 3 es, como se ha indicado, su remansamiento al pie de la cascada, pero también su franca asimetría transversal al valle, ya que se engrosa hacia el margen norte del mismo, llegando incluso a superponerse y

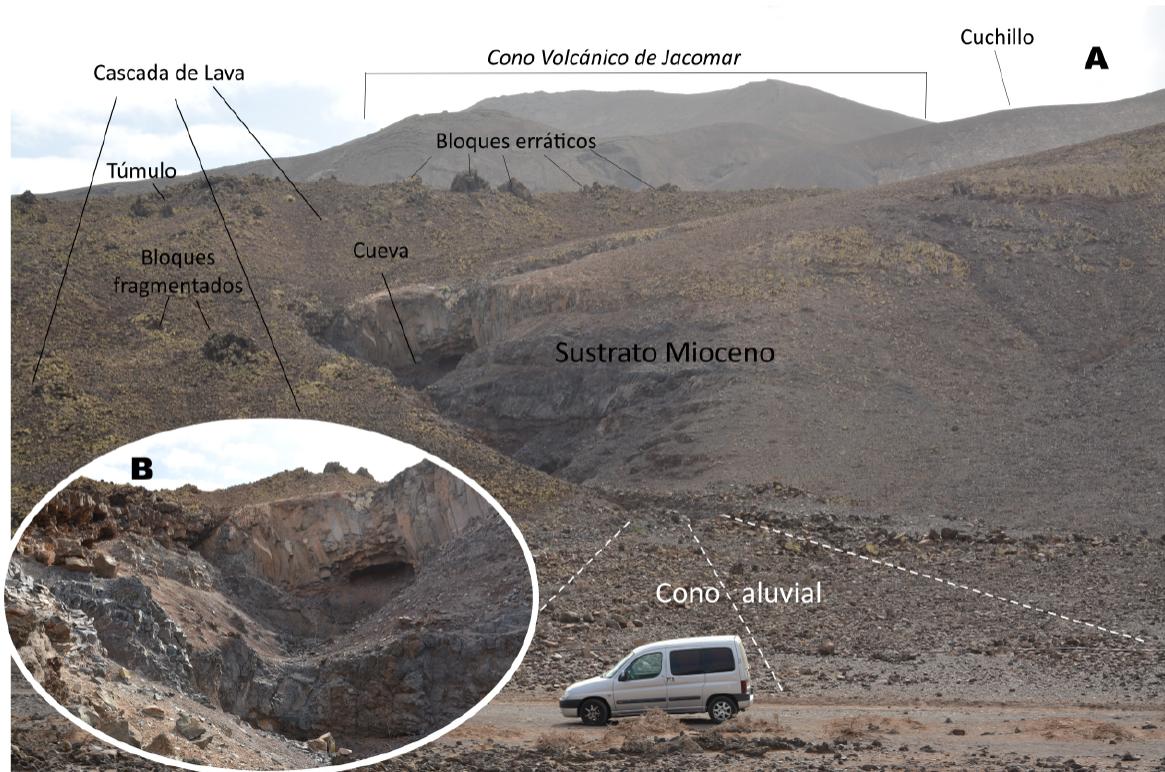


Figura 8. A): Vista de la cascada de lava lateral de la erupción de Jacomar hacia el valle de La Cueva indicando los diferentes elementos volcánicos más representativos, observándose al fondo el edificio volcánico principal. B): Detalle de la escotadura lateral de la cascada mostrando el contacto entre el sustrato Mioceno, las lavas de la cascada y las cavidades que se generan entre ambas.

Figure 8. A): View of the lava cascade of the Jacomar eruption towards the valley of La Cueva indicating the most representative elements, with the main volcanic edifice in the background. B): Detail of the lateral undercut of the cascade showing the contact between the Miocene substratum, the cascade lavas and the cavities in between.

solapar la propia ladera del valle en algunos puntos. Esta característica denota un flujo más viscoso que, al llegar al fondo del valle, hizo “efecto bulldozer” empujando y arrastrando grandes bloques y pegotes de lava hacia la ladera opuesta del valle (Fig. 8), donde la colada alcanza su máxima potencia. En esta ladera se ha abierto un barranco lateral, cuya erosión pone al descubierto la estructura interna de la colada y su contacto basal con el sustrato mioceno (Fig. 10A). Todas estas características encajan con el carácter más escoriáceo (tipo ‘a’ã) de este flujo de lava, que es la que muestra rasgos de menor capacidad de flujo (más viscosa) y presenta mayor potencia por acumulación y superposición de flujos

basálticos. No obstante, tal y como se observa en el valle lateral encajado en la colada, esta va perdiendo progresivamente potencia aguas abajo (< 2m) donde no se observa una superposición notable de materiales. En los afloramientos del valle lateral se pueden distinguir hasta 2 secuencias volcánicas (capa de escoria-capa de colada) de hasta 2 metros o más de espesor cada una (Fig. 10B). Estas secuencias también incluyen grandes bloques erráticos que pueden superar en algunos casos los 3 metros de diámetro (Fig. 10C). Estos bloques se presentan a veces como aglomerados volcánicos que incluyen elementos más pequeños de diferentes flujos empastados entre sí (Fig. 10C). La base de esta secuencia



Figura 9. A): Vista de la colada de fondo del valle de La Cueva desde el borde la cascada de lava de la Fase 3 observándose los campos de hornitos y túmulos de presión que se forman a pie de la cascada y otros elementos geomorfológicos. B y C): Detalle de dos grandes túmulos de presión abovedados, parcialmente colapsados y huecos por dentro. Los casos que se ilustran son los más notables que llegan a medir hasta 5 metros de altura y ocupan una superficie de alrededor de 400 – 450 m².

Figure 9. A): View of the La Cueva Valley lava flow of from the edge of the phase 3 lava cascade, showing the hornitos fields and pressure tumulus or mounds formed at the foot of the cascade, as well as other local landforms in the background. B and C): Detail of two large pressure mounds, vaulted and partially fragmented and collapsed. The cases illustrated here are the most notable ones, reaching up to 5 meters in height and an area of about 400 - 450 m².

volcánica presenta una brecha que mezcla o incluye cantos y fragmentos de los antiguos depósitos de fondo de barranco que se encuentra sepultando (Fig. 10D).

6.5. Colada y delta de lava de la cuarta fase (Fase 4)

La erupción termina con las coladas de la fase 4, las cuales se encauzaron encajándose en la colada 2, a lo largo del valle colgado de Juanicón, alcanzando la cascada generada durante la primera fase y vertiéndose por el paleoacantilado, desarrollándose un delta de lava de dimensiones considerables (c. 137 ha). Por lo que se puede observar en fotos e imá-

genes aéreas, aunque el delta lávico genera un importante malpaís al pie del acantilado, dentro del mismo se diferencian canales de lavas cordadas en las que se aprecian perfectamente las morfologías de “cordón” típicas de las coladas “pāhoehoe”. Estos cambios en la tipología de las coladas volcánicas se observan en desbordamientos deltas lávicos recientes, como es el caso del correspondiente al Volcán de Aguaríjo en la isla de El Hierro (Prieto-Torrel *et al.*, 2021). En Jacomar el desbordamiento del paleoacantilado se produce fundamentalmente por el norte de la antigua cascada de la fase 2 de la que se conservan los penachos triangulares de caída en el sector

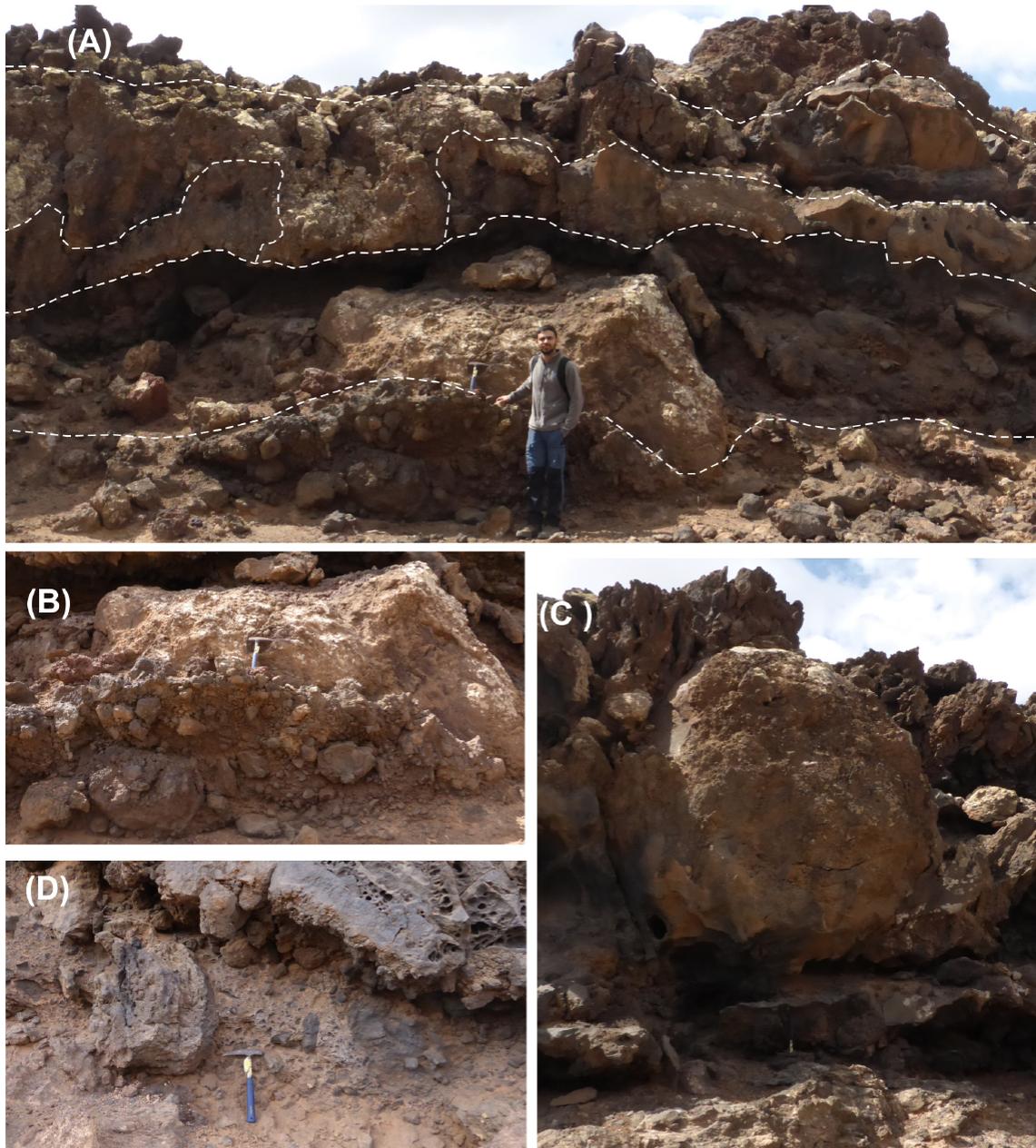


Figura 10. Estructuras y sucesiones volcánicas de la fase 3 que se observan en el valle de La Cueva. A): Superposición y ensamblajes entre distintas coladas volcánicas, nótese el carácter escoriáceo y la presencia de grandes bloques erráticos en la misma. B): Gran bloque errático de la colada basal sobre una mezcla de bloques volcánicos y cantos del antiguo fondo de barranco adosados al mismo (efecto bulldozer). C): Gran bloque errático de cerca de tres metros de diámetro procedente de la cascada de fase 3 englobado en la serie volcánica. D): Detalle de la pseudo-peperita (dry-peperite) existente en la base de la colada por arrastre y mezcla de detritos de fondo de barranco.

Figure 10. Volcanic structures and successions belonging to phase 3 observed in the La Cueva Valley. A): Superposition and assemblages among different volcanic lava flows, note the scoriaceous nature of lava flows as well as the presence of large erratic blocks. B): Large erratic block in the basal lava flow on a mixture of volcanic blocks and pebbles from the old valley floor attached to it (bulldozer effect). C): Large erratic block of about three metres in diameter coming from phase 3 cascade, embedded in the volcanic series. D): Detail of the pseudo-peperite (dry-peperite) at the base of the detrital debris flow.

sur. El análisis de las imágenes aéreas y modelos de elevación del terreno parecen indicar que el delta se formó en 2 etapas y por eso subdividimos esta última colada en 2 sectores. En primer lugar, se formó el área de delta que va hacia el norte, comprendida desde la gran cascada hasta la zona de desembocadura del barranco del valle de La Cueva. Esta es la zona de mayor extensión del delta, fundamentalmente constituida por "lavas 'a'ã" con grandes bloques escoriáceos que se desprendieron de la cascada y fueron arrastrados hacia el mar, a veces alineados frontalmente a lo largo de los grandes lóbulos de crecimiento del delta. En segundo lugar, el delta se extendió hacia el sur hacia la desembocadura del barranco del valle de Jacomar. Aunque esta segunda zona posee características similares al sector norte, dentro de ella se pueden observar dos estrechos canales en forma de dedo, de 600 - 700 m de longitud y 100 - 120 de anchura, constituidos por lavas cordadas que se extienden hasta el frente deltaico donde forman protuberancias de morfología digitada. Una de estas zonas es la prolongación o espigón del delta que se encuentra al sur (junto al poblado pesquero de Jacomar) y que recibe el nombre de Punta de las Borriquillas (Fig. 6). El hecho de que estos canales de lava formen esas protuberancias en el frente deltaico es lo que sugiere que representan los aportes más recientes procedentes del volcán. El crecimiento submarino del delta seguramente comenzó durante la fase 2 pero se amplificaría notablemente durante esta cuarta fase. Los datos batimétricos del Gobierno Canario (GRAFCAN, 2018) permiten dibujar este delta hasta los 30 - 35 m de profundidad. A partir de esa profundidad las curvas de nivel se vuelven a rectificar siguiendo longitudinalmente al norte y sur de la protuberancia del delta (Fig. 6). En superficie es muy difícil trazar diferencias notables en el malpaís que se genera y, a pesar del detalle del modelo de elevación utilizado (resolución de 2 metros/píxel), es complicado trazar los límites con

mayor detalle o diferenciar posibles subfases adicionales.

Los datos geomorfológicos y batimétricos permiten diferenciar en la extensión submarina del delta dos grandes lóbulos al norte y al sur separados por un gran entrante (Fig. 6). El lóbulo sur es el más extenso y el que parece alcanzar mayor profundidad hasta los -35 m. Por el contrario, el lóbulo norte posee menores dimensiones y solo se desarrolla hasta los -23 m de profundidad media. Estas dimensiones batimétricas parecen indicar que la parte submarina del delta también pudo desarrollarse durante la primera fase 1 en la zona sur. A esta se superpusieron finalmente las coladas de la fase 4, que parece haber sepultado cualquier vestigio de la primera fase en toda la zona emergida del delta. En cualquier caso, en base a la conservación de los diferentes elementos volcánicos en su zona emergida, la parte más moderna del delta parece corresponder al lóbulo sur de la fase 4 (4b en Fig. 6).

En el pie del paleocantilado se han desarrollado formaciones coluvionares y conos de deyección más modernos que fosilizan parcialmente el delta. No obstante, el análisis geomorfológico determina que en su día la cascada cayó directamente al mar ocasionando un notable crecimiento de la isla en su parte baja, tal y como ocurrió en la erupción de La Palma de 2021 (Carracedo *et al.*, 2022). La zona actualmente emergida posee una longitud N-S de unos 2,4 km y una anchura máxima E-O de 0,8 km, ocupando un área de unas 136 ha (1,36 km²), con un frente muy irregular, dentado o digitado debido a la acción erosiva del oleaje en su frente. Las imágenes aéreas permiten ver que su extensión submarina es algo mayor. La batimetría disponible de la isla (GRAFCAN, 2018) indica que el delta se extendió un máximo de 1520 metros mar adentro hasta unos los 25 - 30 metros de profundidad media. Esto permite calcular un área total (emergida y sumergida)

que doblaría la anteriormente citada hasta las 301 ha (3,01 km²). Estas medidas, unidas a las estimaciones batimétricas plasmadas en la cartografía (Fig. 6), permitirían considerar un volumen máximo aproximado para el delta de Jacomar de unos 93,58 hm³ como se indica más adelante (Ramírez Fragiel *et al.*, 2022).

Por último, en los afloramientos existentes de los frentes de colada y levées de las lavas de las fases 3 y 4 se pueden observar a su base delgados horizontes brechificados en los que se aprecia una mezcla de materiales volcánicos procedentes de la colada con los materiales detríticos (gravas y arenas) de fondo de barranco que sepultó la misma (Fig. 10D). Su apariencia “*de visu*” puede asimilarse a la de una “*peperita*”. El término peperita se utiliza para definir aquellos materiales que se han formado esencialmente por la disgregación “*in situ*” de lava intruyendo y mezclándose con sedimentos poco consolidados, comúnmente húmedos o fluidificados, comunes en zonas litorales o subaéreas lacustres o fluviales (p. ej. Skilling *et al.*, 2002). Pero en nuestro caso, puede asimilarse mejor a lo que se denomina una peperita en seco (“*dry peperite*” *sensu* Dougala y Stollhofen, 2002), que se pueden formar por interacción de lavas con depósitos eólicos o aluviales en medios áridos. Estos horizontes brechificados implican la interacción dinámica de lavas con sedimentos secos no consolidados, que producen texturas volcanoclásticas de “tipo peperítico” de fragmentos volcánicos poco seleccionados y morfologías angulosas diversas imbuidos en una matriz detrítica, que en nuestro caso aparecen bastante cementados. Estos también se observan en la base de la colada de la tercera fase.

6.6. Otras formas y elementos volcánicos recientes en el entorno: La Colada de Pozo Negro

Aquí se incluye la descripción de la colada de Pozo Negro que, aunque no está relacionada

directamente con la erupción de Jacomar, es la única formación volcánica reciente de la que se tienen datos geocronológicos en la zona. Esta constituye una colada de fondo de barranco procedente del Malpaís Grande (Figs. 1 y 5) constituido por las lavas de los pequeños edificios estrombolianos de las calderas de Liria y de La Laguna. Este último fue el último en entrar en erupción y el que más material expulsó, superponiéndose a las coladas procedentes de la caldera de Liria (Ballcels *et al.*, 1990). Son, por tanto, las coladas de este volcán las que acabaron por canalizarse por el fondo del valle de Pozo Negro y alcanzaron la costa, situada a unos 10 km de distancia del centro de emisión. Tanto el malpaís como la colada de Pozo Negro están constituidos por lavas basálticas muy escoriáceas en superficie, formando grandes lenguas, levées y crestones de bloques y cascotes sueltos (tipo ‘a’ā). Puede presentar potencias superiores a los 5 m en el centro del valle, aunque su potencia visible en el frente y laterales de la misma se encuentra entre 2 y 3 m. Hacia el litoral interactúan con depósitos eólicos y litorales a los que aparentemente fosilizan (Zazo *et al.*, 2008). Aunque en el resto del malpaís del que procede no existe ningún tipo de datos geocronológicos, en las cercanías de la costa existe una datación C¹⁴ sobre gasterópodos continentales presentes en los depósitos eólicos fosilizados por la colada. Esta proporciona una edad de 23 ± 0,55 ka BP (Petit-Marie *et al.*, 1986) que sería la edad máxima para esta colada basáltica. No obstante, otros autores consideran que puede llegar a tener unos 30-40 ka (Zazo *et al.*, 2008). En la parte norte de la isla (Corralejo) la fecha de máximo desarrollo de depósitos eólicos se sitúa en los c. 14 ka BP, aunque su desarrollo se extiende a lo largo de los estadios isotópicos MIS 3 y MIS 4 (Gutiérrez Elorza *et al.*, 2013). En la Hoja Geológica de Pozo Negro se le atribuye una edad genérica más amplia de Pleistoceno Superior-Holoceno (Ballcels *et al.*, 1990).

7. Análisis Geomorfológico de elementos aluviales, coluviales y litorales recientes

Dentro de este apartado se describirán brevemente los elementos aluviales y coluviales relacionados con los valles de Jacomar y de La Cueva (7.1.), así como de las formas erosivas (7.2.) y depósitos litorales (7.3.) en los que finalizan los flujos de lava, centrándonos más detalladamente en el análisis de estos últimos, ya que son los que nos ayudarán a proponer un marco cronológico para la erupción.

7.1. Formas y elementos Aluviales y Coluviales

La zona cartografiada incluye numerosos sistemas de abanicos aluviales, conos de deyección y coluviones que jalonan las vertientes de los valles actuales. Estos se encuentran alimentados por los sistemas de pequeños barrancos transversales a los valles, con cabeceras instaladas en las estrechas divisorias constituidas por los “Cuchillos” (Figs. 2 y 6). En la zona de cabecera del valle de La Cueva las cuencas de drenaje presentan unas dimensiones mayores (en torno al Tablero de El Saladillo) y alimentan sistemas de abanicos aluviales con pendientes inferiores a los 6-5°. Sin embargo, hacia el litoral y a lo largo del valle de Jacomar, sus vertientes se encuentran jalonadas por sistemas aluviales más pequeños y de mayor pendiente (> 15°) tipo “conos de deyección”. Sus cuencas de recepción son de muy pequeño tamaño (< 5 ha) dado que se encuentran en proceso de abstracción con crecimiento restringido por los propios cuchillos y cuencas adyacentes. Esta situación geomorfológica, con “cuencas de drenaje en proceso de abstracción” (no pueden crecer más), se registra excepcionalmente en relieves ya muy evolucionados donde el grado de erosión es extremadamente avanzado, como es el caso de los cuchillos que nos ocupa.

Los conos más grandes no llegan a superar las 2,5 ha en ambos valles y los de menores dimensiones (en su mayoría no cartografiados debido a la resolución) pueden considerarse depósitos de gravedad o coluviones. Todos ellos presentan materiales sedimentarios típicos de estas formaciones con bloques y fragmentos volcánicos angulosos, mal seleccionados y empastados por una variable matriz arcillosa o areno-limosa. Los más antiguos presentan sus zonas apicales variablemente cementadas por las calcretas, ya que las zonas más distales están cubiertas por la sedimentación distal de aportes más modernos. En su mayoría se pueden atribuir al Pleistoceno superior, anteriores al estadio isotópico MIS 4 (> 50 ka BP), que es cuando tiene lugar el último gran episodio de desarrollo de encostamiento calcáreo en la isla (Meco, 2008; Gutiérrez *et al.*, 2013). No obstante, los conos de deyección y coluviones parecen más modernos ya que convergen con los depósitos de fondo de barranco y son indudablemente más recientes que la erupción de Jacomar. Dentro de estas formaciones más modernas se ha cartografiado un pequeño rambla-delta conglomerático que vertía directamente al mar en la Bahía de Toneles, donde converge lateralmente con el delta de lava de la cuarta fase (Fig. 6). Pequeños conos de deyección y coluviones también aparecen adosados al paleoacantilado fosilizado por la cascada de lava de esta misma cuarta fase. Estos son más extensos y numerosos en la zona sur donde cubren parcialmente la zona proximal del delta de lava, siendo en todos los casos posteriores a la misma.

Los fondos de barranco son los elementos más modernos, de edad holocena y activos actualmente con comportamiento torrencial. Poseen potencias visibles de hasta 1 m, constituidos por arenas y gravas de grano medio-grueso en bancos subhorizontales que pueden presentar cierta proporción de limos (episodios menos energéticos). En ellos se

encajan las ramblas actuales axialmente, aunque en el caso del valle de La Cueva el fondo del barranco quedó fosilizado por la colada de la tercera fase de la erupción y la rambla actual queda canalizada por el lateral izquierdo de la misma a lo largo de unos 2 km. En la zona litoral próxima a la desembocadura se observan arenas eólicas interestratificadas o cubriendo estos materiales aluviales. El delta de lava también presenta amplias zonas parcialmente cubiertas por estos depósitos eólicos subactuales. Aunque no se han cartografiado (Fig. 6), en la imagen aérea de la figura 2 son claramente visibles como materiales amarillentos discontinuos. Estos aportes eólicos son más importantes en el valle de Pozo Negro donde aparecen tanto fosilizados como cubriendo la gran colada de lava máfica que ocupa el fondo de barranco (Fig. 6).

7.2. Formas y elementos litorales erosivos: Acantilados y Paleoacantilados

Son formas típicas de esta zona de la costa este de la isla de Fuerteventura. Presentan alturas considerables de entre 50 y 100 m y sobre estos acantilados quedan colgados algunos valles (p. ej. valle de Juanicón). En todos los casos, poseen una zona de sobreexcavación basal con el desarrollo de socaves de oleaje mejor o peor desarrollados y estrechas plataformas de abrasión. La existencia de paleoacantilados se debe a que, debido a la gran cascada y delta de lava que se descuelga desde el valle de Juanicón durante la fase 4, estos han quedado desconectados y alejados de la línea de costa actual. Estas son formas fósiles, cuyo desarrollo puede extenderse en el tiempo hasta el Plioceno, cincelandos las vertientes de los escudos miocenos. No obstante, su continua evolución por desplome y retroceso paralelo hace que los que se observan hoy en día en la zona no se extiendan mucho más allá del Último Interglaciario (c. 126 ka BP) cuando el nivel del mar se situó en una posición similar a la actual (MIS 5).

7.3. Formas y elementos litorales sedimentarios: Beach-rock (playa fósil) y playa actual

Las playas actuales en las ensenadas de Jacomar, Toneles y Pozo Negro son playas de gravas de alta pendiente, que en este sector de la isla suelen apoyarse sobre playas cementadas más antiguas con fauna de *Strombus bubonius* pertenecientes al Último Interglaciario (MIS 5), (Zazo *et al.*, 2008). En la zona cartografiada cabe destacar también la existencia de “beach rocks” holocenos en las ensenadas de Toneles y Jacomar que pueden llegar a orlar el delta de lava o, incluso, apoyarse directamente en él como ocurre en la Punta de las Borriquillas, cerca del Poblado de Jacomar, y en el sector más meridional de la ensenada de Toneles (Figs. 2 y 6). Constituyen “playas fósiles cementadas” que de forma genérica se desarrollan durante el “Óptimo Climático Holoceno” (c. 6.500 años BP) rodeando las costas de las Islas Canarias (Meco *et al.*, 1987). Aparecen en pequeños afloramientos discontinuos a lo largo del litoral, a alturas que oscilan entre 0,5 y 1 m, presentándose en forma de pequeños cordones litorales cementados que despuntan del litoral en marea baja. Están constituidos por areniscas pardo-negruczas de grano fino consolidadas y con fauna, cubiertas por un nivel conglomerático basáltico también consolidado. Su potencia no supera los 50 cm, presentan notable buzamiento hacia el mar de 15-20°. En otras partes de la isla suelen presentar depósitos eólicos o paleosuelos en su base (Ballcels *et al.*, 1990). La fauna es similar a la actual en el archipiélago canario, caracterizada por la abundancia del gasterópodo *Theridium vulgatum* (Bruguère), y un nutrido grupo de patelas, *chlamys*, *corallinoides*, etc., además de verméticos y algas calcáreas (Meco *et al.*, 1987). A nivel regional en las Canarias Orientales, estos beach-rocks han sido datados por radiocarbono (C^{14}) en el entorno de los $6,6 \pm 0,3$ ka BP (Menéndez *et al.*, 2020).

En la Bahía de Toneles, este beach-rock se adosa al frente del delta de lava (fase 4), pasando hacia tierra a un depósito caótico de bloques donde los cantos subredondeados se mezclan y amalgaman con bloques más angulosos de mayores dimensiones procedentes de la erosión del frente deltaico, donde finalmente se apoyan (Fig. 11). Esto nos indica claramente que el delta de lava se desarrolló de forma más o menos coetánea o algo anterior a estos depósitos litorales del Óptimo Climático Holoceno. Aunque algo más antiguas, en la zona también existen playas fósiles cementadas correspondientes al Último Interglaciario (MIS 5), que en el litoral atlántico sahariano

y canario reciben el nombre de Jandiense (Meco *et al.*, 1987; Zazo *et al.*, 2002). Aunque el afloramiento más importante se encuentra en la playa de Matas Blancas (Fig. 1), donde queda definido este piso marino, existen también pequeños afloramientos de estos en las bahías de Jacomar y Pozo Negro (Zazo *et al.*, 2002; 2008), pero debido a sus pequeñas dimensiones no han sido incluidos en la cartografía de la figura 6. Las playas actuales son todas playas de gravas con muy alta pendiente que se apoyan directamente sobre los beach-rock holocenos allí donde existen o directamente en los materiales basálticos del delta de Jacomar o la colada de Pozo Negro. En esta

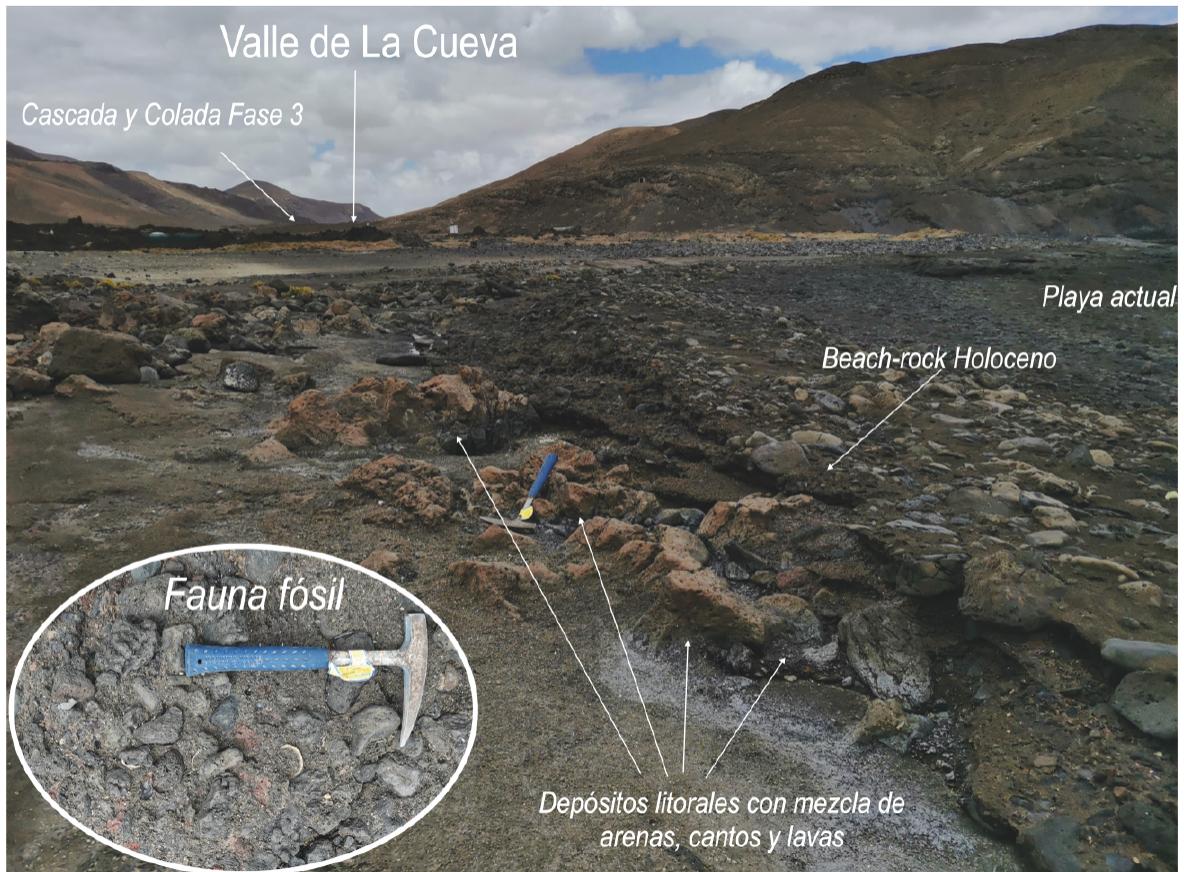


Figura 11. Beach-rock holoceno en la playa del valle de La Cueva (Ensenada de Toneles). En la base se observan los materiales de arenas litorales con bloques y materiales volcánicos mezclados referidos en el texto. Detalle de las gravas litorales con fauna (gasterópodos y bivalvos) que conforman el beach-rock.

Figure 11. Panoramic view of the Holocene beach-rock in the outlet the La Cueva Valley (Toneles Bay). In its basal zone it is possible to observe the sands embedding volcanic blocks of the lava-delta front discussed in the text. Detail of the littoral gravels with fossil fauna (gastropods and bivalves) of the beach-rock deposits.

última zona, la colada de fondo de valle fosiliza los depósitos eólicos litorales datados por Petit-Marie *et al.* (1986) en $23 \pm 0,55$ ka BP. La datación se realizó sobre gasterópodos continentales (p. ej. *Hemicycla glasiana*, *Rumina decollata* Linné y varias especies de *Helicella* sp.) incluidos en un paleosuelo arcilloso desarrollado sobre las arenas eólicas y fosilizado directamente por la colada de fondo de valle (Meco *et al.*, 1987; Zazo *et al.*, 2002).

8. Discusión

En este apartado trataremos distintos aspectos sobre: la localización y posible origen de la erupción (8.1.); el desarrollo de las distintas fases o coladas de la misma (8.2.); y la posible edad de la erupción (8.3.). Finalmente se expone una pequeña comparativa con la reciente erupción ocurrida en la zona Cumbre Vieja en la isla de La Palma (Tajogaite, 2021). Esta comparativa preliminar se basa en los datos de Ramírez Fragiél (2022). Un análisis detallado de la misma se llevará a cabo en futuras publicaciones.

8.1. Origen y localización de la Erupción

El volcán de Jacomar es un cono de escorias y cenizas de morfología similar a los presentes en los malpaíses del sector central de la isla (Fig. 1) pero presenta una singularidad única al encontrarse situado en la cima de un interfluvio, el denominado “Cuchillo de Los Olivos” que separa los valles de Jacomar y La Cueva (Figs. 2, 4 y 6). Este punto elevado, anómalo respecto a los volcanes del vecino “Malpaís Grande”, implica que los conductos de ascenso tuvieron que atravesar por lo menos unos 200 metros más respecto al malpaís contiguo o entre 100 - 150 metros respecto al fondo de los valles contiguos. El análisis realizado sugiere que la erupción se produjo a favor de una discontinuidad preexistente (dique, falla, cicatriz de despegue), que con dirección general

N-S atraviesa la mencionada divisoria (Figs. 4 y 6). La cartografía realizada pone de manifiesto un salto de falla aparente de 110-120 metros entre las dos series basálticas miocenas que conforman el Cuchillo de Los Olivos donde se ubica el volcán. El afloramiento de la falla no se observa bien ya que queda sepultado bajo el edificio principal, pero el mencionado salto se aprecia muy bien al sur, al pie del volcán en el valle de Jacomar. La paleovertiente del escudo mioceno, conservada a lo largo de la afilada cresta de este cuchillo, presenta un escalón morfológico de desnivel similar al salto existente entre las series volcánicas miocenas del sustrato aguas arriba y aguas abajo del cono volcánico de Jacomar (Fig. 4). De esta forma, se ha cartografiado como una falla normal con un fuerte buzamiento hacia el litoral ($\geq 65^\circ$ SE). En su prolongación hacia el sur se alinea con un pequeño neck-freatomagmático de edad miocena (relieve residual volcánico), que aparece en la ladera meridional del valle de Jacomar (Fig. 6). Esta fractura, no cartografiada en el MAGNA de la zona, se ha identificado en este estudio mediante criterios geológicos y geomorfológicos (Figs. 2 y 4). Así, la falla cartografiada podría tener una edad miocena facilitando un vulcanismo fisural durante las últimas etapas de construcción del Escudo Mioceno, tal y como puede desprenderse de la cartografía de Ballcels *et al.*, (1990). A pesar de que la mencionada discontinuidad no se aprecia en campo, en el margen oeste de la cascada volcánica (fase 3) que fluye al valle de La Cueva, se conserva una estrecha y alargada cavidad entre la cascada y el sustrato mioceno (Fig. 8) y que podría haberse generado también a favor de esa misma discontinuidad.

Dado que la falla tan solo parece afectar al entorno del Cuchillo de Los Olivos, no observándose al norte y sur del mismo, podría considerarse que el desnivel morfológico existente podría deberse a un proceso de gran deslizamiento hacia el mar del escudo

mioceno a favor de una discontinuidad existente. Posteriormente, a favor de esta discontinuidad (cicatriz de despegue) se facilitaría el ascenso del magma hacia la actual zona de interfluvio en el mencionado “*Cuchillo*”. El proceso de deslizamiento podría ser muy antiguo, pudiéndose retrotraer a la fase de desmantelamiento y erosión del escudo mioceno a finales de este mismo periodo o durante el Plioceno, cuando ya estaban excavados los valles actuales. De ser así, el deslizamiento habría afectado a todo el interfluvio donde se sitúa el volcán y por donde discurren sus coladas hasta la costa, afectando a un área de aproximadamente 5 km² (5x10⁶ m²) y un volumen superior a los 50.000 m³. Grandes deslizamientos se observan también en la Ensenada de Pozo Negro afectando a niveles marinos del estadio isotópico MIS 5 (Zazo *et al.*, 2002; 2008), lo que podría dar una idea sobre la cronología más moderna de este tipo de movimientos en masa en este sector de la costa.

8.2. Desarrollo de las fases del volcán

La posición anómala y elevada del foco de la erupción a lomos de un interfluvio ha condicionado un patrón de coladas en distintos ramales semi-radiales que colmatan un valle colgado y terminan por desbordar en cascada hacia valles adyacentes o el litoral (Fig. 6). La posición de interfluvio hace que el edificio principal sea asimétrico con una vertiente sur de muy alta pendiente y una vertiente norte más tendida hacia donde se abre el cráter y fluyen las diferentes coladas. Además del edificio principal y sus capas de piroclastos (fundamentalmente lapilli y cenizas) se han diferenciado cuatro fases con sus correspondientes coladas de lava, cascadas, etc., y que, en principio, y dadas las potencias descritas en el apartado 6, parecen estar compuestas por diferentes flujos lávicos. De estas fases se conservan prácticamente en su totalidad las tres últimas. Excepto la fase 4, que muestra

en diferentes sectores lavas de tipo pāhoehoe (cordadas), especialmente en el delta, el resto de las fases muestran lavas de tipo ‘a‘ā (malpaís).

La primera fase genera depósitos muy caóticos, los cuales están compuestos por grandes fragmentos, bloques y cascotes de materiales del sustrato mioceno producto de la explosión, aglutinados por lavas muy escoriáceas que conforman una hombrera o masa volcánica al pie del cráter en herradura del edificio principal.

Posteriormente se produciría la fase 2, en ella se expulsa mucho material dando lugar a coladas muy escoriáceas en superficie (tipo ‘a‘ā). A su salida del cráter, abierto hacia el NE, se forma una especie de abanico de lava que fluye hacia el valle colgado de Juanicón y que conserva el canal de lava central que lo alimentaba (Figs. 2 y 6). Los flujos de lava forman grandes lenguas de bloques y cascoses sueltos, que se encauzan por este barranco dirigiéndose hacia el mar. El avance de los flujos de lava a lo largo del valle presenta importantes cordones frontales y laterales, que se preservan como importantes costillares u hombreras (levées) a lo largo de los márgenes del valle colgado, que presentan alturas de entre 15 y 20 m. Estos también delimitan el canal lávico principal a lo largo del cual posteriormente se encauzarán las coladas de la fase cuatro, aunque es difícil precisar si estos levées pudieron recrecer durante esta última fase. Dadas las potencias observadas (15 - 20 m) seguramente fueron recrecidos en alguna medida, lo que se escapa al análisis geomorfológico realizado. Lo que sí se observa son roturas de los levées y desbordamientos de los mismos hacia los márgenes del valle, que por sus características parecen pertenecer en su mayoría a esta segunda fase. Las coladas de esta segunda fase alcanzaron el acantilado formando una cascada lávica de unos 90 m de altura que cayó directamente al mar creando

un delta de lava a su pie. Las dimensiones de este primer delta no se pueden delimitar, ya que esta zona queda posteriormente cubierta por la cascada y delta de lava de la última fase de la erupción (fase 4).

Las coladas de la fase 3 presentan un comportamiento inusual, donde sus coladas de lava remontan aguas arriba el valle colgado de Juanicón, bordeando las acumulaciones de lava y levées formados durante la primera y segunda fase. Estos obstáculos hacen que los flujos de lava se dirijan aguas arriba remansándose en la zona de cabecera del valle de Juanicón entre el edificio principal y el antiguo cuchillo que lo separaba del valle de La Cueva (Fig. 6). En esta zona de remanso, la lava acaba rebosando la divisoria por sus puntos más bajos, desbordándose hacia el valle de La Cueva donde forma una nueva cascada lateral de unos 107 m de caída y 410 m de anchura. A su pie, el flujo de lava vuelve a remansarse remontando de nuevo algunas decenas de metros aguas arriba del valle. No obstante, el flujo principal forma una colada de fondo de barranco de casi 2 km de longitud que no llega a alcanzar el litoral, quedándose a unos 500 m de la actual línea de costa (Fig. 2). Como se ha podido observar en la reciente erupción del Tajogaite (La Palma, 2021), las coladas de este tipo llegan a avanzar muy despacio en terreno llano (< 60 m/h) pudiendo llegar a detenerse y a aumentar en altura generando importantes frentes de lava de muchos metros de altura por acumulación de distintos flujos (PEVOLCA, 2022). En el caso de La Palma, llegaron a alcanzarse hasta los 70 m de potencia, aunque los flujos individuales no superaban los 15 m en zonas distales (Carracedo *et al.*, 2022) donde existía una pendiente media 8,5° (Todoque). En nuestro caso, con pendientes medias < 6° en los fondos de valle, la lava avanzaría más lentamente, posibilitando las zonas de remanso y los remontes aguas arriba, así como formar grandes acumulaciones de hasta 14 m en esta

tercera fase, como se observa en los laterales de la colada de fondo de barranco. En estas zonas de remanso se formaron multitud de hornitos y túmulos de presión por la existencia de flujos subterráneos de gases y material fundido. Incluso en la zona de remanso de la parte superior de la cascada se genera un pequeño cono de escorias adventicio (Fig. 6).

Finalmente, se produce la última fase de la erupción (fase 4), generando nuevos flujos de lava que nuevamente se encauzan por el valle colgado de Juanicón hacia el mar. Los nuevos flujos se encajan axialmente en la colada de la fase 2, quedando delimitados por los levées generados en esta anterior fase. Estos últimos flujos vuelven a alcanzar el paleoacantilado generando un último sistema de cascadas que sepultan las de la fase 2 casi en su totalidad. En su caída al mar dan lugar a un gran delta de lava dentro del cual se pueden distinguir al menos dos episodios en su construcción que presentan diferente expresión morfológica. El primer episodio está compuesto de lavas muy escoriáceas, dando lugar a un extenso malpaís que abarca todo el sector norte del delta, llegando casi a taponar la desembocadura del valle de La Cueva (Fig. 6). El segundo episodio es el que mejor se conserva a lo largo del valle colgado, cuyos flujos corren canalizados por los levées de la fase 2. Las superficies de estas últimas coladas conservan morfologías de cordones lávicos, típicos de lavas cordadas (pāhoehoe), los cuales también se pueden ver en el sector sur del delta formando estrechos canales en forma de dedo (digitados) que irrumpen en la costa dando lugar a espigones de lava, como es el caso del que forma la Punta de las Borriquillas (Fig. 6). Debido a su bien conservada morfología y disposición radial con respecto al resto de materiales del delta pensamos que pertenecen a las últimas etapas de construcción de este y, por ende, de la erupción volcánica que se analiza en este trabajo. Como se ha descrito en apartados anteriores, estos

dos sectores del delta también tienen reflejo en su desarrollo submarino presentando diferente profundidad y morfología de las curvas batimétricas que lo definen.

Respecto a la sucesión temporal (cronología relativa) de las distintas fases diferenciadas, hay que remarcar que tan solo las fases 1 y 2 parecen estar claras. Las fases 3 y 4 podrían ser intercambiables y ser la fase 3 el último episodio. El de la fase 3 que desborda hacia el valle de La Cueva, que es la que muestra aparentemente una menor capacidad de flujo, probablemente esté relacionada con la fase de agotamiento del volcán. También podría darse el caso de que las fases 3 y 4 fueran prácticamente coetáneas y que tan sólo se tratara de dos ramales distintos, que tomarían distinto camino debido al relleno del valle colgado de Juanicón. Esta problemática solo podrá ser solucionada mediante estudios de campo más detallados ya que los posibles métodos de datación isotópicos aplicables no tendrían la resolución suficiente. Las edades que pudieran obtenerse de estas dataciones presentarían errores que muy posiblemente sobrepasarían la extensión temporal de este episodio volcánico. Estimaciones preliminares indican que, por el volumen de materiales emitidos, la erupción estudiada difícilmente podría haberse extendido más de unos pocos meses, como ha ocurrido en la reciente erupción de La Palma en 2021 (Ramírez Fragiell, 2022).

8.3. Edad de la erupción

Otra gran incógnita que hay detrás del volcán de Jacomar es su edad, ya que nunca se han datado los materiales volcánicos recientes de este sector de la isla. La cartografía geológica de la zona (Ballcels *et al.*, 1990) incluye este volcán dentro de la última etapa de actividad volcánica de la isla, la cual abarca un intervalo muy amplio que incluye los últimos 125.000 años.

El único apoyo geocronológico existente en la zona es la datación C^{14} de Petit-Marie *et al.* (1986) en los depósitos eólicos sepultados por la colada de Pozo Negro cerca del litoral, que arroja una edad de 23.000 ± 550 años BP. Esta fecha situaría las emisiones volcánicas del Malpaís Grande en la etapa final del Pleistoceno Superior cercana al “Último Máximo Glaciar”. No obstante, como se advierte en la cartografía geológica de la zona el Volcán de Jacomar no pertenece a ese malpaís y no tiene por qué tener la misma cronología (Ballcels *et al.*, 1990). Por otro lado, en el único estudio específico sobre la erupción de Jacomar (Ortega González y Romero Martín, 1992), otorgan a esta erupción una edad relativa de entre 40 y 25 ka, también próximo al máximo de la última glaciación. Aunque estos autores no especifican el porqué de estas edades, se intuye que se basan en las propuestas cronologías existentes a finales de los años ochenta sobre los malpaíses del norte de la isla. En conjunto, estas propuestas indican que la erupción se produciría con un nivel del mar bajo, de entre 60 y 120 m por debajo del nivel del mar actual según las curvas de variación del nivel del mar globales existentes (p. ej. Whitehouse y Bradley, 2013). Por el contrario, el análisis realizado indica que el delta de lava que acompaña a la erupción solo pudo producirse con un nivel del mar alto que permitiera la progradación y estabilización del cuerpo deltaico sobre una plataforma de abrasión activa a cota similar a la actual, como se ha observado en ejemplos recientes (Rodríguez-González *et al.*, 2022). Los dos momentos más recientes en que el nivel del mar se ha situado alto es durante el Último Interglaciar (MIS 5) y durante el Presente Interglaciar (MIS 1) fundamentalmente a partir del Óptimo Climático que se registra en torno a los 6,5 - 6,6 ka BP en nuestras latitudes (Meco, 2008; Rovere *et al.*, 2016; Menéndez *et al.*, 2020).

Como se ha mencionado anteriormente, el delta de lava de Jacomar presenta una rela-

ción muy estrecha con los beach-rocks holocenos de las bahías de Jacomar y Toneles. Estas playas cementadas se solapan al frente del delta lávico e incorporan en sus cordones más interiores bloques y fragmentos de basaltos procedentes de la erosión de este (Fig. 11). Ello sugiere una relación temporal muy cercana entre la formación del delta y el desarrollo de estas playas fósiles holocenas, que serían algo más recientes. Por otro lado, tal y como concluye el informe final del Comité Científico PEVOLCA (2022) sobre la reciente erupción de La Palma en 2021 el delta formado acabó por estabilizar su superficie por encima (+10-20 m) del nivel del mar actual. En el caso del delta de Jacomar, la superficie forma una rasa mucho menos inclinada que las de La Palma, que se sitúa entre +5 y +12 m, aunque existen cordones o lóbulos que se sitúan hasta +22 m. Similares características morfométricas presentan otros deltas lávicos históricos de la isla de La Palma como los del Faro de la Bombilla (1949) o el Teneguía, (1971); u otros deltas protohistóricos en la isla de El Hierro (Rodríguez-Gonzalez *et al.*, 2022) generados con el nivel del mar actual.

Una erupción en un momento de nivel del mar más bajo (como proponen otros autores) generaría una superficie mucho más inclinada hacia el mar y, desde luego no formaría una rasa al pie del antiguo acantilado. Por su parte, la batimetría de la zona (GRAFCAN, 2018) indica que el delta se desarrolla hasta una profundidad actual de 30-35 metros mostrando dos grandes lenguas lobuladas hacia el sur, seguramente relacionadas con la progradación del delta durante la última fase de la erupción (fase 4). Los datos del delta lávico de La Palma (PEVOLCA, 2022) indican que se desarrolló hasta los 50 metros de profundidad con lo cual existe una cierta concordancia entre las cotas de la superficie del delta y la profundidad alcanzada en la zona submarina de las dos erupciones volcánicas. Por otra parte, la comparación de la morfología de la línea

de costa con deltas lávicos actuales (2021) e históricos (1949 y 1971) en la isla de La Palma y protohistóricos (1050 BP) en la de El Hierro (Rodríguez-Gonzalez *et al.*, 2022) y sus características batimétricas (geometrías de las curvas de nivel) indican que todos ellos son comparables con el generado por la erupción de Jacomar.

Todas estas características (morfología, Beach-rocks, etc.) refuerzan la idea de que la erupción se produjo durante un periodo de nivel del mar alto reciente, seguramente durante o algo anterior al Óptimo Climático Holoceno (6,5 - 6,6 ka BP) cuando el nivel del mar alcanza su posición actual para estabilizarse a escala global. Por ello, es posible establecer un análisis comparativo preliminar en cuanto a las dimensiones y crecimiento de los deltas de lava para poder estimar de forma relativa la duración de la erupción.

8.4. Comparativa con otras erupciones: estimación de la duración y dinámica de la erupción

En este apartado se realiza una comparativa de algunos de los datos cuantitativos entre la erupción analizada y la ocurrida en La Palma en 2021 con el fin de poder establecer de forma muy preliminar la posible duración de la erupción de Jacomar. Todos los datos de esta reciente erupción se han obtenido del informe final oficial del PEVOLCA (2022), estudios posteriores (p. ej. Carracedo *et al.*, 2022; Plank *et al.*, 2023), así como de distinta información disponible en las páginas web del IGME, IGN y del "Sistema Europeo de Satélites Copernicus" (Copernicus 2024). Según estas fuentes de datos la erupción de La Palma tuvo una duración de 85 días y 8 horas, siendo la erupción histórica de mayor duración registrada en esa isla. El mecanismo eruptivo fue de tipo fisural-estromboliano con algunos pulsos freatomagmáticos durante los cuales las emisiones de gases, piroclastos y cenizas

fueron muy relevantes en un entorno de 1,5 km alrededor del edificio principal, y significativas hasta 10-12 km de distancia (Sur y Este de la isla), alcanzándose columnas eruptivas de hasta 8.500 m. El edificio principal es un cono de escorias de 200 m de altura y unos 700 m de base, coronado por un cráter abierto en herradura de 172 x 106 m de diámetro y jalonado por siete bocas alineadas en dirección N130 E. El volumen del edificio es de 34 Mm³ (millones de metros cúbicos) y el volumen total de material emitido de 216 Mm³ según el informe Copernicus (2024) sobre los cambios topográficos causados por la erupción. Aunque la erupción fue catalogada durante gran parte de su actividad con un “índice de explosividad volcánica” IEV 2, debido a la gran cantidad de material piroclástico emitido (principalmente cenizas) y alturas máximas alcanzadas por las columnas eruptivas (8.500 m), fue finalmente catalogada como un evento IEV 3. Esta clasificación permitiría catalogar la erupción como “estromboliana explosiva” en tránsito a vulcaniana, aunque estas últimas presentan ya flujos piroclásticos significativos que han estado ausentes en La Palma (Carracedo *et al.*, 2022).

Las coladas basálticas emitidas en La Palma se desarrollaron en diferentes lenguas de una longitud máxima de poco más de 6,5 km hasta los acantilados, un espesor medio de 12 m y máximo de 70 m, que afectaron una superficie total de 1.219 hectáreas, que incluyen los deltas de lava que se formaron. La superficie emergida de los deltas lávicos es de 48 hectáreas, siendo 43,46 hectáreas la del delta sur, que se unió al delta formado en 1949 por la erupción del Volcán San Juan. Las restantes 5,05 hectáreas corresponden al pequeño delta que se generó al final de la erupción al norte del principal (PEVOLCA, 2022). A esta superficie habría que sumarles las 21 hectáreas que se estiman para su zona sumergida que alcanzó los 50 metros de profundidad, extendiéndose hasta 1,1 km de distancia sobre la

plataforma de la isla (Carracedo *et al.*, 2022). Por tanto, la superficie total (emergida y sumergida) del delta mayor situado al sur sería de 64,47 hectáreas con un volumen máximo estimado de unos 19 Mm³ (Fig. 12). La composición de las lavas fue inicialmente tefrítica, aunque a partir de finales de septiembre adquirió una composición más máfica (basanita). Las coladas de lava fueron generalmente bastante viscosas, de avance lento, generando morfologías de tipo ‘a’ā (malpaís). Por el contrario, las lavas pāhoehoe (cordadas) fueron menos abundantes y se produjeron, fundamentalmente, a partir de la segunda quincena del mes de octubre (PEVOLCA, 2022). El episodio final de diciembre combinó erupción de tipo ‘a’ā en el norte del cráter con colapso parcial del edificio y arrastre de grandes bloques erráticos con episodios fluidos de tipo pāhoehoe al sur (Raúl Pérez-López, Com. Pers.).

Respecto a la formación, evolución de los deltas lávicos en La Palma, esta se produjo en diferentes pulsos. Desglosando los informes diarios presentes en las páginas web del IGN e IGME se pueden diferenciar hasta 5 diferentes episodios de derrame de lavas por los acantilados. Según estos datos, el delta sur, que usaremos como referencia en este estudio comparativo, se formó en un intervalo de 30 días en cuatro episodios principales, siendo el primero y el tercero (23 días en conjunto) los que formaron básicamente el delta, dando lugar a las 43,46 hectáreas que ocupa actualmente el mismo. Esto nos daría una tasa de crecimiento del delta de 1,48 ha/día con máximos de hasta 2,02 ha/día. Como se ha mencionado, este delta sur cubrió parcialmente el del Faro de La Bombilla generado durante la erupción de 1949. A modo comparativo, en el informe de campo de esa antigua erupción (Bonelli, 1950) se indica que la lava estuvo vertiendo al mar por espacio de 16 días (10 al 26 de julio de 1949), siendo la zona ganada al mar 80 ha, aunque el delta

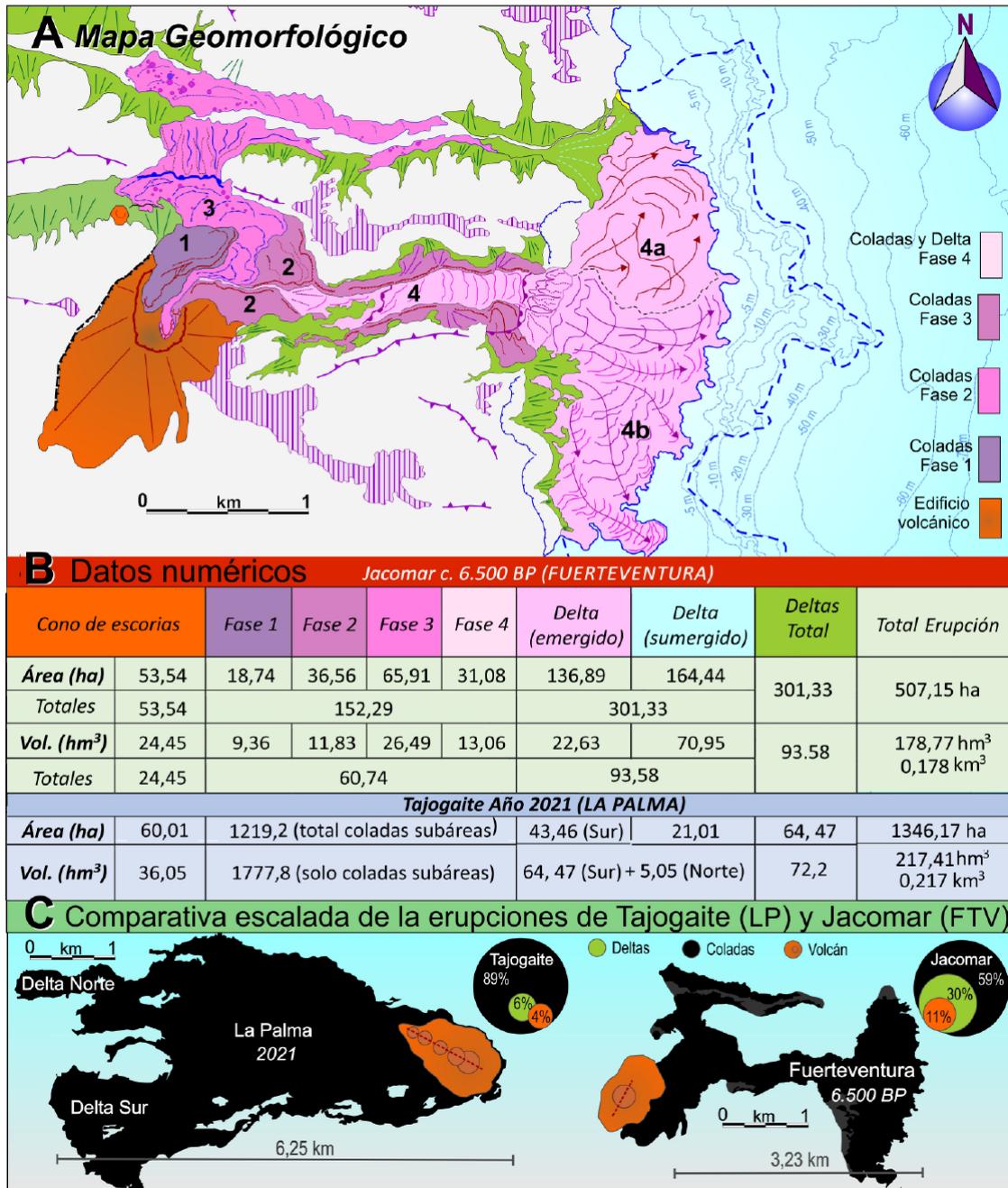


Figura 12. Mapa (A) y tabla (B) con la cuantificación de valores de áreas y volúmenes preliminares estimados para la Erupción de Jacomar (Ramírez Fragiél, 2022) en comparación con los registrados en La Palma durante la Erupción del Tajogaite en 2021. Según datos del Informe final del PEVOLCA (2022) y los publicados por Carracedo *et al.* en 2022. La simbología del Mapa A es igual a la de la leyenda en Fig. 6. C): Sombreado en negro comparativa escalada de las superficies ocupadas por ambas erupciones. La silueta de la de La Palma extraída de la plataforma Copernicus (2024).

Figure 12. Map (A) and table (B) with the quantification of preliminary area and volume values estimated for the Jacomar Eruption (Ramírez Fragiél, 2022) in comparison with those recorded in La Palma during the Tajogaite Eruption in 2021, according to data from the Final Report PEVOLCA (2022) and those published by Carracedo *et al.*, (2022). Map symbols same as Fig. 6. C): Shaded in black comparative scaled surfaces occupied by both eruptions. The silhouette of the La Palma one extracted from the Copernicus program (2024).

cubrió parte de una plataforma anterior de la isla completando el derrame un total de alrededor de 100 ha. Esto indicaría que las tasas de crecimiento del delta de 1949 doblarían o hasta triplicarían las registradas en 2021, con una media de **5,8 ha/día** (Ramírez-Fragiel, 2022). Estas mayores tasas de crecimiento también están acordes a las lavas más fluidas (tipo pāhoehoe) que se produjeron durante la erupción de 1949 en este flanco oeste de la isla (Bonelli, 1950).

En el caso de estudio, la erupción de Jacomar cubrió un área de 507,16 ha, emitiendo un volumen total de materiales estimado en 115,77 hm³ (Fig. 12), en función de las potencias medias de coladas, cascadas y deltas promediadas por Ramírez-Fragiel (2022). El área ganada al mar correspondiente al actual delta de Jacomar es de 136, 89 ha, aunque su extensión submarina en función de la batimetría alcanzaría 164,4 ha más, sumando un **total de 301,33 ha** (Fig. 12). Según estos valores, y utilizando las tasas de crecimiento asociadas a las erupciones de 1949 y 2021 en La Palma, la erupción de Jacomar habría tenido una duración de entre 23 y 93 días, utilizando las tasas de crecimiento medias para los deltas generados en ambas erupciones (5,8 y 1,48 ha/día, respectivamente). No obstante, la naturaleza más escoriácea de las coladas emitidas en 2021 por el volcán Tajogaite es en su conjunto más similar a la del volcán de Jacomar que la de San Juan en 1949. Por tanto, podemos decir que en Jacomar nos encontramos ante una erupción de duración similar a la de 2021, con alrededor de tres meses o más de duración. En cuanto al volumen de material emitido solo podemos comparar el de las coladas subaéreas y los deltas (Fig. 12), dejando de lado el volumen de cenizas emitido, que en La Palma afectó a una parte importante de la isla (Carracedo *et al.*, 2022), pero que en Jacomar no se conserva. Esta comparativa pone de manifiesto que, aunque los tamaños de los conos de escorias son muy similares

(algo mayor el de La Palma), los tamaños de coladas subaéreas y deltas son dispares (Fig. 12). Un análisis preliminar pone de manifiesto un mayor tamaño (áreas y volúmenes) de las coladas subaéreas del Tajogaite sobre las de Jacomar, pero un mayor tamaño del delta de Fuerteventura sobre el de La Palma (Fig. 12). Estas diferencias pueden deberse a que en el caso del Tajogaite el mayor volumen de lava se acumuló en forma de abanico en el piedemonte de la isla, mientras que en Jacomar los flujos de lava se encauzaron por los valles y el mayor volumen se vertió en el mar, construyendo un delta mayor (x3; Fig. 12) que además se encontraba a una menor distancia del litoral. Esta triplicación en el tamaño también se produce en el volumen de materiales estimado para el delta de Jacomar en función de la profundidad máxima estimada en base a datos batimétricos disponibles (c. -35 m; Fig. 12) adoptando una metodología similar a la utilizada en el análisis de deltas de lava holocenos de la isla de El Hierro (Rodríguez-Gonzalez *et al.*, 2022). Aunque las islas más antiguas, como Fuerteventura, poseen plataformas marinas más extensas (> 5 km) que las juveniles (La Palma o El Hierro; < 500 m) estas se desarrollan a una profundidad de entre 100 - 120m (Carracedo *et al.*, 2007), que no alcanzó el delta lávico de Jacomar (30-35 m). En el caso de La Palma, la menor extensión de la plataforma sí pudo tener una mayor influencia en su menor extensión subaérea, ya que el delta submarino supero los 120 m de profundidad.

Por último, comentar lo dinámico de los efectos constructivos de los deltas de lava y la acción erosiva del oleaje. En febrero de 2022 ya se habían labrado acantilados de hasta 10 m de altura en el frente deltaico originado entre octubre y noviembre de 2021 en La Palma, habiéndose formado hasta 13 diferentes ensenadas con playas de arenas y gravas procedentes de la erosión de estos (Ferrer *et al.*, 2023). Análisis de deltas de lava

proto-históricos en Canarias indican que, en aproximadamente 1.000 años, la erosión marina ha desmantelado un 9% del volumen de materiales emitidos y un 1% la acción fluvial (Rodríguez-González *et al.*, 2022). En el caso de Jacomar estaríamos hablando de 6.500 años y un volumen de material erosionado aproximado de alrededor del 60 %. Por tanto, el estudio comparativo tendrá que considerar estos aspectos tan dinámicos y cambiantes del modelado volcánico.

9. Conclusiones

El volcán de Jacomar es un pequeño volcán estromboliano, cuya erupción se situó sobre una divisoria de la zona de los Cuchillos de Vigán, desconectado de los malpaíses de la zona central de la isla próximos a él (Fig. 1). Los datos mineralógicos preliminares sugieren que se trata de una erupción monogenética formada por basaltos olivínicos ricos en diópsido similares a los de los malpaíses vecinos (i. e. colada de Pozo Negro). No obstante, el análisis cartográfico indica que la erupción se desarrolló en, al menos, cuatro diferentes fases, generando un rico repertorio de formas volcánicas (coladas, levées, cascadas, hornitos, túmulos, deltas, etc.). El estudio realizado indica que la erupción se produjo a favor de una importante, pero discreta, discontinuidad NNE-SSO ya existente en el edificio en escudo mioceno (falla normal o deslizamiento que solo se desarrolla entre los valles de Jacomar y La Cueva; Fig. 6). El edificio volcánico principal se alarga y presenta su escotadura en esta misma dirección, denotándose un cierto carácter secundario fisural. La anómala posición elevada de la erupción posibilitó su derrame por los amplios valles del entorno (Juanicón y La Cueva) que finalmente alcanzaron el litoral y formaron un gran delta.

La naturaleza de las diferentes coladas cartografiadas es fundamentalmente de tipo escoriáceo desarrollando grandes costillares y

levées con potencias de más de 15 m y arras-trando grandes bloques erráticos. Solo las coladas de la cuarta fase presentan sectores significativos de lavas cordadas, tanto canalizadas en los materiales de la segunda fase dentro del valle de Juanicón como abriéndose en forma de canales distributarios en abanico (patrón dicotómico) dentro del delta de lava. Dentro de las diferentes fases, las más importantes resultan ser la tercera y la cuarta, que son de las que se conserva un mayor número de elementos volcánicos. La tercera fase se derramó lateralmente hacia el valle de La Cueva originando una cascada de más de 100 m de caída, a cuyo pie origina una gran zona de remanso en la que se generan numerosos hornitos y túmulos de presión de mayores dimensiones. A partir de esta zona, conforma una colada de fondo de barranco de algo más de un kilómetro de longitud que no llega a alcanzar la costa. La cuarta fase se encauza por el valle colgado de Juanicón, encajándose en la segunda fase, y acaba en una gran cascada que vertió por el antiguo acantilado hacia el mar, donde forma un gran delta lávico. Este triplica en superficie (c. 136,89 ha) al formado por la erupción del Tajogaite en La Palma (c. 43,16 ha). Este dato es casi inversamente proporcional al de las áreas ocupadas por las coladas subaéreas, dado que en Jacomar estas quedaron restringidas topográficamente a los fondos de valle, mientras que en La Palma se extendieron en forma de gran abanico lávico a lo largo y ancho del piedemonte de Cumbre Vieja.

La implementación de la cartografía digital realizada en un Sistema de Información Geográfico (ArcGIS) ha facilitado la obtención de datos numéricos bastante precisos acerca de las áreas ocupadas por las lavas y la posterior estimación de volúmenes emitidos en función de espesores observados en campo y modelos digitales topográficos y batimétricos. En función de los datos numéricos obtenidos ha sido posible su comparación prelimi-

nar con erupciones recientes y similares con generación de deltas lávicos (1949 y 2021 en La Palma). El delta principal formado en La Palma entre septiembre y diciembre de 2021 se desarrolló durante cuatro episodios principales en un intervalo de 30 días (PEVOLCA, 2022). De los cuatro episodios, el primero y el tercero (23 días en conjunto) fueron los que formaron básicamente las 43,16 hectáreas que ocupó finalmente el delta (Fig. 12). Haciendo una comparativa de las tasas de crecimiento de superficie en La Palma de los deltas de lava generados en 2021 (Tajogaite) y 1949 (San Juan), sugieren que el delta de Jacomar pudo desarrollarse en un intervalo no superior a los 93, ni inferior a los 23 días, siendo un periodo de 25-30 días el que mejor parece encajar con la superficie ocupada en Jacomar. No obstante, dado que se desconocen las tasas de emisión y la topografía de la plataforma antes de la erupción en Fuerteventura, estas estimaciones son muy preliminares. En cualquier caso, las características analizadas, así como las reducidas dimensiones del volcán y las coladas, sugieren una erupción estromboliana de corta duración y con un índice de explosividad \leq IEV3, menor que el del Tajogaite.

Por último, hay que indicar que las relaciones existentes entre el delta de lava y los beachrock que se adosan al mismo, sugieren que la erupción se produjo alrededor del Óptimo Climático Holoceno (6,5 – 6,6 ka BP). Las características batimétricas de la zona sugieren que la extensión submarina del mismo alcanza una profundidad media de 30-35 m, muy similar a las registradas en La Palma en 2021. Los mismos datos batimétricos indican cómo la colada de Pozo Negro (al norte) se introduce en el mar formando un promontorio lineal submarino que alcanza al menos los 45-50 m de profundidad indicando que esa colada se formó en un momento de nivel de mar más bajo, en torno a los 23 ka BP, que es la edad isotópica de los depósitos eólicos que fosiliza.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto de investigación I+D+i PID2021-1235100B-I00 (QTECT-IBERIA USAL) del MICIN AEI/10.13039/501100011033/. Los autores están agradecidos a los comentarios realizados por los doctores Francisco José Perez-Torrado (ULPGC) y Raúl Pérez-López (IGME-CSIC) que han mejorado de forma muy significativa el manuscrito original.

Bibliografía

- Alonso-Zarza, A.M., Silva, P.G., (2002). Quaternary laminar calcretes with bee nests: evidences of small-scale climatic fluctuations, Eastern Canary Islands, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 178 (1-2), 119-135. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00405-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00405-9)
- Ancochea, E., Brändle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F., Huertas, M.J., (1996). Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: The Miocene activity of the islands of Fuerteventura. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 70, 183-204. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00051-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00051-8)
- Balcells Herrera, R., Barrera Morate, J. L. (1990). Mapa Geológico de España escala 1:25.000 2ª serie (MAGNA). *Hoja de Pozo Negro (1096-III)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid. 56 pp.
- Balcells Herrera, R., Barrera Morate, J. L., Gómez Sainz de Aja, J. A., Ruiz García, Mª. T. (1992). Mapa Geológico de España escala 1:100.000 2ª serie (MAGNA). *Hoja de Fuerteventura (92)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid. 56 pp.
- Ballcells, R., Barrera, J. L., Gómez, J.A., Cueto, L.A., Ancochea, E., Huertas, M.J., Ibarrola, E., Snelling, N. (1994). Edades radiométricas de los edificios miocenos de Fuerteventura (Islas Canarias). *Bol. Geológico y Minero*, 105. 50-56.
- Bonelli, J.M. (1950). Contribución al Estudio del Volcán de Nambroque o San Juan (Isla de La Palma): 24 de junio a 4 de agosto de 1949. Instituto Geográfico y Catastral. Madrid. 40 pp.
- Carracedo, J. C. (2011). Geología de Canarias (Origen, evolución, edad y volcanismo). Ed. Rueda, Madrid, 398 pp.
- Carracedo, J.C., Troll, V.R. (2016). The Geology of the Canary Islands, 1st Ed. Elsevier Science, Amsterdam. 636 pp.

- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E. and Soler, V. (1992). The 1730-1736 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high-magnitude basaltic fissure eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 239-250. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90084-Q](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90084-Q)
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas J. A., Perez Torrado F.J. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine*, 135(5): 591-604. <https://doi.org/10.1017/S0016756898001447>
- Carracedo, J.C., Perez-Torrado, F.J., Hansen, A. (2007). El relieve de las islas Canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15 (2), 196-205. <http://hdl.handle.net/10553/642>
- Carracedo, J.C., Troll, V.R., Day, J.M.D., Geiger, H., Aulinas, M., Soler, V., Deegan, F.M., Perez-Torrado, F.J., Gisbert, G., Gazel, E., Rodriguez-Gonzalez, A. and Albert, H. (2022), The 2021 eruption of the Cumbre Vieja volcanic ridge on La Palma, Canary Islands. *Geology Today*, 38, 94-107. <https://doi.org/10.1111/gto.12388>
- Civico, R., Ricci, T. Scarlato, P., Tadeucci, J., Andronico, D., Del Bello, E., Hernández, P.A., Pérez, N.M. (2022). High-resolution Digital Surface Model of the 2021 eruption deposit of Cumbre Vieja volcano, La Palma, Spain. *Nature Scientific Data*. 9:435. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01551-8>
- Coello, J., Cantagrel, J.M., Hernán, F., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jarnond, C., Díaz de Téran, J.R., Cendrero, A., (1992). Evolution of the Eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 5, 251-274. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90085R](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90085R)
- Copernicus (2024). EMSN119: Digital Elevation Models of the Cumbre Vieja Volcano in La Palma, Spain <https://emergency.copernicus.eu/mapping/list-of-components/EMSN119> <https://emergency.copernicus.eu/mapping/ems/information-bulletin-151-mobilisation-and-response-copernicus-emergency-management-service->
- Criado, C. (1991). *La evolución del relieve de Fuerteventura*. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura, Puerto del Rosario. Canarias. 120 pp.
- Criado, C., Torres, J.M., Hansen, A., Lillo, P., Naranjo, A. (2011). Intercalaciones de polvo sahariano en paleodunas bioclásticas de Fuerteventura (Islas Canarias). *Cuaternario y Geomorfología*, 26 (1-2) (2011), pp. 73-88
- Dóniz-Páez, F.J. (2009). Patrimonio geomorfológico de los volcanes basálticos monogénicos de la Caldera de Gaíria Malpaís Chico y Malpaís Grande de la isla de Fuerteventura (Canarias, España). *Nimbus*, 23-24, 89-103.
- Dougala, A.J. y Stollhofen, H. (2002). Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, 231-249. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00279-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00279-7)
- Ferrer, N.; Marrero-Rodríguez, N.; Sanromualdo-Collado, A.; Vegas, J.; García-Romero, L. (2023). Early morphodynamics of the sudden formation of beaches during the 2021 volcanic eruption of La Palma. *Geomorphology*, 436, 108779 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108779>
- Fúster, J.M., Cendrero, A., Gastesi, P., Ibarrola, E., López Ruiz, J., (1968). *Geology and Volcanology of the Canary Islands: Fuerteventura*. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid, 239 pp.
- GRAFCAN (2018). Batimetría del Archipiélago Canario. Instituto Español de Oceanografía - Gobierno de Canarias. <https://visor.grafcan.es/visorweb/>
- Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernández, C., Balogh, K., Ahijado, A., Castillo, C., Colmenero, J. R., García-Navarro, E. (2006). The submarine volcanic succession of the basal complex of Fuerteventura, Canary Islands: a model of submarine growth and emergence of tectonic volcanic islands. *Geological Society of America Bulletin*, 18(7-8), 785-804. <https://doi.org/10.1130/B25821.1>
- Gutiérrez-Elorza, M. (2005). *Climatic Geomorphology*. Development in Earth Sciences series, Vol. 8. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. 550 pp.
- Gutiérrez-Elorza, M., Lucha, P., Gracia-Prieto, F.J., Desir, G., Marín, C., Petit-Maire, C. (2013). Palaeoclimatic considerations of talus flati-rans and aeolian deposits in Northern Fuerteventura volcanic island (Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 197, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.09.020>

- Martín-González, E., Galindo, I., Mangas, J., Romero, C., Sánchez, N., González-Rodríguez, A. Coello, A., Márquez, A. De Vera, A., Vegas, J., Melo, C., 2019. Revisión de los depósitos costeros del estadio isotópico marino 5e (MIS 5e) de Fuerteventura (islas Canarias). *Vieraea*, 46., 667 - 688. <http://hdl.handle.net/10553/73089>, <https://doi.org/10.31939/vieraea.2019.46.tomo02.12>
- Meco, J. (Ed.), (2008). *Historia Geológica del Clima de Canarias*. Ed. J. Meco. Las Palmas de Gran Canaria. 296 pp.
- Meco, J., Pomel, R., Aguirre, E., Stearns, Ch. (1987). The Recent Marine Quaternary of the Canary Islands. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario (CSIC)*, 10. 283-305.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J. C., Lomoschitz, A., Ramos, A. J. G., Rodríguez -Yáñez, J. J. (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 185(1-2), 197-210. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00300-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00300-0)
- Menéndez, I., Herrera-Holguín, C., Mangas, J. (2020). Upper Quaternary coastal palaeoenvironments and palaeosea levels in Las Canteras beach, Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Marine Geology*, 429, 106322. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106322>
- Muhs, D.R., Meco, J., Simmons, K.R., (2014). Uranium series ages of corals, sea level history, and palaeozoogeography, Canary Islands, Spain: an exploratory study for two Quaternary interglacial periods. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 394, 99-118. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.11.015>
- Negredo, A.M., Van Hunen, J., Rodríguez-González, J., Fullea, J. (2022). On the origin of the Canary Islands: Insights from mantle convection modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 584, 117506. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117506>
- Ortega González, J. M., Romero Martín, L. E., (1992). El modelado del relieve volcánico: Jacomar (Fuerteventura). Anuario de la Facultad de Geografía e Historia. *Revista Vegueta*, 0, 251-262.
- Plank, S., Shevchenko, A.V., d'Angelo, P., Gstaiger, V., González, P.J., Cesca, S., Martinis, S., Walker T.R. (2023). Combining thermal, tri-stereo optical and bi-static InSAR satellite imagery for lava volume estimates: the 2021 Cumbre Vieja eruption, La Palma. *Scientific Reports*, 13, 2057. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-29061-6>
- Pérez-Torrado, F.J., Carracedo, J. C., Guillou, H., Rodríguez-Gonzalez, A., Fernández-Turiel, J.L. (2023). Age, duration and spatial distribution of ocean shields and rejuvenated volcanism: Fuerteventura and Lanzarote, Eastern Canaries. *Journal of the Geological Society*, 180. jgs2022-112. <https://doi.org/10.1144/jgs2022-112>
- Petit-Marie, N., Delibrias, G., Meco, J., Pomel, S., Rosso, J. C. (1986). Paleoclimatologie les Canaries orientales (Fuerteventura). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303-II (13). 1241-1246. <http://hdl.handle.net/10553/75036>
- PEVOLCA (2022). Informe final del Comité Científico del Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico de Canarias (PEVOLCA): IGN, CSIC, IGME, IEO, INVOLCAN, ULPGC, ULL, AEMET. Gobierno de Canarias. <https://www.gobiernodecanarias.org/infovolcanlapalma/pevolca/>
- Prieto-Torrell, C., Rodríguez-Gonzalez, A., Aulinas, M., Fernandez-Turiel, J. L., Cabrera, M.C., Criado, C. Perez-Torrado, F.J. (2021) Modelling and simulation of a lava flow affecting a shore platform: a case study of Montaña de Aguarizo eruption, El Hierro (Canary Islands, Spain), *Journal of Maps*, 17:2, 502-511. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1972853>
- Ramírez Fragiél, J.D. (2022). *Análisis Geomorfológico de la Erupción Volcánica de Jacomar, Fuerteventura (Islas Canarias): Edad, dinámica y datos para el análisis de la Peligrosidad*. TFM Máster Universitario en Geología Ambiental y Aplicada de la Universidad de Salamanca, 41 pp.
- Ramírez Fragiél, J.D., Silva, P.G., Elez, J., Santamaría, A., Bautista Davila, M.B. (2023). Análisis Geomorfológico de la Erupción Volcánica de Jacomar, Fuerteventura (Islas Canarias). En: *Actas XVI Reunión Nacional Geomorfología (G. Desir, E. Nadal, D. Regués, Eds.)*. SEG. Zaragoza, España pp. 77-78.
- Rodríguez-Gonzalez, A., Fernández-Turiel, J.L., Aulias, M., Cabrera, M.C., Prieto-Torrel, C., Rodríguez, G.A., Guillou, H., Perez-Torrado, F.J. (2022). Lava deltas, a key landform in oceanic

- nic volcanic islands: El Hierro, Canary Islands. *Geomorphology* 416, 108427. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108427>
- Rovere, A., Raymo, M. E., Vacchi, M., Lorscheid, T., Stocchi, P., Gomez-Pujol, L., Harris, D. L., Casella, E., O'Learly, M. J., Hearty, P. J. (2016). The analysis of Last Interglacial (MIS 5e) relative sea-level indicators: Reconstructing sea-level in a warmer world. *Earth-Science Reviews*, 159, 404-427. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.006>
- Silva, P.G., Perez-Torrado, J.F., Betancourt, M. (2008). Evolución Geomorfológica de la Isla de Gran Canaria: Isostasia, vulcanismo y disección fluvial (Islas Canarias, España). *Geotemas*, 10, 727-730. <http://hdl.handle.net/10553/823>
- Silva, P.G., Zazo, C., Goy, J.L., Huerta, P., Reguilón, R., González-Delgado, J.A., Cabero, A., Dabrio, C.J. (2011). Peperitas mareales en las Canarias Orientales (Lanzarote, Fuerteventura): Caracterización preliminar. *Resúmenes XII Reunión Nacional de Cuaternario (AEQUA)*, Andorra, pp. 109 - 112.
- Skilling, I. P., White, J. D., McPhie, J. (2002). Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114(1-2), 1-17. [https://doi.org/10.1016/S03770273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S03770273(01)00278-5)
- Stillman, C. J. (1999). Giant Miocene landslides and the evolution of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94. 89-104. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00099-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00099-2)
- Whitehouse, P.L., and S.L. Bradley (2013) Eustatic sea level changes since the Last Glacial Maximum. En: *Encyclopedia of Quaternary Sciences* (Elias, S.A., Ed.). 2nd Edition. Elsevier (Amsterdam). pp. 439-451 <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00131-X>
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Guillot, P.Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J., Ghaleb, B., (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited-a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2019-2046. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00009-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00009-4)
- Zazo, C., Hansen, A., Goy, J.L., Criado, C., González, J.A., Dabrio, C.J., Hillaire-Marcel, C., Bardají, T., Silva, P.G., Cabero, A., Civis, J., Soler, V., Ghaleb, B., (2008). Geomorfología volcánica y variaciones del nivel del mar en Lanzarote y Fuerteventura (Plio-Cuaternario). *Geo-Guias*, 6. 143 - 172.

Recibido el 27 de noviembre de 2023

Aceptado el 3 de junio de 2024

ANEXO I: Material Suplementario.

Vista 3D de la cartografía digital de la Erupción de Jacomar realizada para este trabajo (Ramírez Fragiel, 2022)

