

El delta de lava de Igueste de San Andrés (Anaga, Tenerife, Islas Canarias)

The lava delta of Igueste de San Andrés (Anaga, Tenerife, Canary Islands)

Ramón Casillas Ruiz¹, María Candelaria Martín Luis¹, Juan Jesús Coello Bravo², Ricardo Balcells Herrera³ y Juan Ramón Colmenero Navarro⁴

¹ Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de La Laguna. C/Astrofísico Francisco Sánchez S/N. 38206. La Laguna. Santa Cruz de Tenerife. rcasilla@ull.es, mcmartin@ull.es

² Museo de Ciencias Naturales de Tenerife. C/Fuente Morales, 1. 38003 Santa Cruz de Tenerife, España. jcoello@museosdetenerife.org

³ Consejo Insular de Aguas de Tenerife. C/Leoncio Rodríguez, 3, 1ª planta, 38003 Santa Cruz de Tenerife, España. rbalcells@aguastenerife.org

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

ABSTRACT

The remains of a lava delta occur within the volcanic succession called Serie I Media in the Anaga Massif, in the northeastern part of Tenerife Island (Canary Islands). The outcrop is located in the lower part of the ravine of Igueste de San Andrés, at about 90 meters high. The delta is formed mainly of flows of low viscosity basaltic lavas that cover pillow-lavas, roughly resedimented pillow-fragment breccias, and hyaloclastites, in foreset bodies with high dips towards the S. The delta is covered by agglomerates constituted by fragments from the different facies of the delta and levels of lavas and subaerial pyroclasts, formed of small coastal strombolian eruptions.

Key-words: Tenerife, Anaga, pillow-lavas, hyaloclastites, lava delta.

RESUMEN

Los restos de un delta de lava afloran dentro de la Serie I Media del Macizo de Anaga, en la parte nororiental de la isla de Tenerife (Islas Canarias), en el tramo bajo del Barranco de Igueste de San Andrés, a unos 90 metros de altura. El delta está formado principalmente por flujos de lavas basálticas de baja viscosidad que cubren lavas almohadilladas, brechas de fragmentos de almohadillas, más o menos resedimentadas, e hialoclastitas, ordenadas en foresets con buzamientos altos hacia el sur. Cubren erosivamente el delta aglomerados constituidos por fragmentos procedentes de las diferentes facies del delta y niveles de lavas y piroclásticos subaéreos, formados por pequeñas erupciones estrombolianas costeras.

Palabras clave: Tenerife, Anaga, lavas almohadilladas, hialoclastitas, delta de lava.

Geogaceta, 66 (2019), 99-102
ISSN (versión impresa): 0213683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 9 de enero de 2018
Revisión: 25 de abril de 2019
Aceptación: 24 de mayo de 2019

Introducción

La Isla de Tenerife posee una morfología *grosso modo* piramidal, en cuya cúspide se encuentra el Teide (3718 m), situado en el punto de encuentro de tres dorsales o ejes estructurales que forman las aristas de la pirámide. Las rocas más antiguas que aparecen en Tenerife (Series Antiguas de Fúster *et al.*, 1968) forman tres macizos independientes y fuertemente erosionados: Anaga (NE), Teno (NO) y Roque del Conde (S), cada uno de los cuales se formó como resultado de ciclos volcánicos independientes que alternaron con importantes pausas (Ancochea *et al.*, 1990; Cantagrel *et al.*, 1999).

El Macizo de Anaga (Fig. 1) forma el extremo NE de Tenerife y representa una an-

tigua dorsal volcánica muy afectada por la erosión y por deslizamientos gravitacionales, en la que se han diferenciado dos conjuntos litológicos diferentes:

a) Las rocas formadas en el 1º Ciclo, de edad mio-pliocena (Serie I Inferior y Serie I Media de Araña *et al.*, 1979).

b) Los materiales del 2º Ciclo, de edad pliocena (Serie I Superior de Araña *et al.*, (1979). Ambos conjuntos están profusamente atravesados por enjambres de diques, en su mayoría basálticos.

La sucesión asociada al delta de lava que describimos en este trabajo forma parte de la Serie I Media. Aflora al SE de la península de Anaga, en el fondo del barranco de Igueste de San Andrés, aproximadamente a 1 km al N de dicha loca-

lidad, entre los 70 y 100 metros de altura sobre el nivel actual del mar (Figs. 1 y 2). Su edad puede estimarse entre los 6 y los 5 Ma teniendo en cuenta los resultados obtenidos por Thirlwall *et al.* (2000) en rocas de posición temporal y espacial similar.

Litofacies: características y arquitectura deposicional

Se han individualizado e interpretado un total de 12 litofacies, cuyos caracteres petrográficos, estratigráficos y paleoambientales se han sintetizado en la tabla I. La arquitectura estratigráfica de este conjunto de facies se muestra en el corte transversal de la figura 3.

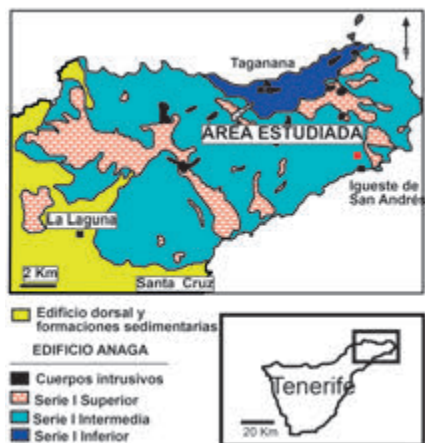


Fig. 1.- Mapa geológico del Macizo de Anaga. El área de estudio se señala con un cuadrado rojo.

Fig. 1.- Geological map of the Anaga Massif. The study area is marked with a red square.

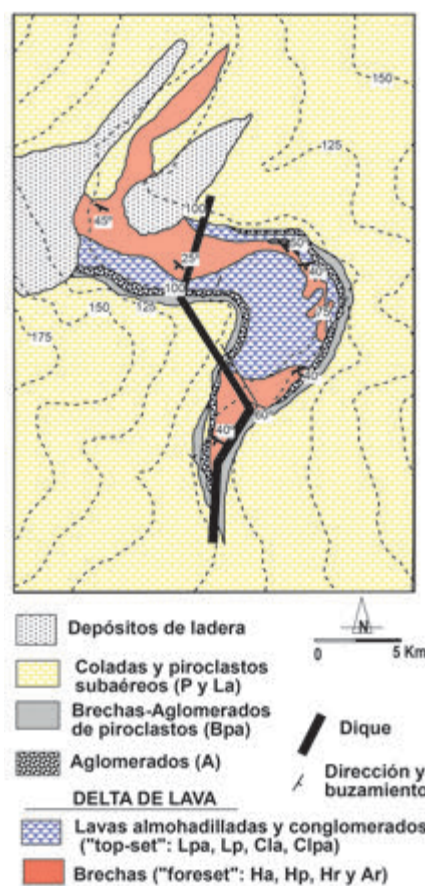
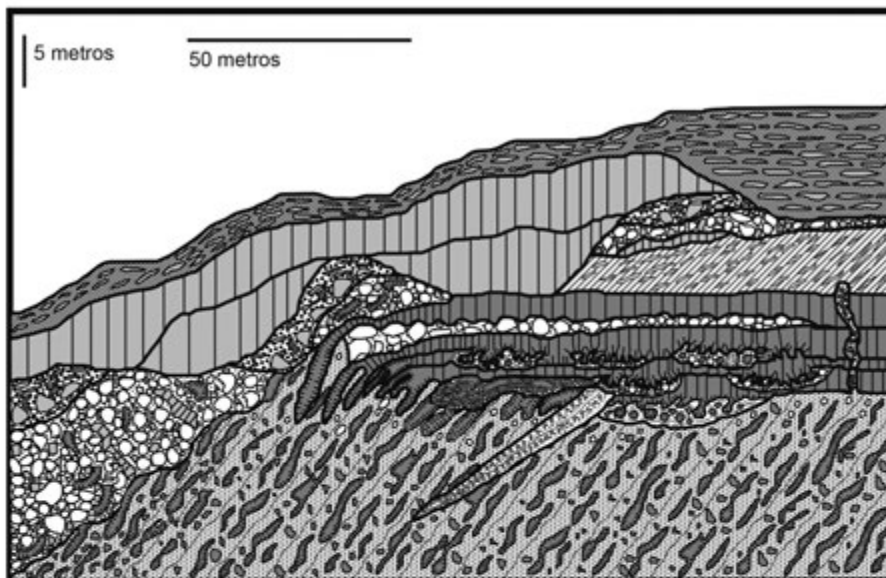


Fig. 2.- Mapa geológico del afloramiento estudiado.

Fig. 2.- Geological map of the studied outcrop.

Modelo deposicional y evolución geohistórica.

El análisis de las litofacies y su correlación permite separar 4 etapas en el depósito de las mismas (Fig. 4):



DELTA DE LAVA

- Coladas subaéreas (La) sobre conglomerados (CLa)
- Lavas almohadilladas con techo subaéreo (Lpa) sobre conglomerados (CLpa)
- Lavas almohadilladas (Lp) sobre arenas de la playa (Ar)
- Brechas de fragmentos de almohadillas resedimentadas (Hr)
- Lavas almohadilladas (Lp)
- Brechas de lavas almohadilladas-hialoclastitas (Hp-Ha)

OTRAS FACIES

- Piroclastos subaéreos (P)
- Coladas subaéreas (La)
- Aglomerado volcánico (A)
- Conos de piroclastos costeros
- Brecha de piroclastos con fragmentos de lavas almohadilladas, coladas subaéreas y cantos (Bap)

Fig. 3.- Esquema del delta de lava.

Fig. 3.- Scheme of the lava delta.

1ª. Desarrollo y progradación de un delta de lava, con acumulación final de conos piroclásticos costeros sobre la plataforma deltaica.

Este delta, bien reconocible en la mitad inferior de la figura 3, estuvo integrado por un *foreset* o prodelta, progradando hacia el S, integrado por las facies Ha, Hp y Hr, y un *topset* o llanura deltaica, representado por las coladas de lava subhorizontales de las facies Lp y Lpa. La *passage zone* (Jones y Nelson, 1970; Schmincke *et al.*, 1997) o frente deltaico, que representa el límite entre las capas del *foreset* y del *topset*, estuvo ocupada principalmente por las almohadillas de la facies Lp. La pendiente sumergida sobre la que progradó el delta parece haber sido bastante elevada, dado el alto grado de fragmentación de las hialoclastitas y la también elevada inclinación de los *foresets* y de las almohadillas en forma de saco que aparecen interestratificadas con las hialoclastitas en las facies Ha. Sobre el delta, se produjeron erupciones es-

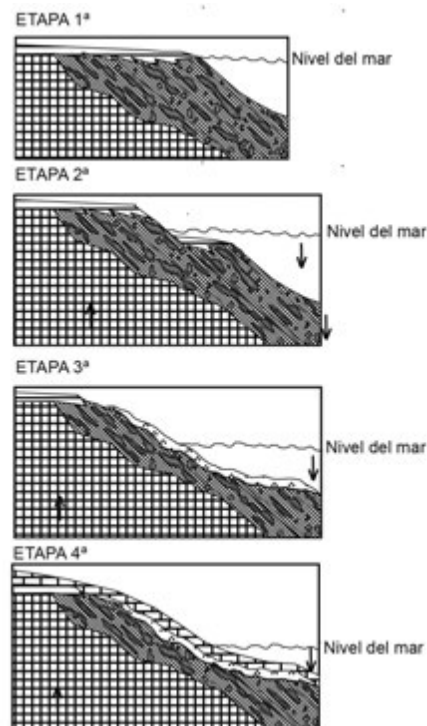


Fig. 4.- Evolución geohistórica.

Fig. 4.- Geohistorical evolution.

FACIES	LITOLOGÍA, TEXTURAS, ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y ESTRATIFICACIÓN	INTERPRETACIÓN
La. COLADAS DE LAVA DE TIPO "AA".	Coladas de lava de 1-4 m de espesor, de basaltos o basaltos piroxénicos con bases y techos de brechas autoclasticas y parte intermedia masiva con disyunción columnar. Lateralmente pasa a la facies Lpa.	Coladas de lava subaéreas progradando sobre la llanura deltaica o <i>topset</i> .
Lpa. COLADAS DE LAVA DE TIPO "AA" CON TECHO PLANO Y BASE ALMOHADILLADA.	Similar en composición a La. Cuerpos de techos planos, bases de lóbulos almohadillados y parte media con disyunción columnar vertical. Aparecen sobre conglomerados y aglomerados (CLpa y A) o transitan lateralmente y hacia abajo a la facies Ha.	Coladas de lava subaéreas de baja viscosidad sobre la llanura deltaica o <i>topset</i> penetrando en el mar.
Lp. LAVAS ALMOHADILLADAS.	Almohadillas de basaltos olivínico-piroxénicos medianamente vesiculados (<25%) que muestran secciones, con marcada disyunción radial, entre 20 cm y 1 m. Entre las almohadillas aparece arena gruesa (finamente laminada, aunque en el inmediato contacto con el borde de las almohadillas la laminación está trastocada y deformada), fragmentos hialoclastíticos, fragmentos de almohadillas y cantos redondeados-subredondeados. Lateralmente y hacia abajo, transitan a las facies Ha, Hp y Hr.	Parte superior del <i>foreset</i> originado cuando las lavas basálticas de baja viscosidad penetran en el mar (Moore, 1975; Schmincke <i>et al.</i> , 1997).
Ha. BRECHA DE HIALOCLASTITAS y LAVAS ALMOHADILLADAS.	Brechas clasto-soportadas, moderadamente clasificadas, masivas o pobremente estratificadas, con tránsitos graduales a las facies Hp, ordenadas en capas inclinadas (<i>foresets</i>) entre 20° y 60° hacia el S. Están constituidas por hialoclastitas de tamaño lapilli (de basaltos olivínico-piroxénicos, muy angulosos, frecuentemente transformados a palagonita, bastante vesiculados (40%) y con fenocristales idiomorfos de piroxeno) y, en menor proporción, por almohadillas enteras, en forma de saco, o rotas. Las almohadillas intercaladas (morfologías en tubos, sacos, flujos, o formas estrelladas en sección) forman cuerpos aislados entre sí (con espesores entre 10 cm y 3 m), con composición y vesicularidad semejante a las de las hialoclastitas de tamaño lapilli. Más raramente existen clastos basálticos redondeados de hasta 10 cm de tamaño. Hay diques clásticos formados por estas brechas de hasta 0,5 m de espesor, que parten de los niveles hialoclastíticos y atraviesan las facies Lp y Lpa.	Sedimentación por avalanchas en el prodelta o <i>foreset</i> de almohadillas y hialoclastitas, originadas, éstas últimas, por: a) granulación por "shock" termal por contacto entre la lava a alta Tª con el agua del mar; b) fragmentación de la corteza sólida de los tubos de lava almohadillada por su crecimiento y el movimiento del magma en su interior; y c) disgregación por el impacto entre los sacos almohadillados que ruedan por la pendiente del delta de lava.
Hp. BRECHAS DE FRAGMENTOS DE ALMOHADILLAS.	Forman <i>foresets</i> inclinados hacia el S entre 20° y 60° y se alternan o transitan lateralmente con las facies Ha. Son brechas clasto-soportadas de fragmentos de almohadillas de la misma composición que la de las facies Lp y Ha.	Fragmentación de almohadillas por avalanchas a lo largo de los planos inclinados de los <i>foresets</i> .
Hr. BRECHAS HIALOCLASTICAS RESEDIMENTADAS.	Forman niveles en cuña de 0,5 a 2 m de espesor, inclinados 35° hacia el Sur, con gradación inversa en la base, e interestratificados con los niveles de la facies Ha. Son brechas clasto y matriz-soportadas de fragmentos angulosos-subangulosos de almohadillas e hialoclastitas (1-10 cm de tamaño) con matriz de tamaño de arena gruesa.	Pequeños colapsos por deslizamientos gravitacionales en el <i>foreset</i> del delta de lava, (flujo de granos, <i>debris-flow</i>).
Cla. CONGLOMERADOS BAJO LAVAS "AA" SUBAÉREAS (La).	Nivel de unos 2 m de espesor y 20 m de extensión lateral bajo las brechas autoclasticas de las facies La. Son conglomerados clasto-soportados, muy mal clasificados, con clastos volcánicos, fundamentalmente basálticos, bien redondeados de hasta 2 m de tamaño (media de 20 cm).	Niveles de cantos y bloques heredados de playas y canales aluviales.
CLpa. CONGLOMERADOS BAJO LAVAS DE LAS FACIES Lpa.	Forman lentejones de hasta 2 m de espesor y 3-4 m de continuación lateral bajo las facies Lpa. Son conglomerados clasto-soportados (en algún caso con escasa matriz hialoclastítica), con cantos bien redondeados (tamaño máximo de 1,5 m, y media de 5 cm) de arenas gruesas, basaltos e hialoclastitas.	Canales de cantos en el frente deltaico y parte superior del prodelta.
Ar. ARENAS DE GRANO GRUESO.	Capas lenticulares de arenas volcánicas gruesas (pueden incluir almohadillas enteras o rotas de pequeño tamaño, 10 cm) finamente laminadas (la laminación se ve trastocada y deformada en el contacto con las almohadillas) de hasta 1 m de espesor y 3 m de extensión lateral interestratificadas con las facies Hr.	Canales arenosos en la parte superior del talud deltaico. Las lavas almohadilladas se mueven por encima de ellos penetrando y trastocando la laminación de las arenas.
A. AGLOMERADOS VOLCÁNICOS.	Nivel discontinuo (discordante y erosivo sobre los niveles hialoclastíticos, los conglomerados y las lavas almohadilladas), de espesor variable entre 1 y 5 m, de brechas clasto-soportadas, masivas y muy polimícticas, con clastos de diversa naturaleza: a) cantos y bloques redondeados de basaltos e hialoclastitas (tamaños entre 2 y 5 m); b) cantos y bloques angulosos de lavas almohadilladas, coladas "aa" y "pahoehoe", (entre 10 y 4 metros de tamaño), con frecuentes texturas en puzzle.	Flujos en masa gravitacionales generados por <i>slides and slumps</i> desarrollados en las paredes inestables del sector no colapsado del delta de lava.
Bap. BRECHAS-AGLOMERADOS DE PIROCLASTOS.	Niveles discontinuos y discordantes y erosivos sobre las facies Ha, Lp, La, CLa, CLpa y A. Brechas/aglomerados/conglomerados con clastos de: a) lapilli de color amarillo palagonizado o de color rojo; b) basaltos, en clastos subredondeados-subangulosos de hasta 1,5 m de tamaño; c) lavas almohadilladas, en fragmentos subangulosos de hasta 75 cm de tamaño; d) hialoclastitas, en clastos subangulosos; e) basaltos, en cantos redondeados de 10 cm de tamaño. A techo de estos niveles son muy frecuentes los fragmentos de escoria formando <i>spots</i> paralelos a los niveles de brecha.	Similar a la facies anterior. En este caso también se verían involucrados en los flujos gravitacionales algunos conos piroclásticos costeros, como los que se muestran en la figura 3.
P. PIROCLASTOS SUBAÉREOS.	Nivel muy continuo (espesor entre 2 y 4 m), de piroclastos rojizos basálticos (lapilli y escorias) que cubre las facies La y Bap.	Piroclastos formados en erupciones estrombolianas subaéreas.

Tabla I.- Descripción e interpretación de las principales litofacies identificadas.

Table I.- Description and interpretation of the main lithofacies

trombolianas que dieron lugar a lavas subaéreas y conos de piroclastos costeros.

2ª. Colapso parcial o elevación de la parte interna del delta.

Cualquiera de ambos procesos, relativamente comunes en islas volcánicas actuales debido a inestabilidades en el talud, sobrepeso del delta o elevación de la isla, pudieron provocar la diferenciación estructural de dos sectores del delta: uno más interno, elevado y sujeto a erosión y otro más externo sobre el que se acumularán posteriormente los depósitos clásticos.

3ª. Acumulación sobre la parte hundida relativa, de aglomerados procedentes de deslizamientos gravitacionales desarrollados en las paredes del sector elevado del delta.

Estos flujos en masa darían lugar al depósito erosivo y caótico de las facies A y Bap sobre el segmento hundido del delta.

4ª. Erosión parcial de los materiales clásticos y acumulación de lavas y piroclastos subaéreas.

Esta acumulación subaérea final (facies La y P) revela el comienzo de la elevación

de esta parte de la isla, debido probablemente a una doble causa: a) rebote isostático experimentado por el macizo de Anaga como consecuencia del megadeslizamiento de Taganana, y b) descenso eustático importante (50-60 m) del nivel del mar en el límite Mioceno superior-Plioceno (Haq *et al.*, 1987; Hardenbol *et al.*, 1998).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos CGL2008-01423, CGL2009-07775/BTE, CGL2016-75062-P del MCI; y PIL2190901 del Gobierno de Canarias, y forma parte de las actividades del grupo de Investigación de la ULL "Crecimiento submarino y emersión de las Islas Canarias: estudio geológico de los Complejos Basales". Los autores agradecen las correcciones del revisor anónimo y del Dr. D. Domingo Gimeno Torrente que con sus interesantes sugerencias han ayudado a mejorar este artículo.

Referencias

Ancochea, E., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Hernán, F., Cantagrel, J.M. y Ja-

mond, C. (1990). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 231–249.

Araña, V., Carracedo, J.C., Fúster, J.M. y García-Cacho, L. (1979). *Mapa Geológico de España 1:25.000, hoja n° 1097(I11-IV) (Punta de Anaga) y memoria*. IGME. 13 p.

Cantagrel, J.M., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Fúster, J.M. y Huertas, M.J. (1999). *Geology* 27, 739-742.

Fúster, J.M., Araña, V., Brändle, J.L., Navarro, J.M., Alonso, U. y Aparicio, A. (1968). *Geología y Volcanología de las Islas Canarias: Tenerife*. Instituto Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 218 p.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987). *Science* 235, 1156–1167.

Hardenbol, J.J., Thierry, M.B., Farley, T. de Graciansky, J.P.C y Vail, P. (1998). *SEPM Special Publication* 60, 3-13, charts 1-8.

Jones, J.G. y Nelson, P.H. (1970). *Geological Magazine* 107, 13–19.

Moore J.M. (1975). *American Scientist* 63 (3), 269-277.

Schmincke, H.U., Behncke, B., Grasso, M. y Raffi, S. (1997). *Geologische Rundschau* 86, 637–669.

Thirlwall, M.F., Singer, B.S. y Marriner, G.F. (2000). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, 247–297.