

EXCURSIÓN INTRA-CONGRESO Nº 3

Vulcanismo y sedimentación: interrelación en ambientes costeros

M. C. Cabrera¹, D. Gimeno² y F. J. Pérez Torrado¹

1 Departamento de Física (Geología), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017-Las Palmas de Gran Canaria. *mcabrera@dfis.ulpgc.es; fperez@dfis.ulpgc.es*

2 Departamento de Petrología, Geoquímica y Prospección Geológica, Universidad de Barcelona. 08071-Barcelona. *domingo.gimeno@ub.edu*

ÍNDICE

Introducción	74
La Formación Detrítica de Las Palmas.....	75
Itinerario	79
Parada 1. Pillow-lavas en el Barranco de Tamaraceite.....	80
Parada 2. Brechas volcánicas en sedimentos de shoreface en las Cuevas del Guincho.....	84
Parada 3. Depósitos de Tsunami en el Barranco de Agaete	86
Agradecimientos	88

Introducción

Gran Canaria, como isla volcánica intraplaca, presenta rasgos que evidencian la competición dinámica que se produce entre los procesos constructivos (actividad magmática) y los destructivos (erosión y deslizamientos gravitacionales). Aún cuando la mayor parte de las huellas de esta competición se conservan normalmente en las faldas del edificio volcánico insular (*apron*), las especiales características de la corteza oceánica sobre la que se asientan las Islas Canarias (vieja y rígida) hacen que las islas más antiguas no sufran una rápida subsidencia, dando lugar a que se conserven en superficie sedimentos formados en ambientes diferentes, desde continentales a costeros.

La interrelación entre el volcanismo y la sedimentación da lugar a depósitos con un amplio abanico de características híbridas. Cuando la interacción ocurre entre depósitos piroclásticos y detríticos se forman facies intermedias y es difícil a veces definir claramente su origen si no se conoce bien el contexto geológico de la zona. En el caso de que la interacción se produzca entre materiales lávicos y sedimentos en un medio acuoso, se forman lavas almohadilladas (*pillow-lavas*), que constituyen una litofacies típica de interacción agua-magma, o más raramente hielo-magma o sedimento inconsolidado-magma (Assorgia y Gimeno 1994; Castañares *et al.* 2000). En la mayoría de los casos son el producto del emplazamiento de magmas efusivos básicos sobre el fondo marino (en dorsales y montes submarinos). Las islas oceánicas, en la etapa madura o final de su crecimiento, también pueden proporcionar un ejemplo de generación de litofacies de *pillow-lava*, en relación con la entrada de coladas subaéreas más o menos desgasificadas en el medio submarino somero. En la mayor parte de los casos, los depósitos resultantes quedan recogidos en la parte sumergida de la isla (y por lo tanto son difícilmente accesibles para su estudio) e igualmente presentan un marcado predominio de las facies vítreas clásicas (hialoclastitas) sobre las coladas de *pillows*.

Otros fenómenos ligados a las islas oceánicas intraplaca proceden del desmantelamiento rápido de las mismas por derrumbes parciales del edificio volcánico (Keating y McGuire, 2000). Esto da lugar a la formación de deslizamientos que pueden tener proporciones gigantescas, cuyo origen está ligado al apilamiento rápido de materiales volcánicos que se desestabilizan por gravedad unido a la existencia de empujes tensionales producidos por el volcanismo activo (una nueva intrusión, una erupción, un fuerte terremoto, etc.). Los depósitos de estos deslizamientos gigantes, conocidos como *debris avalanche*, han sido reconocidos en los fondos submarinos alrededor de las Islas Canarias y constituyen una forma acelerada de erosión que originan pérdidas de masa muy importantes, especialmente en las etapas juveniles de desarrollo de las islas (Carracedo *et al.*, 2002).

La existencia de un relleno rápido de sedimentos en los fondos submarinos debido a estos deslizamientos es uno de los desencadenantes posibles de olas gigantes (tsunamis), que han debido producirse en Canarias cuando estos deslizamientos han tenido lugar. El choque de un tsunami con otra isla ya existente da lugar a unos depósitos sedimentarios muy característicos, volumétricamente reducidos y de difícil interpretación por causas no catastróficas. Estos sedimentos, relacionados directamente con la formación de las islas oceánicas, permiten la identificación de la existencia de deslizamientos gigantes en las islas vecinas (e.g. Moore y Moore, 1984).

La Formación Detrítica de Las Palmas

La sedimentación detrítica en las zonas costeras de Gran Canaria se produjo fundamentalmente durante el periodo de inactividad volcánica (entre 8,3 y 5,5 Ma) y a principios de la etapa de rejuvenecimiento, con el desarrollo del estratovolcán Roque Nublo (ver capítulo de Geología de Gran Canaria en este mismo volumen). A pesar de ello, es en este periodo donde se alcanzan los mínimos valores de acumulación de materiales en las faldas submarinas de Gran Canaria, en torno a los 22 m/Ma (Schneider *et al.*, 1998), lo que indica que estas faldas submarinas crecen fundamentalmente en las épocas de mayor actividad volcánica.

Los mejores afloramientos de estos depósitos sedimentarios se localizan en los sectores N-NE de Gran Canaria y constituyen la Formación Detrítica de Las Palmas (FDLP en adelante). La FDLP se definió en 1990 durante la elaboración de la cartografía geológica de Gran Canaria (síntesis en Balcells *et al.*, 1992). Hasta ese momento, estos materiales se denominaban Terraza Sedimentaria de Las Palmas y como tal habían sido conocidos desde que Lyell recogiera algunos cortes de la misma y fauna fósil de diversos afloramientos en su visita a la isla. Posteriormente, estos materiales fueron objeto de varios estudios específicos dirigidos al contenido faunístico de los sedimentos marinos que afloran (Rothpletz y Simonelli, 1890; Meco y Stearns, 1981).

La estratigrafía de estos depósitos se describió en Navarro *et al.* (1969), que los dividieron en Piedemonte Inferior, Nivel Marino y Piedemonte Superior. En este estudio se hace especial referencia a la importancia de dichos sedimentos para la determinación de las edades de los materiales volcánicos con que se relacionan. La sedimentología detallada de estos materiales en algunos sectores se abordó en Cabrera (1985), Cabrera y Pérez Torrado (1988) y en los trabajos realizados para la cartografía geológica de la isla (Gabalón *et al.*, 1989; Balcells *et al.*, 1992).

En la FDLP se han diferenciado tres miembros, cuya cartografía y esquema estratigráfico se recogen en las figuras 1 y 2.

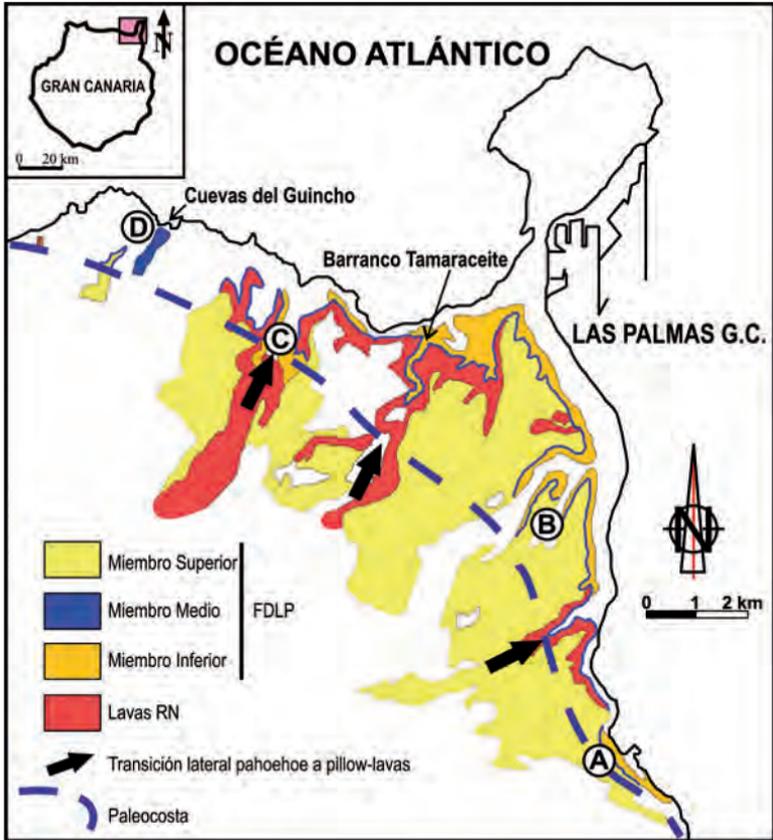


Figura 1. Esquema geológico de la Formación Detrítica de Las Palmas. Las secciones marcadas como A, B, C y D se corresponden con las columnas estratigráficas tipo de la figura 2.

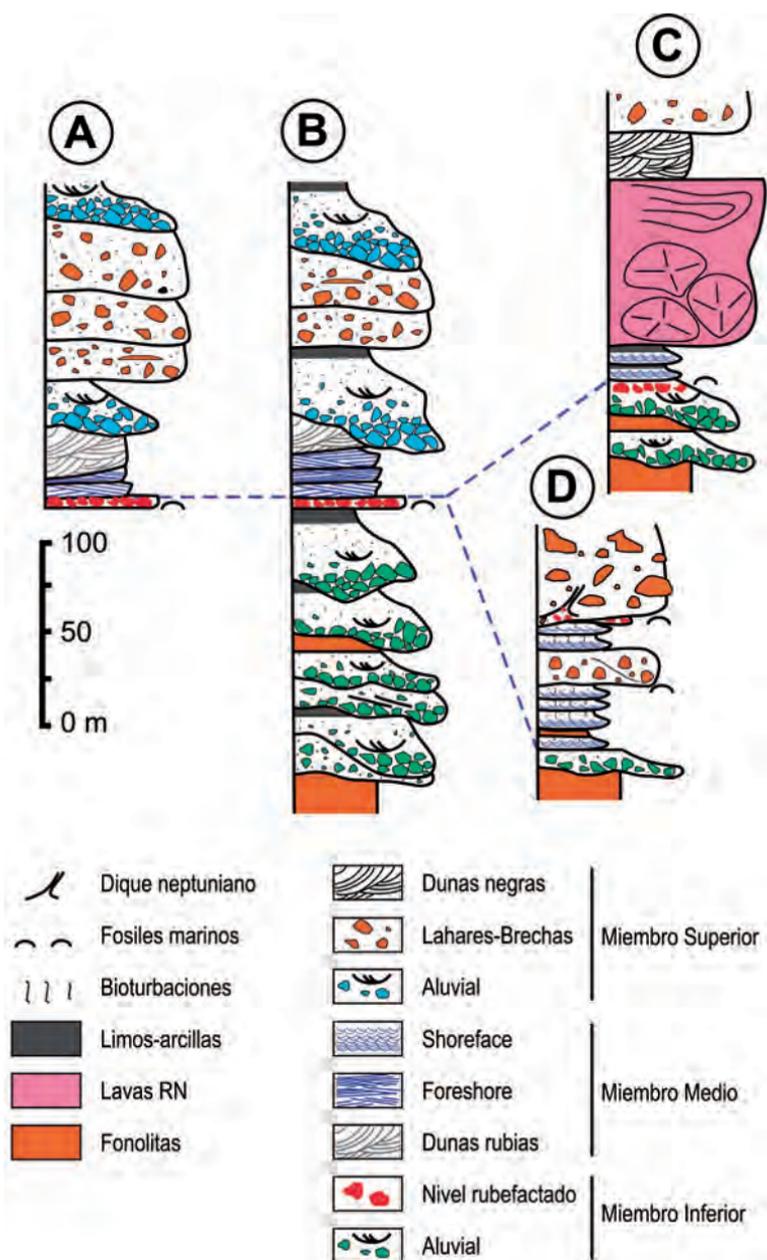


Figura 2. Columnas estratigráficas tipo de la FDLP. La situación espacial se indica en la Figura 1. A: Jinámar; B: Barranco Seco; C: Tinoca y D: Cuevas del Guincho.

De muro a techo, sus características son las siguientes:

- Miembro Inferior (hasta 120 m de potencia): conformado por una alternancia irregular de conglomerados, areniscas y limos, pero con marcado dominio de los conglomerados. Se encuentra en discordancia erosiva sobre lavas e ignimbritas fonolíticas, materiales que constituyen por tanto la inmensa mayoría de los cantos de los conglomerados. Ocasionalmente se observan intercalaciones de depósitos piroclásticos fonolíticos que representan los últimos signos de la actividad volcánica miocena. La serie comienza con depósitos de debris flow que evolucionan hacia secuencias estrato y granodecrecientes con bases erosivas, con una difusa estratificación cruzada en los conglomerados y laminación paralela en los finos. En general, constituye una megasecuencia positiva, que responde a un medio sedimentario de abanico aluvial que rellena una paleogeografía irregular generada por el desarrollo de grandes barrancos. Puntualmente, en las zonas bajas afloran arenas muy bien clasificadas con ripples de oleaje, que representan un incipiente cambio de facies a medios de transición. A techo de la secuencia y en contacto con el Miembro Medio, los cantos fonolíticos adquieren una pátina rojizo-anaranjada y huellas de erosión alveolar costera (nivel rubefactado), poniendo de manifiesto el inicio de una transgresión marina.
- Miembro Medio (potencia variable hasta los 30 m): se encuentra en concordancia con el Miembro Inferior y su base está marcada por un nivel fosilífero de organismos marinos. Se trata de sedimentos terrígenos de granulometría variable (de arcillas a conglomerados) que intercalan localmente materiales volcánicos del Grupo Roque Nublo (pillow-lavas y brechas volcánicas). Los detríticos representan una transición entre medios marinos someros y continentales, con facies representativas de ambientes de shoreface, playas, dunas eólicas y facies distales de abanico aluvial, constituyendo fan deltas en algunos puntos. Estos ambientes aparecen representados mediante cambios laterales de facies y también en la vertical de un mismo afloramiento, evidenciando las variaciones temporales del nivel del mar. El Miembro Medio representa un evento transgresivo generalizado (Cabrera, 1985), cuya edad puede establecerse a partir de la datación de las pillow-lavas en unos 4 Ma (Guillou *et al.*, 2004)
- Miembro Superior (70-130 m de potencia): se encuentra en discordancia erosiva sobre el Miembro Medio y está

formado por alternancias de conglomerados, areniscas y materiales volcanoclásticos del Grupo Roque Nublo. Al contrario que en el Miembro Inferior, la naturaleza de los cantos es muy variable, desde fonolitas miocenas hasta lavas y brechas del volcanismo Roque Nublo. Los materiales sedimentarios se ordenan en secuencias granodecrecientes de conglomerados-areniscas separadas por superficies erosivas, apuntando a ambientes aluviales. Se observa un cambio lateral de facies entre los sedimentos y la Brecha Roque Nublo, dando lugar a un amplio abanico de depósitos con características intermedias entre los puramente aluviales y los piroclásticos, denominadas “Facies Santidad” en la cartografía geológica (Balcells *et al.*, 1992). Este hecho pone de manifiesto la contemporaneidad entre este miembro y la actividad final del estratovolcán Roque Nublo.

Itinerario

Esta excursión, cuya duración prevista es de unas 9 horas, se desarrollará por la cornisa norte de Gran Canaria. En ella se visitarán tres afloramientos en los que se podrán observar diversos fenómenos sedimentarios condicionados por el vulcanismo (Fig. 3).



Figura 3. Itinerario de la excursión por el Norte de Gran Canaria.

Parada 1

Pillow-lavas en el Barranco de Tamaraceite

En esta parada se visita un afloramiento con una calidad excepcional en la carretera que lleva a la antigua base de la Marina “Manuel Lois”, cerca de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria. La mejor hora para realizar fotografías generales es por la mañana en la ladera Oeste del Barranco y por la tarde para fotos de detalle en la ladera Este.

El norte de la isla de Gran Canaria presenta dos singularidades notables que permiten el estudio detallado de pillow-lavas: en primer lugar, la cuenca sedimentaria de acogida de las lavas subaéreas presentaba una superficie plana relativamente extensa y con un suave declive hacia el océano Atlántico (factor que permitió la formación y amplio predominio de las lavas sobre las hialoclastitas); por otra parte, estos depósitos se encuentran actualmente a cotas ubicadas entre los 50 a 140 m sobre el nivel del mar actual. Estos depósitos han sido objeto de algunos estudios referidos a su tipología y disposición paleotopográfica (Gimeno *et al.* 2000, Pérez Torrado *et al.* 2002).

El afloramiento visitado permite reconocer la secuencia litológica completa que representa la obliteración total de la lámina de agua presente en una paleobahía de baja profundidad en el momento del emplazamiento de un conjunto de coladas. En este contexto, las coladas de lava procedentes de varios barrancos llegaron a esta cuenca marina somera, tras recorridos desde el centro de la isla del orden de unos 20 km, adentrándose en la plataforma somera en condiciones subacuáticas unos 3 km, perpendicularmente medidos a la paleolínea de costa. En un afloramiento tipo completo se observa, de muro a techo (Fig. 4a):

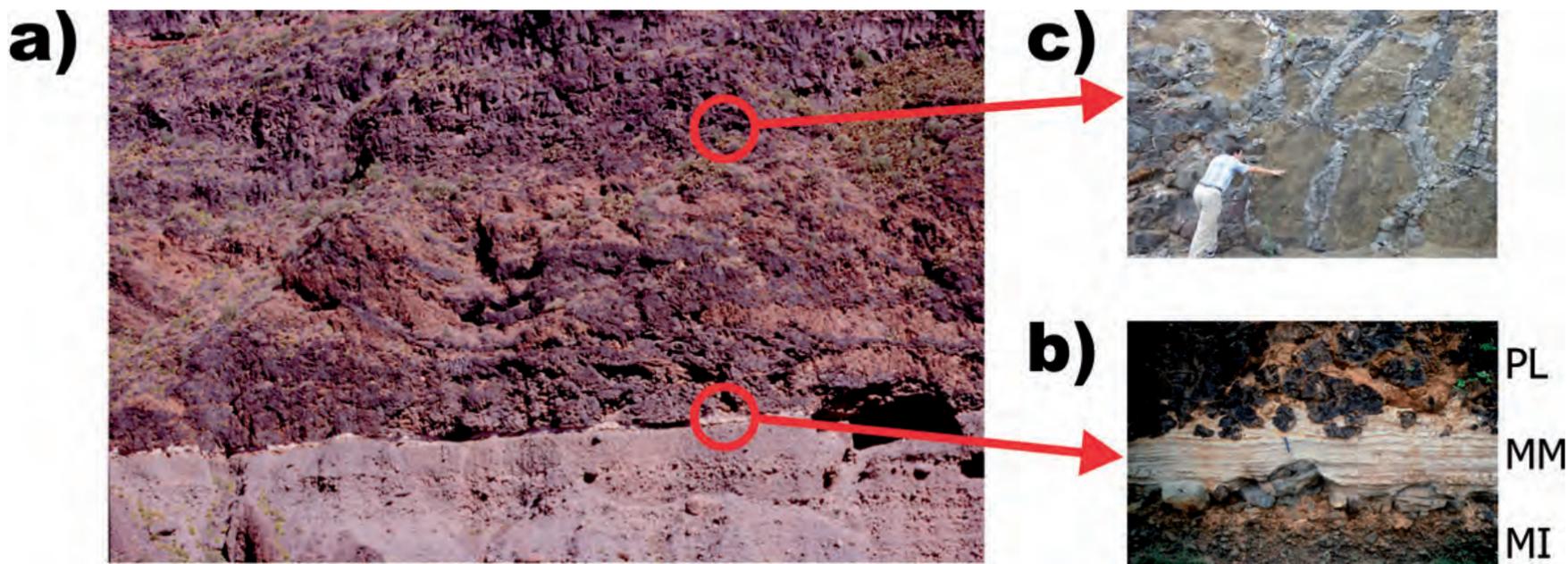


Figura 4. Afloramiento de pillow-lavas del Barranco de Tamaraceite. a) Panorámica de la secuencia volcanosedimentaria del Barranco de Tamaraceite. b) Detalle de los conglomerados del Miembro Inferior (MI) y el contacto entre los sedimentos marinos (MM) y las pillow-lavas (PL). c) Detalle de las estructuras originadas en el tránsito entre las pillow-lavas y las pahoehoe.

- Conglomerados aluviales del Miembro Inferior de la FDLP que culminan con el nivel rubefactado (MI en figura 4b).
- Un nivel guía de sedimentos costeros de color blanco, muy rico en componentes epiclásticos vítreos, cuyo espesor es variable y no suele superar 2 m (Miembro Medio de la FDLP, MM en figura 4b).
- Pillow-lavas e hialoclastitas asociadas, con espesores variables entre 0 (antigua línea de costa) y unos 20 m (PL en figura 4b). En la vertical, se desarrolla una litofacies de tránsito a lavas pahoehoe formada por tubos verticales con anillos vítreos y relleno masivo de hialoclastitas in situ (Fig. 4c), y finalmente unos 10 m de lavas subaéreas “pahoehoe”, que llegan a alcanzar unos 30 m hacia el interior de la isla. Estas lavas tienen una composición basanítica en la que destacan fenocristales de clinopiroxenos, olivinos y plagioclasas, y han sido datadas en unos 4 Ma (Guillou *et al.*, 2004).

En este afloramiento se pueden observar secciones longitudinales y transversales a los tubos de pillows, por lo que quedan expuestas diferentes estructuras de los mismos. La visión frontal hacia el extremo opuesto (oeste) del barranco de Tamaraceite (ver figura 4a) permite además distinguir con claridad la presencia del citado nivel sedimentario blanco, así como la disposición en foreset de los apilamientos de coladas tabulares de lava que evolucionan hacia interdigitaciones de tubos de pillows y partes frontales de pequeños deltas de brechas de pillows y deltas de hialoclastitas. Cabe señalar la desaparición local del nivel marino por el efecto erosivo de la expansión de los frentes de tubos de pillows sobre el sedimento inconsolidado.

Las pillow lavas constituyen un conjunto de litofacies que presentan estructuras internas y externas características (Gimeno, 1992) que permiten caracterizar tanto su proceso de formación como, con algunas limitaciones, el medio deposicional. El afloramiento de Tamaraceite es particularmente interesante por la riqueza de texturas en los pillows: márgenes vítreos, en ocasiones múltiples (hasta 3 o 4 anillas en pillows intensamente implosionados), núcleos huecos con bases planas (geopetales), y en ocasiones múltiples (indicando varios drenajes de lava), anillas concéntricas de nucleación de vesículas, gemación de tramos frontales e inferiores, grietas superficiales de retracción, constricciones, grietas longitudinales, etc. Por otra parte, se observa que una buena parte de los pillows se ha emplazado en el seno del nivel marino blanco inferior, de modo que son frecuentes los fenómenos de peperitización asociados a este emplazamiento (Assorgia y Gimeno, 1994) que conllevan tanto desplazamiento de los sedimentos como su vaporización

local, homogenización y pérdida de estructuras, emisión de gotas de magma (peperitas macroglobulares) y cristales hacia el sedimento, y otras estructuras específicas.

Las hialoclastitas en este afloramiento (y en la mayor parte de los estudiados en esta unidad) son de granulometría grosera, frecuentemente contienen clastos pluridecimétricos de brechas de pillows, aparecen restringidas a pequeñas proporciones relativas respecto a los pillows, ubicadas tanto en el seno de las cavidades y oquedades primarias (intrapillows) como en el seno de masas removilizadas mixtas de sedimento y palagonita, pobremente estructuradas, sitas en el frente de pequeños (decamétricos) deltas de pillows.

Todas estas características concuerdan con un medio marino de baja profundidad, al que corresponden los sedimentos inferiores en los que produciría un emplazamiento a partir de ríos de lava de velocidades relativamente elevadas.

Parada 2

Brechas volcánicas en sedimentos de shoreface en las Cuevas del Guincho

Para acceder a este afloramiento, hay que tomar la Carretera del Norte (GC-2) desde la parada anterior y pasando el punto kilométrico 8, tomar un camino a pie que sale a la derecha de la carretera y rodea el cantil costero. Las mañanas son el mejor momento para tomar buenas fotografías de detalle.

Este afloramiento muestra otro ejemplo de la interrelación que se produce entre los materiales volcánicos del Grupo Roque Nublo, en este caso avalanchas volcánicas, y los sedimentarios costeros pertenecientes al Miembro Medio de la FDLP. Se trata de un afloramiento excepcional por la calidad de la exposición de sus materiales y la gran variedad de estructuras sedimentarias y volcánicas existentes, todo ello en un área de reducidas dimensiones. En conjunto, representan un episodio transgresivo marino que paulatinamente se va somerizando hacia techo y que se ve alterado por la entrada de materiales volcanoclásticos en dos momentos diferentes (Cabrera y Pérez Torrado, 1988; Schneider *et al.*, 2004). Toda esta secuencia volcanosedimentaria se encuentra cubierta por lavas subaéreas del volcán Montaña de Arucas (datado en 151 ± 11 ka por Guillou *et al.*, 2004).

La columna sintética del afloramiento se muestra en la figura 5. Los depósitos sedimentarios se organizan en facies de conglomerados aluviales (Miembro Inferior de la FDLP), arenas laminadas con estructuras de oleaje pertenecientes a un subambiente de shoreface medio, facies de arenas bioturbadas de shoreface inferior y facies conglomeráticas que se encuentran a techo de la secuencia y representan un medio de alta energía donde el proceso dominante es la batida del oleaje (playa de cantos). Las arenas y los conglomerados se encuadran en el Miembro Medio de la FDLP. Los depósitos volcánicos están representados en la base de la columna por lavas fonolíticas miocenas que actúan de sustrato, ash-flow fonolíticos intercalados en delgadas capas en los sedimentos marinos de la parte baja de la columna, y dos brechas volcánicas relacionadas con la actividad del estratovolcán Roque Nublo.

La brecha intermedia, intercalada entre los sedimentos de shoreface, ha sido interpretada como un flujo piroclástico que al penetrar en un ambiente marino somero se transforma en un debris flow. En cuanto a la brecha superior, se asocia con una avalancha volcánica originada por el deslizamiento del flanco septentrional del estratovolcán y cuya edad debe ser inferior a los 4 Ma, ya que en otros lugares del Norte de la isla se localiza encima de las pillow-lavas observadas en la parada 1. Al penetrar en el mar produce una intensa deformación en los sedimentos marinos infrayacentes, ge-

nerando una serie de estructuras entre las que destaca la inyección de diques neptunianos de varios metros de longitud (Schneider *et al.*, 2004).

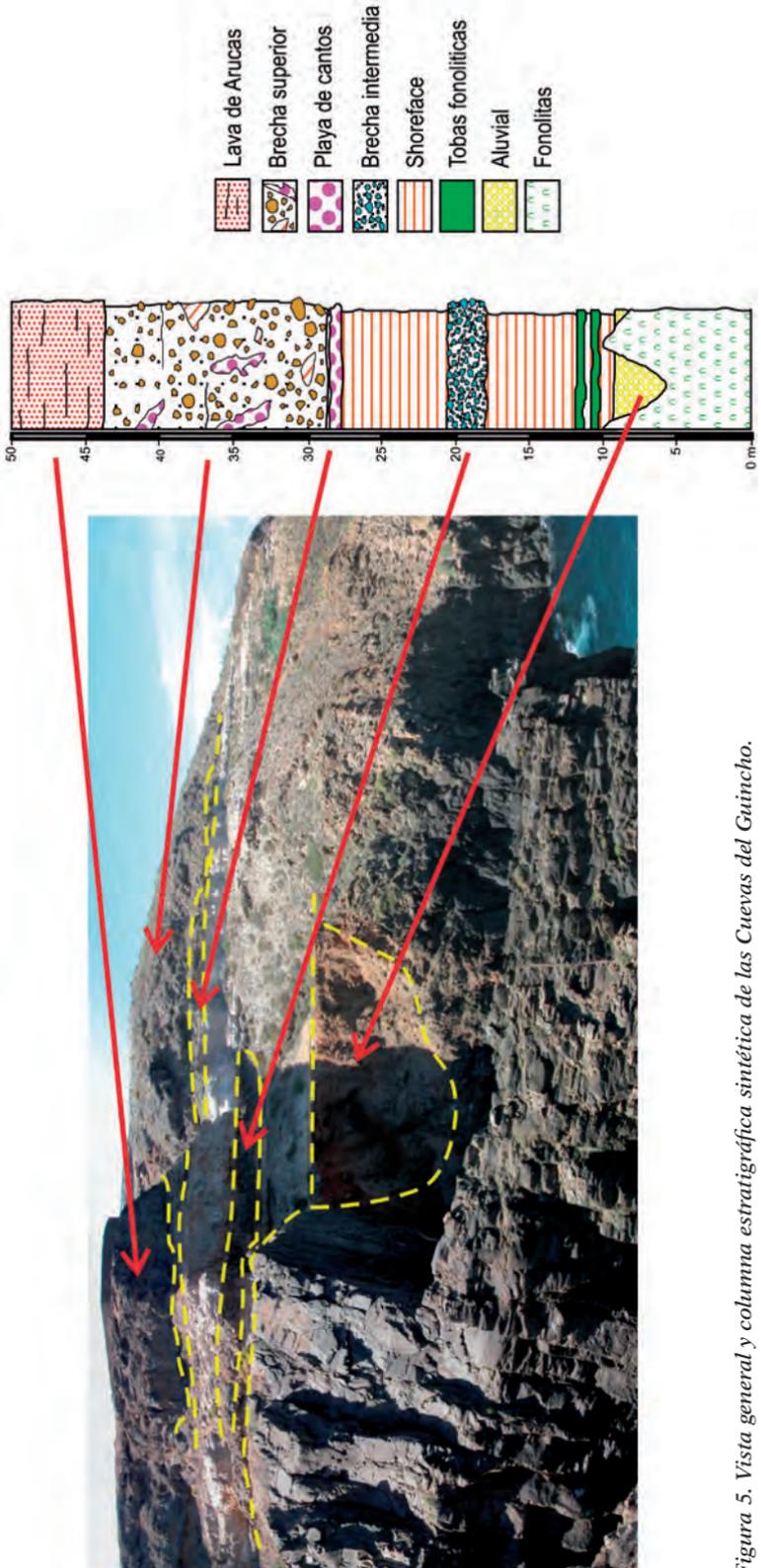


Figura 5. Vista general y columna estratigráfica sintética de las Cuevas del Guincho.

Parada 3

Depósitos de Tsunami en el Barranco de Agaete

Siguiendo por la Carretera del Norte (GC-2) se llega al pueblo de Agaete. A lo largo del valle y en la costa afloran los depósitos objeto de esta parada. Dependiendo del tiempo de que se disponga, se podrán visitar uno o varios afloramientos. Los más accesibles son los localizados en los Llanos de Turman (en la costa), Aerogeneradores (en los altos del pueblo) y en la carretera que conduce a La Aldea de San Nicolás (Fig. 6).

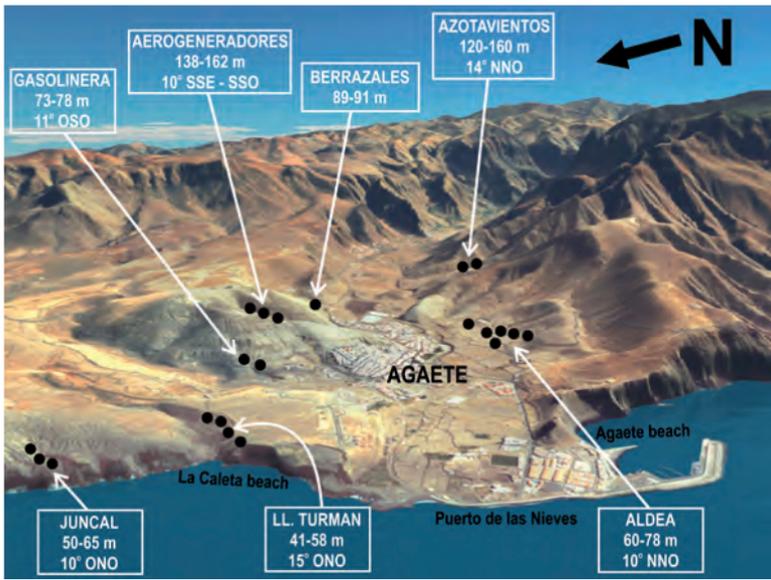


Figura 6. Vista 3D del Valle de Agaete. Se indican la posición, cota, ángulo y orientación de las pendientes de los depósitos de tsunami localizados en el Valle.

Los depósitos objeto de esta parada han sido conocidos desde principios del siglo XX por su contenido faunístico (e.g. Meco *et al.*, 2002), habiendo sido atribuidos a terrazas marinas merced a criterios paleontológicos. Sin embargo, sus características estratigráficas, sedimentológicas y geomorfológicas permiten asignarles un origen de tsunami.

El Valle de Agaete se excava en materiales volcánicos de diversas edades, fundamentalmente lavas básicas de la etapa de crecimiento en escudo de la isla en el Mioceno. Discordantemente sobre estas lavas se encuentran otras pertenecientes a la etapa de rejuvenecimiento, de edad Roque Nublo (5 Ma), Plio-Cuaternarias (2,75-1,75 Ma) y las que discurren por el fondo del barranco, consideradas de edad Holocena.

Los depósitos marinos se localizan en siete afloramientos principales situados a lo largo del valle y en el acantilado costero, a cotas que oscilan entre 50 a 160m (ver figura 6). Los afloramientos presentan morfologías lenticulares de escalas métricas a decamétricas y potencias entre 1 a 5 m que decrecen hacia el interior del valle. En la mayoría de los afloramientos se disponen materiales coluvionares entre el sustrato volcánico y los sedimentos marinos, cuyos cantos son incorporados en los sedimentos marinos. A techo, estos depósitos son cubiertos por sedimentos coluvionares y suelos. La edad de los sedimentos marinos puede estimarse entre los 1.75 Ma de las lavas más modernas que están debajo y los 32 ka dados mediante gasterópodos terrestres incorporados en sedimentos coluvionares similares a los que se encuentran a techo en algunos afloramientos.

Geomorfológicamente, debe destacarse que las pendientes y orientaciones de los afloramientos van variando de acuerdo con la ladera del valle en la que se encuentren, apuntando hacia el eje principal del valle (ver figura 6). En cuanto a sus características sedimentológicas, se trata de conglomerados heterométricos, pobremente clasificados, con cantos angulosos a muy redondeados de naturaleza volcánica y con fósiles marinos. Internamente muestran una estratificación grosera en dos o más capas, normalmente con marcadas granoselecciones negativas, imbricación de sus cantos y estructuras de erosión y relleno. Las paleocorrientes apuntan hacia tierra en las capas inferiores y hacia el mar en las superiores. Se han diferenciado unas 50 especies de macrofósiles, de las que una gran parte viven aún en aguas más cálidas de las existentes actualmente en Canarias (e.g. Meco *et al.*, 2002). Hay que destacar que estos fósiles están en general bastante fragmentados, aumentando el grado de fragmentación hacia tierra. Además, los fósiles no se encuentran nunca en posición de vida, incluso para ejemplares de bivalvos que se han encontrado completos, y existe una notable mezcla de fósiles muy erosionados con otros que conservan su ornamentación.

Todas estas características apuntan hacia un origen de tsunami (Pérez Torrado *et al.*, 2000 y 2006). Por un lado, las cotas, pendientes y orientaciones son fruto exclusivo de su adaptación a un relieve previo de origen aluvial sin que se hayan encontrado fallas que pudieran sugerir un origen tectónico para esta compartimentación. Por otro lado, las características sedimentológicas son incompatibles con procesos marinos litorales comunes y las cotas que aparecen las terrazas marinas de esta edad en Fuerteventura y Lanzarote llegan a los 70 m como máximo, estando en debate además la participación de movimientos isostáticos.

En la horquilla temporal en que se formaron estos depósitos, se produjo en el Valle de Güimar (Tenerife) un deslizamiento gigante que apunta hacia el Oeste de Gran Canaria, cuyo volumen alcanzó los 30 km³ (ver referencias en Carracedo *et al.*, 2002). Este deslizamiento, al entrar en el mar, pudo desencadenar un tsunami que alcanzara la costa oeste de Gran Canaria. Esta costa, al estar dotada con una plataforma insular amplia favoreció el desarrollo de las olas de tsunami que se encauzarían a través de los valles en los que pudo penetrar grandes distancias y alcanzar cotas elevadas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por los proyectos PI2002/148 del Gobierno de Canarias y GRANCA (Ref. CGL2004-04039/BTE) de la CICYT.