

2. La Palma: desde las entrañas hasta la piel de un volcán

**Julio De la Nuez Pestana^a,
Ramón Casillas Ruiz^a, Juan Ramón Colmenero Navarro^b,
Carlos Fernández Rodríguez^c, Réka Lukács^d, Szabolcs Harangi^d
y Fred Jourdan^e**

^a Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología de la
Universidad de La Laguna. 38206 La Laguna, Tenerife

^b Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.
Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca

^c Departamento de Geodinámica y Paleontología de la Universidad de
Huelva. 21007 Huelva

^d Department of Petrology and Geochemistry. MTA-ELTE Volcanology
Research Group & Eötvös Loránd University. H-1117 Budapest,
Pázmány sétány 1/C, Hungary

^e Department of Applied Geology. School of Science and Engineering.
Curtin University. Hayman road, Bentley, WA6102, Australia

La presente comunicación es un resumen de la conferencia impartida por el primero de los autores en la XIII Semana Científica Telesforo Bravo, y trata sobre el conocimiento que se tiene actualmente sobre la geología de La Palma. Se basa en el trabajo que distintos autores han ido publicando a lo largo de los últimos años y en las publicaciones del Grupo de Investigación consolidado denominado: "Crecimiento submarino y emersión de las Islas Canarias: estudio geológico de los Complejos Basales", del Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna, del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca y del Departamento de Geodinámica

y Paleontología de la Universidad de Huelva, llevadas a cabo a lo largo de más de dos décadas. Incluye, además, los últimos datos radiométricos obtenidos, que aportan nuevas edades sobre el Complejo Basal de la isla.

El título de la conferencia pretende destacar que la isla de La Palma es la única isla del Archipiélago Canario en la que afloran tanto las partes más profundas (las entrañas) del edificio submarino más antiguo como las formaciones volcánicas más recientes (la piel), que alcanzan hasta la actualidad con erupciones de sólo hace algunas décadas.

Introducción

Hoy día hay un consenso general de que la isla de La Palma se halla en su etapa de crecimiento juvenil, y de que, al mismo tiempo, periódicamente se producen rápidos procesos de descarga de los edificios volcánicos, que ocurren mediante grandes deslizamientos gigantes y que destruyen casi instantáneamente el relieve construido a lo largo de centenares de miles de años.

Por otra parte, la sucesión vulcanoestratigráfica ha ido configurándose a lo largo de las últimas décadas (Tabla 1). Independientemente, de la mayor o menor coincidencia en la denominación de las formaciones volcánicas según los autores, puede observarse que la terminología de éstas ha ido evolucionando a lo largo del tiempo, desde términos como series o estratovolcán primero, hasta los más recientes de volcán (Carracedo *et al.*, 2001; Carracedo, 2011; Carracedo & Troll, 2016), que al ser un término más ambiguo y empleado para morfologías de muy distinta naturaleza y origen, hemos preferido modificarlo por el de edificio, que es la denominación más utilizada hoy en día en Canarias (Martí *et al.*, 1995; Ancochea *et al.*, 2004; Ancochea *et al.*, 2006; Colmenero *et al.*, 2012; Ancochea, 2016).

En cualquier caso, hoy en día está establecido que la secuencia volcánica de La Palma consiste, a grandes rasgos, en un vulcanismo submarino y una fase en escudo, constituida a su vez por varios edificios volcánicos superpuestos (Carracedo *et al.*, 2001). Por tanto, como se irá detallando más adelante, en la isla se han distinguido tres unidades, que son: 1) el Complejo Basal, que abarca el Edificio Submarino; 2) el Escudo Norte, formado por los edificios volcánicos Garafía, Taburiente y Bejenado; y 3) la Dorsal o Edificio de Cumbre Vieja, cuyas últimas erupciones alcanzan hasta la actualidad con las erupciones históricas (Fig. 1).

Tabla 1. Unidades vulcanoestratigráficas de La Palma para diferentes autores (Se han simplificado las denominaciones de formaciones volcánicas de algunos autores. No se indican los materiales asociados a episodios destructivos o deslizamientos).

Hernández-Pacheco (1971) De la Nuez (1983)		Navarro & Coello (1993)	Guillou et al. (1998) Carracedo et al. (2001)	Colmenero et al. (2012) Casillas et al. (2016a)	
Series Recientes	Series recientes y subrecientes	Sedimentos actuales Dorsal sur	Volcán Cumbre Vieja	Edificio Cumbre Vieja	
	Series de Cumbre Vieja	Sedimentos del Time		Sedimentos recientes	
Series antiguas	Series basálticas de la Pared de la Caldera y del Time	Estratovolcán Bejenado	Volcán Bejenado	Edificio Bejenado y Epiclastitas del Time	
	Series basálticas de Cumbre Nueva	Estratovolcán Cumbre Nueva	Volcán Taburiente Superior		
Complejo Basal	Aglomerados volcánicos poligénicos Emisiones submarinas recientes	Estratovolcán Taburiente II	Volcán Taburiente Inferior	Edificio Taburiente Inferior	
	Gabros alcalinos, gabros olivínicos, gabros Series submarinas antiguas Rocas sálicas metamorfizadas	Estratovolcán Taburiente I	Volcán Garafia	Edificio Garafia	
Complejo Basal	Brecha caótica	Complejo Basal	Volcán submarino	Complejo Basal	
	Gabros Traquitas Lavas almohadilladas, brechas, hialoclastitas			Edificio Submarino	
Complejo Basal	Rocas plutónicas intrusivas (gabros)	Complejo Basal	Volcán submarino	Complejo Basal	
	Domos traquíticos y fonolíticos			Edificio Submarino	
Complejo Basal	Lavas y brechas submarinas	Complejo Basal	Volcán submarino	Complejo Basal	
	Gabros y gabros olivínicos Lavas almohadilladas y brechas basálticas y traquibasálticas Complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico			Edificio Submarino	

El Edificio Submarino

Todas las islas oceánicas se construyen desde el fondo marino, por lo que para el caso de La Palma la isla crece desde los 4.000 metros de profundidad mediante un edificio submarino que actualmente aparece parcialmente emergido en el interior de la Caldera de Taburiente (Fig. 2). La corteza oceánica sobre la que se asienta alcanza una edad entre 155 y 160 Ma (millones de años) (Van den Bogaard, 2013).

El edificio submarino consiste en dos tipos de materiales, los puramente volcánicos o extrusivos, que se han ido derramando y superponiendo en el fondo oceánico a lo largo del tiempo, y los materiales intrusivos o subvolcánicos que han ido atravesando los anteriores, y que son

los conductos de salida y pequeñas cámaras magmáticas de los propios materiales extrusivos (Fig. 3).

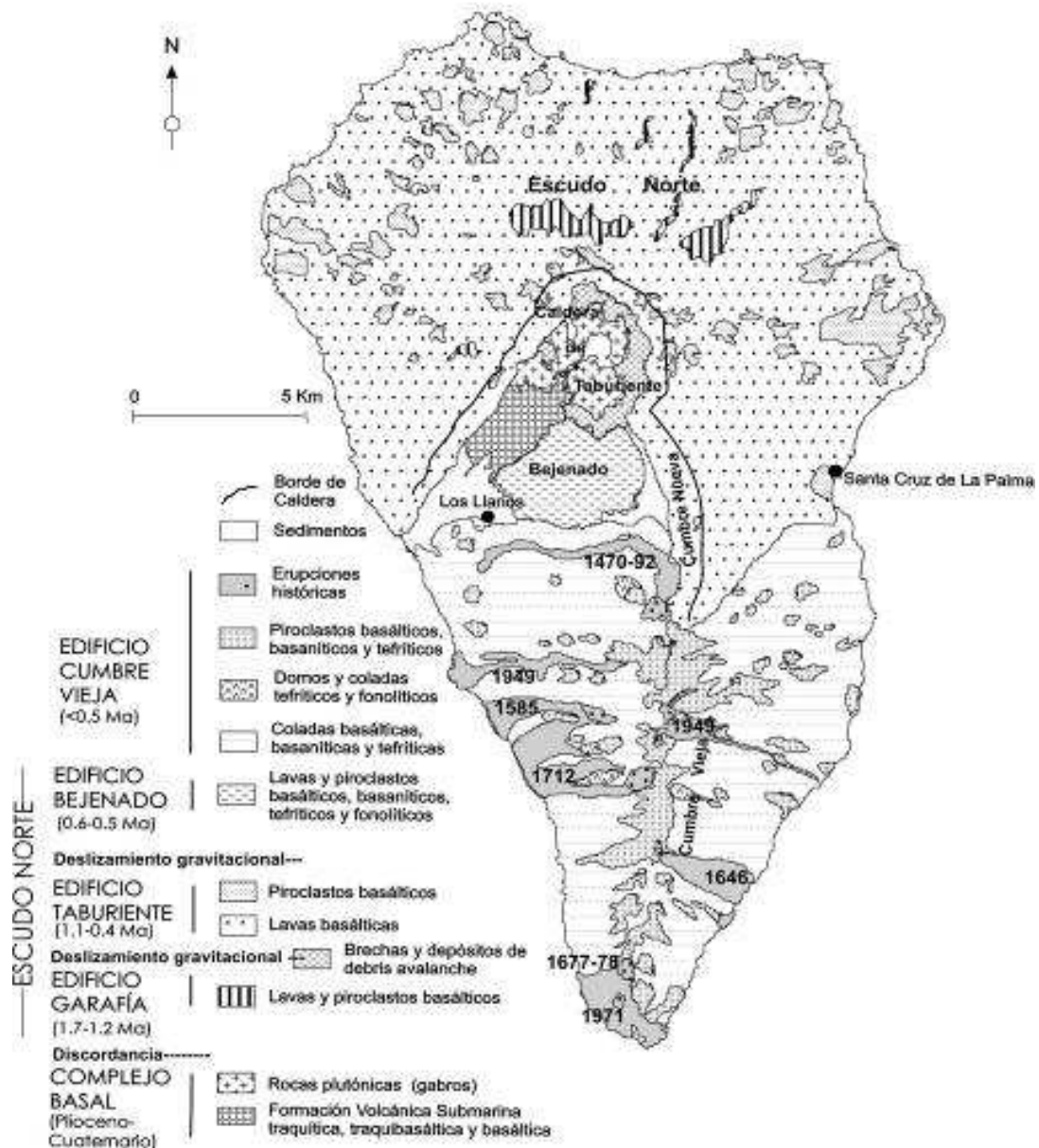


Fig. 1. Esquema geológico general de la isla de La Palma (modificado de Carracedo et al. (2001)).

Los materiales volcánicos submarinos más antiguos presentan una sección más profunda de rocas traquíticas, que aflora de forma discontinua, ya que están muy atravesados por la malla de diques (Fig. 4), aunque se ha llegado a medir un espesor total de unos 330 m. Estos materiales anteriormente fueron considerados como un conjunto de domos y domos

colada (De la Nuez, 1983; Carracedo *et al.*, 2001), pero recientemente se les considera un complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico (Casillas *et al.*, 2016a), similar a los descritos por De Rosen-Spence *et al.* (1980), Cas (1990) y Morgan & Schultz (2012) en otros ambientes geodinámicos.

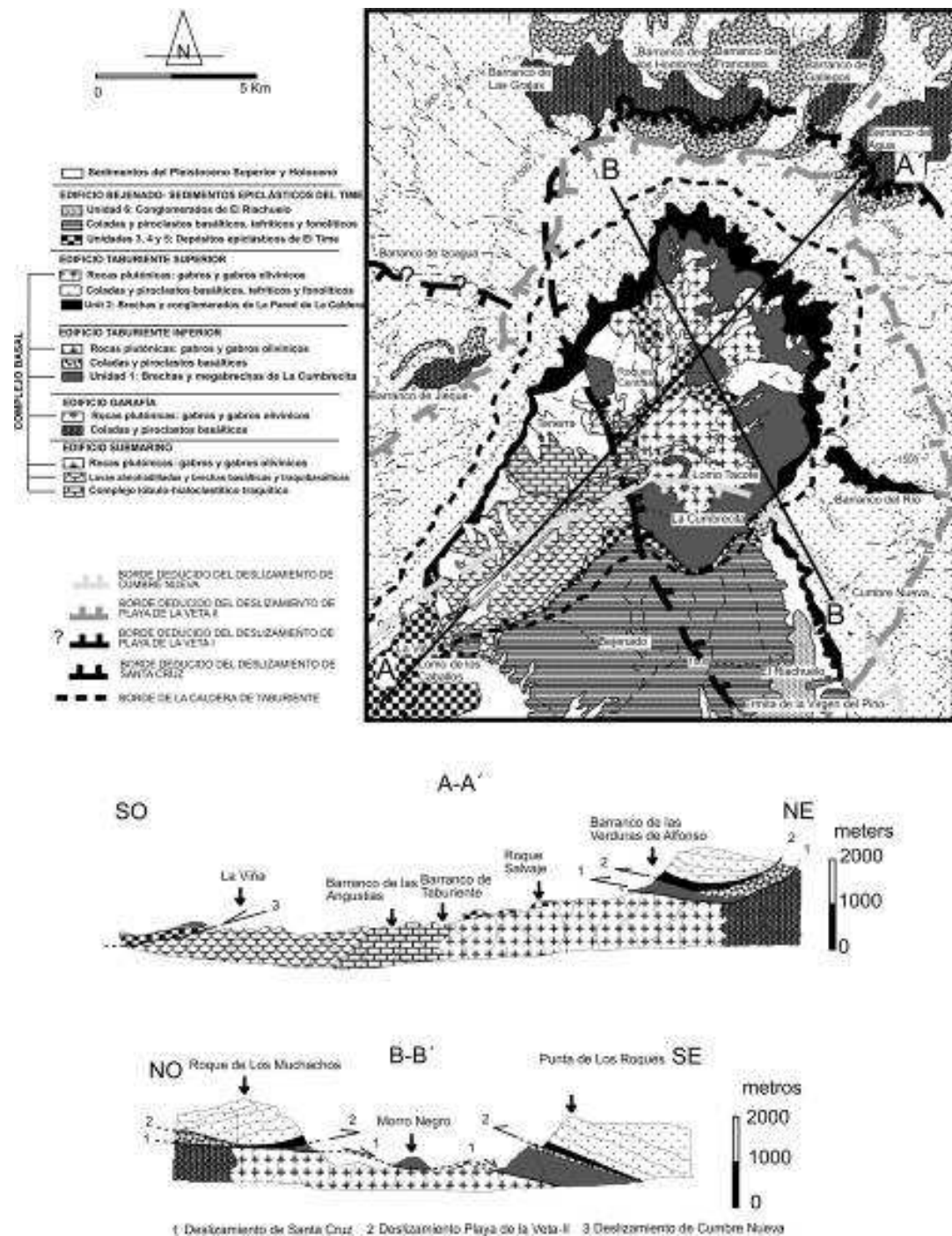


Fig. 2. Mapa y cortes geológicos de la Caldera de Taburiente (modificado de Carracedo *et al.*, 2001; y Colmenero *et al.*, 2012). No se han representado los diques.

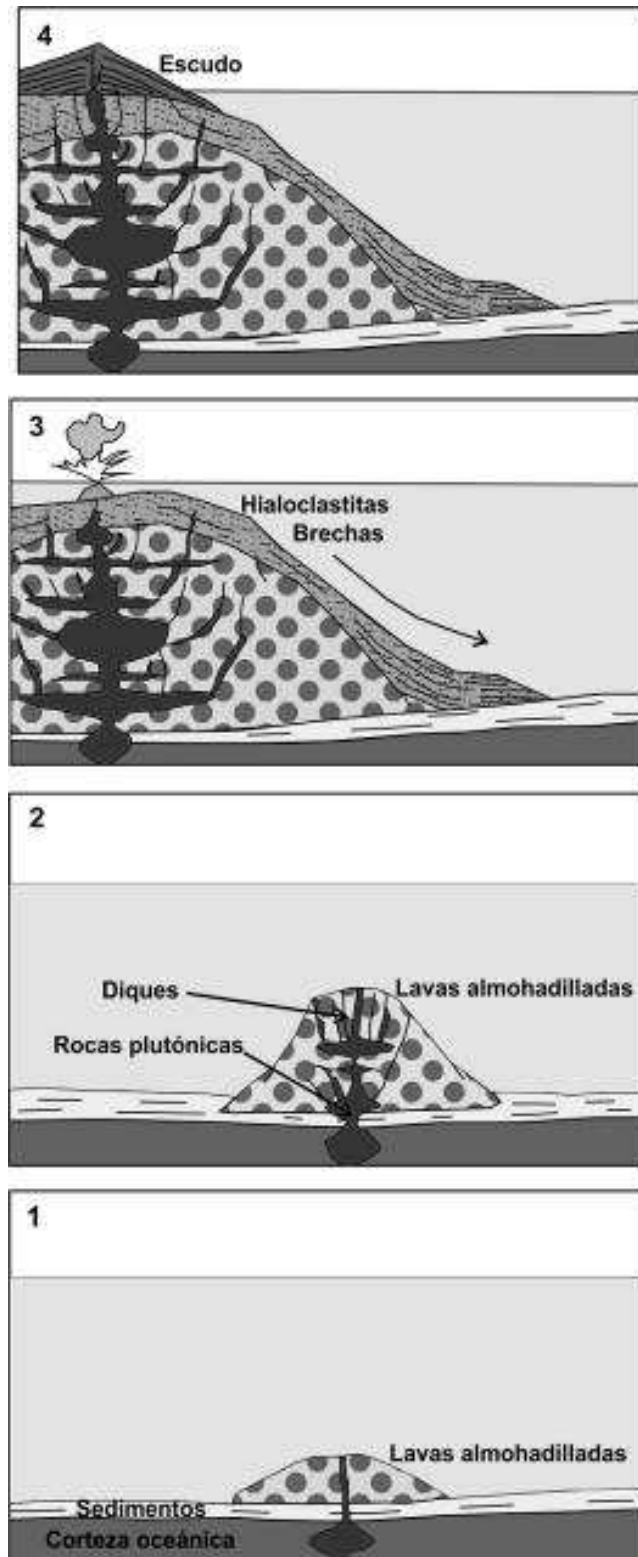


Fig. 3. Formación del edificio submarino de una isla oceánica (modificado de Staudigel & Clague (2010)). Las rocas volcánicas submarinas están formadas por lavas almohadilladas más profundas y brechas e hialoclastitas más someras, mientras que las rocas subvolcánicas o intrusivas están compuestas por los diques y las rocas plutónicas. Sobre el edificio submarino se asienta el vulcanismo subaéreo en escudo.



Fig. 4. Afloramiento del Complejo Traquítico (roca clara) en el tramo superior del Barranco de las Angustias cerca de Dos Aguas. Al ser la unidad más antigua está extraordinariamente atravesada por diques, que cortan a las rocas traquíticas en multitud de fragmentos discontinuos.

Su edad obtenida por U-Pb en zircones de varias muestras de traquita asciende a $3,10 \pm 0,03$ Ma (Tabla 2). La secuencia estratigráfica de estas rocas está representada en la Fig. 5 y en ella se exponen: 1) facies coherentes o masivas (lavas almohadilladas traquibasálticas, lóbulos de traquitas vítreas o afaníticas y lóbulos de traquitas porfídicas); 2) facies autoclásticas (hialoclastitas y autobrechas); y 3) facies sin-eruptivas resedimentadas (brechas traquíticas masivas, brechas polimícticas masivas y arenas y gravas polimícticas) (Casillas *et al.*, 2016a).

Por tanto, este tipo de complejos presenta una zona proximal o central masiva con abundancia de lóbulos de decenas de metros de desarrollo, una zona intermedia en la que se intercalan lóbulos de menor tamaño rodeados de hialoclastitas y una zona distal compuesta por autobrechas, brechas polimícticas y arenas y gravas resedimentadas (Casillas *et al.*, 2016a y Fig. 6). Desde el punto de vista geoquímico, dado su grado de alteración hidrotermal, estas rocas se pueden considerar como metatraquitas (De la Nuez *et al.*, 2016).

Sobre este complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico se apoya una formación volcánica submarina basáltica y traquibasáltica que fue

caracterizada por Staudigel & Schmincke (1984), quienes establecieron una secuencia de 1800 m de materiales basálticos submarinos (Fig. 7), que aflora a lo largo del Barranco de las Angustias, formando un monte submarino, compuesto principalmente por 660 m de lavas almohadilladas traquibasálticas y basálticas, que representan las facies más profundas (Fig. 8) y 1140 m de brechas de almohadillas, de fragmentos de almohadillas e hialoclastitas predominantemente basálticas que representan las facies más someras (Fig. 9). La edad determinada por foraminíferos intercalados en la parte alta de la secuencia anterior está comprendida entre 2,8 y 4 Ma (Staudigel *et al.*, 1986; Castillo *et al.*, 2002), aunque si tenemos en cuenta la datación radiométrica anterior, dicha edad encajaría mejor entre 2,8 y 3,1 Ma.

Tabla 2. Dataciones U-Pb en zircones de rocas del Complejo Basal de La Palma (Análisis efectuados en una Microsonda iónica SHRIMP II/mc del Servicio de Laboratorio IBERSIMS del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada).

Muestra	Clasificación química	Localización	N (Nº de zircones)	Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (207 Corregido)	Edad (Ma)
TAB-12	Traquita	Bco. de las Angustias cota 380	20	3.08 ± 0.1	$3,10 \pm 0,03$
TAB-23	Traquita	Bco. de las Angustias cota 380	19	3.14 ± 0.05	
TAB-24	Traquita	Bco. de las Angustias cota 360 (El Carbón)	20	3.13 ± 0.05	
TAB-33B	Traquita	Bco. de las Angustias cota 390	20	3.06 ± 0.1	
TAB-64	Monzodiorita	Bco. Almendro Amargo cota 500	20	1.05 ± 0.02	$1,05 \pm 0,02$
TAB-66	Gabro	Morro de los Gatos cota 825	1	3.08	

Todo el conjunto de rocas volcánicas submarinas se encuentra buzando unos 40° hacia el suroeste y atravesado por las rocas intrusivas, formadas por cuerpos de gabros y gabros olivínicos de tamaños decamétricos (Fig. 10) y por una densa red de diques predominantemente basálticos (De la Nuez, 1983) (Fig. 11), que representan, como se ha dicho, las partes más profundas del edificio submarino, hoy día expuestas en la superficie por la erosión de gran parte del edificio insular. Las direcciones de los diques del edificio submarino son preferentemente N35-40O y N5O, direcciones que también aparecen en diques y alineaciones volcánicas de los edificios subaéreos posteriores (De la Nuez, 1983).

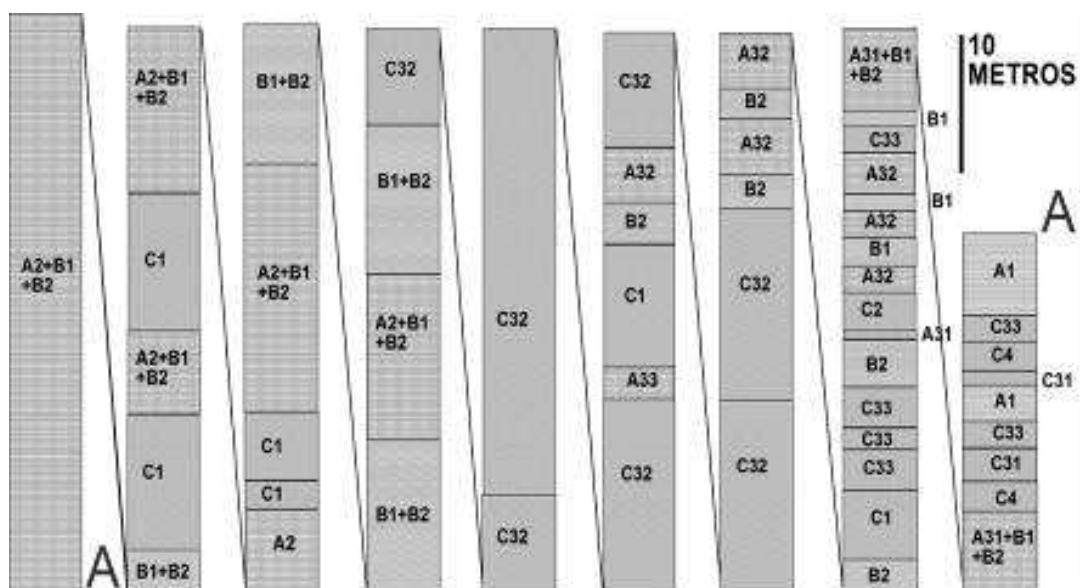


Fig. 5. Columna estratigráfica del complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico de la Caldera de Taburiente (Casillas *et al.*, 2016a). A1: Lavas almohadilladas traquibasálticas. A2: Lóbulos de traquitas vítreas o afaníticas. A3: Lóbulos de traquitas porfídicas. B1: Hialoclastitas. B2: Autobrechas. C1: Brechas traquíticas masivas o con ligera gradación positiva. C2: Brechas polimícticas masivas. C3: Brechas polimícticas masivas o con ligera gradación en la base. C4: Arenas y gravas polimícticas con ligera gradación inversa en la base. El segundo número (por ejemplo, A31) hace referencia a distintas subfacies. A= Playa de Taburiente, A'= Bco. de las Angustias (El Carbón) (ver Fig. 2).

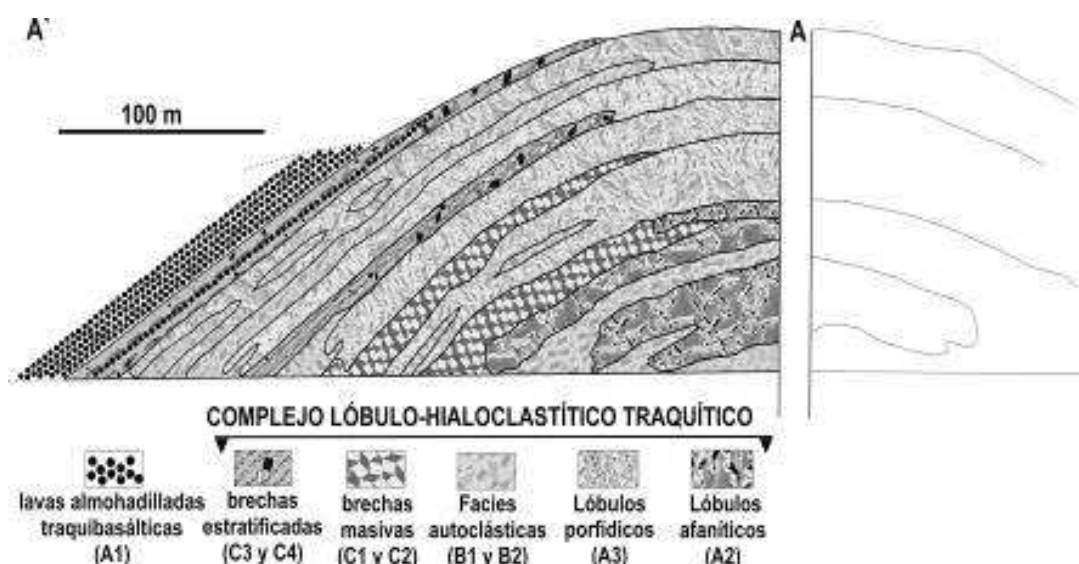


Fig. 6. Disposición general del complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico de la Caldera de Taburiente (Casillas *et al.*, 2016a). No se han representado ni gabros ni diques intrusivos. A y A' como en la Fig. 5.

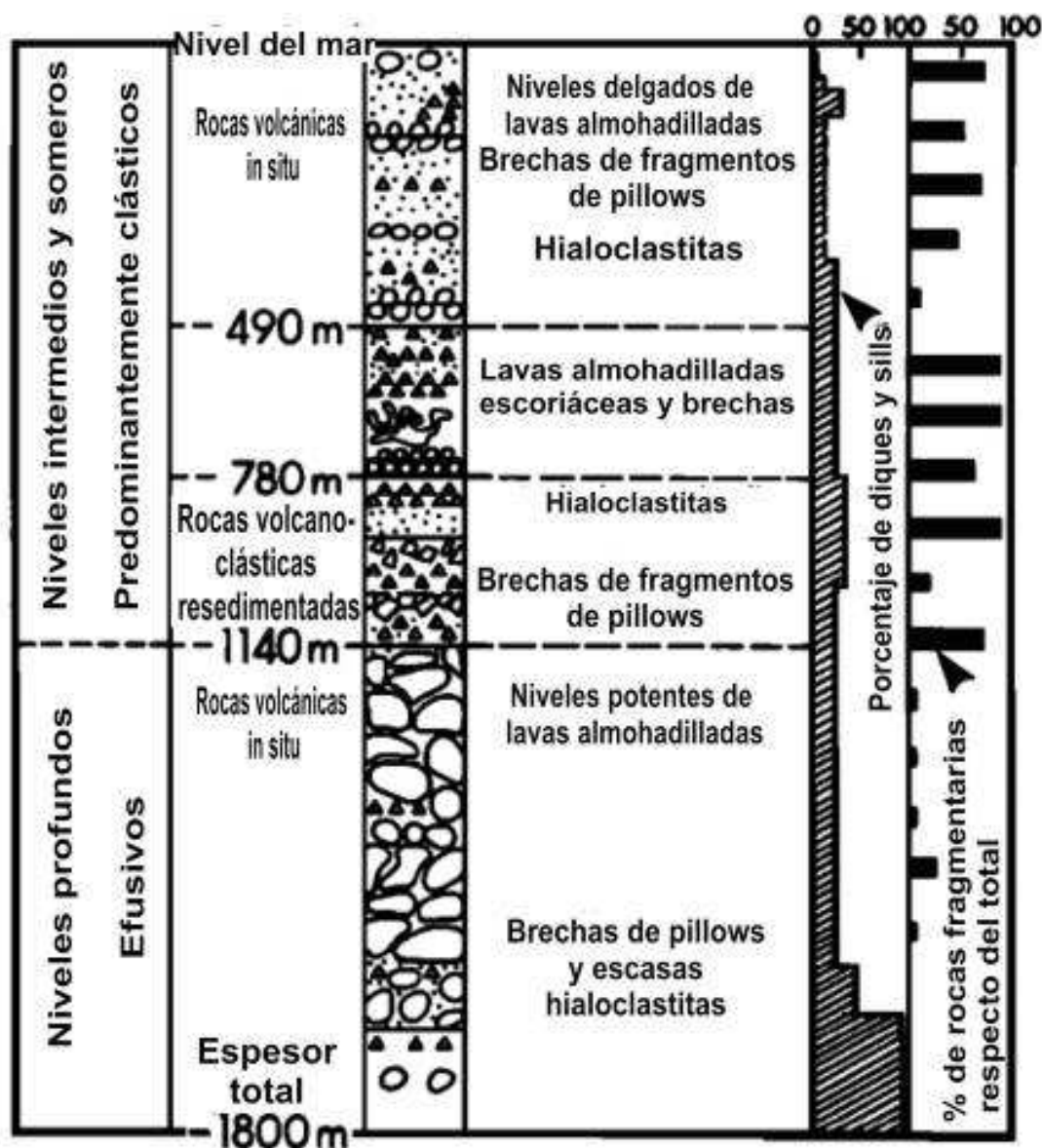


Fig. 7. Secuencia estratigráfica e interpretación de las facies encontradas en la formación volcánica submarina basáltica y traquibasáltica del monte submarino de La Palma (tomado de Staudigel & Schmincke, 1984).

Tanto la formación volcánica submarina como los gabros y los diques han estado sometidos desde su formación a un metamorfismo hidrotermal de bajo grado, lo que se manifiesta en que los minerales primarios de las rocas volcánicas submarinas y de las rocas intrusivas se encuentran parcialmente transformados a minerales secundarios, la mayoría de tonos verdes (zeolitas, prehnita, albita, clorita, epidota, actinolita, andradita, etc.) (Hernández-Pacheco & Fernández Santín, 1974). El grado de transformación depende principalmente de la temperatura a la que estuvieron sometidas dichas rocas con respecto a la profundidad, que para el caso de

La Palma fue de un gradiente comprendido entre 100-150°C/km (De la Nuez & Arenas, 1988) y 200-300°C/km (Schiffman & Staudigel, 1995). Si se considera que la profundidad a la que se encontraban dichas rocas era de unos 3 km, la temperatura máxima alcanzada fue de unos 500°C (De la Nuez & Arenas, 1988).



Fig. 8. Lavas almohadilladas basálticas de un sector relativamente somero del Edificio Submarino de La Palma en la zona de la Viña.

Este edificio volcánico submarino pudo llegar a emerger desde su formación hace unos 3 Ma y antes de la deposición de las primeras lavas subaéreas hace 1,7 Ma, y, por tanto, pudo haber sido parcialmente erosionado.

En el interior de la Caldera de Taburiente, donde aflora el edificio volcánico submarino con sus facies subvolcánicas, también se sitúan distintos cuerpos de gabros y de diques, interpretados como las raíces de los escudos volcánicos posteriores (Colmenero *et al.*, 2012) (Fig. 2 y Fig. 10). Así que el término más apropiado para denominar todo el conjunto de rocas del fondo de la Caldera debe ser el de Complejo Basal, tal y como han preferido y han discutido ya algunos autores para La Palma u otras islas canarias (Bravo, 1964; Hernández-Pacheco, 1971; De la Nuez, 1983; Ancochea *et al.*, 1996; Colmenero *et al.*, 2012; Ancochea, 2016; Carracedo & Troll, 2016), reservando la denominación de edificio o volcán submarino solamente cuando se trata de la secuencia volcánica submarina o de sus



Fig. 9. Brechas de fragmentos de lavas almohadilladas de zonas someras del Edificio Submarino de La Palma en el Barranco de las Angustias. Se pueden apreciar los bordes oscuros (vítreos) de las almohadillas y las formas en trozo de tarta típicas de estos materiales submarinos.



Fig. 10. Rocas plutónicas intrusivas del interior de la Caldera. A) Detalle de un gabro anfibólico del Barranco de los Cantos (norte de la Caldera). B) Afloramiento de un gabro olivínico en el Barranco de Huanaguao (sur de la Caldera). En ambos casos, la escasa intrusión de diques indica que son raíces subvolcánicas asociadas al Escudo Norte y no al Edificio Submarino.

rocas plutónicas y diques asociados, los cuales apenas se pueden distinguir de otras facies subvolcánicas de los edificios subaéreos. Dataciones de ^{40}Ar - ^{39}Ar en biotitas y de U-Pb en zircones de tres gabros del interior de la Caldera de Taburiente muestran edades comprendidas entre 1,7 y 1,05 Ma, lo cual corrobora la amplitud en las edades de las rocas intrusivas (Tablas 2 y 3). Los datos de ^{40}Ar - ^{39}Ar , no sólo coinciden con los de fusión total, sino que las edades plateau y de las isócronas son prácticamente iguales. La edad del gabo TAB-66 (Tabla 2), a pesar de ser asimilable a la del Edificio Submarino, no es significativa, dado el grado de contaminación de la muestra.

Tabla 3. Dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar de gabros del Complejo Basal de La Palma (Análisis efectuados en un Espectrómetro de Masas MAP 215/50 del Western Australian Argon Isotope Facility de la Universidad de Curtin, Australia).

Muestra	Clasificación química	Localización	Edad (Ma)			
			Fusión total	Isocrona normal	Isocrona inversa	Plateau
TAB-27 (biotita)	Monzodiorita	Eco. Almendro Amargo cota 740	1,19±0,03	1,20±0,04	1,20±0,04	1,20±0,03
TAB-57 (biotita)	Gabro con Feldespatoides	Eco. de los Cantos cota 1025	1,64±0,06	1,68±0,06	1,68±0,06	1,68±0,05

El Escudo Norte

Sobre el Edificio Submarino se sitúa el Escudo Norte de la isla, que consiste en la superposición de varios edificios en escudo, que, si bien se han sucedido de forma prácticamente ininterrumpida, se pueden diferenciar porque están separados por discordancias angulares y erosivas debidas a grandes deslizamientos de los propios edificios. Los edificios en escudo que conforman el Escudo Norte de la isla son: 1) Edificio Garafía, 2) Edificio Taburiente Inferior, 3) Edificio Taburiente Superior y 4) Edificio Bejenado.

Las primeras manifestaciones subaéreas corresponden al escudo o Edificio Garafía y consisten en coladas, predominantemente pahoehoe, y piroclastos basálticos, atravesados por abundantes diques, que se apoyaron sobre el Edificio Submarino, llegaron alcanzar más de 2.000 m de espesor y fueron emitidos desde un máximo de 1,77 Ma hasta los 1,20 Ma (Guillou *et al.*, 2001; Carracedo *et al.*, 2001). El final de este primer escudo volcánico se produjo, por tanto, alrededor de los 1,20 Ma por el colapso gravitacional de gran parte del edificio hacia el sureste (Ancochea *et al.*, 1994; Colmenero *et al.*, 2012). En la actualidad esta unidad sólo aflora en los barrancos más profundos del norte de la isla (Del Agua, Gallegos, Franceses, Los

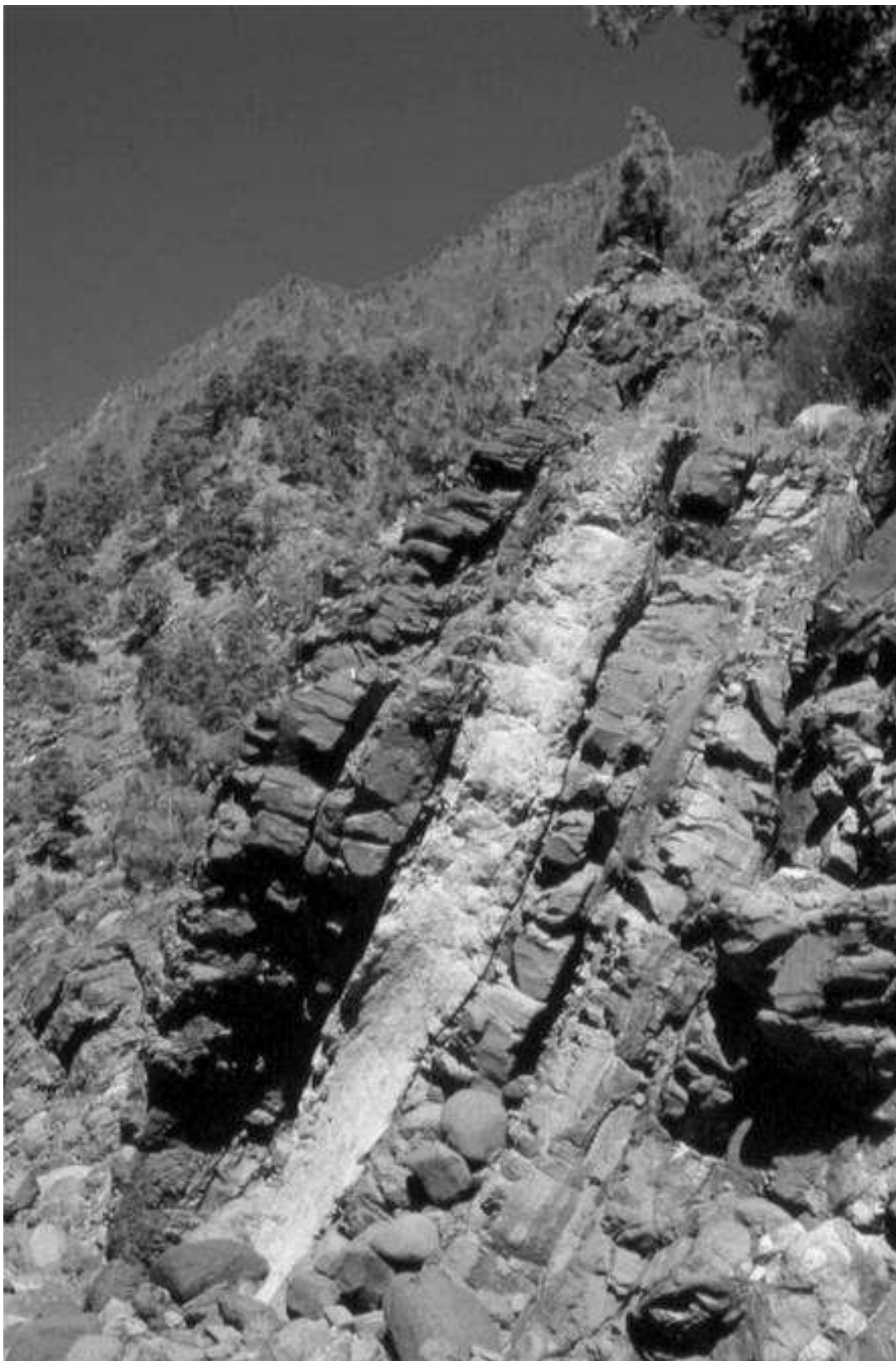


Fig. 11. Red de diques cerca de Dos Aguas. En la parte central de la Caldera de Taburiente la red forma más del 75% de la roca total, quedando apenas roca encajante entre los diques. La mayoría son de composición basáltica, aunque aquí se observa también un dique traquítico.

Hombres, Barbudo, Las Grajas y Jieque), mostrando sus coladas una inclinación entre 25 y 40° y en disposición radial desde un centro situado dentro de la actual Caldera de Taburiente.

Los depósitos generados por el deslizamiento gravitacional de este volcán Garafía se encuentran en parte en el fondo de la Caldera de Taburiente, formando la Unidad-1 de brechas y megabrechas de La Cumbrecita (Colmenero *et al.*, 2012) (Fig. 2) sobre el edificio submarino y, en parte, en los fondos marinos al este de la isla, formando el deslizamiento de Santa Cruz (Urgelés *et al.*, 1999; Masson *et al.*, 2002) (Fig. 12). No obstante, existe un depósito de deslizamiento anterior al oeste de la isla, incluido en el Complejo de Avalanchas de Playa de la Veta (Urgelés *et al.*, 1999), cuyo origen es difícil de explicar y que puede estar en relación con un deslizamiento previo del Edificio Garafía entre 1,20 y 1,48 Ma, denominado Playa de la Veta I por Colmenero *et al.* (2012).

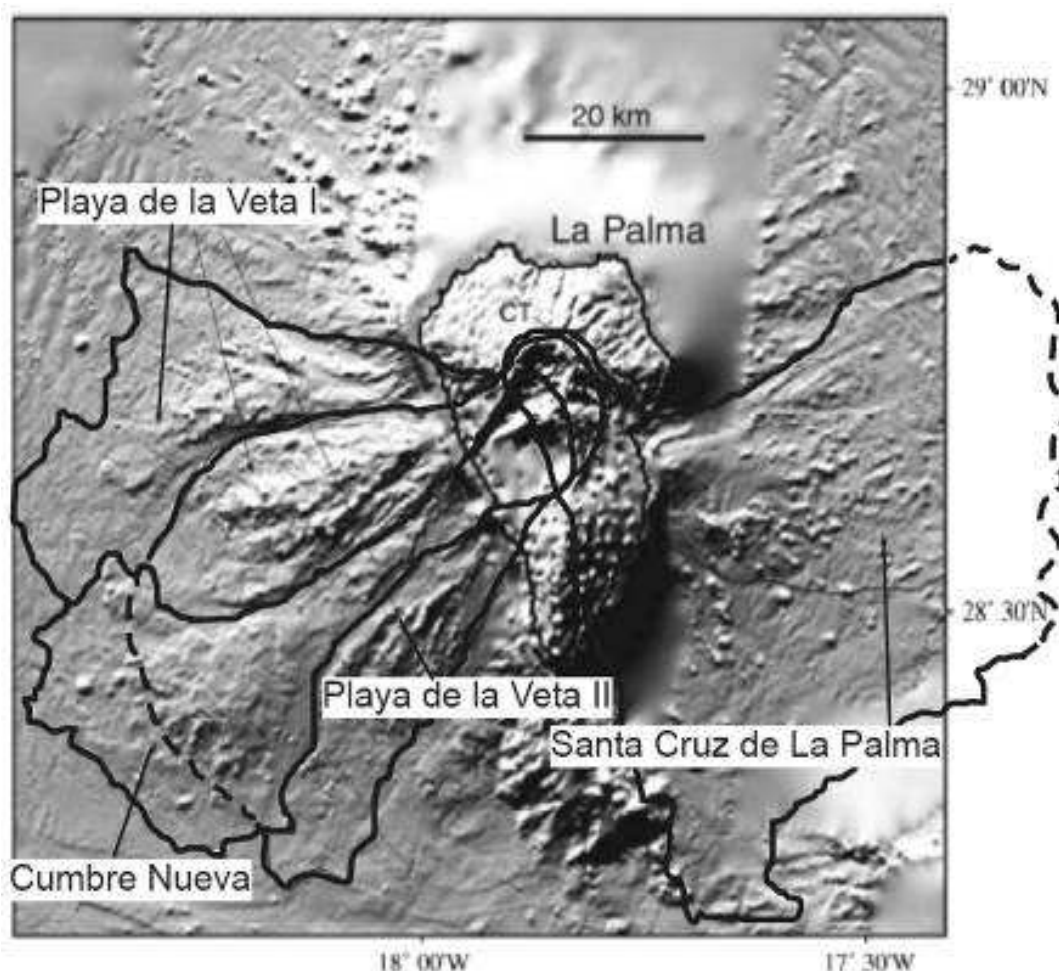


Fig. 12. Imagen en relieve de la isla de La Palma y de los fondos marinos adyacentes con la extensión de los depósitos producidos por grandes deslizamientos (modificado de Urgelés *et al.* 1999; Masson *et al.* 2002).

La edad del deslizamiento se acercaría más a 1,48 Ma, edad obtenida en los tramos altos del Edificio Garafía en el Barranco de las Grajas (Guillou *et al.*, 2001), que a la datación de 1,20 Ma que corresponde a una muestra del Barranco de Jieque, que ya representaría el relleno final de ese probable deslizamiento. Ello separaría el Edificio Garafía en dos unidades de características volcánicas similares y sólo distinguibles por su edad radiométrica, Garafía Inferior y Garafía Superior.

Sobre este Edificio Garafía se superpone un segundo volcán en escudo, denominado Taburiente Inferior, constituido también por coladas basálticas, principalmente de tipo aa, y por piroclastos basálticos intercalados (Fig. 13). La edad más antigua obtenida es de 1,12 Ma (Guillou *et al.*, 2001), es decir, sin apenas interrupción en la actividad eruptiva con respecto al Edificio Garafía anterior. La actividad volcánica de este edificio fue continua hasta los 0,8 Ma sin apenas interrupciones, y siguió hasta los 0,4 Ma con el volcán Taburiente Superior, por lo que para Carracedo *et al.* (2001) la diferencia entre el Edificio Taburiente Inferior y Superior sólo se denota en un cambio en el estilo eruptivo, con predominio de piroclastos atravesados por una densa red de diques en el Taburiente Inferior y predominio de lavas y agrupamiento de los centros eruptivos en pautas radiales en el Taburiente Superior. Aparte de esas diferencias, el volcán Taburiente Inferior se debió destruir antes de los 0,85 Ma, mediante un nuevo deslizamiento gravitacional, denominado Playa de la Veta II (Colmenero *et al.*, 2012), originando un nuevo depósito de deslizamiento que también es observable en el interior de la Caldera de Taburiente, con unos 400 m de brechas y conglomerados justo en la base de la pared de la Caldera (Fig. 2, Unidad-2 brechas y conglomerados de la Pared de la Caldera, y Fig. 14).

La edad de 0,85 Ma de este deslizamiento es la edad mínima, ya que las primeras coladas que se superponen a los depósitos de este deslizamiento en la desembocadura del Barranco de las Angustias tienen esta datación (Guillou *et al.*, 2001; Colmenero *et al.*, 2012). La edad máxima de este deslizamiento debe estar alrededor de 0,89 Ma, que es la datación de una de las coladas más altas de este edificio en el Barranco de Gallegos (Guillou *et al.*, 2001). Los afloramientos actuales de este edificio Taburiente Inferior se limitan, como en el volcán Garafía, a diversas ventanas erosivas en los barrancos del norte de la isla (Del Agua, Gallegos, Franceses, Los Hombres, Las Grajas, Jieque) y a un remanente en la zona de La Cumbrecita (Fig. 14). Se trata de coladas basálticas de tipo aa, que en estas zonas se encuentran en posición horizontal (Fig. 13), con intercalaciones de piroclastos y con escasos diques, y cuyo espesor alcanza unos 400 m. No obstante, el Edificio Taburiente Inferior debió tener varios centenares de metros de altura más, ya que tuvo que rellenar la depresión formada por el deslizamiento de Garafía y superponerse a los depósitos de brechas y megabrechas de La Cumbrecita de dicho deslizamiento que

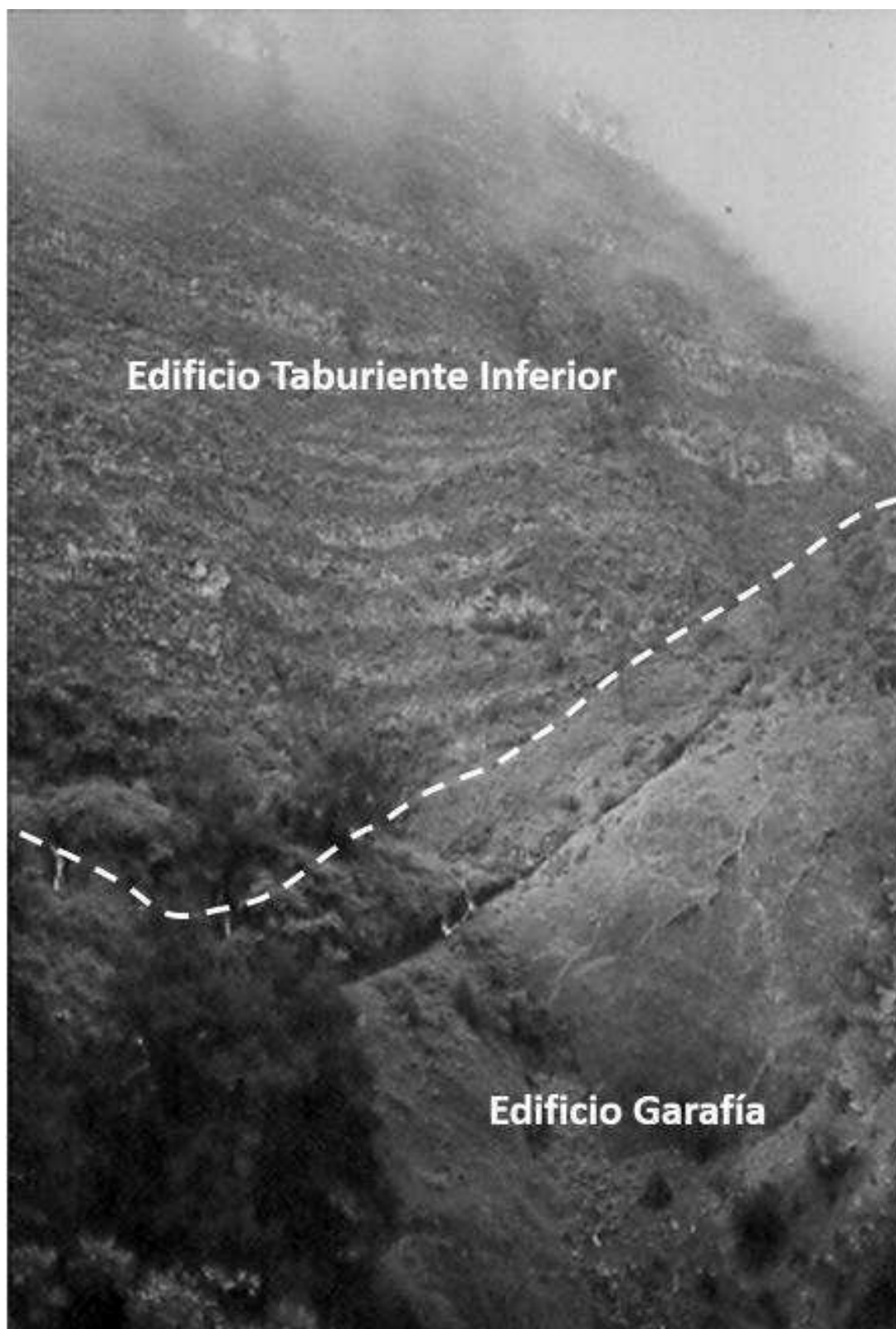


Fig. 13. Afloramiento del Edificio Garafía en el Barranco del Agua (Nacientes de Marcos y Cordero). El Edificio Garafía aquí está formado por piroclastos atravesados por diques, mientras que el Edificio Taburiente Inferior, apoyado sobre una discordancia originada por el deslizamiento de Santa Cruz por la que surgen los manantiales, está formado por coladas basálticas horizontales.



Fig. 14. En La Cumbrecita pueden distinguirse los Edificios Taburiente Inferior, con coladas basálticas inclinadas y Taburiente Superior, que forma la cumbre de la pared de la Caldera, ambos apoyados en brechas de deslizamientos de los edificios previos (Garafía y Taburiente Inferior).

afloran en el interior de la Caldera de Taburiente (ver Fig. 2), por lo que su espesor debió sobrepasar los 1000 m, pero que han desaparecido prácticamente porque el Edificio Taburiente Inferior ha sido afectado por dos deslizamientos (Playa de la Veta II y el posterior de Cumbre Nueva). Otra parte de los depósitos de este deslizamiento de Playa de la Veta II se encuentra en el fondo oceánico al oeste de la isla (Fig. 12).

El Edificio Taburiente Superior se asienta sobre el Taburiente Inferior, sin apenas discontinuidad temporal, pero apoyado sobre la discordancia producida por el deslizamiento de Playa de la Veta II. Este edificio es el que ocupa casi toda la superficie actual del Escudo Norte, está constituido por coladas y piroclastos basálticos, basaníticos y tefríticos, atravesados por diques, que son los propios conductos de salida de los materiales de este edificio. Varios autores (Ancochea *et al.*, 1994; Guillou *et al.*, 1998; Carracedo *et al.*, 1999; Carracedo & Troll, 2016) consideran que la actividad volcánica en este edificio fue más importante a lo largo del área de Cumbre Nueva, una lineación N-S en la parte meridional del Escudo Norte, generando el rift o dorsal de Cumbre Nueva (ver figs 1 y 2). La edad de este Edificio Taburiente Superior, como ya se ha indicado, comenzaría hacia los 0,85 Ma y cesaría hacia los 0,4 Ma, edad de algunos conos de cinder situados en la periferia del Escudo Norte (Guillou *et al.*, 2001).

Hacia los 0,56 Ma, parte del flanco occidental del Edificio Taburiente Superior colapsó hacia el suroeste, generando un nuevo deslizamiento gigante, denominado deslizamiento de Cumbre Nueva porque debió estar condicionado por la dorsal de Cumbre Nueva (Ancochea *et al.*, 1994; Carracedo *et al.* 1999; Carracedo *et al.*, 2001). Los depósitos asociados a este deslizamiento son perfectamente reconocibles en el fondo marino al oeste de la isla (Urgelés *et al.*, 1999; Masson *et al.*, 2002) (Fig. 12) y en la base del nuevo edificio volcánico que se generó a continuación, el Edificio Bejenado.

Limitado por las paredes de la cabecera de este último deslizamiento se desarrolló el Edificio o Volcán Bejenado de forma muy rápida, entre 0,55 y 0,49 Ma (Carracedo *et al.*, 1999; Guillou *et al.*, 2001), a partir de lavas pahoehe y aa de composición basanítica, tefrítica y fonolítica. Las primeras coladas se intercalan con los sedimentos producidos por el comienzo del desmantelamiento del arco erosivo que conformaba la primitiva Caldera de Taburiente, mientras que los términos tefríticos y, más raramente, fonolíticos se sitúan en la zona más alta del edificio.

Después de acabada la actividad del Bejenado continuó con mayor fuerza la erosión de la Caldera durante decenas de miles de años, con la excavación de los barrancos y con continuos desplomes de las paredes. El conjunto de los depósitos procedentes de esta erosión alcanza unos 400 m de espesor, y está constituido por brechas y conglomerados (Unidades 3, 4 y 5 de la Fig. 2) que se emplazaron, tanto en el interior de la Caldera de Taburiente (Fig. 15), formando los Roques Centrales (Casillas *et al.*, 2016b), como, sobre todo, en la desembocadura del Barranco de las Angustias (Fig. 16), y que reciben el nombre de unidad epiclástica del Time (Colmenero *et al.*, 2008; Colmenero *et al.*, 2012) (Fig. 2). El resultado final de toda esta actividad erosiva hasta nuestros días, lo constituye la actual Caldera de Taburiente (Figs 17 y 18).

Un resumen de la evolución geológica de todo el Escudo Norte se muestra en la Fig. 19 (modificada de Carracedo & Tilling, 2003), en la que quedan patente los cuatro episodios constructivos y los tres grandes deslizamientos destructivos que han conformado el sector norte de la isla (sin contar con el deslizamiento más dudoso de Playa de la Veta I). Una columna general de todos los materiales que pueden aparecer en este Escudo Norte se muestra en la Fig. 20 (Colmenero *et al.*, 2012), incluyendo los episodios constructivos, los depósitos de deslizamiento y otros sedimentos asociados.

Desde el siglo XIX numerosos signos de elevación en el sector norte de la isla llamaron la atención de muchos investigadores (Von Buch, 1825; Von Knebel, 1906; Reck, 1928). La existencia de rocas volcánicas submarinas por encima de los 1000 m de altura sobre el nivel del mar, la anormal inclinación de las coladas del Edificio Taburiente Superior en el

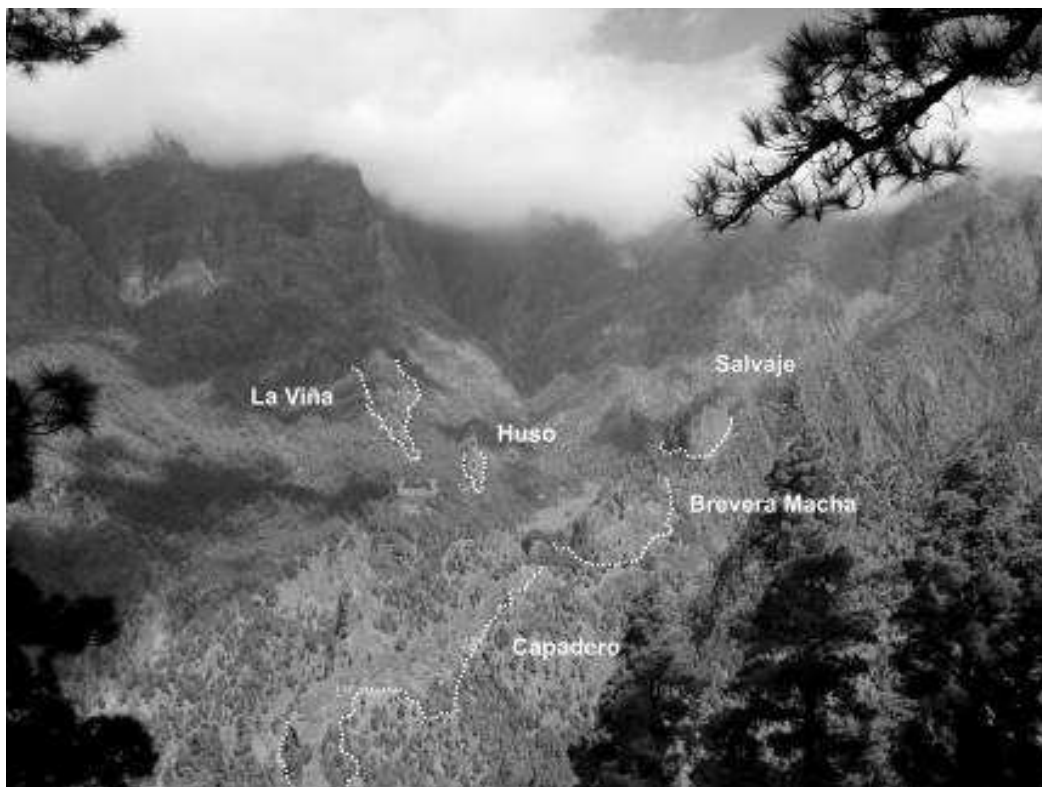


Fig. 15. Vista general del fondo de la Caldera de Taburiente. Los Roques Centrales (La Viña, El Huso, Salvaje, Brevera Macha, etc.) están formados por desplomes de las paredes de la Caldera en formación y por sedimentos transportados por agua (parte alta de los roques Capadero y La Viña), depositados cuando varios barrancos ya habían sido excavados, correspondientes todos ellos a la Unidad 5 de los sedimentos de El Time (Fig. 2).



Fig. 16. Barranco de las Angustias y Caldera de Taburiente desde el mirador de El Time. En primer término, en la desembocadura del Barranco se depositó la unidad epiclástica de El Time.



Fig. 17. Caldera de Taburiente desde el Roque de los Muchachos. La Caldera ha sido excavada a partir del deslizamiento de Cumbre Nueva y de la erosión durante el último medio millón de años. El Edificio Bejenado ha condicionado que la erosión se haya canalizado a través del Barranco de las Angustias.



Fig. 18. Vista de la Caldera de Taburiente y parte del arco de deslizamiento de Cumbre Nueva desde Montaña Quemada (Cumbre Vieja). Desde que tuvo lugar el deslizamiento de Cumbre Nueva hace más de 0,5 Ma, se construyó el Edificio Bejenado, se excavó la Caldera de Taburiente y se rellenó parte del deslizamiento de Cumbre Nueva con sedimentos y materiales volcánicos de Cumbre Vieja.

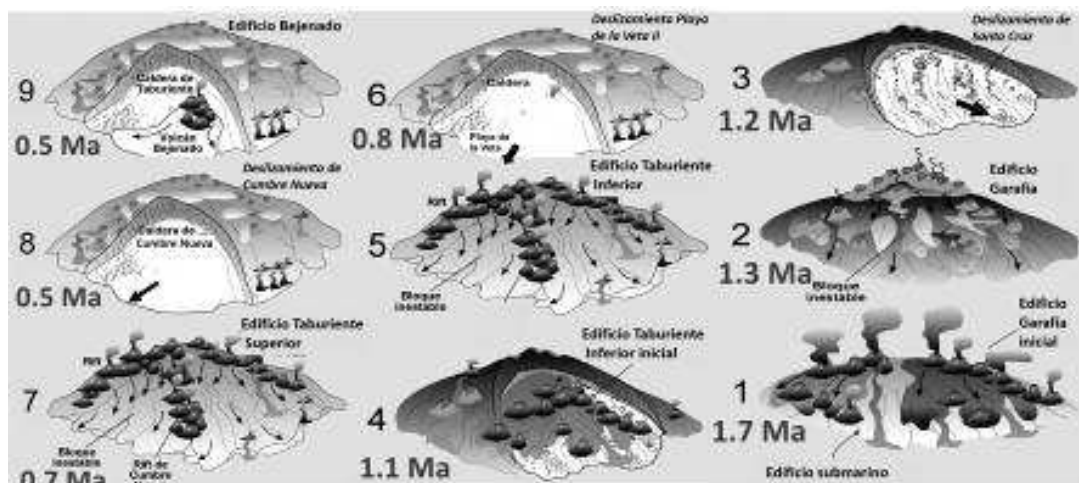


Fig. 19. Evolución del Escudo Norte de La Palma, con los episodios constructivos de los volcanes Garafía, Taburiente Inferior, Taburiente Superior y Bejenado, y los eventos destructivos constituidos por los deslizamientos de Santa Cruz, Playa de la Veta II y Cumbre Nueva (modificado de Carracedo & Tilling, 2003).

borde de la Caldera de Taburiente, la aparición de terrazas de conglomerados (sedimentos del Time) colgadas y reexcavadas en la desembocadura del Barranco de las Angustias, etc. indican un continuo proceso de levantamiento que afecta a toda la isla, pero que es más evidente en todo el sector norte, cuya velocidad de ascenso se estimó primero en menos de 1 cm/año (De la Nuez & Arenas, 1988) y posteriormente en alrededor 0,5 cm/año (Hildenbrand *et al.*, 2003). Las razones que se han planteado para explicar este proceso continuo a lo largo de toda la historia geológica de la isla son varias y no excluyentes:

1) levantamiento de escala regional, como puede deducirse de terrazas marinas levantadas en las islas de Fuerteventura y Lanzarote y de tensores de esfuerzos en los edificios volcánicos, que algunos autores asocian a la tectónica africana (Fernández *et al.*, 2002; Hildenbrand *et al.*, 2003).

2) levantamiento a escala insular en relación con inyecciones de magma asociadas a fases de gran actividad volcánica, que para La Palma estaría relacionado con el Edificio Submarino y el Escudo Norte (De la Nuez, 1983; Staudigel *et al.*, 1986; Hildenbrand *et al.*, 2003).

3) reajuste isostático posterior a los grandes deslizamientos ocurridos en el Escudo Norte por la rápida descarga del material de los escudos (Fernández *et al.*, 2016).

4) intrusión de láminas magmáticas que se acumulan y propagan lateralmente en la base de la corteza oceánica (Klügel *et al.*, 2015). Esta última causa ha podido ser corroborada en la reciente erupción del Hierro de 2011-2012 y en crisis sísmicas posteriores, con un levantamiento de casi 30 cm en menos de tres años (Fig. 21), que se ha mantenido hasta la actualidad.

Columna general Escudo Norte de La Palma



Fig. 20. Columna general de los materiales que forman el Escudo Norte de La Palma (Colmenero *et al.*, 2012).

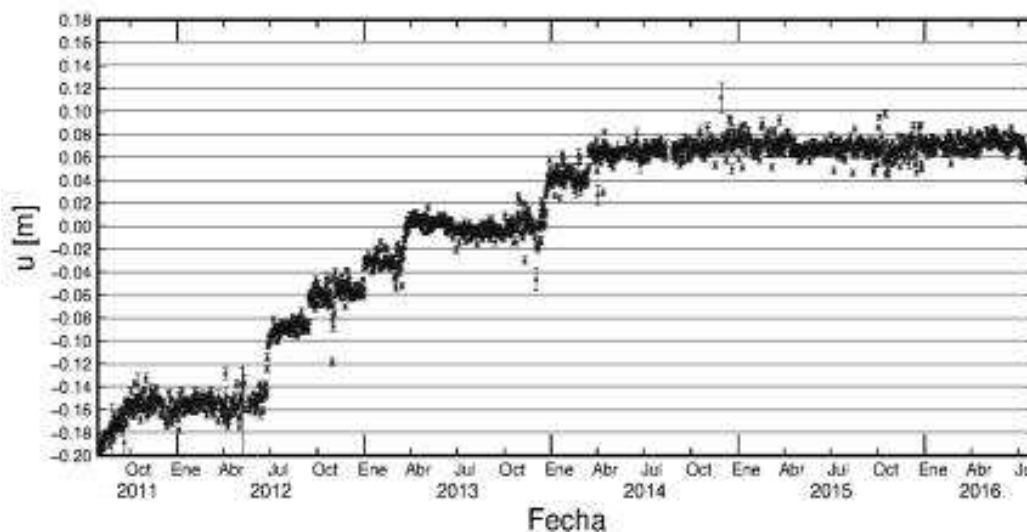


Fig. 21. Variación de la componente vertical de la estación GPS HI02 situada en el centro del valle de El Golfo desde julio de 2011 hasta julio de 2016 (datos del Instituto Geográfico Nacional). Los cuatro saltos en la elevación se produjeron antes de la erupción de 2011-12 y en las crisis sísmicas de junio-julio del 2012, abril de 2013 y enero de 2014. Cada crisis sísmica debió llevar aparejada una intrusión magmática en profundidad. Desde esta fecha prácticamente no ha habido variación en la altura de la estación.

Dorsal de Cumbre Vieja

La dorsal de Cumbre Vieja es una alineación de volcanes en dirección N-S, de 20 km de longitud y 1950 m de altura máxima, que representa la actividad volcánica más reciente de la isla.

Las últimas manifestaciones volcánicas del Escudo Norte tuvieron lugar hacia los 0,4 Ma, mientras que las dataciones de Cumbre Vieja más antiguas obtenidas hasta ahora son de alrededor de 160 ka (miles de años) (Hildenbrand *et al.*, 2003), que datan la base del acantilado oeste de Cumbre Vieja. Este dato no excluye que la base de Cumbre Vieja, que debe ser de naturaleza submarina, tenga una edad mayor, ni que la actividad volcánica haya sido continua en la isla desde que finalizó en el Escudo Norte hasta la actualidad, como lo había sido antes en toda la historia volcánica subaérea de la isla. De hecho, hacia el sur de Cumbre Vieja la dorsal se continúa bajo el mar, y justamente en rocas fonolíticas de esta dorsal submarina se obtuvo una datación de 2,11 Ma (Van den Bogaard, 2013), edad mayor que la datación más antigua obtenida en el Escudo Norte de 1,72 Ma, lo que indica que aún deben quedar lagunas en las edades de esta parte sur de la isla. Además, la escasez de galerías para la captación de agua en Cumbre Vieja, al contrario de lo que ocurre en el Escudo Norte, no permite la obtención de muestras en la base de este edificio.

La dorsal de Cumbre Vieja presenta las características comunes de las dorsales volcánicas de islas oceánicas (Fig. 22), como la concentración de conos de piroclastos en la zona apical y en el eje de la dorsal, la extensión de las coladas desde las zonas de cumbre hasta el mar, actividad volcánica prácticamente continua a lo largo de decenas de miles de años sin apenas discordancias, o una estructura interna en la que destacan los diques o conductos de salida de los volcanes, siguiendo la dirección N-S de la dorsal.

La composición de las lavas y piroclastos de Cumbre Vieja varía desde basanitas, tefritas, fonolitas tefríticas, hasta fonolitas. Los términos más diferenciados se encuentran en forma de domos y domos colada y repartidos por todo el edificio (Hernández-Pacheco & De la Nuez, 1983). La mayoría de las erupciones menos diferenciadas son de naturaleza estromboliana, aunque hay algunas que tienen carácter hidromagmático, como los volcanes de Caldera de Puerto Naos, Caldereta de Tigalate, Caldereta de las Indias, Montaña del Viento, Montaña Goteras (De la Nuez & Quesada, 1999) y la erupción subhistórica del volcán San Antonio (Carracedo *et al.*, 1996).

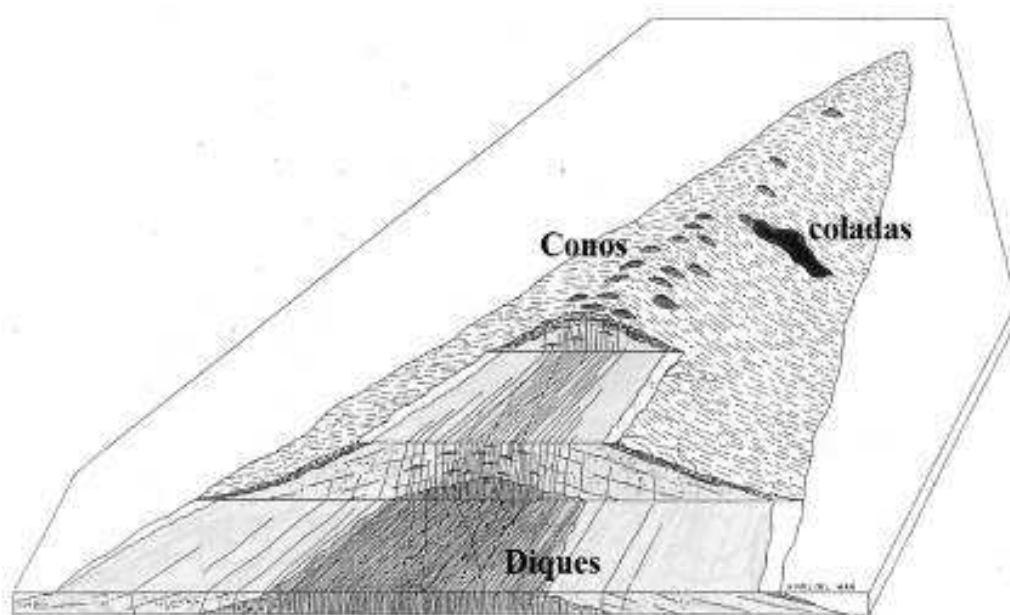


Fig. 22. Esquema de una dorsal volcánica (según Navarro & Farrujia, 1989), en la que se muestra la estructura interna, con predominio de diques alineados, y la superficie externa formada por alineaciones de volcanes, situados en la zona de cumbres y coladas que se derraman desde las zonas altas hacia el mar.

Aunque apenas hay discontinuidades o discordancias en este edificio, las dataciones obtenidas hasta ahora en las lavas se distribuyen en dos rangos de edad, separados entre sí por un período de unos 50 ka (Guillou *et al.*, 1998; Carracedo *et al.*, 2001). Estas diferencias en las edades permitió a los autores anteriores separar las erupciones de Cumbre Vieja en dos

grupos: 1) lavas del acantilado oeste y 2) lavas de plataforma. Las primeras con una edad entre 90 y 123 ka (aunque una datación de Hildenbrand *et al.*, 2003, alcanza los 160 ka), sólo afloran en el acantilado occidental de la isla. El resto de dataciones se engloba en el grupo de lavas de plataforma con una edad de menos de 20 ka (Carracedo & Troll, 2016) y con erupciones que llegan hasta nuestros días de volcanes subhistóricos e históricos (Hernández-Pacheco & Valls, 1982; Carracedo *et al.*, 2001; Carracedo & Troll, 2016). Entre 26 y 56 ka aproximadamente, hay un episodio de domos y domos colada intrusivos fonolíticos (Guillou *et al.* 1998), que deben constituir un sustrato común a todo el Edificio Cumbre Vieja (Hernández-Pacheco & De la Nuez, 1983). Como erupciones subhistóricas han sido datadas las lavas de los volcanes Birigoyo, Fuego, La Fajana, El Fraile, La Malforada y Goteras entre 1 ka y 6 ka (Carracedo *et al.*, 2001), mientras que el volcán prehistórico Tacande o Montaña Quemada registra una edad entre 1470-1492 años D.C. (Hernández-Pacheco & Valls, 1982), justo antes del período histórico que abarca los últimos 500 años, cuyas erupciones están bien documentadas por declaraciones de testigos oculares.

Las erupciones históricas de La Palma se concentran todas en Cumbre Vieja y son seis (Tabla 4 y Fig. 1). Son todas erupciones estrombolianas con uno o varios conos de piroclastos que suelen situarse en las cotas más altas de la fisura y una o varias grietas por las que se emiten las coladas que suelen ocupar las cotas más bajas, aunque en algunas de las erupciones tuvieron lugar episodios hidromagmáticos. Por los relatos de la época, recopilados por Santiago (1960), se puede establecer una secuencia sobre las fases de las distintas erupciones y estimar algunos parámetros y características de ellas, como duración, número de centros eruptivos, etc., así como otras particularidades específicas de cada erupción, de entre las que cabe destacar dos de ellas que fueron muy singulares con respecto al resto de erupciones.

La primera corresponde al volcán Tahuya, ya que en dicha erupción también extruyeron los Roques de Jedey (Fig. 23), que, según los relatos, surgieron como bloques rígidos de la masa rocosa subyacente, disponiéndose en posición vertical durante su ascenso (Santiago, 1960; Hernández-Pacheco & Valls, 1982, Hernández-Pacheco & De la Nuez, 1983; Hernández-Pacheco, 1990). Para estos autores las rocas fonolíticas de los Roques de Jedey no tienen nada que ver con las basanitas de la erupción del volcán Tahuya, sino que estaban ya en el sustrato cuando tuvo lugar la erupción, aunque parte de las rocas fonolíticas de los Roques sufrieron un proceso de fusión parcial al haber sido englobadas por el magma basanítico (Cubas, 1981), proceso que ha sido reportado en otros casos de erupciones históricas en La Palma (Araña & Ibarrola, 1973; Klügel *et al.*, 1999) y, más recientemente, en la erupción de El Hierro en 2011-2012 (Troll *et al.*, 2012;

Tabla 4. Erupciones históricas de La Palma. (Según datos de Romero & Bonelli, 1951; Hernández-Pacheco & Valls, 1982; Carracedo *et al.*, 1996; Carracedo & Troll, 2016).

Nombre y año	Tipo y distancia de centros eruptivos	Nº de centros eruptivos	Fecha y duración (días)	Superficie cubierta (km²)	Morfología de las lavas	Composición	Localización y otros datos
TAHUYA (1585)	Estromboliana Grieta eruptiva de 1100 m	9	19/05 - 10/08 (84)	4,8	Aa	Basaltas tefritas	Flanco oeste Extrusión Roques de Jedey
TIGALATE O MARTÍN (1646)	Estromboliana Dos grietas de 750 y 250 m	7	2/10 - 21/12 (80)	7,5	Aa	Basaltas	Flanco este y Baja del Agua
SAN ANTONIO (1676-77)	Estromboliana Grieta eruptiva de 600 m y cono separado	4	17/11 - 21/01 (66)	6,5	Aa, losas	Basaltas	Extremo sur Erupción subhistórica previa
EL CHARCO (1712)	Estromboliana Grieta eruptiva de 2600 m	9	9/10 - 3/12 (56)	4,9	Aa, cordadas	Basaltas tefritas	Flanco oeste
SAN JUAN (1949)	Estromboliana-freatomagmática Grieta eruptiva de 3450 m	5	24/06 - 30/07 (37)	4,5	Aa, pahoehoe, cordadas	Basaltas tefritas	Flanco oeste y cumbre
TENEGUIA (1971)	Estromboliana Grieta eruptiva de 730 m	6	26/10 - 18/10 (24)	3,1	Aa, bloques	Basaltas tefritas	Extremo sur
				31,3 (4,7% isla)			



Fig. 23. Durante la erupción del volcán Tahuya en 1585 tuvo lugar también la extrusión de los Roques de Jedey, que se elevaron como bloques rígidos desde el sustrato, sin ninguna relación con el magma basanítico de la erupción (Hernández-Pacheco & De la Nuez, 1983; Hernández-Pacheco, 1990).

Meletlidis *et al.*, 2012; Sigmarsson *et al.*, 2013; Carracedo *et al.*, 2015; Rodríguez Losada *et al.*, 2015). Para Day *et al.* (1999) y en la cartografía del Mapa Geológico de España 1085 III-IV El Pueblo (2015), parte de los afloramientos fonolíticos pertenecen a domos intruidos de forma forzada por la erupción del Tahuya, y otra parte estaría formada por domos, criptodomas fonolíticos y coladas traquibasálticas híbridas, pero, salvo en la cartografía, estos autores no dan ninguna explicación sobre la existencia conjunta en una misma erupción de lavas basaníticas, domos fonolíticos y coladas traquibasálticas.

La segunda erupción que ha merecido una especial atención ha sido la del volcán San Antonio en 1677. El estudio geológico de detalle de dicha erupción, así como la reinterpretación de los relatos de la época, indican que parte del aparato volcánico del volcán San Antonio era un cono piroclástico preexistente, en parte hidromagmático, de una erupción de unos miles de años de antigüedad (Carracedo *et al.*, 1996) (Fig. 24). Por otra parte, esta erupción supuso un importante sobresalto para los recursos económicos de la isla, ya que hacia el 26 de noviembre de 1677 destruyó y enterró la Fuente Santa, fuente natural de agua caliente que fue aprovechada por gentes de Europa y América durante décadas para la cura de enfermedades sobre todo de la piel. Este acontecimiento destructivo quedó



Fig. 24. Volcán San Antonio prehistórico y aparato de la erupción de 1677 (según Carracedo *et al.*, 1996).

grabado en la memoria de los habitantes de la isla a lo largo de más de tres siglos, hasta que ha vuelto a ser desenterrada a principios de este siglo (Soler, 2007).

Las dos últimas erupciones acontecidas en La Palma durante el siglo XX contaron con el seguimiento de expertos que contribuyeron con sus observaciones y datos a un mejor conocimiento de ellas. Se trata de las erupciones del volcán de San Juan en 1949 (Bonelli, 1950; Romero *et al.*, 1950; Romero & Bonelli, 1951; San Miguel de la Cámara *et al.*, 1952) y del volcán Teneguía en 1971 (Araña & Fúster, 1974; Afonso *et al.*, 1974; Fernández Santín *et al.*, 1974; Machado & Pliego, 1974; y otras publicaciones que fueron objeto de una monografía científica denominada Volumen Teneguía). De la erupción del volcán San Juan se aportaron los primeros datos sísmicos, petrológicos y geoquímicos de una erupción en Canarias. Se hizo un seguimiento de los centros de emisión piroclásticos (Duraznero y Hoyo Negro) y de los salideros de lava (Llano del Banco), se relató el episodio hidromagmático del cráter de Hoyo Negro y también se proporcionaron los primeros documentos fotográficos de la erupción (Fig. 25). Precisamente, a raíz de las grietas producidas durante esta erupción, algunos autores plantearon, con poco fundamento, la posibilidad de un deslizamiento gigante en Cumbre Vieja (Ward & Day, 2001), ya que no se encontraron indicios de que dichas fracturas se hubieran movido (Moss *et al.*, 1999), por lo que, en función de los datos y la historia vulcanológica reciente de la isla, es extremadamente improbable a corto plazo un colapso lateral masivo de Cumbre Vieja (Pararas-Carayannis, 2002). La publicidad inapropiada de algunos medios de comunicación a modelos de probabilidad basados en datos incorrectos propició una innecesaria ansiedad y preocupación en la población, tanto en Canarias como fuera de ella, ya que fue alarmada por la posibilidad de que se pudiera producir un inmenso tsunami en el Archipiélago y en áreas costeras muy alejadas (Pararas-Carayannis, 2002).

El volcán Teneguía fue la primera erupción que se pudo estudiar con detalle en Canarias por un grupo multidisciplinar, que abarcó áreas como sismicidad, geoquímica de gases, petrología y geoquímica de rocas, estudio del proceso eruptivo, etc., que a pesar de la breve duración de la erupción, pudo aprovechar la manifestación de una variedad inusual de fenómenos volcánicos en una erupción estromboliana, como diversidad de coladas y piroclastos, variaciones en mecanismos eruptivos, variedad de enclaves máficos y ultramáficos en las lavas, intensa actividad fumaroliana, etc. (Araña & Fúster, 1974).

Síntesis vulcaestratigráfica

A modo de resumen, en la Fig. 26 se muestra el conjunto de dataciones radiométricas obtenidas hasta ahora en las lavas subaéreas de la isla (modificada de Carracedo *et al.*, 2001). La desviación de algunas de las edades ya fue discutida por Guillou *et al.* (2001), quienes opinaron que, en

general, las edades de algunos autores son demasiado altas debido principalmente al exceso de argón atrapado en los fenocristales de las rocas analizadas.



Fig. 25. Grietas generadas en la erupción del volcán San Juan en 1949 (Foto en Bonelli, 1950).

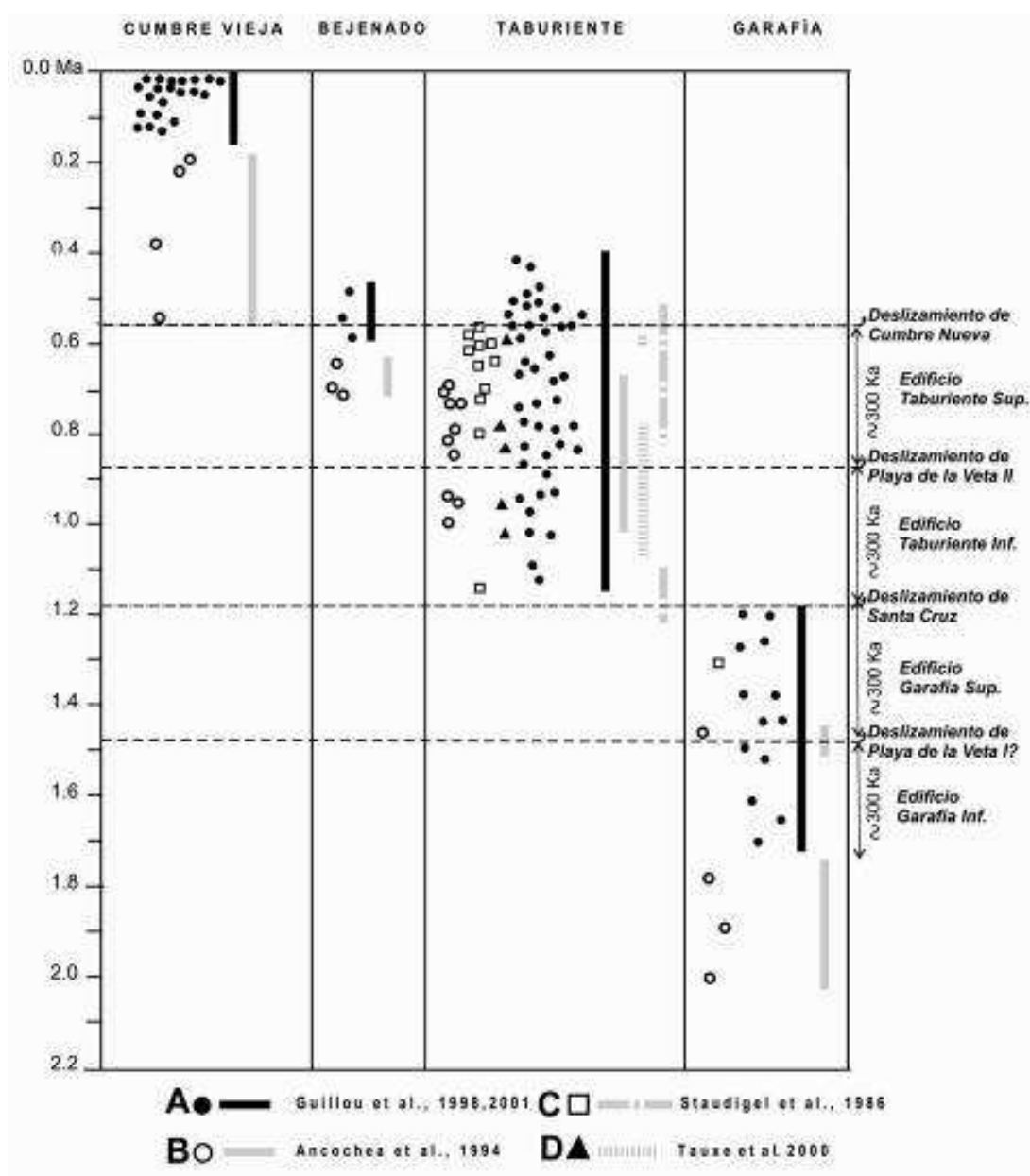


Fig. 26. Edades radiométricas obtenidas en los edificios subaéreos de La Palma según diferentes autores (modificado de Carracedo *et al.*, 2001). Se indica la edad aproximada de los deslizamientos que han afectado a los distintos edificios.

Si se acepta que el deslizamiento más dudoso de Playa de la Veta I tuvo lugar alrededor de 1,48 Ma, entonces la construcción de cada uno de los cinco edificios volcánicos en el Escudo Norte, excepto el Bejenado, ha tenido lugar en un tiempo similar y aproximado de unos 300 ka. Ello significaría que la tasa eruptiva en los escudos y el desarrollo de cada uno de los edificios del norte de la isla han seguido una pauta que se ha repetido cuatro veces cada 300 ka y cabría esperar que esta pauta se repitiera en el mismo tiempo para el Edificio Cumbre Vieja.

Una síntesis de la evolución geológica de la isla se expone en la Fig. 27 (modificada de Colmenero *et al.*, 2012), en la que se indican los episodios constructivos y los eventos destructivos ya comentados.

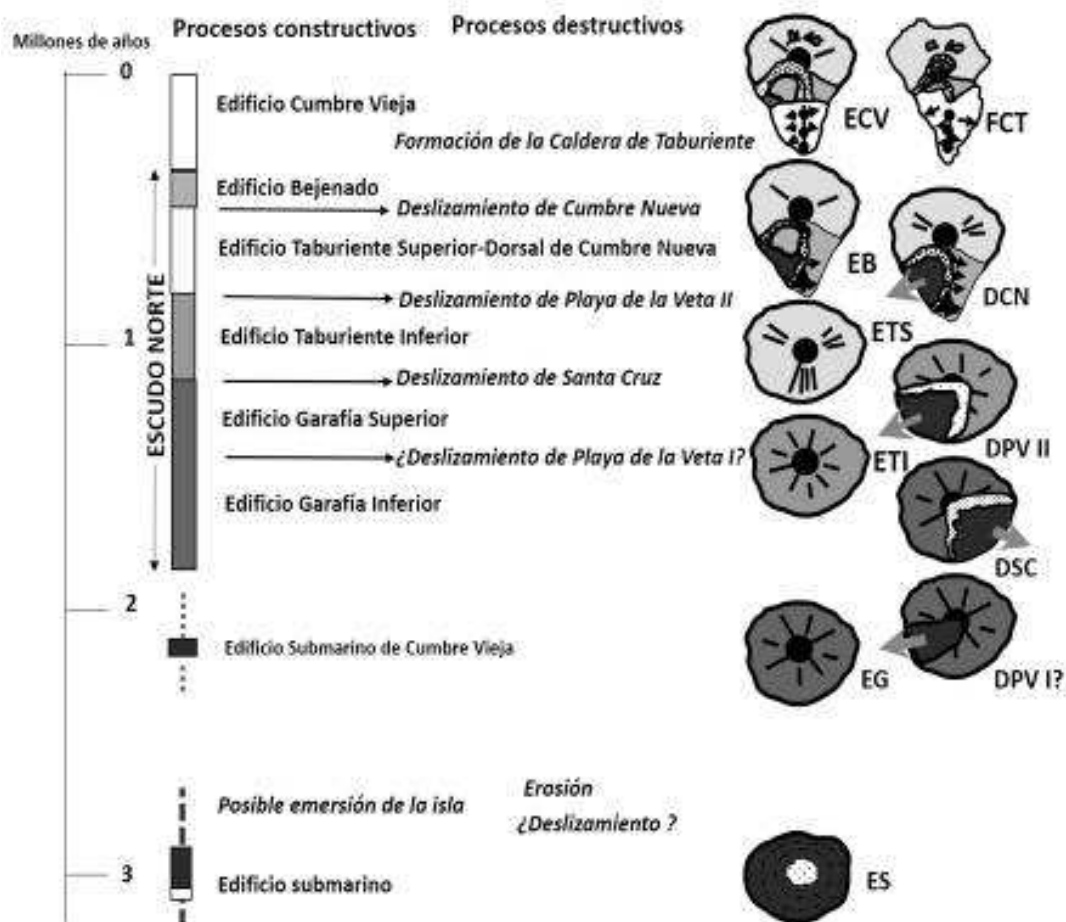


Fig. 27. Cronología de los edificios volcánicos y evolución geológica de La Palma (basado en Carracedo *et al.*, 2001; Colmenero *et al.*, 2012; y Van den Bogaard, 2013). Las abreviaturas hacen referencia a los edificios volcánicos y a los deslizamientos.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias y a la Fundación Telesforo Bravo-Juan Coello la invitación al Dr. Julio de la Nuez a participar en la XIII Semana Científica Telesforo Bravo para tratar sobre la geología de la isla de La Palma.

Las dataciones radiométricas aportadas en este trabajo fueron realizadas por la Dra. Pilar González Montero de la Universidad de Granada y el Dr. Fred Jourdan de la Universidad de Curtin, ambos siempre han estado dispuestos a colaborar en lo que fuera necesario.

Durante todos estos años siempre hemos recibido el apoyo y el reconocimiento del personal del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente, tanto de la Guardería, como del Director-conservador D. Ángel Palomares Martínez, como también del personal del Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte, en especial, de su anterior administrador D. Rosendo Luis Cáceres.

También es preciso indicar que la comunicación que aquí se expone ha sido posible gracias a la ayuda financiera de diversas instituciones en forma, fundamentalmente, de becas y proyectos de investigación (Proyectos: PB94-0596; BTE2000-0823; BTE2003-00569; CGL2006-00970/BTE; CGL2009-07775/BTE; 529/2012; CGL2016-75062-P del Gobierno de España; PI2000-026; PI2003-106; PI2008-250 del Gobierno de Canarias).

Asimismo, hemos recibido el apoyo y la ayuda de otros organismos y entidades, como del Cabildo de La Palma, de Comunidades de Propietarios de Galerías, como las de Canto de los Tilos, Tenerra, Los Hombres, Fuente Barbuzano, etc., y de numerosos vecinos de la isla.

Bibliografía

- AFONSO, A., A. APARICIO, A. HERNÁNDEZ-PACHECO & E.R. BADIOLA (1974). Morphology evolution of Teneguía volcano área. *Estudios Geológicos* vol. Teneguía: 19-26.
- ANCOCHEA, E. (2016). Evolución geológica de la isla de La Gomera. En: Afonso-Carrillo, J. (Ed.): *La Gomera: entre bosques y taparuchas*, pp. 101-137. Actas de la XI Semana Científica Telesforo Bravo. Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias. Puerto de la Cruz.
- ANCOCHEA, E., J.L. BARRERA, F. BELLIDO, R. BENITO, J.L. BRÄNDLE, J.M. CEBRIÁ, J. COELLO, C.R. CUBAS, J. DE LA NUEZ, M. DOBLAS, J.A. GÓMEZ, F. HERNÁN, R. HERRERA, M.J. HUERTAS, J. LÓPEZ-RUIZ, J. MARTÍ, M. MUÑOZ & J. SAGREDO (2004). Capítulo 8: Canarias y el vulcanismo neógeno peninsular. En: J.A. Vera (Ed.). *Geología de España*, pp. 635-682. Instituto Geológico y Minero de España y Sociedad Geológica de España.
- ANCOCHEA, E., J.L. BRÄNDLE, C.R. CUBAS, F. HERNÁN & M.J. HUERTAS (1996). Volcanic complexes in the Eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70: 193-204.
- ANCOCHEA, E., F. HERNÁN, A. CENDRERO, J.M. CANTAGREL, J.M. FUSTER, E. IBARROLA & J. COELLO (1994). Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60: 243-262.
- ANCOCHEA, E., F. HERNÁN, M.J. HUERTAS, J.L. BRÄNDLE & R. HERRERA (2006). A new chronostratigraphical and evolutionary model for La Gomera: Implications

- for the overall evolution of the Canarian Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157: 271-293.
- ARAÑA, V. & J.M. FÚSTER (1974). La erupción del volcán Teneguía, La Palma, Islas Canarias. *Estudios Geológicos* vol. Teneguía: 15-18.
- ARAÑA, V. & E. IBARROLA (1973). Rhyolitic pumice in the basaltic pyroclasts from the 1971 eruption of Teneguía volcano, Canary Islands. *Lithos* 6: 273-278.
- BONELLI RUBIO, J.M. (1950). *Contribución al estudio de la erupción del volcán del Nambroque o San Juan (Isla de La Palma)*. Instituto Geográfico y Catastral. 32 pp.
- BRAVO, T. (1964). Estudio geológico y petrográfico de la isla de La Gomera. I. Estudio Geológico. *Estudios Geológicos* 20: 1-21.
- CARRACEDO, J.C. (2011). *Geología de Canarias I (origen, evolución, edad y volcanismo)*. Ed. Rueda. 398 pp.
- CARRACEDO, J.C., E.R. BADIOLA, H. GUILLOU, J. DE LA NUEZ & F.J. PÉREZ TORRADO (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geológicos* 57: 175-273.
- CARRACEDO, J.C., S. DAY, H. GUILLOU & P. GRAVESTOCK (1999). Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides and the genesis of the Caldera de Taburiente. *Geological Society of America Bulletin* 111: 755-768.
- CARRACEDO, J.C., S. DAY, H. GUILLOU & E. RODRÍGUEZ BADIOLA (1996). The 1677 eruption of La Palma, Canary Islands. *Estudios Geológicos* 52: 103-114.
- CARRACEDO, J.C. & R.I. TILLING (2003). *Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas Canarias-Hawái*. Caja General de Ahorros de Canarias Pub. 293, 73 pp.
- CARRACEDO, J.C. & V.R. TROLL (2016). *Geology of the Canary Islands*. Ed. Elsevier. 621 pp.
- CARRACEDO, J.C., V.R. TROLL, K. ZACZEK, A. RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ, V. SOLER & F.M. DEEGAN (2015). The 2011–2012 submarine eruption off El Hierro, Canary Islands: New lessons in oceanic island growth and volcanic crisis management. *Earth-Science Reviews* 150: 168-200.
- CAS, R.A.F. (1990). Submarine volcanism: eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Economic Geology* 87: 511-541.
- CASILLAS, R., J. DE LA NUEZ, J.R. COLMENERO & C. FERNÁNDEZ (2016a). El Complejo Lóbulo-Hialoclastítico Traquítico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). IX Congreso Geológico de España. *Geo-Temas*, 16 (1) ISSN 1576-5172: 399-402.
- CASILLAS, R., J. DE LA NUEZ, C. FERNÁNDEZ & J.R. COLMENERO (2016b). Composición y origen de los roques centrales de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias): restos de láminas deslizadas. IX Congreso Geológico de España. *Geo-Temas*, 16 (1) ISSN 1576-5172: 395-399.
- CASTILLO, C., J. USERA, D. LICHÉ, J. DE LA NUEZ & R. CASILLAS (2002). Estudio preliminar de los foraminíferos de la formación volcánica submarina de La Palma (Islas Canarias). XVIII Jornadas de la Sociedad Española de

- Paleontología y II Congreso Ibérico de Paleontología. Salamanca. Libro de resúmenes, 19-20.
- COLMENERO, J.R., J. DE LA NUEZ, R. CASILLAS & C. CASTILLO (2008). Caracteres de los conglomerados y brechas epiclásticos de La Palma (Islas Canarias) y su relación con grandes deslizamientos y génesis de la Caldera de Taburiente. VIII Congreso Geológico de España. *Geo-Temas* 10, (ISSN: 1567-5172) 123-126.
- COLMENERO, J.R., J. DE LA NUEZ, R. CASILLAS & C. CASTILLO (2012). Epiclastic deposits associated with large-scale landslides and the formation of erosive calderas in oceanic islands: The example of the La Palma Island (Canary Archipelago). *Geomorphology* 177-178: 108-127.
- CUBAS, C.R. (1981). Los procesos de fusión de xenolitos fonolíticos incluidos en lavas históricas de La Palma. *IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica* 1779-1797.
- DAY, S., J.C. CARRACEDO, H. GUILLOU & P. GRAVESTOCK (1999). Recent structural evolution of the Cumbre Vieja Volcano, La Palma, Canary Islands: Volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcanic flank instability? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94: 135-167.
- DE LA NUEZ, J. (1983). *El Complejo Intrusivo Subvolcánico de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 401 pp.
- DE LA NUEZ, J. & R. ARENAS (1988). El metamorfismo hidrotermal de los gabros de la Caldera de Taburiente, La Palma (Islas Canarias). *Revista d'Investigacions Geològiques* 44-45: 193-212.
- DE LA NUEZ, J., R. CASILLAS, M.L. QUESADA, C. FERNÁNDEZ & J.R. COLMENERO (2016). Caracterización geoquímica del complejo lóbulo-hialoclastítico submarino de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). *Geo-temas*, 16(1) ISSN 1576-5172: 407-411.
- DE LA NUEZ, J. & M.L. QUESADA (1999). El edificio hidromagmático de Montaña Goteras en La Palma (Islas Canarias). *Boletín Geológico y Minero* 110: 19-24.
- DE ROSEN-SPENCE, A., G. PROVOST, E. DIMROTH, K. GOCHNAUER & V. OWEN (1980): Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their quaternary equivalents. *Precambrian Research* 12: 43-77.
- FERNÁNDEZ, C., J. DE LA NUEZ, R. CASILLAS & E. GARCÍA NAVARRO (2002). Stress field associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands). *Tectonics* 21, 1031, 10.1029/2000TC900038.
- FERNÁNDEZ, C., J. DE LA NUEZ, R. CASILLAS, E. GARCÍA NAVARRO & J.R. COLMENERO (2016). Estudio estructural de la superficie basal del deslizamiento gravitacional de Playa de la Veta II en la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). IX Congreso Geológico de España. *Geo-Temas*, 16 (1) ISSN 1576-5172: 439-442.
- FERNÁNDEZ SANTÍN, S., F. HERNÁN, L.F. NAVARRO & D. PLIEGO (1974). Petrographic study of basaltic materials emitted by Teneguía volcano (La Palma, Canary Islands, October 27th-November 19th, 1971). *Estudios Geológicos* vol. Teneguía: 27-33.

- GUILLOU, H., J.C. CARRACEDO & S. DAY (1998). Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using unspiked K-Ar technique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86: 137-149.
- GUILLOU, H., J.C. CARRACEDO & R.A. DUNCAN (2001). K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequences from La Palma Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106: 175-194.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1971). Nota previa sobre el complejo basal de la isla de La Palma (Canarias). *Estudios Geológicos* 27: 255-265.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1990). La erupción del Tahuya en 1585 y el origen de los Roques de Jedey, La Palma, Canarias. *Secretariado de Publicaciones de la Universidad de La Laguna*, Tomo Homenaje al prof. Telesforo Bravo, 425-446.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. & J. DE LA NUEZ (1983). Las extrusiones sálicas del sur de la isla de La Palma. *Estudios Geológicos* 39: 3-30.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. & S. FERNÁNDEZ SANTÍN (1974). Las formaciones volcánicas submarinas de la Caldera de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas. *Proceedings of the Symposium on Andean and Antarctic Volcanology problems* (Santiago, Chile) pp. 98-111.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. & M.C. VALLS (1982). The historic eruptions of La Palma Island (Canaries). *Arquipelago, Universidade dos Açores. Série Ciências da Natureza* 3: 83-94.
- HILDENBRAND, A., P.-Y. GILLOT, V. SOLER & P. LAHITTE (2003). Evidence for a persistent uplifting of La Palma (Canary Islands), inferred from morphological and radiometric data. *Earth and Planetary Science Letters* 210: 277-289.
- KLÜGEL, A., M.A. LONGPRÉ, L. GARCÍA-CAÑADA & J. STIX (2015). Deep intrusions, lateral magma transport and related uplift at ocean island volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* 43:140-149.
- KLÜGEL, A., H.U. SCHMINCKE, J.D.L. WHITE & K.A. HOERNLE (1999). Chronology and volcanology of the 1949 multi-vent rift-zone eruption on La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94: 267-282.
- MACHADO, F. & D. PLIEGO (1974). Rheology of the lava of Teneguía eruption (Island of La Palma, Canary Islands, 1971). *Estudios Geológicos* vol. Teneguía: 35-40.
- MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA 1085 III-IV El Pueblo (2015). Escala 1:25.000. Instituto Geológico y Minero de España. *Mapa y Memoria* 170 pp.
- MARTÍ, J., J.M. MITJAVILA & V. ARAÑA (1995). The Las Cañadas Edifice and Caldera. En: J. Martí y J. Mitjavila (Ed.). *A field guide to the Central Volcanic Complex of Tenerife (Canary Islands)*, pp. 19-38. Serie Casa de los Volcanes. Cabildo Insular de Lanzarote.
- MASSON, D.G., A.B. WATTS, M.J.R. GEE, R. URGELES, N.C. MICHELL, T.P. LE BAS & M. CANAL (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews* 57: 1-35.
- MELETLIDIS, S., A. DI ROBERTO, M. POMPILIO, A. BERTAGNINI, I. IRIBARREN, A. FELPETO, P.A. TORRES & C. D'ORIANO (2012). Xenopumices from the 2011-2012 submarine eruption of El Hierro (Canary Islands, Spain): Constraints on the plumbing system and magma ascent. *Geophysical Research Letters* 39, L17302, doi: 10.1029/2012GL052675.

- MORGAN, L.A. & K.J. SCHULTZ (2012). 5. *Physical Volcanology of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits*, pp. 63-100. Scientific Investigations Report 2010–5070–C. U.S.D.I. y U.S.G.S.
- MOSS, J.L., W.J. MCGUIRE & D. PAGE (1999). Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94: 251-265.
- NAVARRO, J.M. & J.J. COELLO (1993). *Mapa geológico del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- NAVARRO, J.M. & I. FARRUJIA (1989). *Bases para el planeamiento hidrogeológico insular. Aspectos geológicos e hidrogeológicos*. Cabildo Insular de Tenerife. 145 pp.
- PARARAS-CARAYANNIS, G. (2002). Evaluation of the threat of megatsunami generation from postulated massive slope failures of island volcanoes on La Palma, Canary Islands, and on the Island of Hawaii. *Science of Tsunami Hazards* 20: 251-277.
- RECK, H. (1928). Zur deutung der vulkanischen geschichte und der calderabildung auf der insel La Palma. *Zeitschrift für Vulkanologie* band 11: 217-243.
- RODRÍGUEZ-LOSADA, J.A., A. EFF-DARWICH, L.E. HERNÁNDEZ, R. VIÑAS, N. PÉREZ, P. HERNÁNDEZ, G. MELIÁN, J. MARTÍNEZ-FRÍAS, M.C. ROMERO-RUIZ & J.J. COELLO-BRAVO (2015). Petrological and geochemical highlights in the floating fragments of the October 2011 submarine eruption offshore El Hierro (Canary Islands): Relevance of submarine hydrothermal processes. *Journal of African Earth Sciences* 102: 41-49.
- ROMERO ORTIZ, J. & J.M. BONELLI RUBIO (1951). *La erupción del Nambroque (Junio-Agosto de 1949)*. Comisión Nacional de Geodesia y Geofísica. Instituto Geográfico y Catastral. 105 pp.
- ROMERO ORTIZ, J., D. RECONDO, W. CASTILLO, M. VIDARTE & E. FERNÁNDEZ (1950). La erupción del Nambroque en la isla de La Palma. *Boletín Geológico y Minero de España* 63: 3-163.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., J.M. FÚSTER & M. MARTEL (1952). Las erupciones y materiales arrojados por ellas en la isla de La Palma. Junio-Julio de 1949. *Bulletin Vulcanologique* 12-13: 145-163.
- SANTIAGO, M. (1960). Los volcanes de La Palma (Islas Canarias). *El Museo Canario* 75-76. Homenaje a Simón Benítez Padilla, pp. 281-346.
- SCHIFFMAN, P. & H. STAUDIGEL (1995). The smectite to chlorite transition in a fossil seamount hydrothermal system: the Basement Complex of La Palma, Canary Islands. *Journal of Metamorphic Geology* 13: 487-498.
- SIGMARSSON, O., D. LAPORTE, M. CARPENTIER, B. DEVOUARD, J.L. DEVIDAL & J. MARTÍ (2013). Formation of U-depleted rhyolite from a basanite at El Hierro, Canary Islands. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 165: 601-622.
- SOLER, C. (2007). *La historia de la Fuente Santa*. Ed. Turquesa. 430 pp.
- STAUDIGEL, H. & D.A. CLAGUE (2010). The geological history of deep-sea volcanoes. Biosphere, hydrosphere and lithosphere interactions. *Oceanography* 23: 58-71.

- STAUDIGEL, H., G. FERAUD & G. GIANNERINI (1986). The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 27: 299-322.
- STAUDIGEL, H. & H.U. SCHMINCKE (1984). The Pliocene Seamount Series of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 89: 11195-11215.
- TAUXE, L., H. STAUDIGEL & J.R. WIJBRANS (2000). Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from La Palma in the Canary Islands. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1. Paper number 2000GC000063.
- TROLL, V.R., A. KLÜGEL; M.A. LONGPRÉ; S. BURCHARDT, F.M. DEEGAN, J.C. CARRACEDO; S. WIESMAIER, U. KUEPPERS, B. DAHREN, L.S. BLYTHE, T.H. HANSTEEN, C. FREDA, D.A. BUDD, E.M. JOLIS, E. JONSSON, F.C. MEADE, C. HARRIS, S.E. BERG, L. MANCINI, M. POLACCI & K. PEDROZA (2012). Floating stones off El Hierro, Canary Islands: xenoliths of pre-island sedimentary origin in the early products of the October 2011 eruption. *Solid Earth* 3: 97-110.
- URGELÉS, R., D.G. MASSON, M. CANALS, A.G. WATTS & T. LE BAS (1999). Recurrent giant landslides on the west flank of La Palma. Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 104: 25331-25348.
- VAN DEN BOGAARD, P. (2013). The origin of the Canary Islands seamount province- New ages of old seamounts. *Scientific Reports* 3: 2107. DOI: 10.1038/srep02107.
- VON BUCH, L. (1825). *Physikalische beschreibung der Canarischen Inseln*. Berlín 201 pp.
- VON KNEBEL, W. (1906). Studien zur Oberflächengestaltung der Insel Palma und Ferro. *Globus* 90: 20-21.
- WARD, S.N. & S. DAY (2001). Cumbre Vieja Volcano- Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophysical Research Letters* 28: 3397-3400.