

MEGADESLIZAMIENTOS EN LAS ISLAS CANARIAS

Megalandslides in the Canary Islands

J. C. Carracedo (*), F. J. Pérez Torrado (**), R. Paris (***) y E. Rodríguez Badiola (****)

RESUMEN

Los deslizamientos gravitatorios implicando volúmenes relativamente reducidos (millones de m³) son muy frecuentes, no así los que afectan a decenas, centenares e incluso miles de km³. Estos deslizamientos gigantes o megadeslizamientos son especialmente importantes y frecuentes en las islas oceánicas, particularmente en sus primeras etapas de desarrollo en escudo. Fueron descubiertos en las Islas Hawaïi, donde alcanzan volúmenes “prodigiosos” de miles de km³, pero es en las Canarias donde, a pesar de su menor volumen, son particularmente espectaculares y donde han sido mejor estudiados, tanto en sus etapas pre- y post-colapso en tierra, como las características y extensión de sus depósitos de avalancha en los fondos marinos. Los megadeslizamientos no sólo son procesos muy importantes en el desarrollo de las islas oceánicas y en sus riesgos naturales, sino que influyen en su variabilidad petrológica y aportan importantes recursos paisajísticos en forma de espectaculares valles y calderas.

ABSTRACT

Relatively small gravitational landslides (millions of m³) are frequent geological features, but giant landslides or megalandslides (up to thousands km³) are rare and largely related to the development of oceanic islands, principally in the initial shield stages. They were first documented in the Hawaiian Islands, but are extraordinarily well represented in the Canary Islands where they have been comprehensively studied onshore –the pre- and post-collapse stages and processes and the evolution of nested volcanism– and offshore –their characteristics and extension of the debris avalanche deposits. Megalandslides are important features in oceanic-island development and associated natural hazards. Their valleys and calderas form spectacular landscapes and add to the natural and economical resources of the islands.

Palabras clave: Deslizamientos gigantes (megadeslizamientos), tsunamis, islas oceánicas, Islas Canarias
Keywords: Megalandslides, tsunamis, oceanic islands, Canary Islands.

INTRODUCCIÓN

Es relativamente habitual la presencia de estructuras geológicas que, por diversas causas, sobrepasan el límite de estabilidad y colapsan. Los deslizamientos ocurren tanto en tierra como en el mar, y tanto en la Tierra como en los demás planetas terrestres. La mayoría de estos deslizamientos son exclusivamente gravitatorios y suelen implicar volúmenes relativamente reducidos (millones de m³). Son muy abundantes en valles encajados, laderas escarpadas, cortes de carreteras, etc., especialmente cuando las rocas están alteradas y empapadas de agua en épocas de lluvias intensas y prolongadas. Por su elevada frecuencia este tipo de deslizamiento origina víctimas, incluso en desplomes de escaso volumen. Son también abundantes los deslizamientos de mayor entidad, especialmente catastróficos cuando afectan a cursos de ríos o grandes embalses.

Como ejemplo de este último tipo podemos citar el deslizamiento ocurrido en octubre de 1963 en

la región de los Alpes italianos, donde se había construido poco antes en una angosta garganta la presa más alta del mundo de la época (presa de Vajont, 257 m de altura, 150 Hm³ embalsados). El deslizamiento de la pared del valle movilizó 260 millones de m³ de rocas que desplazaron agua y lodo de la presa, inundando el cauce y originando 2000 víctimas y cuantiosos daños económicos, en el peor desastre por deslizamiento de la historia reciente de Europa.

En Canarias son frecuentes los desplomes en los cortes de las carreteras, paredes de barranco y en los cantiles costeros (Fig. 1). Los desplomes costeros abundan en todas las islas, particularmente en las más recientes (las Occidentales), y se forman al socavar el oleaje la base de los cantiles (efecto cornisa), proceso que contribuye al rápido retroceso de la costa (Carracedo et al., 2001). En las islas occidentales se suelen generar por desplomes costeros plataformas litorales bastante extensas, en las que se asientan cultivos y casas y se conocen localmente como “fajanas”.

(*) Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, La Laguna, Tenerife, Spain (jcarracedo@ipna.csic.es)

(**) Dpto. Física- Geología, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Spain

(***) Géolab UMR 6042 CNRS, Clermont-Ferrand, France

(****) Museo Nal. de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid

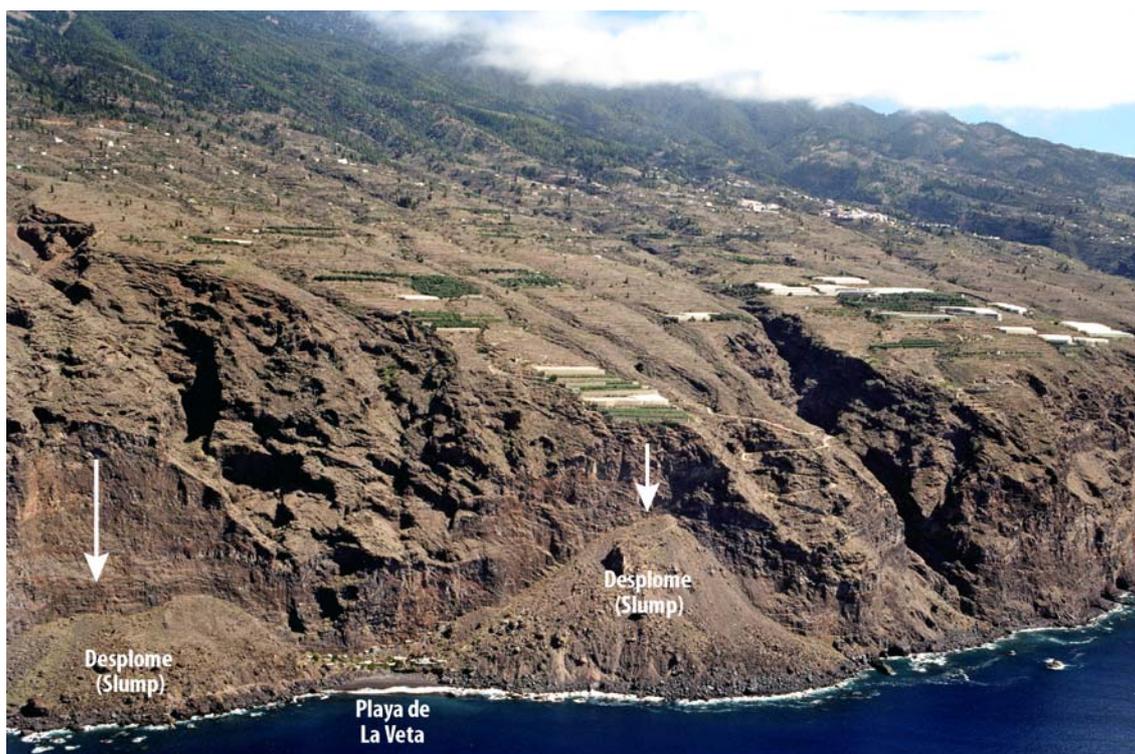


Fig. 1.- Típico desplome costero (slump) en la costa oeste del volcán Taburiente (La Palma). Estos deslizamientos casi verticales son muy numerosos y frecuentes y aceleran considerablemente el retroceso erosivo de la costa.

Particularmente importantes fueron los deslizamientos de Rosiana, en el centro de Gran Canaria, reactivados en varias ocasiones en fechas históricas (1879, 1921, 1923 y 1956). El último movimiento, en febrero de 1956, vino precedido por unas precipitaciones excepcionales (hasta más de 270 mm en 24 h) que movilizaron unos 3 millones de m³ de materiales, ocupando una superficie de unos 330.000 m² y provocando la destrucción de numerosas construcciones (casas, carretera y un puente), así como la evacuación de unas 250 personas (Linares et al., 2001).

En este artículo sólo vamos a ocuparnos con mayor detalle de aquellos deslizamientos de tan enorme volumen que, hasta hace pocos años, se habían buscado explicaciones para su origen más fácilmente asumibles que el colapso gravitatorio, como procesos explosivos o de hundimiento asociados a calderas volcánicas, largos periodos de intensa erosión, etc.

En los deslizamientos gigantes o megadeslizamientos (*giant landslides o megalandslides*) no hablamos de millones de m³, sino de decenas, centenares e incluso miles de km³. Estos deslizamientos gigantes requieren generalmente el concurso de otros procesos además de los puramente gravitatorios, por lo que se asocian fundamentalmente a ambientes volcánicos y sub-oceánicos.

Se había venido observando en algunos edificios volcánicos la presencia de cuencas que se prolongaban desde los flancos del volcán en extensos abanicos de materiales fragmentarios, formando el conjunto una estructura típica en colinas redondeadas (*hummocks*). Hoy parece obvia la explicación de esta disposición por el colapso lateral del volcán y la dispersión de los productos removidos formando una avalancha con la típica morfología colinar (Fig. 2A). Sin embargo, sólo fue al observarse directamente el deslizamiento del flanco norte del

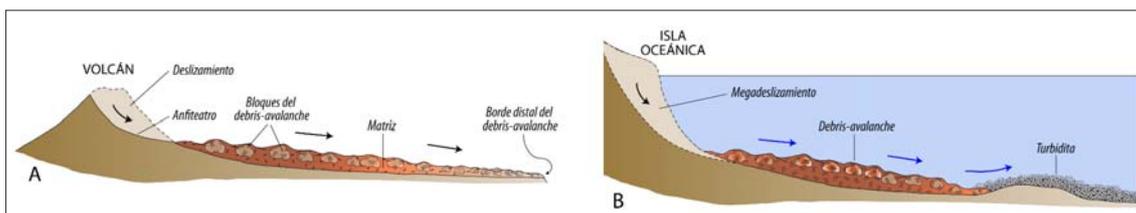


Fig. 2.- Deslizamientos gravitatorios: A. Colapso lateral del flanco de un volcán. El material movilizado se dispersa en una avalancha caótica formada por grandes bloques englobados en una matriz, dando morfologías características en forma de colinas (*hummocks*). B. Cuando el deslizamiento afecta a una isla oceánica suele implicar mayor volumen (a veces centenares e incluso miles de km³) y extensión. La avalancha se extiende generando en el frente un alud rocoso y flujos de materiales finos en régimen turbulento (*turbiditas*).

volcán St. Helens (EE UU, mayo de 1980) que se reconocieron estas estructuras como producto del colapso lateral de los edificios volcánicos.

Los efectos del deslizamiento gravitatorio de una parte del cono del volcán St. Helens fueron devastadores, a pesar de que el volumen movilizado fue sólo de 2.9 km³ y la superficie afectada de unos 60 km². Podemos hacernos idea de lo que pueden implicar megadeslizamientos cuyas avalanchas se extienden a lo largo de miles de km², implicando volúmenes de miles de km³ (Fig. 2B). Por ejemplo, la avalancha del deslizamiento de Nuuanu, al NE de la isla de Oahu, movilizó unos 3.000 km³ de materiales, que se extendieron por una superficie de unos 23.000 km² (Fig. 3).

En islas oceánicas como las Hawaii, donde estos procesos de gigantescos deslizamientos parecían más evidentes, la evaluación del tamaño de las cicatrices y los productos que se habrían removido para formarlas indicaban volúmenes tan enormes que llevó mucho tiempo aceptar su origen por deslizamiento a pesar de las evidencias en este sentido. Los primeros deslizamientos gigantes fueron identificados en la década de los 60 del siglo pasado en el norte de la isla de Molokai a partir de mapas batimétricos de baja resolución (Moore, 1964). Sin embargo, no fue hasta la década de los 80 cuando se realizaron prospecciones sistemáticas mediante imágenes de sonar de barrido lateral (GLORIA, acrónimo de Geological Long Range Inclined Asdic), lográndose identificar y cartografiar los principales deslizamientos de las Islas Hawaii. Es muy indicativo que el título escogido por sus autores para el primer artículo en que se describen fuera "Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge" (Moore et al., 1989).

En definitiva, los megadeslizamientos en Canarias tienen un gran interés para la comunidad científica internacional. Pero también son un magnífico recurso docente que puede ser utilizado en diferentes niveles educativos por varias razones:

1. la enorme magnitud del proceso, no sólo del

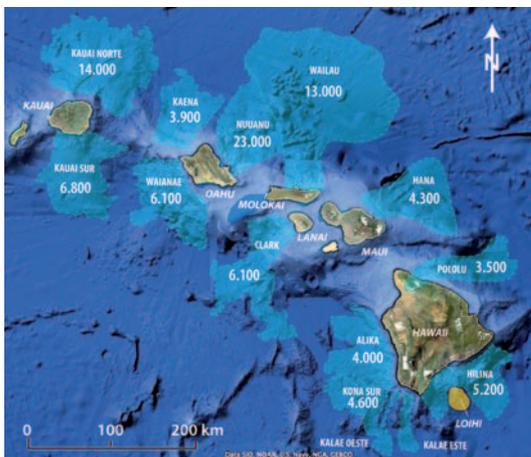


Fig.3.- Principales megadeslizamientos en las Islas Hawaii (Modificado de Moore et al., 1989). Las cifras expresan la extensión en km² de las avalanchas.

megadeslizamiento en sí, sino también de los tsunamis que puede generar (ver ejemplo de Agaete), lo convierte en un tema muy atractivo para el alumnado,

2. el riesgo real que supone para las personas, con periodos de recurrencia de decenas a centenares de miles de años, puede ser un buen ejemplo para tratar el concepto de tiempo geológico, o

3. las noticias sensacionalistas y la necesidad por parte de los medios de comunicación de un tratamiento informativo riguroso.

Además, la proximidad local del fenómeno es un valor añadido en los centros educativos de Canarias.

MEGADESIZAMIENTOS EN CANARIAS

En realidad la existencia de megadeslizamientos en las islas oceánicas, entre ellas las Canarias, no debía haber sido tan sorprendente, sino bastante evidente. Bravo (1962) estuvo muy cerca de lograr evidencia de la existencia de estos deslizamientos en las Canarias, aprovechando la excepcional circunstancia de la existencia de numerosas galerías excavadas para la explotación del agua subterránea, muchas de ellas penetrando en la estructura profunda de las islas y alcanzando las brechas de diversos deslizamientos. Sin embargo, interpretó erróneamente estos depósitos como materiales explosivos que, alterados y transformados en capas plásticas (fanglomerados según este autor), funcionarían como lubricante para propiciar desplomes que acelerarían la erosión. En realidad estos depósitos no facilitan sino que son generados en el propio deslizamiento (*debris avalanche*) y no pueden influir en los colapsos al ser originados por ellos. La generación de megadeslizamientos no está constreñida a la existencia de depósitos explosivos alterados y plásticos, sino que pueden darse en cualquier escenario de edificios volcánicos inestables (Carracedo, 1994).

Los volcanes, y particularmente las islas generadas por la acción de un punto caliente, mantienen una actividad eruptiva extraordinariamente intensa, especialmente en sus fases juveniles de desarrollo. En este estadio las islas crecen muy rápidamente, superando con frecuencia el límite de estabilidad del edificio insular o de parte de él. En consecuencia, las zonas inestables se desploman, gracias a lo cual se recupera el equilibrio y el edificio volcánico puede seguir su desarrollo.

Sin embargo, el proceso es más complejo que el simple juego de crecimiento-inestabilidad-deslizamiento, interviniendo otros agentes dinámicos derivados del propio volcanismo que construye las islas, muy especialmente en las zonas de máxima concentración de centros eruptivos e intrusiones (diques) que se han definido como zonas de rift. El sistema dependiente rifts-deslizamientos gravitatorios fue modelizado por Carracedo (1994). Recientemente se ha propuesto asimismo un modelo del papel que los deslizamientos masivos y su posterior relleno puede tener en aportar a estas islas diversidad petrológica, favoreciendo procesos de diferenciación que dan lugar a abundante magmatismo félsico post-colapso.

Los rifts, el motor de los deslizamientos

En un artículo anterior de esta revista dedicado al relieve de las Canarias se describieron los rifts como elementos relevantes del relieve de este tipo de islas, sus verdaderas “montañas” o “cordilleras” (Carracedo et al., 2007a). En esta ocasión vamos a detenernos en su papel crucial en el desencadenamiento de deslizamientos gigantes.

Es presumible que los deslizamientos gigantes acabarían produciéndose igualmente en las islas oceánicas incluso si no estuvieran estructuradas por sistemas de rifts múltiples, a causa de la tendencia

de éstas a crecer por encima de su perfil de equilibrio, lo que tiene que conducir necesariamente a los colapsos laterales. Sin embargo, la existencia de los rifts condiciona decisivamente su desencadenamiento y disposición. En general puede decirse que la existencia de rifts vigorosos, como ocurre principalmente en las fases de desarrollo juvenil de las islas, favorece la generación de deslizamientos masivos y su reiteración.

Como podemos ver en el esquema de la figura 4 del mencionado trabajo es posible que el empuje ascendente de la pluma mantélica abombe y acabe por

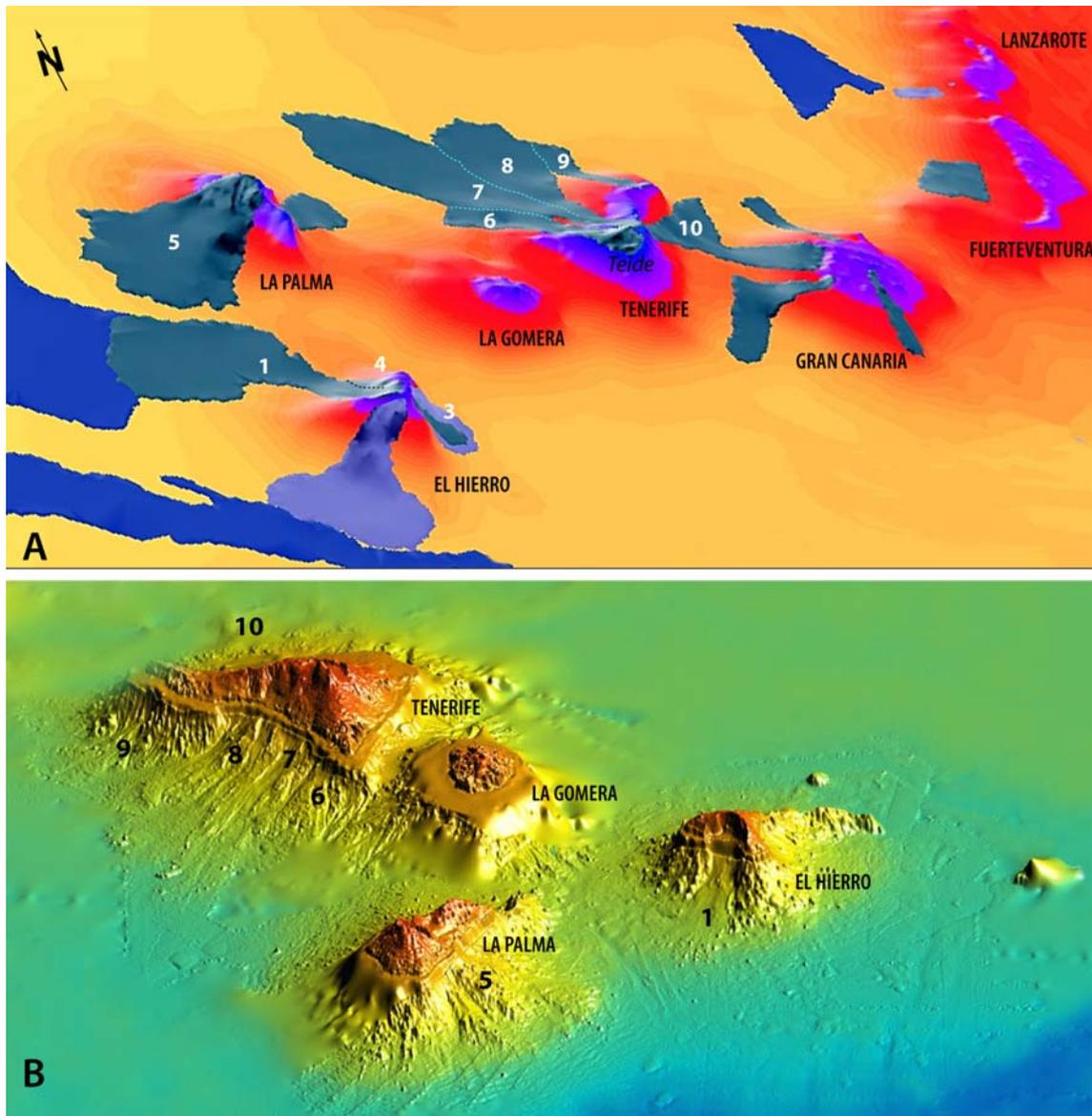


Fig. 4.- Megadeslizamientos definidos en las Islas Canarias a partir de imágenes de sonar de barrido lateral. A: En las Canarias se han identificado al menos una docena de estos deslizamientos gigantes tanto por estudios oceanográficos (Urgelés et al., 1998), como en tierra (Carracedo, 1999). Sin embargo deben haberse producido muchos más, particularmente en las fases juveniles de desarrollo de las islas. 1. Deslizamiento de El Golfo (El Hierro), 2. El Julan (El Hierro), 3. Las Playas (El Hierro), 4. Tiñor (El Hierro); 5. Cumbre Nueva (La Palma), 6. Teno (Tenerife), 7. Las Cañadas (Tenerife), 8. La Orotava (Tenerife), 9. Anaga (Tenerife), 10. Güímar (Tenerife) (Imagen cedida por R. Urgelés). B: Las imágenes de sonar “fotografían” con precisión los depósitos de avalancha asociados a las cicatrices de deslizamiento (Imagen cedida por D. G. Masson).

romper la corteza frágil, generando un sistema de fracturas triples (la disposición de mínimo esfuerzo). En este modelo, el magma penetra a través de esas fracturas por medio de conductos en forma de planos (diques), generando el típico volcanismo fisural, con alineaciones de centros eruptivos paralelos al eje de las fracturas. La acumulación del volcanismo con esta disposición da lugar a los rifts, estructuras volcánicas alargadas, dispuestas en tejado a dos aguas. La concentración de centros eruptivos en la cima del rift tiene su correspondencia en el subsuelo en un enjambre de diques que forma el sistema de alimentación de la estructura (Carracedo, 1994).

En una zona de rift, como las típicas de Canarias, se conjugan una serie de factores que actúan de forma coherente incrementando la inestabilidad del conjunto. El primero y más lógico es el propio peso de la estructura y su relación altura/base (relación de aspecto). El progresivo crecimiento del rift manteniendo una alta relación de aspecto disminuye continuamente su estabilidad. La relación de aspecto de los rifts de Canarias es mucho mayor que en los rifts de las Islas Hawaii por lo que son mucho más inestables. Esto se explica porque en Canarias las tasas eruptivas son muy inferiores, así como el recorrido de las coladas, por lo que los rifts son de base reducida y gran altura, alcanzando frecuentemente altos niveles de inestabilidad.

Sin embargo, puede que los esfuerzos gravitatorios no sean por si mismos decisivos para la generación de muchos de estos deslizamientos masivos, siendo más relevante el papel jugado por las intrusiones. En efecto, en un estudio reciente del Rift Noreste de Tenerife (Carracedo et al., 2009) se ha podido comprobar que las tasas de crecimiento y de intrusión en estas estructuras pueden ser extraordinariamente elevadas en fases concretas de su desarrollo. En periodos de tiempo muy cortos, apenas unos miles de años, no sólo crece la estructura in-

cluso por encima de 1,5 cm/año, sino que este crecimiento está lógicamente acompañado de tasas de intrusión igualmente elevadas, inyectándose centenares de diques en una franja de extensión reducida. Ahora bien, la intrusión continuada de diques sólo puede realizarse si parte del conjunto se mueve libremente y expande, acomodando las sucesivas intrusiones. En caso contrario la continuidad del proceso intrusivo transformaría el rift en un sistema compresivo, que inhibiría progresivamente la inyección de diques, cerrando el proceso.

Es precisamente ese desplazamiento lateral forzado de uno de los flancos del rift por el efecto de cuña de las sucesivas intrusiones el elemento decisivo en la generación de los deslizamientos laterales. El volumen implicado dependerá de la zona del rift afectada, siendo máximo cuando el bloque movilizado es el comprendido entre dos rifts.

La isla de El Hierro, la más joven de las Canarias y en un estadio aún incipiente de desarrollo (las lavas emergidas más antiguas datadas tienen 1.12 Ma), es un excelente ejemplo de la interrelación rifts-megadeslizamientos (Fig. 5). A pesar de su extrema juventud esta isla presenta rasgos geomorfológicos aparentemente propios de ambientes que han experimentado una fuerte erosión (cantiles verticales de hasta 1.400 m en formaciones de apenas unos cientos de miles de años). Sin embargo, es imposible una tasa erosiva tan elevada, que además tendría que compensar una actividad eruptiva reciente muy intensa y continuada. La existencia de al menos cuatro megadeslizamientos en el corto intervalo de 1 millón de años explica adecuadamente la morfología de El Hierro, imposible mediante una erosión normal (marina, lluvia, viento, etc.).

La explicación lógica de la morfología de El Hierro implica la presencia de rifts y megadeslizamientos y tiene su lógico correlato en la estratigrafía volcánica de la isla. Si observamos el corte geo-

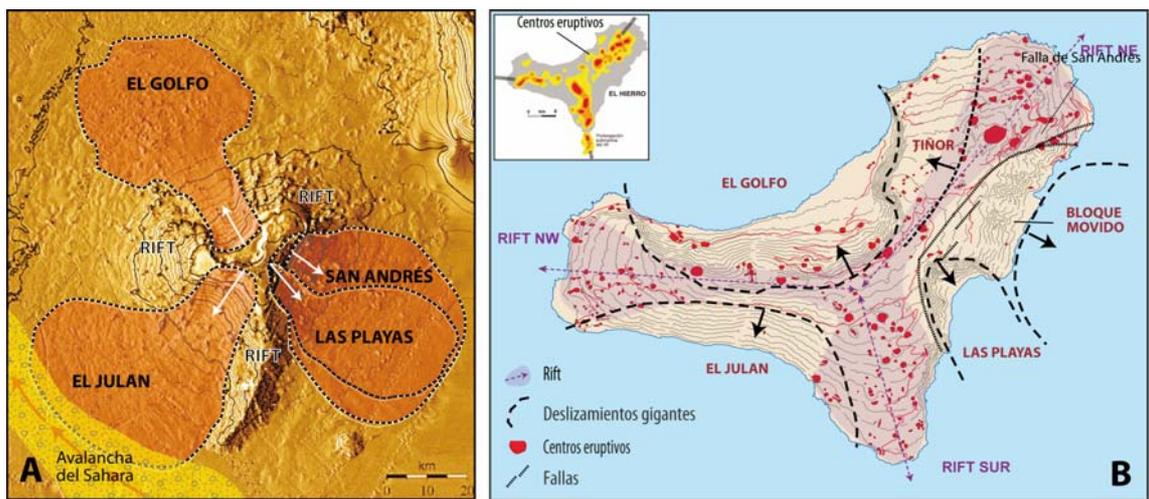


Fig. 5.- A. Imagen 3-D de la batimetría y topografía de El Hierro mostrando un edificio en forma de tetraedro con agudas aristas y flancos de acusadas pendientes, y los lados arqueados formando ensenadas tapizadas con productos de avalancha (Masson et al., 2002). B. Esquema estructural de El Hierro, que asocia las aristas a rifts y las ensenadas a megadeslizamientos. Obsérvese la concentración de centros eruptivos en los ejes de los rifts (también en el esquema del recuadro superior).

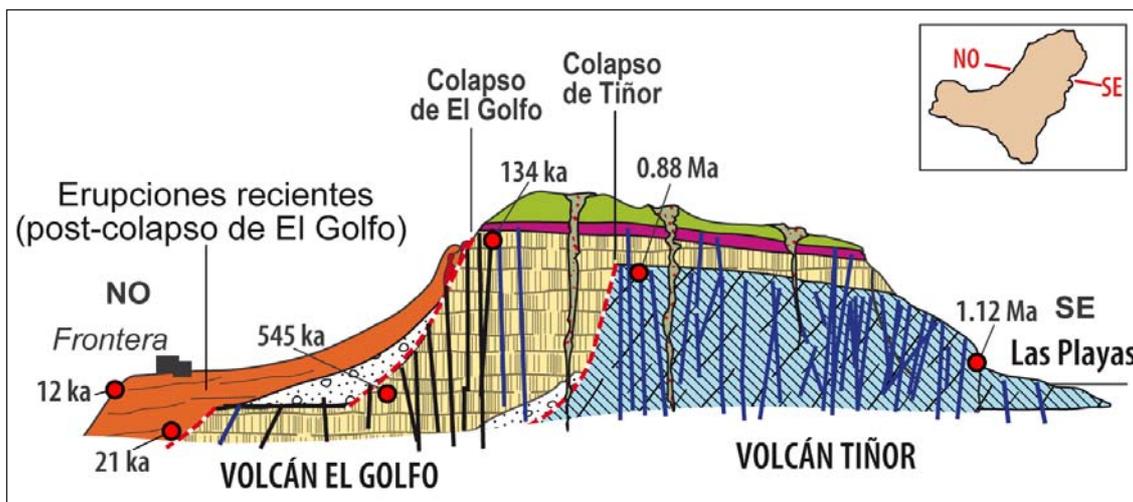


Fig. 6. Crecimiento de la isla de El Hierro por sucesivos ciclos de crecimiento y colapso (Carracedo et al., 2001).

lógico de la Fig. 6 podemos ver que la isla se va configurando por la agregación de sucesivos edificios volcánicos que siguen una pauta común: 1. Crecimiento hasta superar el nivel de estabilidad, 2. Deslizamiento masivo, 3. Relleno de la cuenca de colapso anterior y crecimiento de un nuevo edificio volcánico anidado en la cuenca del deslizamiento anterior, 4. Repetición del mismo ciclo.

En el caso de El Hierro se formó inicialmente el edificio volcánico Tiñor, entre 1.12 y 0.88 Ma. A su colapso siguió una nueva fase de actividad que relleno completamente la depresión originada formando el edificio volcánico El Golfo (545.000-134.000 años), que a su vez tuvo un deslizamiento hace unos 130.000 años que formó la actual depresión de El Golfo, cuyo relleno está actualmente en progreso.

Lógicamente, cuanto más antiguos son los deslizamientos más difícil resulta su identificación. El megadeslizamiento de Tiñor, ocurrido en el intervalo entre 0.88 y 0.54 Ma, sólo ha podido reconocerse y reconstruirse por estudios geocronológicos y estratigráficos (Carracedo et al., 2001), ya que la identificación de los correspondientes depósitos de avalancha en el fondo oceánico no pudo realizarse al quedar enterrados por avalanchas sucesivas (El Golfo) y por la sedimentación marina.

Áreas y volúmenes de los megadeslizamientos de las Islas Canarias

Como se ha comentado con anterioridad, la combinación de estudios geológicos en las islas y en sus fondos marinos ha sido crucial para la interpretación correcta de estos procesos de megadeslizamiento. No obstante, en ocasiones surgen discrepancias, tanto en la asignación de edades para un deslizamiento concreto (como por ejemplo para el de El Golfo en El Hierro que los estudios marinos lo datan en 15.000 años, mientras que las dataciones radioisotópicas en la isla lo posponen al menos a más de 20.000 años, tal vez 130.000 años) como, sobre todo, en los cálculos volumétricos. Hay que precisar que el cálculo de

los volúmenes de la cicatriz dejada en tierra por el deslizamiento (caldera de deslizamiento) y de sus depósitos de *debris avalanche* submarinos resulta muy difícil y, en ocasiones, poco preciso, sobre todo cuanto más antiguo sea el evento. Paris (2002) propuso unas relaciones para estos cálculos volumétricos que se sintetizan en la figura 7.

Como puede observarse, el volumen vaciado en la caldera de deslizamiento original (V_0) se ve afectado a lo largo del tiempo por la actividad erosiva de retroceso de sus escarpes (V_e), así como por la actividad

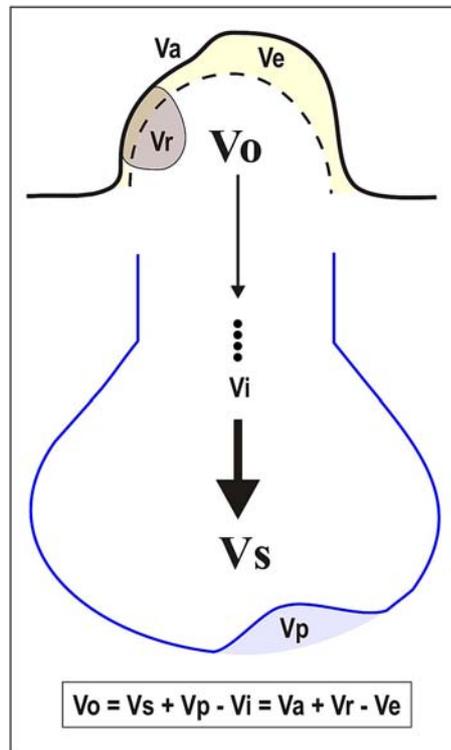


Fig. 7. Relaciones utilizadas para los cálculos volumétricos en los megadeslizamientos (Paris, 2002).

sedimentaria y volcánica de relleno (Vr), especialmente esta última que tiende a anidarse en su interior con posterioridad al colapso. Asimismo, el volumen original de los depósitos de *debris* sufre un aumento significativo a lo largo del transporte de estos materiales, mediante la incorporación de sedimentos de los fondos marinos (Vi) por los que se distribuye y, en menor medida, pérdidas por erosión y/o desplomes parciales en sus frentes de avances (Vp) que suelen alimentar a depósitos turbidíticos más distales.

La tabla I recoge los valores comparados de las superficies y volúmenes en los escarpes originados por los deslizamientos y los dejados por sus depósitos en los fondos marinos colindantes. Se observa que los volúmenes asignados a los depósitos de *debris* suelen ser superiores en varios órdenes de magnitud a los calculados en las cicatrices terrestres, lo que pone de manifiesto la importancia de la incorporación de sedimentos abisales en los *debris* durante su flujo. Por otro lado, si comparamos los volúmenes observados en Canarias con los calculados para las islas Hawaii (ver figura 3), se pone de manifiesto la mayor envergadura de los deslizamientos hawaianos, que obedecen a la mayor fertilidad del punto caliente de estas islas, que se traduce en una actividad volcánica mucho más abundante.

Algunos ejemplos de megadeslizamientos de las Islas Canarias

La situación de las Canarias en el interior de una placa litosférica explica la ausencia de fenómenos tectónicos de envergadura (grandes terremotos, plegamientos y fallas), que mayoritariamente se dan en los bordes de las placas, particularmente en los

de colisión. A falta de la enorme energía que aporta el encuentro de placas, los únicos procesos que pueden generar en Canarias fenómenos parecidos, aunque de mucha menor magnitud, son el empuje generado por la intrusión de magma –levantamientos y basculamientos, como en la serie submarina de la Caldera de Taburiente o en Gran Canaria– y el propio peso de las islas y de sus formaciones volcánicas, que puede dar lugar a fallas de asentamiento, deslizamientos gravitatorios y basculamientos.

Entre los megadeslizamientos mejor conocidos y documentados de las Islas Canarias podemos citar el que produjo la falla de San Andrés, en el El Hierro, un raro ejemplo de deslizamiento abortado. Tal vez sea éste el mejor ejemplo en Canarias de formación de una gran falla, la falla de San Andrés, similar a muchas en ambientes más genuinamente tectónicos (Guillou et al., 1996; Day et al., 1997; Carracedo et al., 2001; Carracedo, 2008). En realidad se trata del único ejemplo en Canarias de un deslizamiento gigante parcialmente abortado, donde excepcionalmente puede verse parte del bloque colapsado que ha quedado anclado sin completar su recorrido. Esta excepcional circunstancia nos permite obtener información muy valiosa sobre las características mecánicas de estos deslizamientos (velocidad de deslizamiento, temperatura de fricción, etc.).

Otro destacable megadeslizamiento es el que generó la Caldera de Taburiente. Esta explicación motivó un cambio en la interpretación de esta espectacular depresión que, de considerarse una caldera erosiva prototípica a partir de su estudio por Lyell en 1854, se ve ahora como un megadeslizamiento (Carracedo et al., 1999a; 2001).

ISLA	DESGLIZAMIENTO	EDAD (Ma)	ESCARPE		DEPÓSITO MARINO	
			S (km ²)	V (km ³)	S (km ²)	V (km ³)
LANZAROTE	Famara	> 5,7	---	---	---	---
FUERTEVENTURA	Jandía	> 12,1	---	---	> 250	---
GRAN CANARIA	Horgazales	> 14,1	---	---	---	---
	Agate-La Aldea	14,1-12,0	---	---	---	---
	Norte	14,1-12,0	---	---	---	> 60
	Roque Nublo	3,5-3,0	---	---	---	34
TENERIFE	Anaga	> 3,0	---	---	> 400	---
	Teno - Carrizales	ca. 6	35	25	---	---
	Roques de Garcia	> 1,0	---	---	4500	500
	Micheque	ca. 0,83	120	60	---	---
	Güimar	ca. 0,83	130	47	1600	120
	Orotava	0,69-0,56	120	57	2100	80
	Icod-La Guancha	0,17-0,15	< 175	---	1700	150
GOMERA	Garajonay	ca. 8,0	90	60	---	---
LA PALMA	Garafia	1,7-1,1	---	---	1200	650
	Santa Cruz	1,0	---	---	< 1000	---
	Cumbre Nueva	0,56-0,12	116	95	780	95
EL HIERRO	Tiñor	< 0,88	---	---	---	---
	Las Playas I	0,54-0,17	---	---	1700	---
	Las Playas II	0,17-0,14	8	5	950	< 50
	El Julan	> 0,15	30	20-25	1800	130
	El Golfo	> 0,02	55	45-50	2600	150-180

Tabla 1. Principales megadeslizamientos de las Islas Canarias.

Sin embargo el megadeslizamiento más emblemático de las Canarias es la Caldera de Las Cañadas, en la isla de Tenerife, ocurrido hace unos 200.000 años. Particularmente interesante es la reconstrucción del proceso de relleno de esta cuenca de deslizamiento, que culminó con la formación del Teide, un gran estratovolcán félsico (Carracedo et al., 2007b).

Recientemente se ha reconstruido la historia geológica de la Dorsal Noreste de Tenerife, un rift posterosivo muy activo y con múltiples megadeslizamientos. El colapso lateral inicial de este rift (Micheque), ocurrido hace unos 830.000 años, había pasado desapercibido por estar completamente relleno y fosilizado por la actividad eruptiva posterior (Carracedo et al., 2009). Después de este deslizamiento inicial ocurrieron otros dos en el Rift NE: el de Güímar, casi inmediatamente después y posiblemente como respuesta al primero, y el de La Orotava, más tardío (unos 560.000 años). Estos dos últimos ya habían sido correctamente interpretados como originados por colapsos laterales (Navarro y Coello, 1989; Carracedo, 1994; Watts y Masson, 1995).

La reconstrucción de la historia volcánica y estructural del Rift NE ha aportado la sorprendente evidencia de que estos rifts pueden ser tan activos en los estadios de rejuvenecimiento post-erosivo como en los periodos juveniles de desarrollo en escudo de las islas.

Los megadeslizamientos como generadores de recursos

Los megadeslizamientos no sólo tienen un interés científico, al explicar adecuadamente la generación de estructuras calderiformes relevantes en las islas oceánicas, así como aportar variedad volcánica y petrológica, sino que constituyen por sí o por las condiciones que favorecen, recursos muy importantes. Como recurso natural los valles de deslizamiento son estructuras paisajísticas de enorme espectacularidad y valor ambiental. Dos de los Parques Nacionales de Canarias, las calderas de Taburiente y Las Cañadas, son precisamente cuencas originadas por deslizamiento. Esta última y el estratovolcán félsico anidado del Teide han sido recientemente declarados Patrimonio Mundial por sus características únicas, principalmente la evolución y variedad de los magmas de relleno post-colapso (Socorro y Pérez Torrado, 2008).

Tal vez menos conocido sea el relevante papel que las estructuras de deslizamiento y su posterior relleno juegan en la acumulación de reservas de agua subterránea, recurso esencial al aportar casi la totalidad del agua de consumo humano y para la agricultura y la industria de estas islas, carentes de aguas superficiales.

Las cuencas de deslizamiento y su relleno constituyen excelentes reservorios para la acumulación del agua. Las brechas de deslizamiento que tapizan la cuenca generada por colapso se alteran y transforman rápidamente en un sustrato impermeable. Esta capa basal frena el flujo vertical del agua que, en consecuencia, se acumula en la formación de relleno, más reciente que la formación colapsada y por ello más porosa y permeable. Las reservas acumuladas (generalmente multianuales) se explotan mediante la perforación de galerías, túneles de 2 x 2 m y varios kilómetros de longitud. Las calderas de Taburiente y Las Cañadas y los valles de deslizamiento de La Orotava y Güímar son las zonas principales de acumulación de reservas de agua subterránea en las Canarias.

Tal vez el caso más ilustrativo sea el importante acuífero descubierto hace unos años en la isla de El Hierro, tradicionalmente con una gran escasez de recursos hídricos a causa de la juventud y porosidad de sus formaciones volcánicas. Esta situación cambió radicalmente al perforarse un pozo-galería en la base del escarpe de El Golfo. En realidad el acuífero fue detectado casualmente, ya que está relacionado con el megadeslizamiento de Tiñor, de al menos 600.000 años, descubierto con posterioridad (Guillou et al., 1996; Carracedo et al., 1999b; Carracedo, 2008). Su cuenca, totalmente colmatada por el Volcán El Golfo, fue descubierta mediante estudios geocronológicos y paleomagnéticos (Guillou et al., 1996; Carracedo et al., 2001). Esta cuenca alberga el único acuífero importante de El Hierro que, explotado mediante un pozo-galería (Fig. 8 A), aporta suficientes recursos para la isla.

La explicación geológica de este importante acuífero ilustra perfectamente la asociación de estas reservas de agua subterránea con las estructuras de megadeslizamiento. Como se indica en la Fig. 8 B, el colapso del flanco oeste del Volcán Tiñor, hace al menos 600.000 años, fue seguido de su relleno por la actividad post-colapso, que configuró un nuevo edificio volcánico anidado, el Volcán El Golfo, formado entre 550.000 y 158.000 años. Las forma-

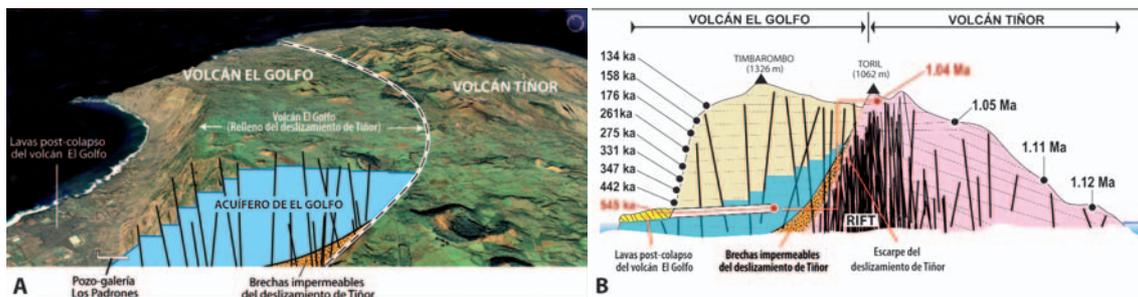


Fig. 8. Acuífero de El Golfo, en la isla de El Hierro (A) y explicación geológica de su origen (B).

ciones subhorizontales de relleno acumulan las aguas de lluvia de la zona de cumbres, al apoyarse sobre el sustrato impermeable formado por el propio edificio Tiñor, más antiguo e impermeable, y la brecha de deslizamiento (Fig. 8 B), que actúan retardando el flujo vertical del agua. Los diques asociados a las formaciones de relleno, que las atraviesan, favorecen asimismo la acumulación al ralentizar el flujo horizontal del agua.

Riesgos asociados a los megadeslizamientos: Los megatsunamis

Los megadeslizamientos y su lógica inmediata secuela, los tsunamis de gran magnitud, tienen una probabilidad de ocurrencia a escala humana prácticamente insignificante. De hecho el hombre nunca ha presenciado un fenómeno de estas características hasta el colapso del flanco del Volcán St. Helens (USA, 1980), que apenas implicó el deslizamiento de 2.9 km³. La frecuencia de ocurrencia de los verdaderos megadeslizamientos, implicando decenas o centenares de km³, se cifra en decenas o centenares de miles de años, trascendiendo en mucho la escala incluso de la civilización humana, de apenas unos miles de años. Sin embargo, el fenómeno es de tal espectacularidad que permite fácilmente alcanzar los medios de difusión, incluso a escala mundial, si se especula con su ocurrencia y no se explica claramente el significado de las diferencias existentes entre el tiempo humano y el tiempo geológico.

El mayor riesgo en Canarias relacionado con deslizamientos es, con mucha diferencia, el de desplomes de escasa entidad en paredes de barrancos y cortes de carretera. Son éstos los que han producido víctimas en el archipiélago, como los de Rosiana en Gran Canaria o el más reciente en la carretera de la costa norte de Tenerife, cerca de Garachico, en el que murieron varios turistas en un pequeño desplome del escarpe, que obligó legalmente a construir un túnel de varios kilómetros.

No obstante, en los últimos años ha habido una tendencia bastante generalizada a exagerar los peligros asociados al volcanismo en las Canarias (Carracedo et al., 2005). Unas veces anunciando, sin pruebas científicas serias, la erupción de un volcán en Tenerife en octubre de 2004, el conocido como "Volcán de Octubre (Carracedo y Pérez Torrado, 2004), y otras, extendiendo en los medios de comunicación, particularmente ingleses y norteamericanos, las ideas sin mayor fundamentación de científicos ingleses que especularon en programas de televisión de la BBC y publicaciones científicas sobre un "inminente" desplome del flanco occidental del Volcán Cumbre Vieja (La Palma), asociándolo a la próxima erupción en este rift (Ward y Day, 2001). Como una erupción en esta zona, una de las más activas de Canarias, puede ocurrir en cualquier momento sin poderse anticipar la fecha, se deducía de las especulaciones de estos científicos que un megadeslizamiento y el subsiguiente megatsunami era asimismo potencialmente inminente, con efectos devastadores a escala planetaria.

Son estas especulaciones sensacionalistas un

claro ejemplo de lo que la Ciencia no debe hacer, tanto por la ausencia de evidencias científicas, más bien al contrario como veremos a continuación, como por el daño que se causa tanto a la calidad de vida y los intereses económicos de una región, como a la propia credibilidad de la Ciencia. Por otra parte, la población en general e incluso los medios de difusión tienen serios problemas para diferenciar la Ciencia seria de las especulaciones más o menos fantásticas, y menos en un debate en los medios entre científicos de ideas contrapuestas.

Un megatsunami especulativo: El colapso de Cumbre Vieja, La Palma.

La dorsal o rift de Cumbre Vieja, que forma la mitad sur de la isla de La Palma, es una estructura reciente (formada en los últimos 125.000 años) y muy activa, en la que se han concentrado la mitad de las erupciones volcánicas ocurridas en Canarias en el periodo histórico (últimos 500 años).

No obstante, no existe la posibilidad de aplicar consideraciones estadísticas para siquiera aproximar una anticipación de la próxima erupción, ya que aunque parece existir un periodo medio de recurrencia del orden de unas decenas de años, esta pauta no es cierta, como demuestra el hecho de que entre la erupción de El Charco (1712) y la siguiente de San Juan (1949) transcurrieron 237 años (varias generaciones) sin actividad alguna en la isla.

Mucho menos factible es la predicción de un megadeslizamiento, teniendo en cuenta que sólo se han documentado dos en La Palma, el de Garafía, hace 1.2 millones de años, y el de Cumbre Nueva, que dio lugar a la Caldera de Taburiente hace 560.000 años (Carracedo et al., 1999a, 2001; Carracedo, 2008). El último de Canarias, el de El Golfo en la isla de El Hierro, ocurrió hace al menos 20.000 años, posiblemente incluso hace 130.000 años (Carracedo et al., 1999b, 2001).

El detallado estudio del Rift NE de Tenerife, que como hemos visto ha permitido la reconstrucción precisa de las fases previas a la generación de varios megadeslizamientos, indica claramente que el rift mantuvo niveles de estabilidad críticos durante centenares o miles de años, incluso con fases de reptación (creeping) evidenciadas por el cambio en la dirección de los diques, que pasaron en la fase crítica de direcciones paralelas al eje del rift a direcciones paralelas a la cabecera de la futura cuenca de colapso (Carracedo et al., 2009). Es evidente que aunque a escala geológica este lapso de tiempo de centenares o miles de años puede considerarse casi instantáneo, no lo es a escala humana. Los fenómenos que lógicamente acompañarían este periodo crítico, como frecuente e intensa sismicidad, deformaciones del terreno, desplomes, etc., se prolongarían durante muchos años y, de ocurrir ahora, anunciarían la inminente posibilidad de un proceso de deslizamiento sin ambigüedad posible.

Esto no ocurre ni en La Palma ni en ninguna otra isla de las Canarias. En realidad todo el proceso especulativo sobre el pretendido megadesliza-

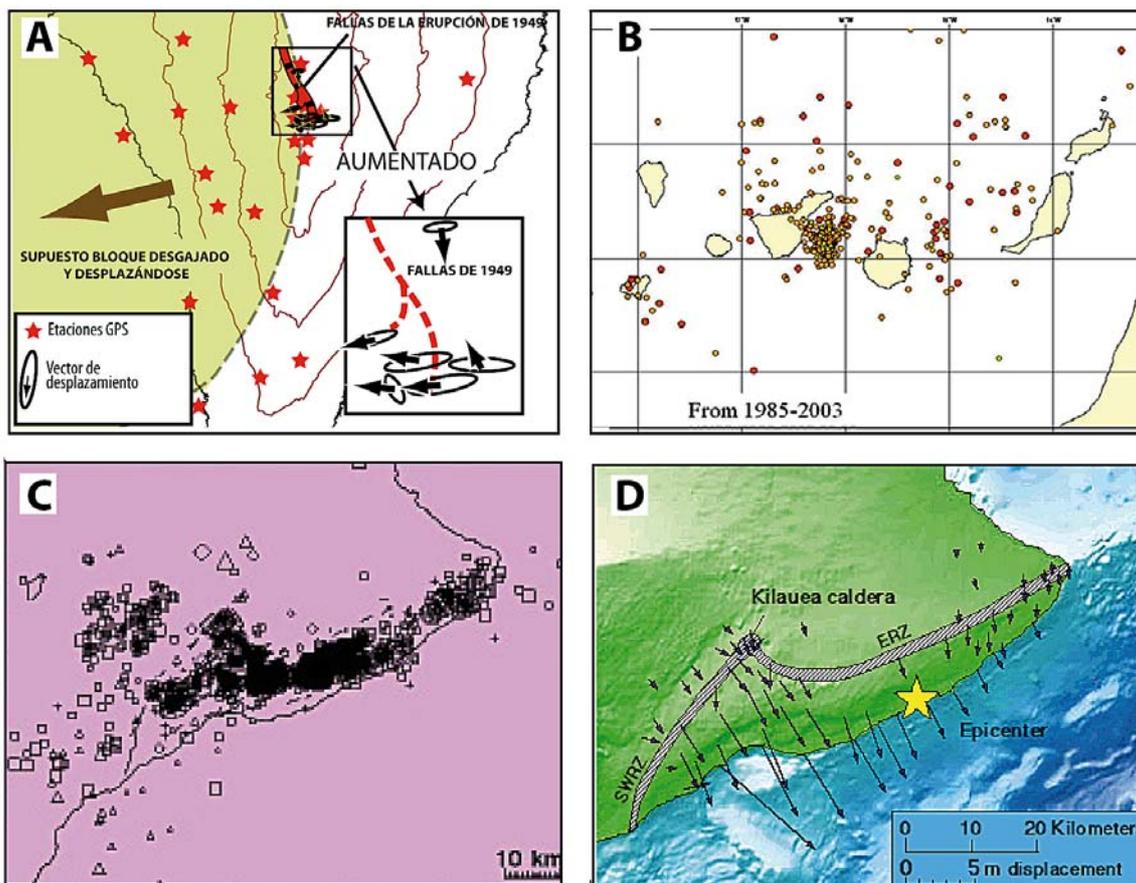


Fig. 9. A. Medidas de precisión de desplazamientos del terreno en Cumbre Vieja que no encontraron indicios de desplazamientos (modificado de Moss et al., 1999). B. Ausencia de sismicidad apreciable en La Palma en el periodo 1985-2003 (IGN), incompatible con una falla activa en la isla. C. Terremotos y D. Desplazamientos del terreno (incluso hundiendo en el mar fincas de cocoteros) asociados al sistema de fallas de Hilina, Hawaii (<http://hvo.wr.usgs.gov/earthquakes/destruct/1975Nov29/deformation.html#horizontal>).

meinto próximo de Cumbre Vieja se basa exclusivamente en el estudio precautorio emprendido sobre las fallas abiertas en el erupción de La Palma de 1949. El estudio geológico inicial de Cumbre Vieja (Day et al., 1999) concluyó con la necesidad de analizar la posibilidad de que estas fallas estuvieran relacionadas con un bloque desgajado y potencialmente susceptible de colapso. Este estudio intentó dilucidar si se trataba de fracturas superficiales, producidas por causas puramente volcánicas durante la erupción, o de fallas reales, que afectaran a todo el flanco oeste del rift, incluso con despegue y desplazamiento.

Estudios posteriores, que incluyeron medidas muy precisas de deformación del terreno (Moss et al., 1999, Carracedo et al., 2001), demostraron claramente la ausencia total de desplazamientos (Fig. 9 A), sismicidad (Fig. 9 B), o cualquier otra manifestación que indicara la presencia de una falla activa. Estas conclusiones se presentaron en un congreso internacional (*International workshop on volcanism & volcanic hazards in immature intraplate oceanic islands*, Puerto Naos, La Palma, 15 al 18 de septiembre de 1997), donde fueron discutidas y aceptadas.

La ausencia de fallas activas en Cumbre Vieja parece aún más evidente si comparamos este escenario con un verdadero sistema de fallas activo como el de Hilina, en la isla de Hawaii, asociado al deslizamiento gradual del flanco sur del volcán Kilauea. En este caso el deslizamiento, que es real, ha ido acompañado de frecuente sismicidad de gran magnitud y desplazamientos notables (Fig. 9 C). Los terremotos más grandes de Hawaii han sido producidos por movimientos en esta falla, como el de M7.9 de 1868, que generó asimismo un tsunami devastador (con olas de hasta 15 m); o el terremoto de Kalapana de 1975, de M7.2, que produjo una rotura a lo largo de la falla de 25 km, con un salto de hasta 3.5 m. Por otra parte es evidente el desplazamiento (hundimiento) del terreno (Fig. 9 D).

A pesar de esta evidencia, los científicos del Observatorio Volcanológico de Hawaii (*U.S. Geological Survey*) contestan a la cuestión de un desplome próximo del flanco del Kilauea (que afectaría a la costa oeste de EE UU, Japón, etc.) indicando que el proceso es de subsidencia continua y gradual, aunque con ajustes mayores esporádicos, y que no existen indicios de que pueda ocurrir un deslizamiento masivo en el futuro próximo.

Cabe preguntar porqué lo que no es probable en el Kilaua, donde hay claros indicios de desplazamiento, sí lo es en Cumbre Vieja, donde esos indicios no existen en absoluto. Tal vez la explicación reside en que estos científicos ingleses (financiados por una multinacional de seguros especializada precisamente en riesgos naturales), hayan tenido en cuenta, en su búsqueda de lucro, protagonismo y publicidad, la enorme diferencia en el poder político y científico de EE UU y España.

El único megatsunami documentado en Canarias: El tsunami de Agaete, Gran Canaria

Los depósitos marinos que se localizan en el Valle de Agaete (NO de Gran Canaria) fueron identificados a principios del siglo XX (Denizot, 1934), atribuyéndoles a partir de entonces un origen como terrazas marinas transgresivas en base a criterios exclusivamente paleontológicos (e.g. Meco et al., 2002). Sin embargo, a la luz de las modernas observaciones sobre los megadeslizamientos en Canarias, se revisaron sus características geomorfológicas y sedimentológicas y se han podido identificar como depósitos de tsunami ligados a la acción de estos megadeslizamientos (Pérez Torrado et al., 2006).

Se trata de siete afloramientos principales situados a lo largo del valle y en el acantilado costero, a cotas que oscilan entre 50 y 160m (Fig. 10 A). Presentan morfologías lenticulares de escalas métricas a decamétricas y potencias entre 1 y 5 m que decrecen hacia el interior del valle. En la mayoría de los afloramientos se disponen materiales coluviales entre el sustrato volcánico y los sedimentos marinos, incorporando éstos algunos de sus cantos. La edad de los depósitos marinos se establece, por criterios cronoestratigráficos, entre 32.000 años y 1,75 Ma (Pérez Torrado et al., 2006).

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, es decir, perfectamente adaptados a la topografía de un valle fluvial (ver figura 9 A). En ningún momento se observan formas de terrazas marinas típicas de eventos transgresivos progresivos. 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 (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, in-

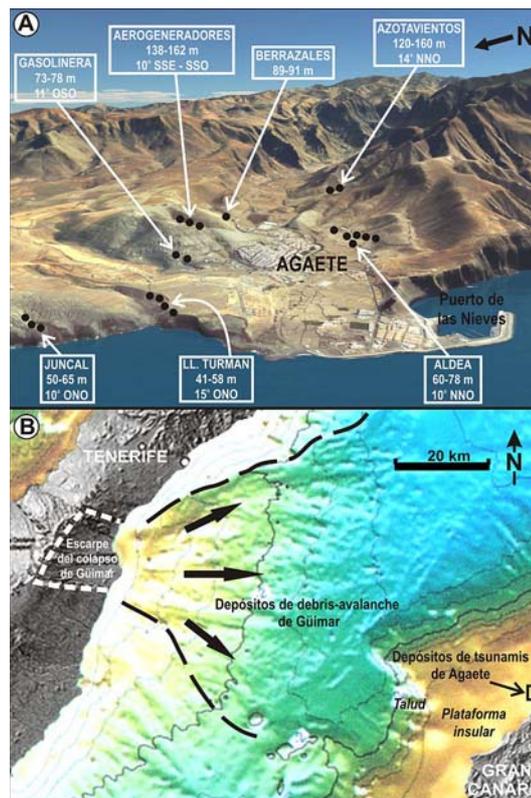


Fig. 10. A) Vista 3D del Valle de Agaete. Se indican la posición, cota, ángulo y orientación de las pendientes de los depósitos de tsunami localizados a lo largo del mismo. B) Mapa del relieve submarino en el pasillo Gran Canaria-Tenerife, con localización de los depósitos de debris-avalanche ligados al deslizamiento de Güimar (modificado de Teide Group, 1997). Obsérvese además la amplia plataforma existente en la costa oeste de Gran Canaria, que actuaría de rampa de lanzamiento para las olas del tsunami.

cluso 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 evento marino repentino y de alta energía: un tsunami. 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 o morfología en terrazas marinas de suaves pendientes. Por otro lado, las características sedimentológicas son incompatibles con procesos marinos litorales comunes y las cotas en las que se encuentran 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 (Zazo et al., 2002).

En Canarias se reconocen una docena de deslizamientos gigantes producidos en el Pleistoceno (ver figura 4), todos ellos localizados en las islas

occidentales. El deslizamiento del Valle de Güímar (SE de Tenerife) resulta el más apropiado como origen del tsunami y los depósitos descritos en Gran Canaria, ya que:

a) Es el único de esos deslizamientos que se orienta contra otra isla (Gran Canaria).

b) La edad de este deslizamiento (unos 0,83 Ma., Carracedo et al., 2009) es compatible con la horquilla de edades estimadas para los depósitos marinos del Valle de Agaete.

c) El volumen de material generado en el deslizamiento ($> 47 \text{ km}^3$; ver Tabla 1) es lo suficientemente elevado como para provocar estos tsunamis. Sus depósitos de *debris avalanche* submarinos han sido cartografiados a pocos kilómetros de distancia de la costa de Gran Canaria (Fig. 10 B).

d) La topografía del Valle de Agaete, localizado sobre una amplia plataforma insular (costa Oeste de Gran Canaria) y justo enfrente del Valle de Güímar (ver figura 10 B), favoreció la concentración de la energía del tsunami y, como consecuencia, su *run-up* (inundación) hasta cotas elevadas, incluso si la amplitud de las olas fue pequeña y considerando un nivel del mar similar.

CONCLUSIONES

1. Los deslizamientos gigantes o megadeslizamientos generan en las islas oceánicas como las Canarias la mayoría de las depresiones, el equivalente a los grandes valles de la península Ibérica. La diferencia sustancial es que los megadeslizamientos son procesos catastróficos que ocurren de forma casi instantánea.

2. En Canarias se han documentado al menos una docena de estos megadeslizamientos, el último en El Hierro ocurrido entre 20.000 y 130.000 años. Se han generado por megadeslizamiento los valles de La Orotava y Güímar y la Caldera de Las Cañadas en Tenerife, la de Taburiente en La Palma, y los valles de El Golfo y el Julan en El Hierro.

3. Aunque de gran espectacularidad e interés científico, los megadeslizamientos, que implican el desplazamiento de centenares e incluso miles de km^3 , no suponen un riesgo significativo a escala humana por su bajísima frecuencia, con recurrencias de decenas a centenares de miles de años. El riesgo real para la población reside en los pequeños desplomes de cantiles y las avenidas de los barrancos.

4. Los megadeslizamientos aportan importantes recursos económicos. Generan espectaculares paisajes de gran atractivo turístico, y facilitan la creación de depresiones favorables para la acumulación de reservas de agua subterránea, almacenada en las formaciones de relleno de las cuencas de deslizamiento y retenido su flujo vertical por las correspondientes brechas.

5. Los megadeslizamientos en islas oceánicas suelen acabar en el océano, produciendo frentes de ola de gran amplitud que se conocen como

tsunamis. En las Canarias la única huella geológica documentada es la del megatsunami de Agaete, en Gran Canaria, producido por el deslizamiento de Güímar, en Tenerife, hace unos 830.000 años. Este deslizamiento es cercano y se enfrenta al valle de Agaete, caso único en Canarias (los demás se dirigieron a océano abierto), lo que puede explicar la formación de una ola que depositó sedimentos con fauna marina a alturas de entre 50 y 160m, máxima altura del *run-up* de la ola, estimada en unos 20 ó 30 m de altura.

6. Se ha especulado, sin fundamento científico, sobre el inminente deslizamiento del flanco occidental del rift de Cumbre Vieja, en La Palma. Esta arriesgada conjetura se basa exclusivamente en la formación de unas fracturas durante la erupción de 1949, posiblemente asociadas al propio proceso eruptivo. No existe indicio alguno de desplazamiento del terreno o sismicidad en Cumbre Vieja, esperable si existiera un bloque de grandes dimensiones desgajado y en movimiento, como es patente en el sistema de fallas de Hilina, en el volcán Kilauea (Hawaii), donde se producen saltos de varios metros con generación de tsunamis y terremotos catastróficos (de hasta M7.9).

7. Por todo lo comentado anteriormente, los megadeslizamientos pueden ser un recurso atractivo para la docencia de la Geología y de las Ciencias de la Tierra en diferentes niveles educativos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto del Plan Nacional de I+D+I CGL2008-02842/BTE.

BIBLIOGRAFÍA

Bravo, T. (1962). El circo de Las Cañadas y su dependencia. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 93-108

Carracedo, J.C. (1994). The Canary Islands. An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60, 3-4, 225-242.

Carracedo, J.C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 1-19.

Carracedo, J.C. (2006). El Volcan Teide, Volcanología, interpretación de paisajes e itinerarios comentados. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias. Litografía Romero (ISBN: 84-7985-242-9), 431 pp.

Carracedo, J.C. (2008). Los Volcanes de las Islas Canarias (Canarian Volcanoes): La Palma, La Gomera, El Hierro. Editorial Rueda, Madrid, 213 pp. ISBN 978-84-7207-190-2.

Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H. y Gravestock, P. (1999a). The later stages of the volcanic and structural evolution of La Palma, Canary Islands: The Cumbre Nueva giant collapse and the Cumbre Vieja volcano. *Geological Society of America Bulletin*, 111- 5, 755-768.

Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H. y Pérez Torrado, F.J. (1999b). Giant Quaternary landslides in the evolution

- of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, Special Issue, 94, 1-4, 169-190.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., De la Nuez, J. y Pérez Torrado, F.J. (2001). Geology and Volcanology of La Palma and El Hierro (Canary Islands). *Estudios Geológicos*, 57, 175-273.
- Carracedo, J.C. y Pérez Torrado, F.J. (2004). El Volcán de Octubre de 2004. *El Día*, 13-5-2004, p. 42.
- Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F. J., Rodríguez Badiola, E., Hansen Machín, A., Paris, R., Guillou, H. y Scaillet, S. (2005). Análisis de los riesgos geológicos en el Archipiélago Canario: Origen, características, probabilidades y tratamiento. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 51, 513-574.
- Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J. y Hansen, A. (2007a). El relieve de las Islas Canarias (The Canary Islands landscape). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 196-205.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., Paterno, M., Scaillet, S., Pérez Torrado, F.J., Paris, R., Fra-Paleo, U. y Hansen, A. (2007b). Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (9), 1027-1051. doi: 10.1130/B26087.1.
- Carracedo, J.C., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Pérez-Torrado, F.J., Rodríguez González, A., Paris, R., Troll, V., Wiesmaier, S., Delcamp, A. y Fernández-Turiel, J.L. (2009). La dorsal NE de Tenerife: hacia un modelo del origen y evolución de los rifts de islas oceánicas (The NE Rift of Tenerife: towards a model on the origin and evolution of ocean island rifts). *Estudios Geológicos*, 65 (1), 5-47.
- Day, S. J., Carracedo, J.C. y Guillou, H. (1997). Age and geometry of an aborted rift flank collapse: The San Andrés fault, El Hierro, Canary Islands. *Geological Magazine*, 143 (4), 523-537.
- Day, S. J., Carracedo, J.C., Guillou, H. y Gravestock, P. (1999). Recent structural evolution of the Cumbre Vieja Volcano, La Palma, Canary Islands: Volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcanic flank instability? *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, Special Issue, 94, 1-4, 135-167.
- Denizot, G. (1934). Sur la structure des Iles Canaries, considérée dans ses rapports avec le problème de l'Atlantide. *Compte Rendus d'Académie des Sciences* 199, 372-373.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F. y Rodríguez Badiola, E. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 141-155.
- Linares, R., Lomoschitz, A., Pallí, Ll., Roqué, C., Brusi, D. y Quintana, A. (2001). Reconocimiento geofísico del deslizamiento de Rosiana (Depresión de Tirajana, Gran Canaria). *Scientia Gerundensis*, 25, 35-50.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., García Ramos, A.J. y Rodríguez-Yáñez, J.J. (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology*, 185 (1-2), 197-210.
- Moore, J. G. (1964). Giant submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 501-D, D95-D98.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R. y Torresan, M.E. (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. *Journal of Geophysical Research*, 94, 17465-17484.
- Moss, J., McGuire, W.J. y Page, D. (1999). Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 1-4, 251-265.
- Navarro, J. M., y Coello, J. (1989). Depressions originated by landslide processes in Tenerife, paper presented at Meeting on Canarian Volcanism, Eur. Sci. Found., Strasbourg, France. 1989.
- Paris, R. (2002). *Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud: l'exemple des Illes Canaries (Espagne)*. Tesis Doctoral, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 374 pp.
- Pérez Torrado, F.J., Paris, R., Cabrera, M.C., Schneider, J.L., Wassmer, P., Carracedo, J.C., Rodríguez Santana, A. y Santana, F. (2006). Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology*, 227, 135-149.
- Socorro, J.S. y Pérez Torrado, F.J. (2008). El Teide Patrimonio Mundial. En: *El Volcán Teide. Tomo 1 : Geología y Volcanología del complejo volcánico del Teide y las Dorsales*. Editorial Saquiro (ISBN 978-84-612-3220-8), 145-199.
- Teide Group (1997). Morphometric interpretation of the north-west and south-east slopes of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 102 B9, 20325-20342.
- Urgelés, R., Canals, M., Baraza, J. y Alonso, B. (1998). Seismostratigraphy of the western flanks of El Hierro and La Palma (Canary Islands): a record of Canary Islands volcanism. *Marine Geology*, 146, 225-241.
- Ward, S. N. y Day, S. J. (2001). Cumbre Vieja Volcano; potential collapse and tsunamis at La Palma, Canary Islands. *Geophys. Res. Lett.*, 28-17, 3397-3400.
- Watts, A.B. y Masson, D.G. (1995). A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 100, 24487-24498.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J. y Ghaleb, B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited – a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during Quaternary. *Quaternary Science Review*, 21, 2019-2046. ■

Fecha de recepción del original: 03/09/09

Fecha de aceptación definitiva: 17/10/09