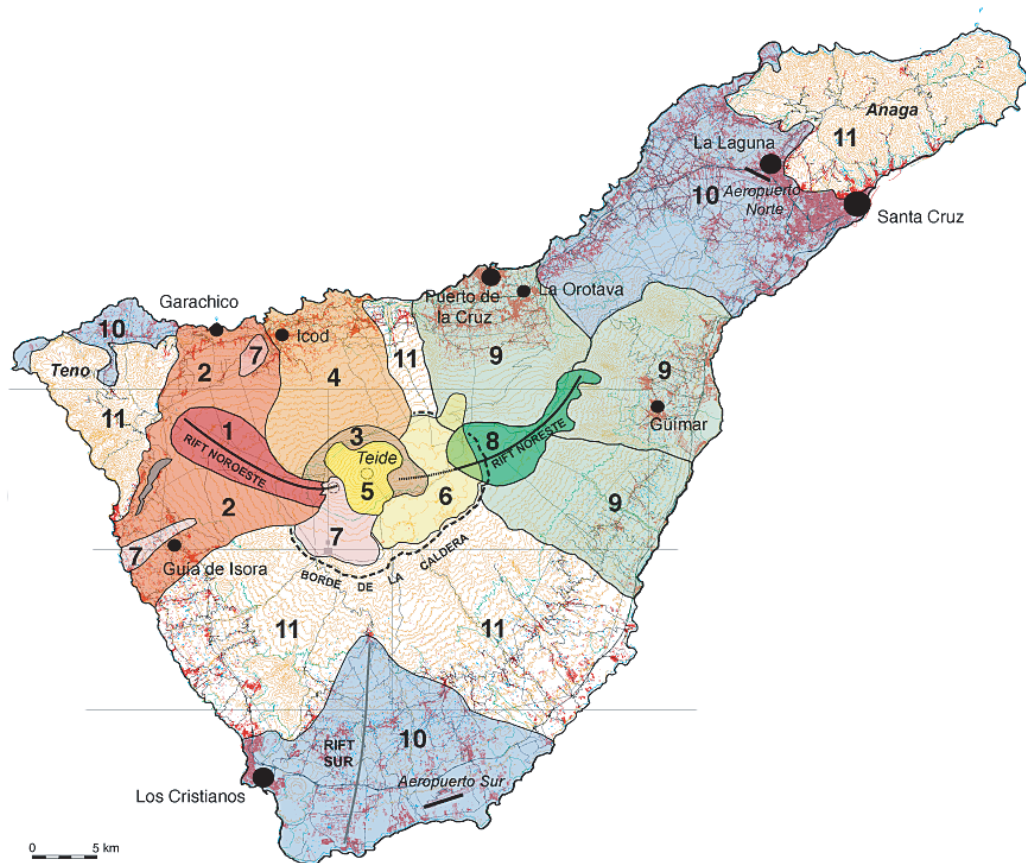


ESTUDIOS GEOLOGICOS

Volumen 60 (3-6), 2004



Museo Nacional de Ciencias Naturales
Madrid-España

ANÁLISIS DEL RIESGO VOLCÁNICO ASOCIADO AL FLUJO DE LAVAS EN TENERIFE (ISLAS CANARIAS): ESCENARIOS PREVISIBLES PARA UNA FUTURA ERUPCIÓN EN LA ISLA

J. C. Carracedo*, H. Guillou**, M. Paterne**, S. Scaillet**, E. Rodríguez Badiola***, R. Paris****, F. J. Pérez Torrado*****, A. Hansen Machín*****

RESUMEN

La distribución en el tiempo y el espacio de las erupciones volcánicas en el Archipiélago Canario es consecuencia de su origen y evolución, como respuesta a la actividad de un punto caliente. Por consiguiente, la probabilidad de ocurrencia de fenómenos eruptivos es mayor en las islas occidentales (Tenerife, La Palma y El Hierro), las más próximas a la vertical del punto caliente, donde se han localizado centenares de erupciones en los últimos 20.000 años. En cambio, en La Gomera (actualmente en la fase de reposo volcánico) y en las islas orientales de Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote (las más alejadas y antiguas, en la fase post-erosiva de desarrollo), no se han producido erupciones en este período o sólo han sido unas pocas. Dentro de las islas occidentales más activas se han definido unas estructuras —los rifts o dorsales— donde se concentra la mayor parte de la actividad volcánica reciente. Existen, por consiguiente, datos objetivos que permiten la evaluación y zonificación del riesgo eruptivo en el Archipiélago. En este trabajo se presenta la evaluación de la peligrosidad volcánica de la isla de Tenerife, concentrada en el sistema volcánico formado por el edificio central del Teide y la dorsal Noroeste. Abundantes dataciones radiométricas (^{14}C y K/Ar) y la elaboración de una cartografía geológica de detalle digitalizada y geo-referenciada (SIG) han permitido la realización de un primer análisis y evaluación de los peligros volcánicos de esta isla, la de mayor riesgo eruptivo por el número de erupciones recientes y su complejidad, y por su densidad demográfica.

Palabras clave: Riesgo eruptivo, mapa de riesgo volcánico, dataciones ^{14}C y K/Ar , Teide, Tenerife.

ABSTRACT

The spatial and temporal distribution of volcanic eruptions in the Canarian Archipelago are a consequence of their origin and evolution, in response to hotspot activity. Therefore, the probability that eruptive phenomena will occur is greater in the western islands (Tenerife, La Palma and El Hierro), the closest to the hotspot vertex, where hundreds of eruptions have been localized in the last 20.000 years. By contrast, in La Gomera (presently in the volcanic repose stage) and in the easterly islands of Gran Canaria, Fuerteventura and Lanzarote (the most distant and oldest, in the post-erosive stage of development), few eruptions, if any, have taken place during this period. Rift structures known as «dorsals» have been defined in the more active westerly islands, where the greater part of the recent volcanic activity has been concentrated. Objective data therefore exist that permit the assessment and zonification of eruptive hazards in the archipelago. In this work the assessment of volcanic hazards in the island of Tenerife is presented, which are concentrated in the volcanic system formed by the central edifice of Mt. Teide and the

* Estación Volcanológica de Canarias, IPNA-CSIC, La Laguna, Tenerife, España <jcarracedo@ipna.es>.

** Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS, París, Francia.

*** Dpto. Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, España.

**** GEOLAB-UMR 6042 CNRS, Clermont-Ferrand, Francia.

***** Dpto. Física-Geología, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España.

***** Dpto. Geografía, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España.

Northwest Rift. Numerous radiometric datings (^{14}C and K/Ar) and the preparation of detailed digitalized and georeferenced geological mapping (GIS) have permitted an initial analysis and assessment of the volcanic hazards in this island, which presents the greatest risk of eruptions because of the number of recent eruptions and their complexity, in addition to demographic density.

Key words: *Eruptive hazard, map of volcanic risk, C-14 and K/Ar dating, Teide, Tenerife.*

Introducción

El escaso conocimiento hasta hace poco de la geología —y especialmente la geocronología— de las islas de más reciente formación (La Palma y El Hierro), y, más aún, del sistema formado por el volcán central Teide y la Dorsal Noroeste de Tenerife —para los que apenas había más precisiones de edad que las erupciones históricas—, ha impedido hasta ahora abordar la elaboración de mapas de peligrosidad y riesgo de erupciones volcánicas en Canarias con el necesario rigor científico, aunque se han realizado algunos intentos (Soler y Carracedo, 1983; Carracedo, 1988, 1995a, b, 1997, 2001; Carracedo *et al.*, 1990b, 2004b; Araña *et al.*, 2000). Estas condiciones se dan ahora, en que existen mapas geológicos digitalizados de La Palma y El Hierro (Carracedo *et al.*, 2001), así como un preciso control geocronológico (radiométrico) de las erupciones ocurridas en esas islas (Ancochea *et al.*, 1994; Guillou *et al.*, 1996, 1998, 2001; Carracedo *et al.*, 2001). Conscientes de que el conjunto formado por el volcán central Teide y la Dorsal Noroeste de Tenerife ofrecía un riesgo eruptivo muy importante, por la abundancia y frecuencia de las erupciones en esa zona, su mayor complejidad composicional y el número de personas potencialmente afectadas, se abordó en el año 2001 el estudio geocronológico del Teide —que ya había sido estudiado y cartografiado por varios autores (Navarro, 1980; Ablai y Martí, 2000; Carracedo y Tilling, 2003; Carracedo *et al.*, 2003a, 2004a) y prácticamente se inició el de la Dorsal Noroeste, muy insuficientemente conocida geológicamente y prácticamente sin control geocronológico. En los nuevos estudios que estamos aún realizando se ha revisado la cartografía geológica existente, obteniéndose mapas geológicos de detalle (a escala inicial 1/10.000), digitalizados y georeferenciados, y se han obtenido abundantes edades radiométricas (^{14}C y K/Ar) de las erupciones prehistóricas (Carracedo y Tilling, 2003; Carracedo *et al.*, 2003a, 2004a), datos que han permitido esta primera valoración de riesgos.

Una importante salvedad es que este trabajo es únicamente una aproximación probabilística al riesgo de erupciones volcánicas en Tenerife en función de la reconstrucción de su pasado geológico recien-

te (los últimos 30.000 años), posiblemente la única forma de abordar este problema. Solamente se define aquí la zona de ubicación y la clase de erupción más probables en función de la historia volcánica reciente de esta zona de Tenerife. Sin embargo, pueden darse, y de hecho se han dado, excepciones a lo esperable. Este es el caso, en el conjunto del Archipiélago, de las erupciones de 1730 y 1824 en Lanzarote, geológicamente «anómalas» en una isla en un estadio tan avanzado de evolución, en que la anterior erupción tiene 21.000 años (Carracedo *et al.*, 2003b), o el de las erupciones de Siete Fuentes, Fasnía y Arafo (1704-1705), las únicas en más de 31.000 años en la Dorsal Noreste fuera de la caldera de Las Cañadas. Se trata, pues, de definir lo científicamente más probable, desde luego sin pretensiones de certeza. Es aconsejable, pues, contemplar la posibilidad de eventos de mayor magnitud y peligrosidad, aunque con menor probabilidad de que ocurran.

¿Qué es un mapa de riesgo volcánico?

La evaluación de los peligros asociados a las erupciones volcánicas en una zona volcánicamente activa constituye un instrumento imprescindible para minimizar las pérdidas potenciales, especialmente en lo que atañe a la población. En síntesis, se trata de definir con la mayor precisión posible el *cuándo*, *dónde* y *cómo* de la próxima erupción volcánica, con objeto de adoptar las medidas adecuadas para la protección de la población y, en lo posible, de los bienes e infraestructuras.

Puesto que las erupciones en general y en Canarias en particular —con sólo 500 años de registro histórico y sólo 12 erupciones volcánicas— no se pueden predecir con antelación, el *cuándo* y *dónde* finales deben descansar en sistemas de alerta y detección tempranas, basadas en redes instrumentales adecuadas y en el conocimiento lo más amplio posible del comportamiento de los diferentes volcanes activos, lo que se puede lograr tras períodos de observación dilatados (Tilling, 1993).

Los estudios de evaluación de la peligrosidad volcánica (*Peligro, evento o proceso que es potencialmente destructivo. Si se evalúa además su pro-*

babilidad se valora la vulnerabilidad) tratan de concretar las zonas donde sea más probable el volcanismo futuro y responder adecuadamente al tercer interrogante, el *cómo*, precisando mediante el estudio geológico detallado del pasado reciente la distribución en el tiempo y en el espacio de las diferentes erupciones, sus características principales y los efectos previsibles. Una vez definidas las zonas con mayor probabilidad y los peligros previsibles, estos datos se cruzan con las concentraciones de población e infraestructuras, evaluándose así el riesgo volcánico (*Riesgo, magnitud de las pérdidas potenciales en vidas, propiedades y capacidad productiva*).

Para una mayor eficacia y claridad, estos datos se suelen expresar gráficamente en forma de mapas de peligrosidad volcánica y de riesgo volcánico, digitalizados y geo-referenciados en sistemas de información geográfica, SIG (Trusdell, 1995; Trusdell *et al.*, 2003; Kauhikaua *et al.*, 1995; Carracedo *et al.*, 2004b). Todos estos documentos y datos se engloban en el término amplio de **mapa de riesgo volcánico**. Sin embargo, hay que insistir en que, independientemente de la mayor o menor «vistosidad» de estos mapas, su precisión y utilidad dependen exclusivamente de la abundancia y calidad de los datos geológicos y no del procesado informático.

La parte más útil en escenarios geológicos como las Islas Canarias a efectos de planificación de medidas de prevención y de respuesta, es la correspondiente a las evaluaciones de peligrosidad y riesgo asociados al flujo de coladas de lava, que requiere largos y laboriosos estudios para la datación de la mayor cantidad posible de erupciones (aspecto absolutamente imprescindible), la cartografía (digital y geo-referenciada) de su extensión y recorrido, y la definición de las características composicionales de las lavas, para definir su viscosidad, explosividad, condiciones de flujo, etc. (Wright *et al.*, 1992; Mullineaux *et al.*, 1987). Un aspecto importante es comprobar las tasas de recubrimiento, es decir, el número y frecuencia con el que las coladas han recubierto una zona determinada, lo que permite definir las zonas de mayor peligro-vulnerabilidad y las protegidas topográficamente. Para computar las tasas de recubrimiento es imprescindible haber datado las diferentes erupciones de la zona.

En el complejo escenario geológico formado por el volcán central Teide y la Dorsal Noroeste existe una gran diversidad composicional de los magmas, que presentan además una clara distribución espacial. Esto da lugar a una amplia gama de comportamientos eruptivos (explosividad, dispersión y tipo de piroclastos, velocidad, temperatura y espesor de las coladas, etc.), que depende de su localización, y por ello, permite predecir el tipo y comportamiento

de cualquier erupción futura en función de su localización geográfica.

Estos datos pueden completarse con la definición de mapas de inundación por coladas y otros similares, que se obtienen con programas informáticos adecuados.

Por último, hay que dejar claro que estos estudios nos pueden ayudar a definir, y sólo a corto plazo (en un horizonte de unos centenares o miles de años), la ubicación y tipo más probables de la próxima erupción en la isla, pero en modo alguno garantizan el acierto. Todos los mapas de riesgo volcánico se basan en principios similares, pero su eficacia a posteriori ha sido diversa. El realizado pocos años antes de la erupción del volcán Mount St. Helens (Crandell y Moulineaux, 1978) no predijo los efectos más devastadores (explosión lateral, colapso gravitacional), pese a lo cual, las rigurosas medidas preventivas evitaron una catástrofe segura. El caso del Nevado del Ruiz (Colombia, 1985) fue exactamente el contrario, produciéndose por interferencias de la política en el manejo científico de la crisis una de las mayores catástrofes de la historia del volcanismo (24.000 víctimas), a pesar de que el mapa de riesgo eruptivo y las medidas recomendadas resultaron totalmente acertadas (Herd *et al.*, 1986; Carracedo, 2002).

Líneas generales de la distribución del riesgo volcánico en el Archipiélago Canario

No todas las islas del Archipiélago Canario tienen el mismo nivel de actividad eruptiva reciente ni, en consecuencia, las mismas probabilidades de que se produzcan en ellas erupciones volcánicas en el futuro más o menos inmediato. Si así fuera, sería inviable cualquier posibilidad de definir y zonificar el riesgo volcánico.

El proceso que ha originado la alineación de islas y que aún controla su desarrollo se polariza en dirección del continente al océano, de tal forma que las más cercanas al borde continental son mucho más antiguas que las más oceánicas (Carracedo, 1994, 1999; Carracedo *et al.*, 1998a, b; Carracedo y Pérez Torrado, 2001; Carracedo *et al.*, 2002; Carracedo y Tilling, 2003; Guillou *et al.*, 1996, 1998, 2004a, b). Aunque no linealmente, existe una correlación: a mayor antigüedad menor probabilidad de reactivarse el volcanismo. Podría, pues, decirse que el riesgo volcánico es un factor de claro matiz regional, al concentrarse las erupciones más jóvenes de forma preferente en las islas occidentales (la provincia de Santa Cruz de Tenerife). Las orientales (la provincia de Las Palmas), en un estadio avanzado de desmantelamiento post-erosivo, sólo tienen un

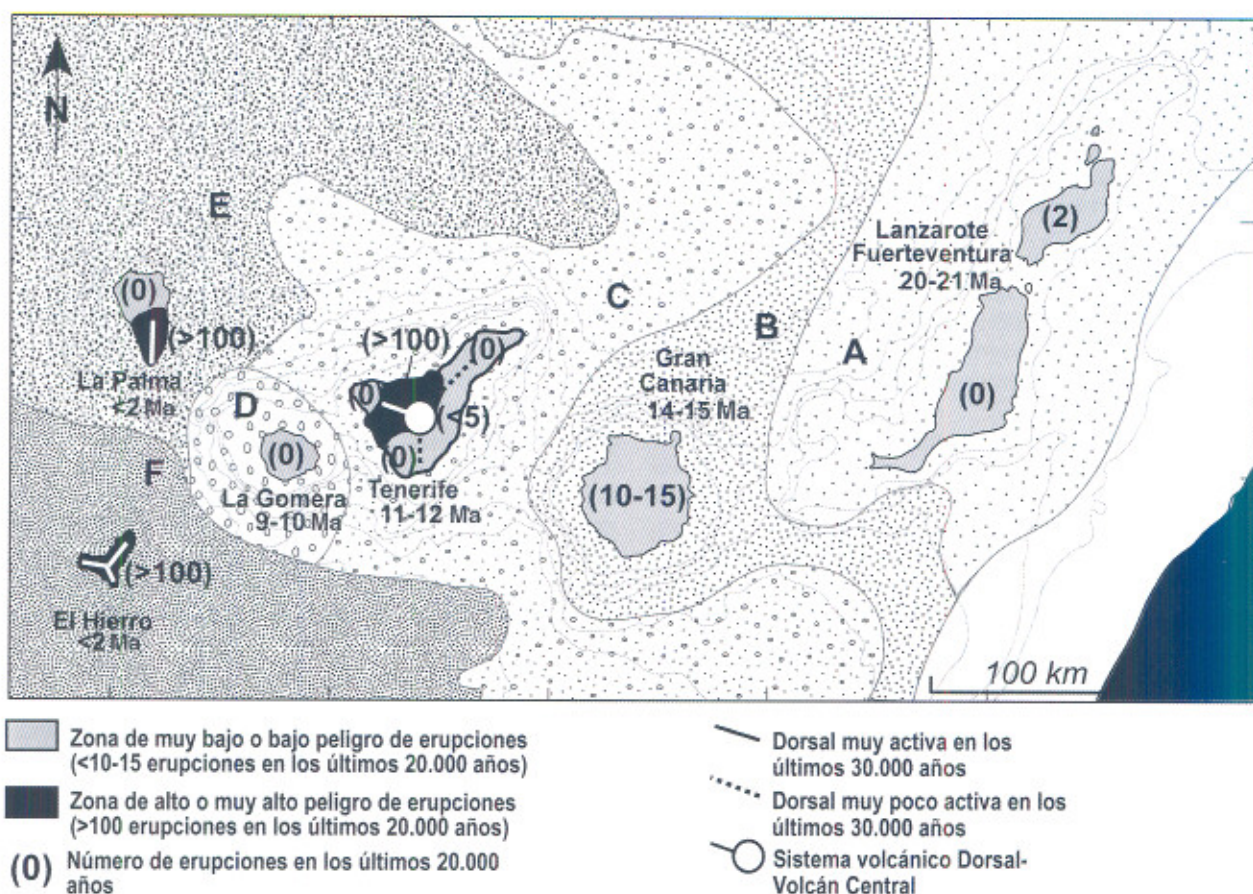


Fig. 1.—Distribución de la probabilidad de ocurrencia de erupciones volcánicas en las Islas Canarias en función de la historia volcánica del archipiélago en los últimos 30.000 años. Obsérvese que las islas se van imbricando progresivamente en sentido este-oeste (A-F en la figura), siendo las orientales las más antiguas y las occidentales las más jóvenes. Las cifras son edades en millones de años. Esta correlación se manifiesta, asimismo, en la frecuencia de erupciones en los últimos 20.000 años (cifra entre paréntesis). El caso de La Gomera es especial, porque aunque está en el sector occidental más joven, se encuentra desde hace varios millones de años en el período de reposo eruptivo. Sólo las islas de Tenerife, La Palma y El Hierro han tenido importante actividad eruptiva en los últimos 20.000 años (>100 erupciones). En estas islas la actividad volcánica eruptiva no se localiza en toda su superficie, sino asociada a estructuras volcánicas específicas denominadas dorsales activas.

volcanismo residual, que se manifiesta con algunas erupciones muy espaciadas en el tiempo geológico (Pérez Torrado *et al.*, 1995; Pérez Torrado, 2000; Guillou *et al.*, 2004b). La isla de Lanzarote, por ejemplo, considerada como volcánicamente muy activa, sólo ha tenido dos erupciones en los últimos 20.000 años (en 1736 y 1824), y ninguna la de Fuerteventura (Carracedo *et al.*, 1990a, 1992, 2003b; Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991). La isla de Gran Canaria ha tenido unas 10 erupciones en este período de 20.000 años, mientras que las islas de La Palma, El Hierro y Tenerife han experimentado más de 100 erupciones cada una en el mismo período.

En la provincia occidental, la isla de La Gomera está en un estadio que se conoce como de reposo

eruptivo, que dura ya más de 2 millones de años (Cantagrel *et al.*, 1984; Paris, 2002; Paris *et al.*, 2005), por lo que de tener actividad volcánica en el futuro será muy probablemente dentro de miles o cientos de miles de años y tras un largo período de avisos.

Tomadas en conjunto, las islas de La Gomera, Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote apenas suponen 10-15 erupciones en este período de 20.000 años, mientras que las restantes islas de La Palma, El Hierro y Tenerife acumulan en conjunto más de 300 episodios eruptivos (Carracedo *et al.*, 2001, 2003a). Aunque no se puede descartar de forma absoluta la aparición de erupciones en cualquier isla del archipiélago, las probabilidades apuntan, pues, y de forma abrumadora, a estas islas de

La Palma, El Hierro y Tenerife, islas que están o bien en la etapa de desarrollo juvenil más activa, o en la fase post-erosiva inicial, también muy activa en el Archipiélago Canario (fig. 1).

Por otra parte, ni la actividad eruptiva ni el riesgo potencial es el mismo en toda la superficie de estas islas occidentales, sino que se concentra en zonas bien definidas: las dorsales activas (las *rift zones* en terminología vulcanológica) y los edificios centrales. La Palma y El Hierro son dos claros ejemplos de actividad volcánica reciente asociada totalmente a dorsales activas, estructuras donde con toda probabilidad se localizarán las próximas erupciones (Carracedo, 1994; 1996; Carracedo *et al.*, 2001, 2002; Carracedo y Tilling, 2003). Tenerife, en cambio, es el caso más complejo, ya que la actividad volcánica está relacionada con un sistema compuesto por dorsales activas y un edificio central anidado (Carracedo *et al.*, 2004a, b).

Cualquier planificación de vigilancia y de medidas de prevención debería, sin descuidar totalmente el resto del Archipiélago, concentrar los medios principales en estas tres islas y, dentro de ellas, en sus aparatos volcánicos más activos, indicados en la fig. 1.

Líneas generales de la distribución del riesgo volcánico en la isla de Tenerife

La isla de Tenerife se ha formado por la agregación de tres grandes volcanes en escudo: Tenerife Central, Teno y Anaga (fig. 2) entre los 12 y 3,5 millones de años (Fúster *et al.*, 1968; Carracedo, 1979; Ancochea *et al.*, 1990; Guillou *et al.*, 2004a). Posteriormente, y tras un período de reposo eruptivo similar al que en la actualidad se encuentra la isla de La Gomera, se reactivó el volcanismo generando un enorme volcán central —el Edificio Cañadas—, que colapsó deslizando hacia el mar un volumen de unos 200 kilómetros cúbicos, proceso en el que se vació de forma casi instantánea la cuenca que llamamos Caldera de Las Cañadas (Watts y Masson, 1995; Cantagrel *et al.*, 1999).

Sin embargo, estos procesos ocurrieron hace cientos de miles de años y no influyen en la distribución de la actividad eruptiva reciente de la isla, que se concentra en crestas topográficas o dorsales activas (fig. 3). De estas dorsales, la del Sur es bastante antigua, ya que el volcanismo más reciente parece tener unos 90.000 años (tabla 1). La Dorsal Noreste es más joven, pero aun así, el volcanismo, fuera de la caldera de Las Cañadas, tiene una antigüedad superior a 31.000 años (tabla 1), excepto los pequeños volcanes históricos de Arafo-Fasnía-Siete Fuentes (1704-1705).

Tabla 1.—Dataciones radiométricas (^{14}C y K/Ar) de lavas del Teide-Pico Viejo y de las dorsales Noroeste, Sur y Noreste de Tenerife

Muestra	Erupción	Edad BP (años)
<i>Sistema volcánico Teide-Pico Viejo y Dorsal Noroeste</i>		
TFC-369	Montaña Reventada	990
TFC-05	Última erupción del Teide (Lavas Negras)	1.240
TFC-25	Roques Blancos	1.790
TFC-219	Montaña Hoya de Los Ajos	1.850
TFC-38	El Boquerón	2.010
TFC-02	El Boquerón	2.020
TFC-15	El Boquerón	2.420
TFC-375	Mña Botija	2.660
TFC-56	Mña. de Chío	3.620
TFC-01	La Abejera Baja	4.790
CITF-60	La Abejera Alta	5.170
TFC-343	Cueva del Ratón	5.370
TFC-322	Mña. Liferfe	7.400
TFC-181	Montaña Las Lajas	8.000
TFC-178	Volcán del Portillo	11.000
TFC-176	Mña. de Los Corrales	12.000
TFC-378	Montaña del Banco	12.810
TFC-261	Coladas de Pico Viejo hacia el Sur	14.630
TFC-20	Coladas de Pico Viejo hacia el Norte	17.570
TFC-139	Coladas pahoe-hoe de Pico Viejo	26.000
TFC-167	Coladas del Teide antiguo (Valle de La Orotava)	31.000
CITF-301	Coladas del Teide antiguo (Playa San Marcos)	32.000
CITF-85	Coladas del Teide antiguo (Playa San Marcos)	86.000
CITF-84	Coladas del Teide antiguo (Playa Santo Domingo)	123.000
<i>Dorsal Noreste</i>		
CITF-15	Montaña de Enmedio	31.000
CITF-18	Montaña Guamasa	33.000
CITF-16	Montaña del Cerrillar	37.000
CITF-23	Montaña Birmagen	791.000
<i>Dorsal Sur</i>		
CITF-28	Volcán de La Buzanada	95.000
CITF-30	Montaña Gorda	323.000
CITF-29	Montaña de Guaza	928.000

La actividad eruptiva de Tenerife se ha concentrado en los últimos 20.000 años en la Dorsal Noroeste y el complejo volcánico del Teide-Pico Viejo, zonas donde con toda probabilidad se localizará la próxima erupción volcánica de Tenerife, al igual que lo hicieron las tres históricas de la Mña. de Garachico (1706), Chahorra (1798) y El Chinyero (1909).

Para entender la previsible evolución del volcanismo en el futuro geológico inmediato de Tenerife, es preciso conocer el decisivo papel jugado por las dorsales activas (los verdaderos motores del volcanismo en este tipo de islas), primero en la generación y relleno de sucesivos deslizamientos gigantes, y, posteriormente, en la construcción de

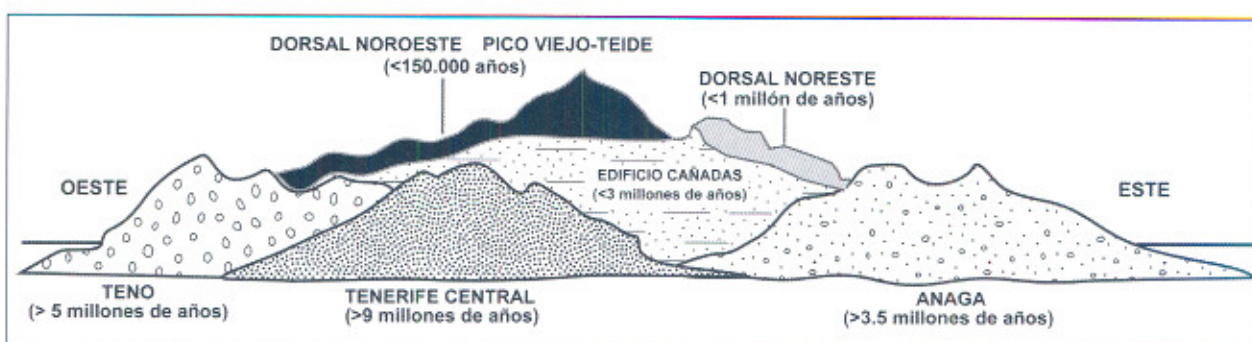


Fig. 2.—La isla de Tenerife emergió hace unos 12 millones de años y se construyó por el apilamiento de tres grandes volcanes en escudo —Tenerife central, Teno y Anaga (Carracedo, 1979; Guillou *et al.*, 2004a). A este período de intenso volcanismo le sucedió un largo período de reposo (similar al que ahora experimenta La Gomera), tras el cual se levantó en su centro el edificio volcánico Cañadas, que colapsó hace cientos de miles de años para formar la caldera de su nombre. La última etapa eruptiva, y la única que interesa a efectos de definir el riesgo volcánico de Tenerife son las dorsales y su consecuencia, el edificio central Teide.

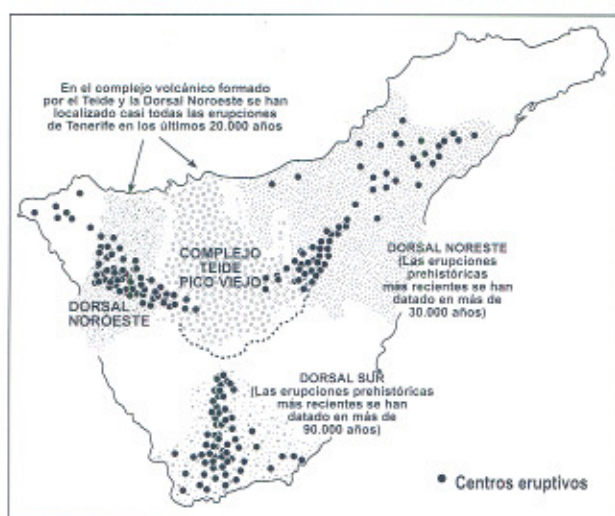


Fig. 3.—Sistema de dorsales y edificio central de Tenerife. Sólo la dorsal noroeste y el edificio central han tenido actividad eruptiva importante en los últimos 30.000 años.

un gran volcán central anidado (el Teide-Pico Viejo) en esas cuencas de deslizamiento. La actividad eruptiva sigue en la actualidad, tanto en este volcán central como, principalmente, en la Dorsal Noroeste.

El sistema volcánico activo del Teide-Dorsal Noroeste de Tenerife

Las dorsales son el verdadero motor de todo el sistema actualmente activo, teniendo además en cuenta que en los últimos 150.000 años sólo han sido muy activas la del Noreste y Noroeste, y muy poco la del Sur. Como se indica en la fig. 4, las dor-

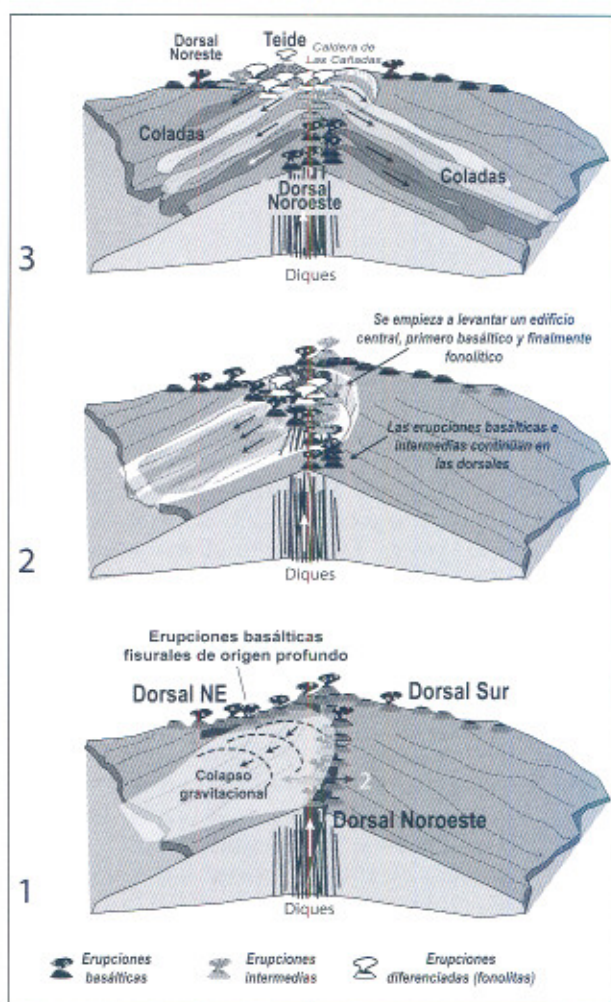


Fig. 4.—Esquema que indica cómo la actividad de las dorsales acaba por generar deslizamientos gravitatorios masivos, en cuyas cuencas se levantan anidados edificios volcánicos diferenciados (fonolíticos). Explicación en el texto.

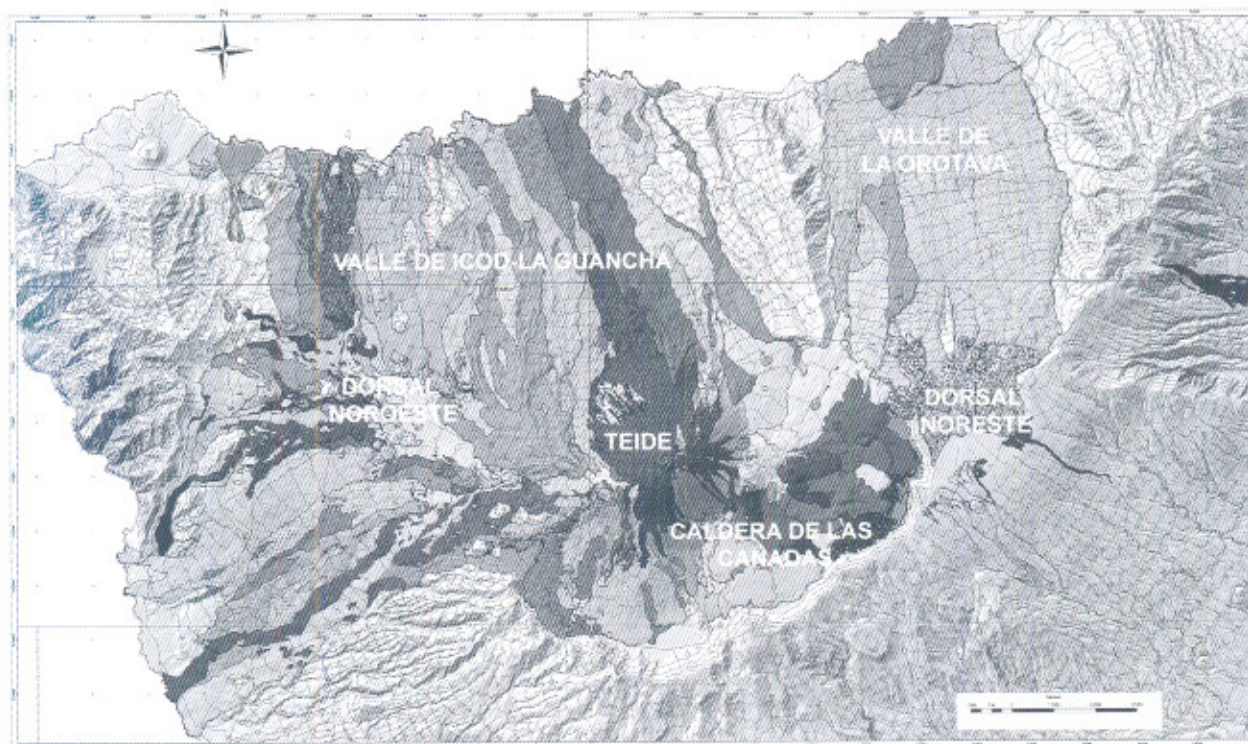


Fig. 5.—Mapa geológico del Teide y la Dorsal Noroeste (en curso).

sales son simplemente zonas preferentes de salida de magma a la superficie, lo que concentra la actividad eruptiva dando lugar a crestas topográficas (de ahí el nombre), que son al mismo tiempo las zonas de mayor actividad y riesgo volcánico. La salida del magma a la superficie en estas dorsales se realiza mediante inyecciones en fracturas, que previamente tienen que abrirse paso por fracturación hidráulica (de ahí los terremotos), siempre que la presión de volátiles en el seno del magma sea mayor que la presión litostática ejercida por las rocas que tienen que romper. El resultado es un dique de magma en progresión hacia la superficie, que puede quedar como intrusión profunda (en la mayoría de los casos) o emerger, actuando entonces como conducto de alimentación de la erupción. Después de miles de años y centenares de erupciones se forman estas dorsales, que son crestas topográficas formadas por apilamiento de conos de piroclastos —los centros eruptivos—, que tienen su correlación en el subsuelo en una apretada malla de diques paralelos al eje de la dorsal —los conductos de alimentación de las diversas erupciones (Walker, 1992; Carracedo, 1994, 1996).

La continua inyección de diques (que actúan como cuñas) produce enormes esfuerzos de dilatación, y eventualmente provoca el desplome de una

parte de la isla en dirección contraria a la dorsal menos activa, que juega el papel de contrafuerte (fig. 4-1). Una vez producido el colapso, la violenta despresurización (este proceso ha sido también apuntado por J.M. Navarro Latorre) provoca un volcanismo muy intenso en el interior de la cuenca de deslizamiento, comenzando el relleno que dará lugar, en un tiempo geológico corto (unas decenas de miles de años), al levantamiento de un gran volcán central (fig. 4-2). Este proceso coincide con la continuación del volcanismo en la dorsal, por lo que ambos sistemas generan frecuentes erupciones volcánicas, pero de distinto tipo. En efecto, la mayor concentración e intensidad del volcanismo (y la mayor fracturación) en el interior de la cuenca de deslizamiento favorece el desarrollo de una cámara magmática superficial (unos pocos kilómetros de profundidad, frente a varias decenas para las erupciones de las dorsales). Se produce entonces en esa cámara somera un proceso geológico (diferenciación magmática) que hace que el magma modifique sus parámetros físico-químicos, volviéndose cada vez más rico en sílice (más «ácido»), y por ello más frío y viscoso y capaz de retener más eficazmente los gases disueltos en el magma. Esto hace que las erupciones evolucionen dando lavas cada vez más viscosas y episodios eruptivos más

explosivos, lo que no sucede en los extremos distales de las dorsales, alejados de la cuenca de deslizamiento.

Esta evolución post-colapso del volcanismo anidado en la cuenca de deslizamiento se ha podido comprobar en la observación de los materiales volcánicos que han rellenado la cuenca en una galería de 4,5 km de longitud (galería Salto del Frontón, La Guancha), que atraviesa toda la formación hasta alcanzar la brecha de colapso, y donde se observa una progresiva evolución desde los términos basálticos iniciales a los fonolíticos de la última etapa.

La variación espacial de la composición de los magmas en la zona permite definir el previsible comportamiento de una futura erupción en función de su localización (fig. 4-3), una vez que se definan (zonifiquen) las erupciones en función de su edad y composición. Se puede, pues, afirmar que el volcanismo central es simplemente la consecuencia de la actividad extendida en el tiempo de las dorsales, que provocan deslizamientos y luego los rellenan (Carracedo *et al.*, 2004a). Un ejemplo muy parecido es el Volcán Bejenado, en la isla de La Palma, en el que se puede estudiar su evolución completa, al estar inactivo desde hace más de 400.000 años (Carracedo *et al.*, 2001).

La reconstrucción de las erupciones que han ocurrido en esa zona y que la han configurado como es hoy, es el elemento fundamental para predecir su comportamiento futuro. Es decir, dónde es más previsible que ocurran de nuevo erupciones y cómo serán éstas caso de producirse. Esto constituye, en síntesis, y expresado gráficamente, un mapa de peligrosidad, escalón necesario para preparar el mapa de riesgo volcánico. Este proceso es laborioso, y requiere fundamentalmente recorrer el territorio realizando una cartografía geológica de detalle que individualice las diferentes erupciones, datarlas por medios radiométricos, ^{14}C y K/Ar o $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ver tabla 1), y analizar muestras de rocas para saber su composición. Es de pura lógica pensar que si en una zona determinada se han concentrado la mayoría de las erupciones en las últimas dos o tres decenas de miles de años, sea ésta la que reúna las condiciones más favorables para albergar la próxima. La frecuencia del volcanismo hace que los conductos eruptivos mantengan una «memoria térmica» que supone un acceso más fácil del magma a la superficie por esa zona.

Un esquema del mapa geológico elaborado para esta zona se indica en la fig. 5, que puede simplificarse agrupando las erupciones en tramos de edad y litología (fig. 6). De la observación de estos mapas geológicos se desprende que hay en

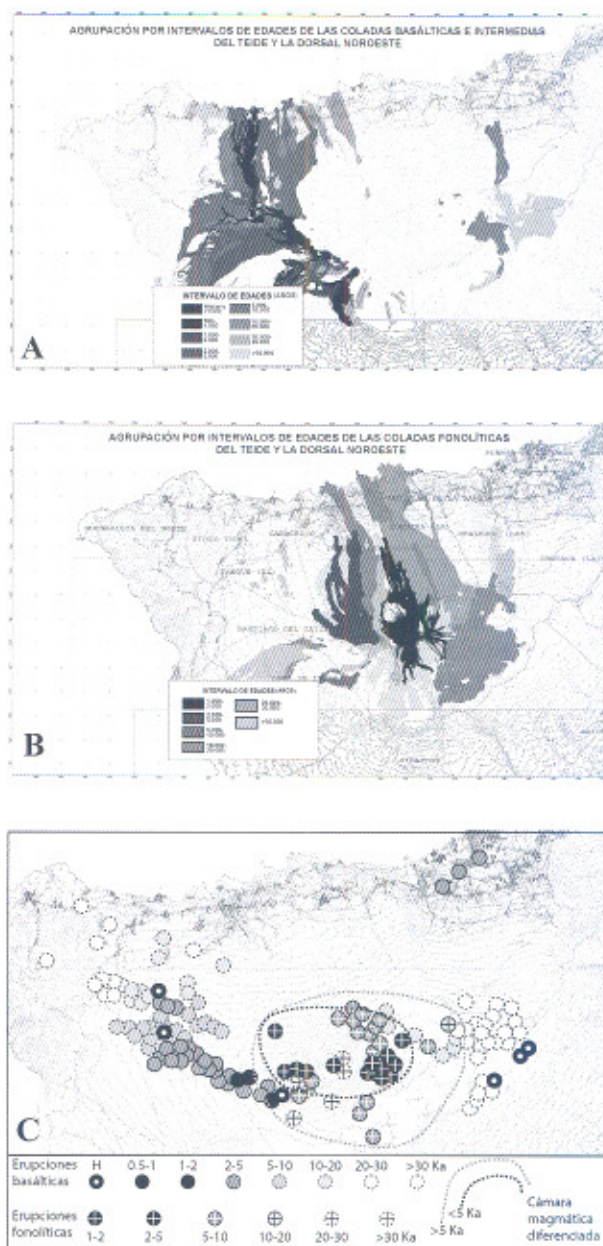


Fig. 6.—Agrupación de las erupciones del Teide y las dorsales NO y NE por edad y composición. A) Coladas basálticas e intermedias. B) Coladas fonolíticas. C) Agrupación de los centros de emisión en función de su composición y edad. Observar la progresiva reducción de la cámara magmática fonolítica del Teide (líneas de trazos), como se deduce del progresivo agrupamiento de los centros de emisión, y la concentración de las basálticas e intermedias en la Dorsal Noroeste.

la zona diversos elementos volcánicos, que suponen peligros diferentes (tabla 2), y que éstos se agrupan en zonas determinadas, lo que permite la zonificación de peligros volcánicos.

Tabla 2.—Peligros volcánicos asociados al área Teide-Dorsal Noroeste de Tenerife

Proceso geológico	Consecuencias en el medio	Peligros asociados	Medidas preventivas	Zonas de ocurrencia probable
SISMOS VOLCÁNICOS	Grietas en el terreno, desplome de terraplenes y zonas inestables.	Corte de carreteras por desplomes, grietas en edificios y eventual destrucción de los estructuralmente débiles.	Mejorar normas sismo-resistentes.	Muy amplia en las fases previas a la erupción Localizadas en la zona de la erupción cuando es inminente y durante el proceso.
LLUVIA DE PIROCLASTOS				
Basálticos (picón)	Recubrimiento con una capa de fragmentos gruesos (escorias, bombas) e incandescentes en un área de cientos de metros alrededor de la boca eruptiva, y fragmentos finos y fríos en una elipse en dirección contraria al viento de 1-5 kilómetros, dependiendo de la erupción y la fuerza del viento. Obstrucción más o menos importante de la red de barrancos y daños a la vegetación.	Incendios forestales en la zona próxima a la boca eruptiva, corte de carreteras, desplome de techos, taponamiento de canalizaciones abiertas.	Planificar la limpieza de carreteras y canalizaciones. Limpiar techos de edificios, zonas inestables y las obstrucciones de los barrancos antes de las siguientes lluvias.	Más probable en la zona de cumbre de la Dorsal Noroeste, desde Mña. Reventada a Mña. Bilma.
Fonolítico (pómez)	Similares a las basálticas pero con menor temperatura de caída, menor peso de los fragmentos y área de dispersión mucho mayor. Afección grave a la vegetación en un amplio entorno.	Incendios forestales en la zona próxima a la boca eruptiva, corte de carreteras, desplome de techos, taponamiento de canalizaciones abiertas.	Planificar la limpieza de carreteras y canalizaciones. Limpiar techos de edificios, zonas inestables y las obstrucciones de los barrancos antes de las siguientes lluvias.	Más probable en la zona de la caldera de Las Cañadas y en la cara norte del Teide.
FLUJO DE COLADAS				
Basálticos e intermedias	Recubren el terreno con materiales fluidos incandescentes que se enfrían en horas-días para formar roca.	Incendios, destrucción de edificios, corte de carreteras. Velocidad de avance lento (0,5-1 km/h), caída de bolas incandescente muy veloces en los frentes de avance.	Evacuación preventiva. Intentar desviar las lavas a cursos menos dañinos.	Más probable en la Dorsal Noroeste, desde Mña. Reventada a Mña. Bilma, y desde San Marcos a Garachico, y el Puerto de Alcalá a Puerto Santiago, en la costa.
Fonolíticos	Los mismos que las basálticas pero predomina el grosor de las coladas frente a su dispersión.	Los mismos que las basálticas pero con mayor espesor de las coladas y duración de la erupción.	Los mismos que las basálticas.	Más probable en la Dorsal Noroeste, desde Mña. Reventada a Pico Viejo, y desde San Marcos a La Guancha, al norte, y Puerto de Alcalá a Playa San Juan, en la costa.
Domo-coladas	Los mismos que las basálticas y fonolíticas, pero predomina aun más el grosor de las coladas frente a su dispersión. Pueden obviar la topografía en su curso.	Los mismos que las basálticas y fonolíticas pero con mayor espesor de las coladas y duración de la erupción.	Los mismos que las basálticas y fonolíticas.	Más probable en el interior de la caldera de Las Cañadas y en la cara norte del Teide, desde La Guancha a San Juan de La Rambla.
Flujos piroclásticos	Recubren el terreno con materiales que pueden ser desde incandescentes a fríos y de diverso tamaño, desde varios metros a polvo fino.	Incendios en algunos casos. Enorme fuerza de impacto dirigido. Devastación de la vegetación y edificios. Extraordinariamente peligrosos.	Evacuación preventiva absoluta.	Sólo en el interior del Parque nacional, en los edificios Pico Viejo y El Teide. Muy poco probables y de relativa baja intensidad.
COLAPSOS ESTRUCTURALES	Desplome al mar de una parte importante de la isla. Formación de un gran valle de deslizamiento. Generación de tsunamis.	Devastación total.	Evacuación total de la zona y los litorales de la isla y las vecinas.	En la cara norte del Teide. PROBABILIDAD INSIGNIFICANTE.
GASES VOLCÁNICOS	Imperceptible salvo en las inmediaciones de la erupción comenzada.	Imperceptible salvo en las inmediaciones de la erupción comenzada. Se puede acumular CO ₂ en las depresiones circundantes aguas abajo de la boca eruptiva.	Posible muerte por asfixia de animales y personas en las depresiones.	Más probable en las zonas costeras al llegar las coladas.

Zonificación de peligros volcánicos del Teide y de la Dorsal Noroeste de Tenerife

Tipos de peligros volcánicos

Algunos volcanes de las Islas Canarias son diferentes de la mayoría de los volcanes del planeta. Los más parecidos son los de islas volcánicas oceánicas (Hawái, Réunion, etc.), pero en estas islas, aunque sí existen dorsales similares, no se han generado edificios centrales parecidos al Teide-Pico Viejo (Walker, 1990; Tilling *et al.*, 1987). El conjunto Teide-Pico Viejo-Dorsal Noroeste es, pues, posiblemente único, ya que en esas otras islas la evolución geológica mucho más rápida no da tiempo suficiente para la formación de estos volcanes centrales anidados (Carracedo *et al.*, 2004a).

Tenemos, pues, en Tenerife un sistema volcánico propio, que tenemos que comprender, y sus peligros son también, en buena parte, particulares.

Los peligros principales que pueden producirse asociados a las erupciones en el presente estadio de desarrollo geológico de la isla de Tenerife son los que a continuación se enumeran y describen (ver tabla 2).

Sismos volcánicos

Son relativamente frecuentes, pero de baja intensidad, y están siempre asociados al propio desarrollo de las islas (si no existieran las Islas Canarias no habría sismicidad en esta zona del Atlántico). Esto limita, afortunadamente, su intensidad, por lo que no pueden esperarse en Canarias terremotos destructivos como los «tectónicos», propios de los bordes de las placas litosféricas (las Islas Canarias están en el interior de una de estas placas, la Africana).

Los estudios realizados demuestran que la sismicidad en el interior de la placa pacífica es prácticamente inexistente, concentrándose en cambio en los archipiélagos volcánicos como las Islas Hawái, donde abundan los terremotos de relativamente alta intensidad (fig. 7 A). Igual ocurre en el Atlántico, donde apenas hay terremotos, excepto en los bordes de placa (la cordillera central del Atlántico y la región Azores-Gibraltar) y los archipiélagos volcánicos y sus inmediaciones (fig. 7 B). La explicación estriba en que la actividad sísmica está originada por la propia existencia de las islas volcánicas. Si no existieran las islas no habría terremotos. En efecto, en este tipo de islas la sismicidad está, fundamentalmente, asociada a los procesos magmáticos y eruptivos que han originado las islas y continúan

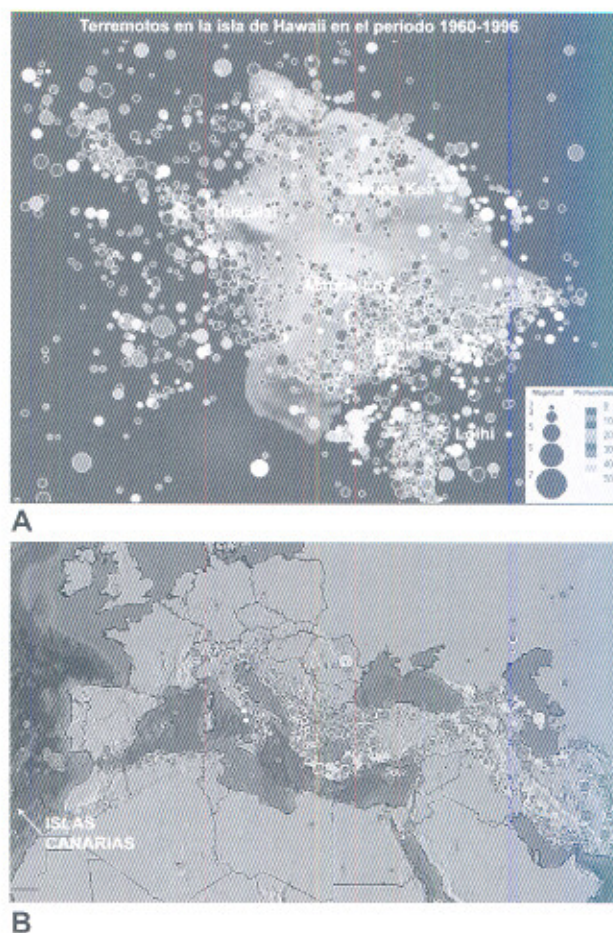


Fig. 7.—A) Terremotos de magnitud >3 registrados en la isla de Hawái en el período 1960-1996. La mayoría son de 5-6 grados de magnitud, pero se han superado los 7. Como puede observarse son todos volcánicos, relacionados con los volcanes activos, incluyendo los de los flancos submarinos, como el volcán submarino Loihi, la próxima isla que emergerá. B) Sismicidad ($M > 5$) registrada en el Atlántico Norte, Europa y el norte de África en el período 1960-2003. Obsérvese la escasa incidencia en las Islas Canarias, archipiélago volcánico oceánico situado en el interior de la Placa Africana, en comparación con las zonas circundantes de borde de placa (Imágenes tomadas de Earthquakes and Eruptions, de la Smithsonian Institution Global Volcanism Program, www.volcano.si.edu/gvp/).

actuando, y a los derivados del crecimiento progresivo de los edificios insulares.

Como se ha demostrado en los detallados estudios realizados en Hawái, la sismicidad está principalmente asociada a tres procesos (fig. 8): 1. La fracturación hidráulica producida por la inyección de magma, generalmente en forma de diques, que pueden alcanzar la superficie y generar una erupción volcánica, 2. Las intrusiones en el interior de los edificios insulares que no llegan a producir una erupción, mucho más numerosas, y 3. La inestabilidad de los edificios insulares.

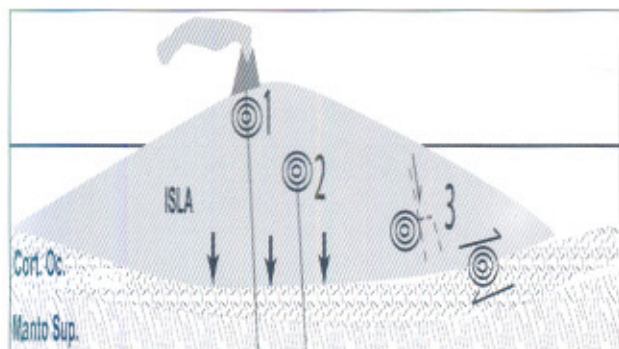


Fig. 8.—Esquema que ilustra los procesos que originan los principales tipos de terremotos en islas volcánicas oceánicas. 1: Fracturación hidráulica, explosivos, «tremor volcánico». 2: Fracturación hidráulica. 3: Fallas normales de asentamiento o inversas de «escape».

En este contexto no es extraño que la actividad sísmica en Canarias sea relativamente reducida, tanto en frecuencia como magnitud. En las Hawaii esta actividad es mucho mayor, incluyendo eventos de magnitud > 7 , además de las fallas activas (por ejemplo el sistema de fallas del Kilauea, del que no existe actualmente equivalente en Canarias), por procesos de sedimentación de los materiales más pesados en la base de los edificios insulares, donde forman grandes masas de acumulados, tan densos que «empujan» el perímetro basal de las islas hacia fuera. Al estar la corteza oceánica abombada por el peso de las islas, se generan esfuerzos en planos de ángulo inverso, donde los escapes generan fallas inversas y una fuerte sismicidad, que dependerá de la masa de los edificios insulares y sus tasas de crecimiento.

Por otra parte, los terremotos no pueden predecirse con el conocimiento actual, y puede que nunca puedan serlo si se trata, como se ha postulado, de sistemas críticos autoorganizados (Bak y Tang, 1989; Main, 1997; Scholz, 1997; Geller, 1997; Geller et al., 1997; Jones et al., 2002).

La sismicidad volcánica, cuando se produce en enjambres de terremotos que duran semanas a años, suelen anunciar la fracturación hidráulica por el ascenso de uno de estos diques de magma. Sin embargo, en la mayoría de los casos el proceso no tiene suficiente energía y se queda como una intrusión en el subsuelo, sin alcanzar la superficie (2 en la fig. 8). Abundan estas «falsas alarmas» en la historia de Canarias. En la isla de El Hierro a finales del siglo XVIII los terremotos fueron tan intensos que se llegó a planear la evacuación de la isla (Hernández Pacheco, 1982), sin que llegara a producirse una erupción (o fue submarina). Algo similar ocurrió en La Palma en 1936, aunque no existen regis-

tros instrumentales de esta crisis ni de la actividad sísmica anterior a la erupción de 1971.

Si, eventualmente, los focos son cada vez más superficiales y de intensidad creciente, preludian una erupción. En este caso pueden adquirir, muy localmente, una intensidad suficiente para derribar casas, torres de iglesias, producir desplomes en carreteras, etc. (Bonelli Rubio, 1950; Benítez Padilla, 1951).

Deficiencias notables en el número y geometría de la red actual de estaciones sísmicas de Tenerife (García Fernández et al., 1988) han impedido la localización precisa de los sismos de abril-mayo de 2004, favoreciendo interpretaciones dispares, y una innecesaria sensación de alarma. Aunque sólo se han producido una serie de sismos de baja magnitud, en las diversas reuniones y comités, e incluso en los medios de difusión, se apuntaron, a falta de una explicación convincente del origen de la sismicidad, hipótesis tan inverosímiles y sin base científica alguna como la existencia de una falla activa cruzando la isla desde Güímar a La Orotava, la ebullición del acuífero insular, y hasta se anunció el deslizamiento de la cara norte de la isla seguido de una explosión lateral para el 9 de junio.

La «predicción» más extendida entre la alarmada población (que como respuesta llegaron a dormir vestidos y acumular víveres), se basaba en un pretendido aumento de la tasa de emisión de gases y anunciaba la ocurrencia de una erupción en octubre de 2004 (Canarias 7, 2004; Carracedo y Pérez Torrado, 2004) y posteriormente en noviembre del mismo año. Estas hipótesis, que los hechos no corroboraron lógicamente, contribuyeron a potenciar innecesariamente el desconcierto y la alarma.

Lluvias de piroclastos

Están asociadas en el volcanismo reciente de Tenerife a erupciones estrombolianas (erupciones con explosiones rítmicas de baja energía). Son fundamentalmente de dos tipos, dependiendo de que la erupción sea basáltica o diferenciada (fonolítica).

En las erupciones basálticas, la boca eruptiva arroja al aire fragmentos de lava que se acumulan formando un cono volcánico típico (Lámina 1-D). Los fragmentos de mayor tamaño (escorias y bombas volcánicas) pueden alcanzar unos cientos de metros de altura y, con trayectoria balística, esparcirse unos centenares de metros alrededor del volcán. Tienen el interior incandescente (1.000-1.200 °C) y son, por ello, peligrosos. Casi con seguridad provocan incendios forestales si caen en el bosque.

Los fragmentos más finos (el lapilli o picón) se dispersan en forma de elipse en función de la dirección y fuerza del viento dominante (Lámina 2-A). No

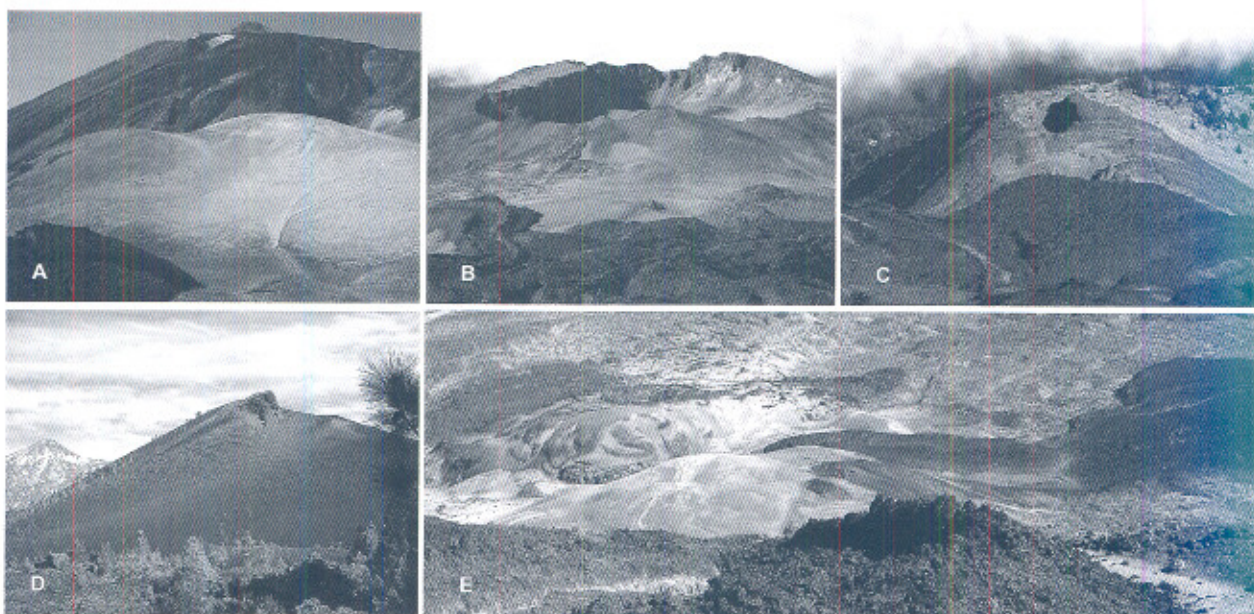


Lámina 1.—Diferentes tipos de centros eruptivos típicos de la zona del Teide y la Dorsal Noroeste de Tenerife. A. Estratovolcán principal del Teide, con el perfil del cráter antiguo y, en la cúspide, el cono volcánico de la última erupción del Teide, datada por C-14 en 1.240 ± 60 años, de la que se ven las coladas negras de fonolitas obsidiánicas. En primer plano se ve el cono fonolítico estromboliano de Mña. Blanca, formado por acumulación de pómez y escorias fonolíticas esponjosas y ligeras en varios episodios eruptivos superpuestos (Foto J.C. Carracedo). B. Cráter explosivo (freatomagmático) del Pico Viejo. En primer plano se ven las coladas negras del Teide, con los típicos canales lávicos (Foto J.C. Carracedo). C. Domo-colada fonolítico de Pico Cabras, rodeado por las coladas negras del Teide. Las coladas de Pico Cabras, de gran potencia, alcanzaron la costa por la Punta de Juan Centellas (Foto J.C. Carracedo). D. Cono volcánico de la Mña. de Garachico, formado en la erupción de 1.706 y cuyas lavas cegaron el puerto de Garachico. Típico cono basáltico estromboliano, formado por lapilli (picón) y escorias y bombas basálticas (Foto J.C. Carracedo). E. Domo y coladas de Mña. Blanca y Mña. Rajada, con coladas muy viscosas, de escaso recorrido y gran espesor. La explosividad algo mayor de estas erupciones extiende mantos de pómez por los alrededores, a veces en una elipse con un radio de varios kilómetros, a favor del viento (Foto J.C. Carracedo).

son peligrosos para las personas ni pueden provocar incendios (están fríos al caer por su menor tamaño y mayor permanencia en el aire), pero pueden acumularse cortando carreteras, derrumbando techos, taponando barrancos y conducciones abiertas, etc.

Hay un caso particular en estas erupciones estrombolianas, que se produce cuando el magma entra en contacto con el agua marina, freática, de deshielo, etc., generando erupciones freato-estrombolianas. El aumento de la explosividad en este caso es enorme (aquí podríamos estar hablando de energías equiparables a pequeñas bombas atómicas), generando grandes embudos explosivos (p. ej. el cráter de Pico Viejo) y dispersando grandes bloques de piedra a distancias de muchos cientos de metros, y fragmentos menores y polvo fino a kilómetros. Se pueden producir, asimismo, ondas de choque, es decir, explosiones dirigidas lateralmente de gran energía.

El caso de las erupciones fonolíticas, la explosividad es algo mayor. Los fragmentos (escorias, bombas y pómez) forman asimismo un cono volcánico (Lámina 1-A), pero se dispersan mucho más, por su mayor explosividad y por ser más ligeras. La lluvia de

pómez puede recubrir con capas de varios centímetros zonas amplias de la isla, también en elipses controladas en su geometría por la fuerza y dirección del viento. En contrapartida, tienen una menor temperatura de salida, aunque suficiente para provocar incendios los fragmentos mayores en las inmediaciones de la boca eruptiva. Su escaso peso hace que sean fácilmente arrastradas por el agua de lluvia, acumulándose en barrancos y crestas en forma inestable, y taponando conducciones abiertas. No son peligrosas para las personas fuera de un área muy próxima al volcán, pero sí para la vegetación en un área extensa.

Flujo de piroclastos

En otros escenarios geológicos y en otras épocas de la evolución de Tenerife se ha dado con profusión un tipo mortífero y devastador de flujos, de fragmentos incandescentes sustentados en un medio gaseoso de alta temperatura, lo que les permite alcanzar enormes distancias a velocidades de centenares de kilómetros por hora. Estos flujos piroclásti-



Lámina 2.—La isla de Tenerife presenta una gama de tipos de erupciones mucho más variada que en las islas volcánicas oceánicas típicas, por la presencia muy peculiar de magmas diferenciados (fonolíticos) en la zona central, mientras que en la Dorsal Noroeste predominan los típicos magmas basálticos. Por eso, tanto las erupciones como sus productos presentan una distribución polarizada a lo largo de la dorsal, aspecto de primordial importancia al definir los riesgos eruptivos. A. Manto de lapilli (picón) de la erupción de la Mña. de Garachico (1.706). De escaso peligro, pueden provocar incendios forestales en las cercanías del cono (Foto J.C. Carracedo). B. Típica colada basáltica-intermedia (Mña. Boca Cangrejo), con la superficie formando un malpaís (Foto J.C. Carracedo). C. Colada similar a la B (Mña. Boca Cangrejo), pero que ya ha recorrido más distancia como indica la formación de bolas de acreción. Estas lavas pueden recubrir extensas superficies y provocar incendios forestales a su paso (Foto J.C. Carracedo). D. Coladas fonolíticas de Roques Blancos (laderas del Pico Viejo). La formación de canales las aísla térmicamente y pueden así alcanzar mayores distancias, llegando con frecuencia a la costa (Foto J.A. Pérez Giralda). E. Colada fonolítica (de Los Gemelos) fluyendo por terreno de escasa pendiente. En este caso se forma un frente de gran espesor y avance muy lento, que suele detenerse a corta distancia (Foto J.C. Carracedo). F. La presencia de estos dos magmas tan diferentes (basálticos y fonolíticos) es excepcional, e indica la coexistencia de erupciones muy diferentes. En la foto se aprecia un manto de pómez fonolítico intercalado entre capas de picón de erupciones basálticas freatoestromboliano próximas (Foto J.C. Carracedo).

cos son uno de los mayores peligros asociados al volcanismo, pero, afortunadamente, no en el actual de la Dorsal Noroeste de Tenerife y el Teide. Apenas se han dado en la zona en los últimos 20 ó 30.000 años, salvo tal vez en los flancos del Teide y con muy escasa entidad.

Se generan en erupciones altamente explosivas (Vulcanianas, Plinianas) en magmas diferenciados, por tanto viscosos y con altas concentraciones de gases retenidos en el líquido magmático. Estos gases cerca del conducto de salida se liberan bruscamente, fragmentando al magma en infinidad de partículas incandescentes de diferentes tamaños (piroclastos) que impelidas por esos gases viajarán a ras del suelo a grandes velocidades (superiores incluso a los 100 km/h) a modo de «nubes ardientes», capaces de alcanzar largas distancias y remontar obstáculos topográficos.

Otro mecanismo capaz de generar un tipo específico de flujos piroclásticos ocurre cuando el

magma (sea básico o ácido) entra en contacto con el agua marina, freática, de deshielo, etc., generando erupciones hidro-magmáticas. En ellas, la rápida vaporización del agua genera un aumento espectacular en los gases que intervienen en la erupción, provocando de este modo grandes embudos explosivos en los conductos de salida (p. ej. el cráter de Pico Viejo, Lámina 1-B), dispersando grandes bloques de piedra a distancias de muchos cientos de metros y generando flujos piroclásticos que transportan fragmentos menores y polvo fino a kilómetros de distancia. Se pueden producir, asimismo, ondas de choque, es decir, explosiones de gran energía dirigidas lateralmente. Afortunadamente, el paso de erupciones estrombolianas poco explosivas a erupciones freato-estrombolianas (interacción agua-magma básico) muy explosivas y dañinas, son casi inexistentes en la Dorsal Noroeste de Tenerife, aunque sí ha habido algunos episodios de estas características en el Teide y el Pico Viejo, como

veremos más adelante. Sus efectos son fundamentalmente mecánicos, ya que al salir estos materiales mucho más fríos (por la refrigeración que provoca el agua al magma en su contacto) no provocan incendios. Cabe esperar destrucción de bosques, casas, etc., por impacto (sobre todo si hay ondas de choque), taponamiento de conducciones, relleno de barrancos, cortes de carreteras, etc.

Flujo de coladas

Las coladas de lava representan el peligro volcánico más común en la zona. Según el tipo de erupción y la composición de los magmas, se puede hablar de coladas basálticas y coladas fonolíticas.

Coladas basálticas. Son las más frecuentes. Se emiten con elevadas temperaturas y se comportan como un fluido, discurriendo a favor de la pendiente topográfica. Si el caudal de emisión es bajo se suelen formar coladas numerosas y delgadas, que se apilan en las cercanías del volcán. Si el caudal es muy alto y la erupción se prolonga pueden cubrir áreas muy extensas, y ramificarse hasta alcanzar la costa. El espesor típico de estas coladas es de 1-3 m. Suelen canalizarse por los barrancos y bordear obstáculos. Su elevada temperatura provoca incendios a su paso, y el empuje puede derrumbar edificios, además de cortar todas las carreteras y conducciones en su curso y rellenar cualquier depresión (Lámina 2-B, C).

Su velocidad de desplazamiento es generalmente muy baja —desde unos metros a pocos kilómetros por hora—, en la mayoría de los casos inferior al paso de una persona, lo que las hace poco peligrosas para la población. Durante las primeras 12-15 horas, la fase de mayor tasa eruptiva de la erupción de la Mña. de Garachico en 1706, que puede considerarse típica de las erupciones basálticas de esta parte de Tenerife, las coladas discurrieron por fuertes pendientes con una velocidad que no llegó a 0,5 km/h, muy inferior al paso descansado de una persona (Solana, 1998). En el caso de la erupción del Chinyero, y a juzgar por las descripciones de testigos oculares, esta velocidad fue aún menor, alrededor de 0,12 km/h, posiblemente porque las coladas discurrían por el eje de la Dorsal, de menor pendiente. La velocidad de las corrientes de lava puede ser mucho mayor (10-30 km/h) cuando se canalizan en barrancos, donde con frecuencia forman canales lávicos en los que la lava se aísla térmicamente y conserva gran temperatura y fluidez. El peligro puede ser mayor en los cantiles y pendientes muy fuertes, donde pueden desprenderse grandes bolas de lava incandescente, que crecen como las de nieve y alcanza velocidades muy elevadas, explo-

tando al impactar en fragmentos incandescentes muy dañinos.

Este peligro, el más habitual, es, sin embargo, el más manejable, ya que puede predecirse fácilmente el recorrido de las coladas y preparar con tiempo las evacuaciones. Hay que tener en cuenta que las erupciones en la Dorsal Noroeste generan coladas que alcanzan generalmente la costa, lo que evidencia las altas tasas eruptivas de esta dorsal y lo «vivo» de este volcanismo.

Un caso especial de estas erupciones basálticas son las coladas *pahoe-hoe* de las fases relativamente tempranas del Pico Viejo, entre 17.000 y 25.000 años (tabla 1), que debieron ser de gran fluidez, caudal y constancia y llegaron a la costa por ambos flancos de la Dorsal Noroeste. Estas coladas debieron recubrir la mayor parte de esa zona de la isla, pero su antigüedad y el hecho de que no se hayan producido desde entonces las hacen poco significativas a efectos de su posible repetición.

Coladas fonolíticas. Las lavas fonolíticas suelen presentar una menor temperatura de salida y son más viscosas. En consecuencia, tienden a fluir con mayor dificultad, discurriendo a velocidades muy bajas, desde pocos centímetros a cientos de metros por hora. Tienden, asimismo, a adquirir grandes espesores —50 o más metros— y recorridos más cortos (Lámina 1-E).

En las laderas de acusadas pendientes del Teide y del Pico Viejo discurren sin grandes espesores, pero cuando la pendiente disminuye, la lava se acumula y avanza con frentes de 50-100 m (Lámina 2-E). Aunque se canalizan en los barrancos, si éstos no son muy profundos pueden transgredir la topografía, rebasando los cauces en su curso directo hacia la costa.

Un caso particular muy común en los centros adventicios al Teide y Pico Viejo son los domos de lava, intrusiones fonolíticas que emiten lavas muy viscosas y de gran potencia (p. ej. Pico Cabras, La Abejera, Roques Blancos, etc., ver Lámina 1-C). Se suelen dotar de un mecanismo en «tubo invertido», rodeándose de una costra de lava solidificada de 0,5-1 m de espesor que aísla térmicamente la corriente de lava que fluye por su interior, permitiendo que la colada mantenga elevadas temperaturas y recorra distancias de decenas de kilómetros, llegando en la mayoría de los casos a la costa.

Estas coladas pueden provocar incendios forestales y, por su potencia, cortar carreteras y canalizaciones de forma duradera. Por otra parte, este tipo de erupciones tiene una duración mucho mayor que las basálticas, que puede ser de años o decenas de años. A diferencia de los centros eruptivos basálticos fisurales, generalmente monogénicos, los domos-colada pueden ser poligénicos, repitiendo

erupciones en fases separadas por centenares de años (por ejemplo La Abejera, el Volcán del Portillo, ver tabla 1).

Su gran lentitud de desplazamiento las hace poco peligrosas para la población. Sin embargo, en pendientes acusadas pueden darse colapsos del frente de la colada, generándose pequeñas nubes ardientes de alta velocidad que se desploman ladera abajo y son mucho más dañinas (p. ej. parecidas a las ocurridas en la erupción de 1585 en La Palma, ver Hernández Pacheco y Valls, 1982; Carracedo *et al.*, 2001).

Colapsos estructurales

Los colapsos de parte de los volcanes son lógicos en zonas de tan acusadas pendientes y materiales tan poco consolidados. Son especialmente comunes los producidos por acumulación inestable de lavas o materiales piroclásticos.

Sin embargo, los más espectaculares y terribles son los deslizamientos gravitatorios gigantes, que implican colapsos casi instantáneos de masas enormes, que pueden llegar a centenares de kilómetros cúbicos. Estos deslizamientos se han dado de forma recurrente en la cara norte de la isla de Tenerife (también en las demás islas). Sin embargo, y aunque se ha mencionado esta posibilidad como probable en el edificio central, afortunadamente hay indicios de que la actividad del propio estratovolcán Teide parece estar en fase de rápida regresión, ya que tuvo numerosas erupciones en su fase inicial de desarrollo, hasta hace unos 30.000 años, y sólo una erupción a partir de entonces (la de las Lavas Negras, hace 1.240 años, ver Carracedo *et al.*, 2003a). El aumento en altura del edificio ha dificultado progresivamente la salida de magma por la cumbre, favoreciendo la intrusión de domos en el perímetro basal del estratovolcán, desactivando casi totalmente las emisiones del edificio principal. Los numerosos domos que se han formado desde entonces alrededor de la base del Teide en la cara norte más inestable, actúan como contrafuertes, reforzando estructuralmente la estabilidad del edificio volcánico.

Gases volcánicos

Es normal que en zonas volcánicas activas exista de forma continuada una emisión más o menos difusa de gases volcánicos, como se aprecia diariamente en los trabajos en las galerías para la extracción de agua subterránea. Sin embargo, se ha comprobado hace años que las variaciones en la tasa de emisión de gases volcánicos, que pueden llegar a ser significativas, dependen en gran parte de las

variaciones en la presión barométrica. Ello se ha observado desde hace décadas en los trabajos de perforación y mantenimiento de las galerías para la extracción del agua subterránea, donde, dependiendo de las variaciones estacionales y cambios de la presión barométrica, los gases salen o se acumulan en el interior de las galerías, alcanzando concentraciones letales que han originado víctimas.

Los gases volcánicos, importantes como peligro en otras áreas volcánicas, apenas constituyen una amenaza para la población en las islas volcánicas oceánicas y, concretamente, en esta zona activa de Tenerife, incluso durante las erupciones, salvo en un entorno muy limitado en sus inmediaciones. Especial cuidado requiere el CO₂, que al ser más pesado que el aire tiende a rellenar cavidades y depresiones —especialmente en las zonas costeras— desplazando el aire respirable y pudiendo ocasionar víctimas por asfixia, de forma similar a lo que ocurre en muchas galerías de la isla.

Aunque se ha estudiado en profundidad el papel de los gases volcánicos como posibles precursores de la actividad eruptiva, los resultados nunca han sido concluyentes. En el caso de las islas volcánicas oceánicas esto es aún más evidente. En la isla de Hawaii se estudian los gases relacionados con la actividad eruptiva continua en los últimos 22 años del Kilauea, pero estos estudios se centran fundamentalmente en la contaminación que generan estos gases, que se conoce localmente como «vog» (por «smog» volcánico).

Se ha estudiado la tasa de emisión de gases volcánicos en las Canarias, especialmente en la isla de Tenerife, donde se viene observando instrumentalmente y de forma continua este parámetro en varias galerías de la isla desde hace varios años, una de ellas muy próxima a la dorsal NO activa. Los datos reflejan la ausencia de correlación alguna con procesos geológicos como la sismicidad. Las variaciones en la tasa de emisión difusa de gases volcánicos, a veces muy pronunciada, se modula paralelamente a las variaciones estacionales y de corto período de la presión barométrica (Martín Luis, 1999; Soler *et al.*, 2004).

Durante la crisis sísmica de abril-mayo de 2004 no se han apreciado variaciones significativas en la tasa de emisión de gases, ni en observaciones directas en galerías de la zona (p. ej. en el fondo de la galería Salto del Frontón, en La Guancha, que penetra 4.350 m dentro del Valle de Icod), ni en analizadores en registro continuo colocados en la galería Saltadero de Las Cañadas, de 4.500 m, que llega hasta la misma base del Teide. Este sistema de análisis continuo de gases volcánicos, que viene operando desde enero de 2001, ha registrado en todo momento niveles estables, con algunos picos que

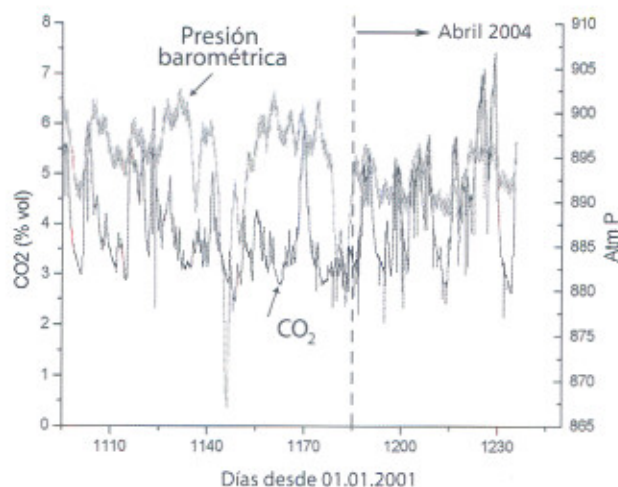


Fig. 9.—Modulación de la tasa de emisión de CO_2 por los cambios de corto período y estacionales de la presión barométrica. Puede observarse la falta de cambios significativos asociados a la sismicidad de abril-mayo de 2004 (com. pers. C. Martín).

están modulados por gradientes negativos de la presión barométrica (comunicación personal de Vicente Soler Javaloyes, de la Estación Volcanológica de Canarias). El Departamento de Edafología-Geología de la Universidad de La Laguna ha finalizado un proyecto europeo en cuyo marco han instalado una red de 9 estaciones para el registro continuo de gases (1 medida cada 15 minutos) en galerías y sondeos seleccionados del entorno del Teide y la Dorsal Noroeste. Esta red viene registrando desde 2001, sin que tampoco se hayan apreciado variaciones significativas durante esos años, ni asociadas a la sismicidad de abril-mayo de 2004 (fig. 9). Los niveles de emisión de gases siempre se han mantenido estables y las variaciones puntuales observadas están en relación con cambios en la presión barométrica (comunicación personal de Candelaria Martín, Universidad de La Laguna). Por último, el Servicio Insular de Aguas de Tenerife tiene un sondeo de 500 m en la caldera de Las Cañadas (en Mña. Majúa), que controla con equipos sofisticados y en tiempo real la calidad de las aguas del acuífero insular, sin que se hayan apreciado variaciones en los parámetros registrados: temperatura del agua, contenido en gases, etc. (Farrujia *et al.*, 2001; Soler *et al.*, 2004).

Principales edificios y estructuras volcánicas del conjunto Teide-Dorsal Noroeste

El edificio central del Teide

Este edificio volcánico ha sido estudiado en profundidad, especialmente en lo que a la petrología y

las unidades litológicas se refiere, por varios investigadores (Navarro, 1980; Ablai y Martí, 2000), pero carecía totalmente hasta el momento de dataciones radiométricas que den información sobre su evolución temporal. Por otra parte se han descubierto recientemente mecanismos eruptivos asociados a procesos explosivos (freatomagmáticos), que modifican sustancialmente la valoración de peligros de este edificio volcánico, uno de los lugares más visitados de Canarias (fig. 10).

De forma simplificada, el estratovolcán Teide es un edificio de 3.718 m de altura, anidado en la caldera de Las Cañadas y con fuertes pendientes en su flanco norte. Está rodeado de centros adventicios, principalmente en su base y en la confluencia de las dorsales (fig. 11).

Aunque sus coladas rellenaron la amplia cuenca de deslizamiento que forma el valle de Icod-La Guancha, sólo se han observado en afloramiento en las plataformas y cantiles costeros más importantes de la costa norte, donde se ha datado una secuencia muy continuada entre 123.000 y 30.000 años, siendo basálticas las más antiguas y fonolíticas las más recientes (ver fig. 5). Con posterioridad a esa fecha, la siguiente erupción del edificio principal se produce hace 1.240 años —edad ^{14}C calibrada 1.287 a 1.007 AD (Carracedo *et al.*, 2003a).

El área de dispersión de estas coladas está muy controlada por la cuenca de deslizamiento, restringiéndose al interior de la caldera de Las Cañadas, a la costa norte entre la playa de San Marcos y San Juan de La Rambla, y una colada que penetró por el Portillo de la Villa y quedó colgada a medio valle (en la cota 900).

En cuanto al número y tipo de erupciones producidas por este edificio central sólo se observan las etapas finales, donde se han formado al menos 4 cráteres diferentes (fig. 10), uno de ellos recientemente descubierto como un centro explosivo freatomagmático que generó explosiones laterales de relativa alta energía hacia el norte hace unos 30.000 años (Pérez Torrado *et al.*, 2004), y materiales fragmentarios que forman las planchas de color blanco que se conocen como Las Calvas del Teide (LCT en la fig. 10).

La última erupción del Teide (1.240 BP) formó el cono terminal y las coladas negras —de fonolitas vítreas (obsidiánicas)— que discurrieron por los flancos del edificio principal, preferentemente hacia la zona de La Guancha, donde se detuvieron a la cota 615 (ver fig. 5).

Los edificios adventicios

El modelo anteriormente expuesto de desarrollo del edificio central anidado como respuesta a la

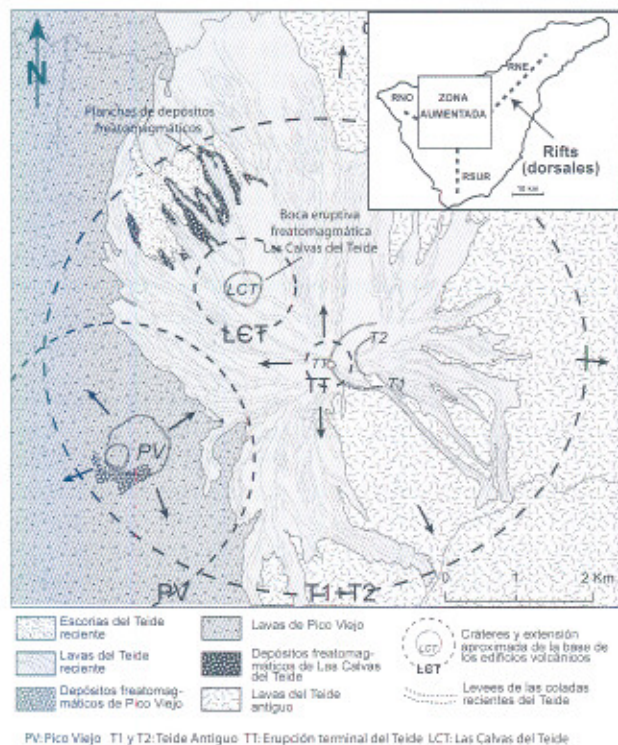


Fig. 10.—En el edificio principal del Teide se reconocen varios volcanes superpuestos, siendo en realidad Pico Viejo uno de ellos. Algunos de estos aparatos volcánicos han tenido fases terminales explosivas, por la entrada de agua (de deshielo) en contacto con el magma durante la erupción. Se conocía esta fase en Pico Viejo, y ahora se ha descubierto otra erupción freatomagmática explosiva en la cara norte del Teide hace más de 30.000 años. Los materiales explosivos forman planchas blancas conocidas como Las Calvas del Teide (en el recuadro superior), nombre que le hemos dado al volcán.

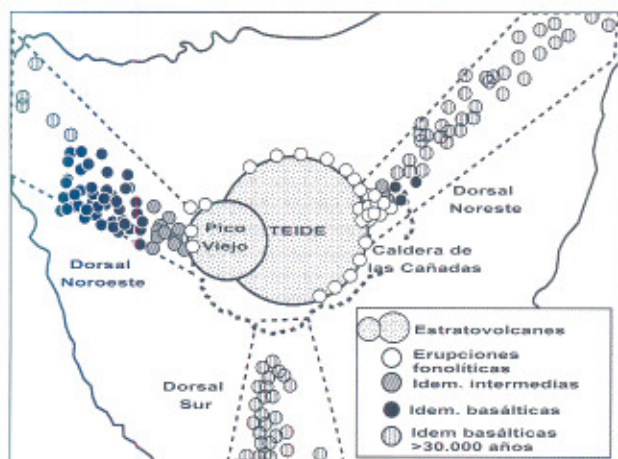


Fig. 11.—Principales estructuras volcánicas activas en el período más reciente de la historia geológica de la isla de Tenerife. Se observa claramente la disposición de las erupciones de magmas más diferenciados (fonolíticos) en la zona central, en el área de conjunción de las dorsales.

actividad de las dorsales y al colapso gravitatorio, puede explicar la disposición de los edificios adventicios del principal, entre los que puede considerarse al Pico Viejo como uno de ellos, aunque mucho más desarrollado.

La distribución de estos aparatos adventicios está claramente asociada a una orla en el perímetro basal y a conjunción de las dos dorsales (NO y NE) con el estratovolcán principal (ver esquema en la fig. 11).

El edificio volcánico Pico Viejo, de 3.100 m de altura, se ha formado por la concentración de la actividad eruptiva en la confluencia de la dorsal noroeste con el Teide. Las lavas más antiguas del Pico Viejo corresponden a basaltos de tipo pahoe-hoe que se extienden hasta la costa por el norte (costa de San Marcos) y el sur (Puerto de Alcalá), y las hemos datado en 26.000 años. Las más recientes de este edificio volcánico, de lavas más evolucionadas, han dado edades de 17.500 a 14.600 años BP (tabla 1).

En su fase final de actividad se produjo una violenta explosión freatomagmática que creó un amplio y profundo embudo en su cráter y extendió una capa de materiales fragmentados en una amplia zona alrededor del volcán.

Domos y domo-coladas. El resto de los edificios adventicios son principalmente domos, en su mayoría de composición fonolítica, que a veces quedan como intrusiones en el subsuelo (criptodomas) y, más frecuentemente, emiten gruesas coladas que, en zonas llanas como el interior de la caldera recorren cortas distancias y adquieren una gran potencia, y en las zonas de mayor pendiente —como la cara norte— discurren hacia la costa, que, generalmente, alcanzan.

De forma similar a como se concentró la actividad eruptiva en la confluencia de la dorsal noroeste con el Teide dando lugar al Pico Viejo, lo ha hecho con la dorsal noreste, dando aquí lugar a un importante apilamiento de domos y criptodomas, englobados todos en el edificio volcánico de Montaña Blanca (2.750 m). A partir de este volcán, se localizan otros a lo largo de la dorsal (p. ej. Mña. Reventada, etc.), pero al igual que en la otra dorsal del noroeste, al alejarse del edificio principal van evolucionando hacia erupciones intermedias y, finalmente, basálticas. Se puede, pues, trazar un límite bastante preciso del tránsito de uno a otro tipo de erupciones, de relevancia en la predicción de la naturaleza de las que puedan ocurrir en el futuro en esta zona.

Las dataciones radiométricas efectuadas indican una gran constancia en el tiempo de estos domos adventicios. Entre los que afloran, hemos obtenido edades que van desde los 8.000 a 1.790 años BP (tabla 1 y fig. 5).

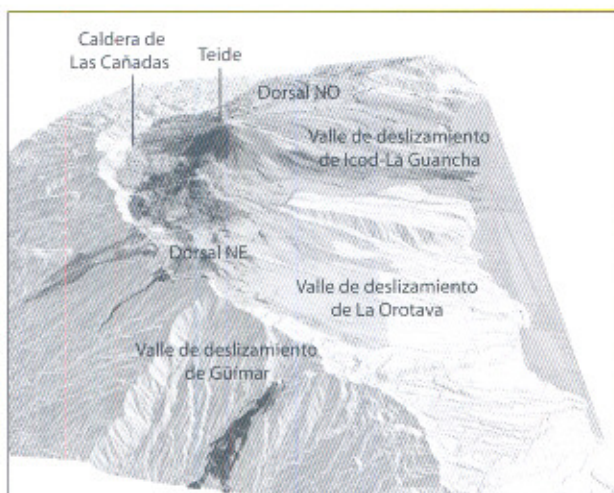


Fig. 12.—Imagen que muestra el conjunto Teide-Pico Viejo y las dorsales NE y NO anidados en la Caldera de Las Cañadas, cuenca de deslizamiento del anterior edificio volcánico del mismo nombre (Imagen GRAFCAN).

La Dorsal Noreste

La Dorsal Noreste se extiende desde la Zona de La Laguna y penetra en la caldera de Las Cañadas (ver figs. 5, 11 y 12). Si exceptuamos la pequeña erupción fisural de 1704-1705, el conjunto de erupciones que forman esta dorsal tienen, fuera de la caldera de Las Cañadas, edades de 31.000 años (la Mña. de Enmedio) a 790.000 años (Mña. Birma-gen), aunque aún puede haber centros eruptivos más antiguos correspondientes a esta dorsal.

Dentro de la caldera de Las Cañadas los centros eruptivos (Mña. Mostaza, Mña. de Arenas Negras) siguen siendo de composición basáltica y anteriores a 12.000 años (la edad del Volcán del Portillo). Al oeste de Mña. Mostaza las erupciones son de carácter fonolítico, en forma de criptodomas y domos con coladas de enorme potencia (hasta 100 m), que van aumentando en número y volumen al acercarse al edificio principal.

La Dorsal Noroeste

En la Dorsal Noroeste se aprecia una pauta similar, pero con erupciones de edad considerablemente más recientes y mayor presencia de términos intermedios entre los basaltos, que predominan totalmente en el extremo distal respecto al edificio principal del Teide, y las fonolitas, que predominan ampliamente en la zona proximal.

Las erupciones basálticas e intermedias presentan edades que van desde los 12.800 años de la Mña. del Banco, en el extremo más distal de la dorsal, a los

990 años de Mña Reventada, erupción fonolítica ya en la base de Pico Viejo (tabla 1 y fig. 5). La dorsal termina en los flancos de Pico Viejo con el enjambre de centros eruptivos fonolíticos de Mña. Chío (3.600 BP), Mña. Hoya de los Ajos (1.850 BP) y el domo de Roques Blancos con potentes coladas fonolíticas (1.790 BP). En esta dorsal se han dado las erupciones históricas principales de Tenerife, todas ellas predominantemente basálticas: La Mña. de Garachico (1706), que destruyó parcialmente este pueblo y su puerto, el más importante de Canarias en la época, el Chahorra (1798) y el Chinyero (1909), la última erupción de la isla (Lámina 3).

Es en esta Dorsal Noroeste, y concretamente en la zona comprendida entre Mña. Reventada y Mña. Cueva del Ratón, al este, y Mña. del Banco y Mña. Bilma, al oeste, donde más erupciones se han localizado en los últimos 10.000 años (ver figs. 5 y 6), por lo que, con mayores probabilidades puede localizarse una erupción de ser ésta la culminación de la actual crisis sísmica, cuyos epicentros parecen asimismo situarse preferentemente en esa zona.

Principales zonas de peligrosidad volcánica del conjunto Dorsal Noroeste-Teide

Desde un punto de vista rigurosamente científico no puede descartarse totalmente un escenario mucho más catastrofista. Se ha postulado en algunos artículos científicos que el edificio volcánico del Teide es ya muy inestable (Masson *et al.*, 2002), situación que se vería acentuada por la existencia de una capa plástica en su subsuelo formada por la brecha de deslizamiento alterada del anterior colapso (conocida localmente como mortalón). Esto nos llevaría a un escenario verdaderamente catastrofista, al admitir como posible un nuevo deslizamiento gigantesco, similar a los ya ocurridos repetidas veces en ese mismo escenario (Watts y Masson, 1995; Masson *et al.*, 2002). Las medidas de prevención ante este riesgo son imposibles, por lo que la única respuesta adecuada sería el desalojo total de la cara norte de la isla y las costas de las islas vecinas (acarreado, por supuesto, la ruina económica del Archipiélago).

Afortunadamente ese escenario, aunque teóricamente posible, tiene una probabilidad insignificante, y más a corto plazo geológico (miles de años). Por otra parte, nada evidencia que el sistema de alimentación del Teide, al parecer en regresión, pueda reactivarse en el futuro, ya que podría encontrarse en un ciclo terminal, como ocurrió con el Bejenado en La Palma (Carracedo *et al.*, 2001).

Parece más apropiada una aproximación constructiva, abandonando estos escenarios alarmistas y extremadamente improbables (que deben ser objeto,

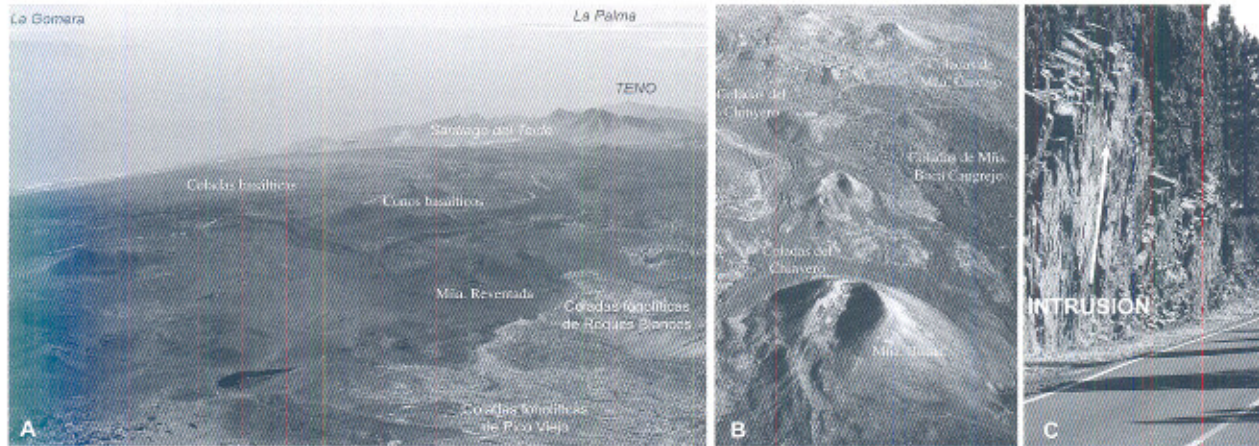


Lámina 3.—La Dorsal Noroeste, una «zona de rift» activa, típica de las islas volcánicas oceánicas. A. Vista panorámica de la Dorsal Noroeste, con el macizo antiguo (Mioceno) de Teno al fondo. Se observa claramente el límite de las coladas fonolíticas (en primer plano), que se reducen a un entorno muy restringido alrededor del Teide y el Pico Viejo. Las coladas basálticas pueden verse recubriendo totalmente los flancos norte y sur de la Dorsal (Foto J.C. Carracedo). B. Vista de la Dorsal Noroeste desde su extremo occidental, con la Mña. de Bilma en primer plano, y detrás, las coladas del Chinyero, Boca Cangrejo y Mña. Cascajo (Foto Alex Hansen). C. Este tipo de dorsales se forma por agrupación de las erupciones a lo largo de una fractura muy profunda. El resultado es la acumulación de conos volcánicos, que forman la «dorsal». En el subsuelo existe el correlativo enjambre de conductos de alimentación de las diversas erupciones, que al salir por fracturas forma planos o diques, como el de la fotografía. Estos diques, cuando están activos, pueden tener suficiente energía y salir a la superficie generando una erupción volcánica. En muchas ocasiones, sin embargo, pueden detenerse y enfriarse en el subsuelo, generando terremotos y una «falsa alarma» (Foto J.C. Carracedo).

sin embargo, de una investigación científica profunda) a favor de los modelos más probables y realistas, que sean susceptibles, además, de la adopción de medidas factibles de prevención y protección.

La zonificación de peligros que se propone se basa en la información geológica expuesta, siguiendo el principio básico de la Geología de que los procesos esperables a corto plazo son similares a los ocurridos en el pasado geológico inmediato, que aquí hemos extendido hasta un límite «suficiente» de 30.000 años.

Otra salvedad necesaria es indicar que el verdadero mapa de peligrosidad para flujos de lava, que incluya la vulnerabilidad, está aún por hacer, ya que requiere analizar el recubrimiento parcial acumulativo (*cumulative fractional coverage*)

$$CFC = 1.0 - x = 1.0 - e^{-at}$$

donde t es tiempo transcurrido desde la erupción, $a = -\ln[1-fc]/T$, y fc es el recubrimiento parcial en el período de tiempo T (Kauahikaua *et al.*, 1995).

Sin embargo, a efectos de la evaluación preliminar de estos peligros y de las zonas de mayor probabilidad de ocurrencia, puede ser útil la definición de zonas de peligrosidad en función de la historia volcánica reciente de la zona, que contemple factores como el tipo de peligro y sus efectos previsibles en relación con la ubicación de una eventual erupción en la zona.

De la observación del mapa geológico de este sector de Tenerife (fig. 5) y de los mapas simplifica-

Tabla 3.—Relación de los diferentes municipios de la isla de Tenerife con las principales zonas de peligrosidad asociadas al sistema volcánico activo Teide-Dorsal Noroeste

Municipio	Peligrosidad volcánica	Zona
Santa Cruz de Tenerife		
La Laguna	Municipios alejados e independientes del sistema volcánico activo Teide-Dorsal Noroeste.	
Tegueste		
El Rosario	Riesgo de erupciones muy bajo, asociado a la Dorsal Noreste, inactiva desde hace > 30.000 años (salvo las erupciones de 1704-1705 de Arafo, Fasnia y Siete Fuentes, de muy poca importancia y que no llegaron al mar).	Sin relación
Candelaria		
Tacoronte		
El Sauzal		
La Matanza		
La Victoria		
Santa Úrsula		
Güímar		
Arafo		
Fasnia		
Arico		
Granadilla		
San Miguel	Protegidos topográficamente por la pared de la Caldera de las Cañadas.	
Arona		
Vilaflor		
Adeje		Zonas con protección topográfica
Los Realejos		
San Juan de la Rambla	Protegido topográficamente por La Fortaleza.	
Buenavista		
Los Silos	Protegido por el macizo de Teno. Muy bajo riesgo (erupciones > 30.000 años).	

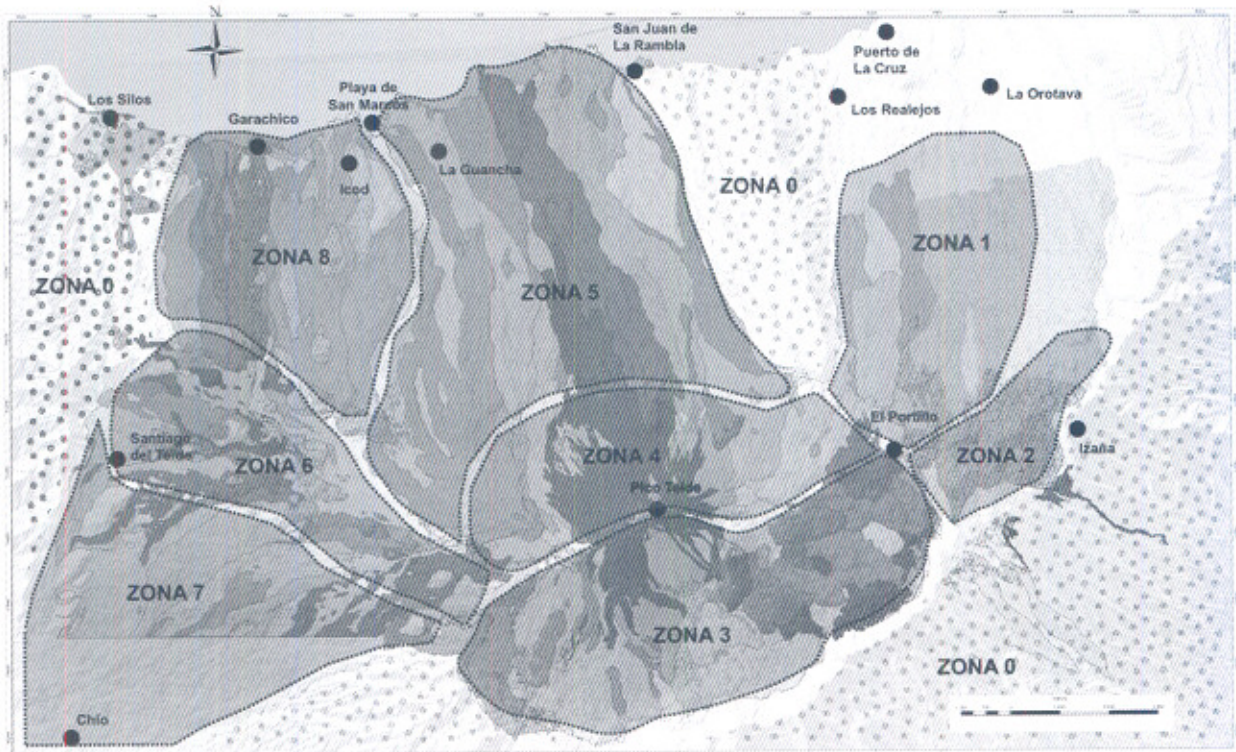


Fig. 13.—Mapa que muestra de forma simplificada las principales zonas de inundación por lavas.

dos (fig. 6), se pueden definir tentativamente varias zonas en función de los diversos peligros y su probabilidad de ocurrencia (tabla 4). Las zonas definidas para el conjunto Teide-Dorsal Noroeste de Tenerife están indicadas en la tabla 3 y expresadas gráficamente como zonas en la fig. 13.

Es preciso aclarar que los conceptos de peligrosidad y riesgo del volcanismo de Tenerife son relativos. Si los comparamos con los propios de volcanes como el Pinatubo, Mount St. Helens, etc., la peligrosidad del volcanismo canario sería siempre insignificante. Lo mismo ocurre en cuanto a la probabilidad de erupciones, si la comparamos con el Etna, el Kilauea, etc., que tienen erupciones muy frecuentes (fig. 14). Los valores que damos, de muy bajo a muy alto son, pues, indicativos de los valores relativos de estos parámetros para la isla de Tenerife, que sólo ha tenido tres erupciones en los últimos 500 años (4 en los últimos 990 años) y de una bajísima peligrosidad relativa.

Zona 0

Zonas protegidas topográficamente, donde no pueden llegar las coladas, aunque sí las lluvias de picón y pómez, así como los posibles incendios forestales.

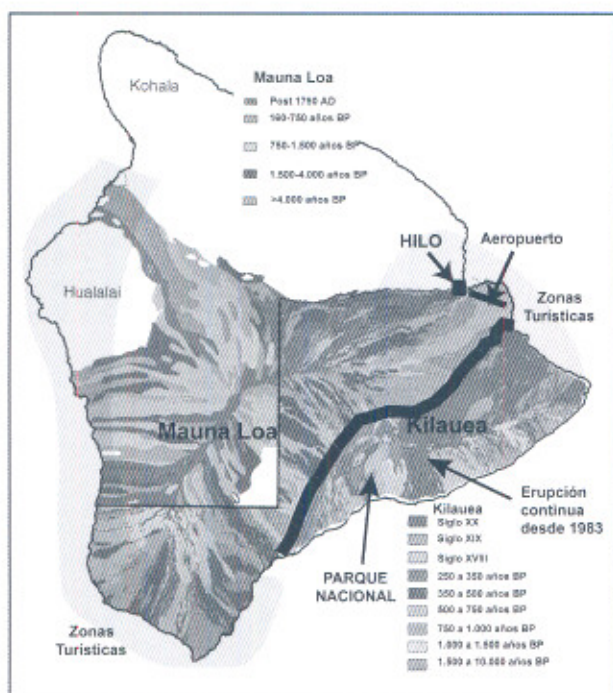
Zona 1. Cabecera del Valle de La Orotava

Esta zona, muy densamente poblada, presenta un riesgo muy bajo. No ha tenido más erupciones recientes que los tres pequeños conos, cuya edad, aunque no ha podido determinarse, es bastante mayor de lo que se ha supuesto, posiblemente de varios miles de años. Aparte de esto, la única actividad volcánica que ha afectado al valle en los últimos 30.000 años es el flujo de coladas provenientes del Teide (hace 31.000 años) y de centros eruptivos del interior de la caldera (el Volcán del Portillo, de hace unos 11.000 años y la Mña de Arenas Negras, de una edad similar).

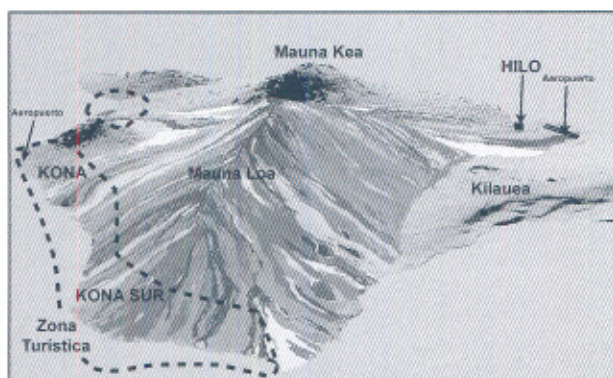
La zona de El Portillo se ha rellenado de lavas de un centro eruptivo emplazado justo en la salida de la caldera (el Volcán del Portillo, de 11.000 años de antigüedad), que obstaculizan la salida hacia el valle de cualquier erupción que ocurra en el interior de la caldera de Las Cañadas, por lo que la probabilidad de que discurran de nuevo lavas hacia esta zona de La Orotava y el Puerto de la Cruz son remotas. Hay que tener en cuenta que las coladas que provienen de centros situados dentro de la caldera no tienen un flujo directo hacia el Valle, sino que previamente han de rellenar y «rebasar» esta

Tabla 4.—Principales zonas de peligrosidad eruptiva definidas para el Teide y la Dorsal Noroeste y su previsible incidencia en los municipios del norte de Tenerife (las zonas están indicadas en la fig. 13)

Zona de peligrosidad	Tipo de erupciones probables	Peligros esperables	Nivel de riesgo	Municipio
Zona 1 Cabecera del Valle de La Orotava	Muy poco probables dentro de la zona.	Llegada, poco probable, de coladas desde la zona 3 por El Portillo. Incendios forestales.	Bajo. La última colada llegó hace 11.000 años y El Portillo se ha rellenado más desde entonces.	La Orotava.
Zona 2 Dorsal Noreste, fuera de Las Cañadas	Basálticas estrombolianas. Muy poco probables dentro de la zona.	Apertura de bocas eruptivas estrombolianas, lluvias de picón y flujo de coladas por los flancos norte y sur.	Muy bajo: la última erupción en la zona, salvo la de escasa importancia de 1704-1705, fue hace más de 31.000 años.	La Orotava.
Zona 3 Ladera sur del Teide y Pico Viejo e interior de la caldera de Las Cañadas	Muchas erupciones y relativamente frecuentes y de diverso tipo (estrombolianas basálticas y fonolíticas, freatomagmáticas, domos y domo-coladas, etc.), además de las propias del Teide.	Erupciones de diversa explosividad, algunas podrían ser de considerable energía. Lluvia de picón y pómez. Flujo de coladas basálticas y fonolíticas, frecuentemente de gran potencia. Sismicidad elevada, desplomes, incendios forestales.	Medio-alto. Las erupciones, una vez iniciadas, pueden tener una larga duración. La mayoría de estas erupciones presentan claros signos precursores.	La Orotava.
Zona 4 Ladera norte del Teide y Pico Viejo	Muchas erupciones < 10.000 años, muy recientes y de diverso tipo, con predominio claro de los domo-coladas fonolíticos.	Lluvia de pómez muy extensa. Coladas fonolíticas de flujo en fuerte pendiente. Más remoto, riesgo de explosiones laterales limitadas y flujos piroclásticos de baja intensidad. Incendios forestales.	Alto. Larga duración de las erupciones una vez iniciadas. Sismicidad fuerte y prolongada, desplomes.	La Orotava.
Zona 5 Valle de Icod-La Guancha	Muy poco probables dentro de la zona.	Lluvia de picón y flujo de coladas desde la zona 4. Incendios forestales. Sismicidad intensa. Incendios forestales.	Alto. La mayoría de estas coladas proceden de la zona 4 y son de gran espesor y muy lenta progresión. Sismicidad fuerte y prolongada, desplomes.	La Guancha, Este de Icod.
Zona 6 Eje de la Dorsal Noroeste	Muy frecuentes erupciones en los últimos 10.000 años, predominantemente basálticas e intermedias al oeste y fonolíticas cerca del Pico Viejo.	Lluvias de picón (al oeste) y pómez (al este), sismicidad de menor intensidad. Incendios forestales.	Alto-muy alto. Erupciones de corta duración (1-3 meses).	Cabeceras del oeste de Icod, Garachico, El Tanque, Santiago del Teide y Guía de Isora.
Zonas 7 y 8 Laderas norte y sur de la Dorsal Noroeste	Escasas erupciones en estas zonas, predominantemente basálticas e intermedias.	El riesgo fundamental es el flujo de coladas a favor de la topografía. Incendios forestales.	Alto-muy alto. Mayor en las zonas altas. Erupciones de corta duración (1-3 meses).	Oeste de Icod, Garachico, El Tanque, Santiago del Teide, Guía de Isora.



A



B

Fig. 14.—A) Las erupciones volcánicas son mucho más frecuentes en Hawaii, una isla muy parecida a Tenerife, aunque mucho mayor y menos poblada. Los dos volcanes activos, el Mauna Loa y el Kilauea, han recubierto completamente gran parte de la isla. El Mauna Loa, que tiene al oeste y suroeste la zona turística de Kona, ha tenido en el período histórico (desde 1843) 33 erupciones, la última en 1984. El Kilauea, con numerosas erupciones en los últimos años, tiene una en marcha de forma continua desde 1983, un atractivo muy importante del Parque Nacional de Los Volcanes de Hawaii (Mapa de Frank Trusdell, HVO, USGS). B) Si comparamos el riesgo eruptivo en Tenerife y en Hawaii vemos que en la primera están en zonas de bajísima probabilidad de ocurrencia o protegidas topográficamente las principales zonas pobladas, las zonas turísticas y las infraestructuras esenciales (puertos, aeropuertos, hospitales, etc.) como se observa en la fig. 15. En Hawaii en cambio, están directamente amenazadas tanto la capital y las zonas turísticas, como los aeropuertos y otras infraestructuras vitales (imagen de Frank Trusdell, HVO, USGS).

salida natural, proceso que ahora es más difícil por la construcción del mencionado Volcán del Portillo.

En la remota posibilidad de que esto ocurriera, las coladas fluirían muy lentamente, siendo el riesgo principal los inevitables incendios forestales.

Peligro: Muy bajo (flujo de coladas lentas, lluvia de pómez).

Probabilidad: Muy baja.

Zona 2. Cumbre de la Dorsal Noreste

Comprende el sector de la Dorsal Noreste próxima a la caldera de Las Cañadas, pero fuera de ella. Aparte de la pequeña erupción de 1704-1705, los episodios de esta zona tienen más de 31.000 años, por lo que las probabilidades de que ocurran nuevas erupciones en esta parte de la isla son remotas. En todo caso serían similares (basálticas), y el mayor riesgo sería el flujo de coladas, lentas, hacia uno u otro flanco, y los inevitables incendios forestales.

Peligro: Muy bajo (caída de picón, flujo de coladas).

Probabilidad: Muy baja.

Zona 3. Ladera sur del Teide y Pico Viejo e interior de la caldera de Las Cañadas

Esta zona ha tenido erupciones relativamente recientes, como las fonolitas de la última erupción del Teide (hace 1.240 años), y la erupción relativamente explosiva de Mña. Blanca (hace unos 2.000 años). Entre esa fecha y los 10.000 años ha tenido una docena de erupciones, algunas bastante explosivas, que han generado coladas de gran espesor, que han generado coladas de gran espesor. Algo más antiguas son las erupciones basálticas de Mña. de Las Arenas Negras y Mña. Mostaza (hace unos 11.000 años). El Pico Viejo ha aportado, asimismo, coladas basálticas (hace unos 26.000 años) y fonolíticas (de 17.000 a unos 14.000 años). Finalmente, todo el conjunto se apoya sobre las coladas fonolíticas del Teide «antiguo», de unos 30.000 años de antigüedad. Todas estas coladas han rellenado el fondo de la caldera, donde han quedado atrapadas. Por ello, las zonas turísticas del sur de Tenerife están totalmente protegidas topográficamente por la pared de la caldera de cualquier erupción que ocurra en el sistema volcánico del Teide y la Dorsal Noroeste.

El Pico Viejo tuvo en sus fases finales episodios explosivos de muy alta energía (freatomagmáticos), que debieron ocurrir hace unos 14.000 años y cuya repetición es muy poco probable.

La relativa frecuencia de erupciones, su gran diversidad, y la ocurrencia de erupciones de mayor índice de explosividad hacen que esta zona tenga

una peligrosidad relativamente alta y una probabilidad moderada-alta, con la salvedad de que el peligro queda circunscrito al interior de la caldera de Las Cañadas y de que, en general, este tipo de erupciones suele dar inequívocas señales de aviso. En contrapartida, suelen acompañarse de fuerte sismicidad y su duración puede ser de años.

Peligro: Moderado-alto (muy diverso, flujo de coladas y erupciones más explosivas).

Probabilidad: Moderada-alta.

Zona 4. Cima y ladera norte del Teide y Pico Viejo

En la ladera norte de ambos estratovolcanes y, especialmente, en el perímetro basal del Teide se han producido entre hace 10.000 y 1.790 años numerosas intrusiones de grandes domos, algunos de los cuales emitieron gruesas coladas que fluyeron hasta la costa, como Mña. de Las Lajas (8.000 años), Pico Cabras, Las Abejeras (de 5.200 a 4.800 años), El Boquerón (2.400 a 2.010 años) y Roques Blancos (1.790 años).

Recubriendo todo el conjunto están las lavas de fonolitas obsidiánicas de la última erupción del Teide (hace 1.240 años), que se quedaron a media ladera del valle de Icod-La Guancha.

El riesgo principal es la intrusión de algún domo similar, acompañado de fuerte sismicidad y posibles desplomes ladera abajo, y el flujo de coladas similares hacia la costa, con los inevitables incendios forestales. Escenario algo más peligroso pero menos probable es que, de formarse algún domo, se desplome su cara norte, lo que precipitaría ladera abajo fragmentos de lava incandescente y nubes ardientes a gran velocidad, pero de escaso alcance (similares a las de la erupción de Jedey, 1585, en La Palma). Aún menos probable es la ocurrencia de explosiones freatomagmáticas asociadas a alguna erupción en las laderas del edificio principal del Teide. Hubo una erupción explosiva (freatomagmática) importante en la ladera norte del Teide, que produjo explosiones laterales dirigidas hacia el valle, y flujos piroclásticos que formaron las planchas de color blanco conocidas como Las Calvas del Teide (ver fig. 10). Este episodio, sin embargo, ocurrió hace más de 30.000 años, y es muy remota su posible repetición.

Las coladas más probables son de flujo muy lento, y por consiguiente exentas de peligro para la población, que podría ser evacuada sin problemas. En cambio afectarían gravemente a la red viaria y de conducciones, con una duración previsible de años.

Otro peligro de baja incidencia sería la lluvia de pómez, que podría formar mantos de cierto espesor.

Peligro: Alto (flujo de coladas muy lentas de gran potencia, lluvia de pómez, pequeñas nubes ardientes de escaso recorrido).

Probabilidad: Moderada-alta.

Zona 5. Valle de Icod-La Guancha

Comprende todo el valle de Icod-La Guancha, desde la base del Teide hasta la costa entre San Juan de La Rambla y la Playa de San Marcos.

Los cantiles costeros de las playas de San Marcos y Santo Domingo están formados por lavas de entre 100.000 y 80.000 años. Sobre ellas discurrieron las coladas fonolíticas del Teide antiguo (30.000 años), los basaltos muy fluidos (pahoe-hoe) de Pico Viejo (26.000 años) y las fonolitas de Pico Viejo (unos 17.000 años).

Hay un «incesante» flujo de coladas dentro de este valle, procedentes de los domos descritos en la Zona 4, que en su mayoría alcanzan la costa. Asimismo, los posibles, pero menos probables, desplomes de domos y explosiones freatomagmáticas en las laderas del Teide descritas en la Zona 4 podrían afectar la zona alta del valle. Este valle aparece recubierto por numerosos mantos de pómez de proyección aérea, lo que indica que ha debido cubrirse frecuentemente con una abundante lluvia de pómez.

La frecuencia y tipo de coladas hacen que esta zona tenga un peligro moderado y una probabilidad de moderada a alta.

Peligro: Moderado (flujo de coladas lentas, lluvia de pómez).

Probabilidad: Moderada-alta.

Zona 6. Cumbre de la Dorsal Noroeste

Zona que incluye la cumbre noroeste de la isla, desde la ladera oeste de Pico Viejo hasta el macizo de Teno.

En esta zona han ocurrido numerosas erupciones muy recientes, desde las históricas del Chinyero (1.909), el Chahorra (1.798) y la Mña. de Garachico (1.706), siguiendo las de Mña. Reventada (hace 990 años), la Hoya de los Ajos (hace 1.850 años), la Mña. Botija (hace 2.660 años), la Mña. de Chío (hace 3.620 años), la Mña. Cuevas del Ratón (grupo de volcanes formado entre 7.400 y 5.370 años) y la Mña. del Banco, ya en el extremo oeste de la dorsal, que ocurrió hace 12.800 años. Intercaladas entre estas erupciones datadas, hay otras muchas, como Mña. Samara, Cascajo, Boca Cangrejo, Bilma, etc., todas ocurridas en el período que va desde hace unos 13.000 años hasta hace 990 años, esta última al parecer la anterior erupción en Tenerife a las históricas. No hemos encontrado evidencia de campo de ninguna erupción anterior a Mña. Reventada, que

ha dado una edad de radiocarbono de 990 ± 70 BP, calibrada en el período 1.050 a 750 BP, siendo el «presente» el año 1950 AD. Esto supone que la erupción anterior a la de la Mña. de Garachico y las de 1704-1705, no podrían en ningún caso ser posteriores al año 1200 AD, lo que, aparte de constreñir las interpretaciones de los diversos relatos de erupciones prehistóricas en Tenerife, pone de manifiesto la inutilidad de intentar establecer predicciones, ya que como puede observarse, el período entre erupciones en Tenerife puede ser desde 1 a más de 505 años.

Dada la frecuencia de erupciones muy recientes, la probabilidad de ocurrencia es alta-muy alta y, por el tipo de erupción previsible, el peligro es bajo, ya que en estas erupciones puede esperarse, fundamentalmente, la apertura de bocas eruptivas estrombolianas (como el Teneguía), y lluvias de picón formando mantos a favor del viento de un espesor de pocos centímetros a varios metros, así como el flujo de coladas de velocidad inferior a 0,5-1 km/h, sismicidad moderada y los inevitables incendios forestales.

La duración típica de estas erupciones es de 1 a 3 meses.

Peligro: Bajo (apertura de bocas estrombolianas, lluvia de picón, flujo de coladas).

Probabilidad: Alta-muy alta.

Zona 7. Flanco Sur de la Dorsal Noroeste

Comprende todo el flanco sur de la Dorsal Noroeste, desde el Bco. de Guía al este al Macizo de Teno por el oeste. En esta zona apenas hay centros de emisión, predominando totalmente el flujo de coladas, fundamentalmente basálticas e intermedias, que provienen de la alineación de centros eruptivos de la dorsal.

Muchas de estas coladas, que van desde más de 26.000 años a los 990 años de las lavas de Mña. Reventada, alcanzan la costa, rebasando un paleoacantilado existente por la zona de La Tablada-Gambueza, y formando una plataforma costera intensamente utilizada para cultivos y promociones turísticas.

El flujo de coladas y las lluvias de picón en la parte alta de la zona son los peligros más evidentes, ambos de muy poca entidad. La lentitud de curso de las lavas hace que no presenten amenaza seria para la población de la costa, en el caso de que la volvieran a alcanzar. Con toda probabilidad se producirían incendios forestales importantes provocados por las coladas.

Peligro: Muy bajo (flujo de coladas lentas, lluvia de picón).

Probabilidad: Alta-muy alta en la parte cercana a la dorsal; Moderada-alta en las zonas bajas y costeras.

Zona 8. Flanco Norte de la Dorsal Noroeste

Esta zona comprende la ladera norte de la Dorsal Noroeste, entre la Mña. Cuevas del Ratón y la Mña. del Banco en la parte alta, y la Playa de San Marcos y La Caleta, en la costa.

Al igual que en la ladera sur, hay pocos centros de emisión, que se concentran en la dorsal. Las coladas son numerosas y están en su mayoría comprendidas entre la erupción de Mña. del Banco (de hace casi 13.000 años) y la histórica de la Mña. de Garachico (1.706). Destacan las erupciones de la Mña. Cuevas del Ratón (un grupo formado entre 5.370 y 7.400 años BP), cuyas lavas rodean el Cerro Gordo y recubren casi toda la parte oriental de la zona, entre Garachico y la playa de San Marcos.

Esta zona es la que presenta mayores probabilidades de albergar la próxima erupción, de características posiblemente parecidas a la de la Mña. de Garachico, aunque esto es sólo una predicción basada en el análisis de la historia volcánica reciente de esta parte de Tenerife, que pudiera no cumplirse.

Si bien la probabilidad es muy elevada, el peligro es bajo, consistente en el flujo de coladas a baja velocidad (menos de 0,5 km/h en la erupción de la Mña. de Garachico), y algunas lluvias de piroclastos. La velocidad de las coladas puede ser bastante mayor en los cantiles costeros, donde pueden desprenderse «bolas» de lava incandescente, muy peligrosas.

Peligro: Muy bajo (flujo de coladas lentas, lluvia de picón).

Probabilidad: Muy alta.

Zonificación de peligros volcánicos de la isla de Tenerife

Una vez realizada la zonificación de peligros volcánicos del Teide y la Dorsal Noroeste, precisamente la zona donde se concentra la mayor parte de estos peligros en la isla de Tenerife, es relativamente sencillo definir el mapa de peligros de la isla entera.

Si tenemos en cuenta que se trata de una isla geológicamente muy antigua (en estado post-erosivo) es lógico que la mayor parte de ella esté completamente inactiva desde un tiempo suficientemente largo, incluso a escala geológica, como para considerar esas zonas más antiguas como de volcanismo extinto.

La zonificación de peligros volcánicos de Tenerife se expresa gráficamente en la fig. 15, donde se indican las diferentes zonas con una peligrosidad y probabilidad decrecientes. A partir de la Zona 7 la

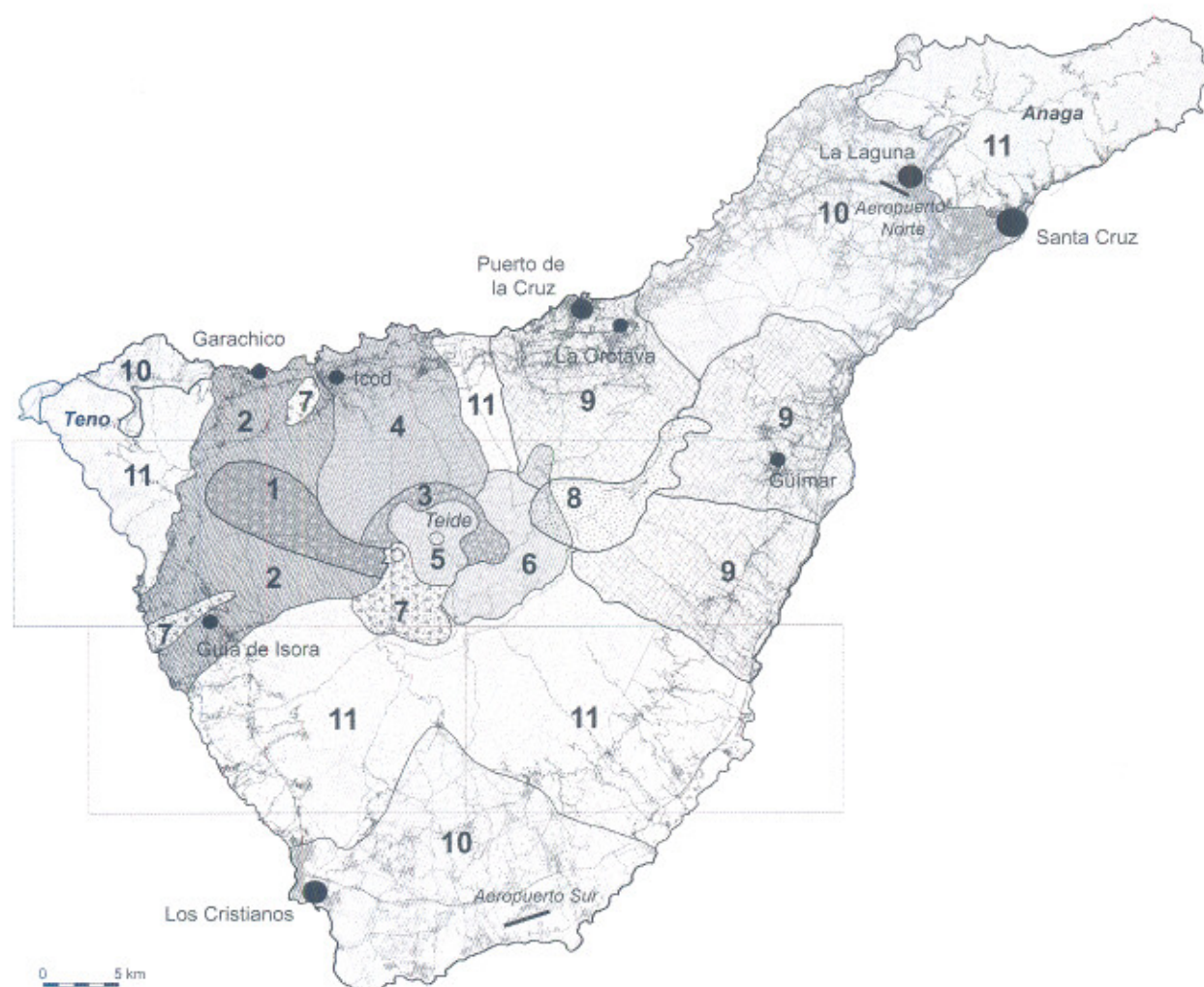


Fig. 15.—Zonificación de peligros volcánicos del Teide y la Dorsal Noroeste en función de su relación con los principales edificios y estructuras volcánicas activas. 1. Dorsal Noroeste: la parte más activa de la isla en los últimos 20.000 años. Al menos 5 erupciones en los últimos 2.000 años. Erupciones estrombolianas generando conos y coladas basálticas. Lluvia de picón y escorias e incendios forestales. Emisiones de gas con posible contaminación de galerías. Última erupción: El Chinyero, año 1909. 2. Flancos de la Dorsal Noroeste: áreas invadidas por coladas que provienen de la Dorsal y alcanzan frecuentemente la costa. Destrucción asociada al paso de coladas y a incendios forestales. Lluvia de cenizas finas, según la fuerza y dirección del viento. Explosiones freáticas y colapsos del frente de coladas al llegar éstas al mar. 3. Domos periféricos del Teide: domos y domo-coladas fonolíticas. Erupciones de larga duración, asociadas con lluvias de pómez y, eventualmente, pequeños flujos piroclásticos en relación con colapsos de domo. Sismicidad frecuente y relativamente intensa ($M < 5$). Última erupción: Roques Blancos, 1.790 BP. 4. Laderas del norte del Teide: coladas fonolíticas de gran potencia emitidas por domos (3) y que alcanzan la costa norte. Destrucción asociada a enormes pero muy lentas coladas. Incendios forestales y lluvias de pómez de escasa importancia. Al menos 5 erupciones en los últimos 6.000 años. 5. Estratovolcán del Teide (edificio principal): potentes coladas fonolíticas muy ramificadas. Sólo una erupción en los últimos 30.000 años (las lavas negras de fonolitas obsidiánicas de 1.240 BP). Probabilidad muy baja de explosiones freatomagmáticas (última explosión freatomagmática > 17.500 años). 6. Parte oriental de la caldera de Las Cañadas: domos y domo-coladas fonolíticas de Montaña Blanca y Montaña Rajada. Peligros similares a los de las zonas 3 y 4, pero con menor actividad en los últimos 6.000 años. Última erupción: erupción moderadamente explosiva de Montaña Blanca (2.020 BP). 7. Parte occidental de la caldera de Las Cañadas (Ucanca): coladas basálticas a fonolíticas emitidas por el Teide y Pico Viejo. Sin actividad eruptiva en los últimos 15.000 años, excepto la erupción histórica (1798) del Chahorra. Se incluyen en esta zona 7 las partes no recubiertas por lavas en los últimos 15.000 años. 8. Dorsal Noreste: erupciones estrombolianas que han generado coladas y conos basálticos. Peligros similares a los de la zona 1. Sin actividad eruptiva en los últimos 30.000 años, excepto las erupciones históricas de escasa relevancia de 1704-1705 (Fasnía y Siete Fuentes). 9. Fasnía y Valles de La Orotava y Güímar: coladas basálticas emitidas en la Dorsal Noreste. Últimas erupciones: 11.000 años en el valle de La Orotava, 1704-1705 en Fasnía y 1705 en el Valle de Güímar. 10. Partes distales de las dorsales más antiguas, sin actividad eruptiva reciente (> 30.000 años). 11. Escudos miocenos de Teno y Anaga (6-4 millones de años) y laderas norte (La Fortaleza, macizo de Tigaiga) y sur del Edificio Cañadas (sin actividad en los últimos 170.000 años), con zonas protegidas topográficamente por la pared de la caldera de Las Cañadas.

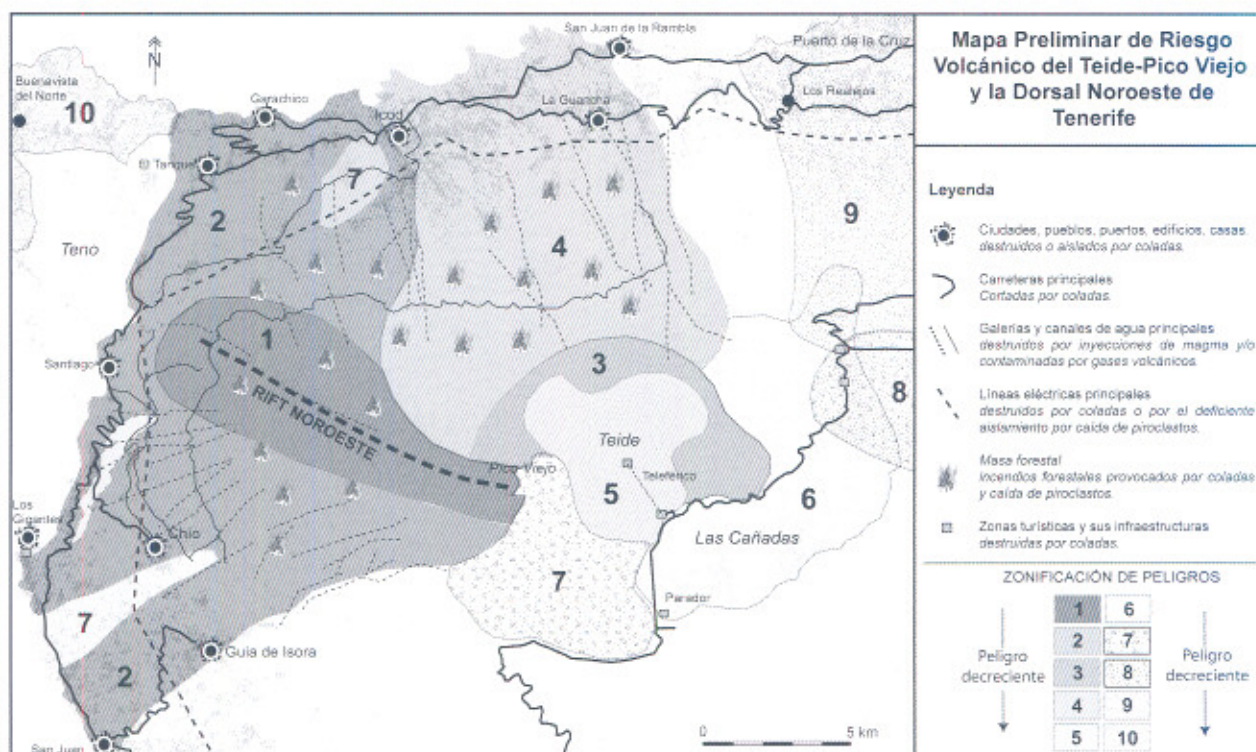


Fig. 16.—Mapa preliminar muy simplificado del riesgo volcánico del conjunto Teide-Dorsal Noroeste. Se ha elaborado cruzando las zonas de peligros volcánicos de la fig. 15 con los núcleos e infraestructuras principales de la zona. Los números que identifican las zonas son de valor más alto cuanto más bajo es el peligro.

peligrosidad es prácticamente despreciable, aunque no pueda descartarse totalmente la posibilidad de alguna erupción.

Esta disposición del volcanismo y la existencia de la caldera de Las Cañadas, que protege topográficamente las zonas turísticas del sur y el aeropuerto, indican que, a grandes rasgos, la distribución de la población y las principales infraestructuras se han acomodado de forma acorde con el riesgo volcánico de la isla.

En la fig. 16 se muestra un mapa preliminar muy simplificado de riesgo volcánico de la isla de Tenerife. Este mapa se ha elaborado contemplando la zonificación de peligros y las principales poblaciones e infraestructuras de la zona.

Conclusiones

Aunque es muy probable que, finalmente, la crisis de abril-mayo de 2004 no culmine en una erupción volcánica, se debería considerar como un «ensayo» general, en que se ha evidenciado una clara falta de medios y preparación frente a este tipo de peligro, consustancial, por otra parte, con la naturaleza del

Archipiélago. Esta situación es particularmente preocupante en una isla tan densamente poblada como Tenerife, con un sistema volcánico activo en período de descanso ya dilatado (desde 1909). Las enormes deficiencias que aún existen en la protección de la seguridad de la población frente al riesgo eruptivo son impropias del desarrollo tecnológico y económico de Canarias, de su principal actividad económica y no teniendo justificación deberían ser corregidas de forma inmediata.

Si nos atenemos al único enfoque científicamente aplicable, la predicción en el corto plazo geológico (unos cientos o miles de años) de una posible erupción volcánica en Tenerife ha de basarse en el estudio lo más profundo posible del comportamiento geológico pasado de la isla, en un horizonte de, al menos, 10.000-30.000 años. De la fase preliminar de este estudio, iniciado en 2001, se desprende que la zona más probable es precisamente la Dorsal Noroeste, donde se está ahora localizando la actividad sísmica de Tenerife. La interpretación habitual en este tipo de escenarios es que suele tratarse de una inyección de magma profundo, generalmente en forma de un «dique» de magma que fractura hidráulicamente el terreno en su avance hacia la

superficie, generando la sismicidad. El que la erupción se produzca o no depende de la capacidad de esta intrusión de avanzar hasta la superficie, lo que no siempre ocurre, ya que con frecuencia se enfrían y quedan como diques de lava en el subsuelo (donde hay muchos más diques que erupciones). Hay numerosos casos conocidos de crisis sísmicas mucho más intensas que esta de abril-mayo de 2004 que no llegaron a culminar en una erupción volcánica, al menos en la parte emergida de las islas. Especialmente conocidas son las de la zona de Pájara, en Fuerteventura, entre 1914 y 1917, y la de El Hierro en 1793, tan intensa que se llegó a programar la evacuación total de la isla.

Otra conclusión que se desprende de estos estudios es que la mayoría de las erupciones ocurridas recientemente, y por consiguiente las más probables, son de naturaleza comparativamente poco peligrosa para la población, con baja explosividad en la mayoría de los casos y muy bajas velocidades de avance de las coladas de lava. No deberían, en consecuencia, producir víctimas a pesar de la mayor densidad demográfica, especialmente si se adoptan medidas eficaces basadas en la información científica rigurosa y contrastada. Este hecho queda corroborado por la ausencia de víctimas en las erupciones históricas (últimos 500 años) habidas en el Archipiélago. Todas las erupciones de Tenerife han sido de la misma naturaleza estromboliana (de muy baja energía y lavas basálticas o intermedias) hasta hace 1790 años (erupción del domo-colada fonolítico de Roques Blancos).

La sismicidad, aunque pueda ser espectacular en ocasiones, no debería causar alarma, ya que la intensidad de estos terremotos de origen volcánico no debe alcanzar niveles peligrosos para la población, si se adoptan unas medidas de protección sencillas.

Un estudio comparativo: el riesgo volcánico en las islas de Tenerife y Hawaii

Tal vez ayude a enfocar correctamente el nivel de peligrosidad real de las erupciones volcánicas previsibles en Tenerife si lo comparamos con otro escenario muy similar, la isla de Hawaii (Estados Unidos). De mayor tamaño pero menor demografía (unos 200.000 habitantes), es asimismo una isla volcánica oceánica con volcanismo activo y fundamenta su economía en el turismo, de gran importancia y muy alto nivel. Esta isla ha tenido muchísimas más erupciones que Tenerife en los últimos 10.000 años (fig. 14) en sus dos volcanes principales —el Mauna Loa y el Kilauea—, este último con una erupción en marcha desde hace 22 años (indicada

con una flecha en la fig. 14). Una costumbre de los cientos de miles de visitantes del Parque Nacional de Hawaii es contemplar el frente de avance de la colada (de muy lento progreso, al igual que las de este tipo en Canarias), generalmente en excursiones nocturnas de centenares de personas con sus hijos pequeños. La zona turística del suroeste de la isla (Kona), mundialmente renombrada, está situada en una zona donde han sido frecuentes las erupciones del Mauna Loa (fig. 14).

El mayor peso del edificio insular de Hawaii, la mayor energía del punto caliente (chorro de magma continuo procedente de gran profundidad en el manto terrestre) que alimenta su volcanismo, y la presencia de fallas activas de enorme envergadura (p. ej. el complejo de fallas del Kilauea) originan frecuentes terremotos, algunos de magnitudes impensables en Canarias, a veces >7 en la escala de Richter (fig. 7). En comparación con los pocos cientos, que como mucho se dan al año en Tenerife —la mayoría imperceptibles (magnitud $< 1,5$)— en la isla de Hawaii se registran más de 10.000 al año, de ellos más de 2.000 de magnitud $> 1,5$. En el período 1960-1996 se registraron en la isla de Hawaii 7.241 terremotos de magnitud >3 (fig. 7), lo que supone unos 200 al año superiores a lo que aquí se considera un gran terremoto, como el ocurrido en el valle de Icod el 11 de mayo de 2004, que apenas alcanzó esa magnitud.

Estos terremotos y otros fenómenos en las islas y su entorno han generado grandes tsunamis, que han arrasado poblaciones costeras, como los que en 1946 y 1960 arrasaron parte de la capital (Hilo), produciendo más de 150 víctimas (Atwater *et al.*, 2001). Su situación geográfica la hace vulnerable a los tifones, que en algunos casos —p. ej. el tifón Hugo— ha devastado partes importantes de la isla (Tilling, 2003).

En comparación, Canarias es un auténtico paraíso en cuanto a riesgos naturales se refiere. Y esto en relación con una isla que se promociona, precisamente y con justicia y gran éxito, como un paraíso tropical ¿Cuál es pues la explicación de que aquí se genere alarma social por terremotos apenas perceptibles? Esta explicación posiblemente radique en la absoluta falta de información que magnifica los hechos, a lo que contribuye en no poco la amplificación de los medios de comunicación. Es de dudosa justificación, por ejemplo, la presentación en una página de Internet de los sismos de Canarias, incluso con magnitudes < 1 , con el nivel actual de desinformación. Esto es contraproducente para la tranquilidad y calidad de vida de la población y para los intereses económicos del Archipiélago.

Esta diferencia de percepción del riesgo eruptivo se debe, precisamente, a la baja frecuencia de las

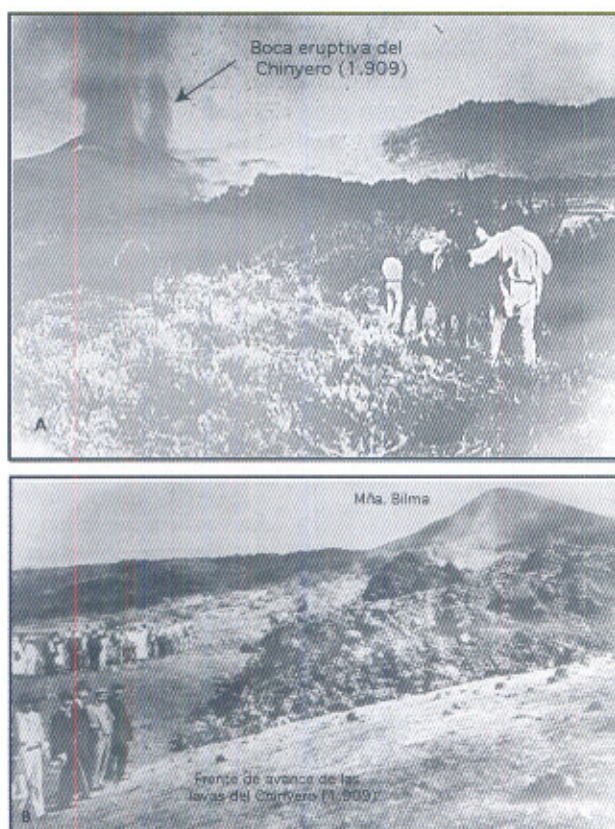


Fig. 17.—Fotografías de la erupción del Chinyero. En la fotografía A se aprecia la columna eruptiva y la lluvia de piroclastos (picón), así como el flujo de lavas y los incendios forestales. En la B se ve uno de los frentes de colada que se enfrió y detuvo al oeste de la Mña. de Bilma, cerca de Santiago del Teide. En ambas imágenes se aprecia el escaso peligro asociado a estas erupciones, como refleja la actitud de los campesinos (A) y espectadores (B). Fotografías del Centro de Fotografía Isla de Tenerife, Sta. Cruz de Tenerife.

erupciones en Canarias, que hace que este fenómeno, consustancial de las islas, se olvide de generación a generación y se perciba como extraño y desconocido, lo que aumenta la percepción de riesgo. Obviamente esto no ocurre en Hawaii, donde incluso tienen una erupción permanente desde 1983 (la erupción del Pu'u-'O'o, un centro eruptivo del Kilauea, ver fig. 14). En Tenerife, la capital y las principales zonas pobladas y turísticas, así como los puertos, aeropuertos y demás infraestructuras esenciales, están en zonas con muy baja probabilidad de verse afectadas por erupciones volcánicas o protegidas topográficamente. En cambio, en Hawaii están directamente amenazadas tanto la capital y las zonas turísticas, como los aeropuertos y otras infraestructuras vitales. Algo similar ocurre en las islas de La Palma y El Hierro.

En la erupción del Chinyero, en 1909, no hubo una alarma equiparable (fig. 17), a pesar de que los medios tecnológicos y científicos eran prácticamente inexistentes (Brito, 2003). ¿Están la tecnología y la ciencia actuales en el campo del riesgo eruptivo en Canarias bien dirigidas y encaminadas, o, más que ayudar, contribuyen a la desinformación y la intranquilidad innecesarias? Son cuestiones que tal vez se debería intentar aclarar después de este «ensayo general» de 2004.

En contra de algunas opiniones, la información científicamente correcta es la clave. La población de Hawaii está informada, no asustada. Y esto porque sus autoridades están asimismo informadas por instituciones científicas de gran solvencia (el Observatorio Volcanológico de Hawaii, HVO; la Universidad de Hilo, etc.), que tienen científicos de primera fila internacional y están adecuadamente dotados de medios (el HVO alcanzó el nivel óptimo en medios instrumentales en 1984, básicamente una red de 51 estaciones sísmicas, localizadas sobre los volcanes activos Mauna Loa y Kilauea, ver <http://www.hvo.org>).

La Asociación Internacional de Volcanología recomienda que los geocientíficos «colaboren en actividades públicas y educativas para concienciar a las autoridades y al público en general sobre los volcanes y sus peligros potenciales». Con ese espíritu y ese propósito se ha preparado este artículo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha servido de base para que Protección Civil del Gobierno de Canarias elabore la planificación de medidas de prevención de riesgos volcánicos en la isla de Tenerife, lo que supone para nosotros, como científicos, la gran satisfacción de haber podido contribuir a la mejora de la seguridad y la calidad de vida de la población de Tenerife.

Agradecemos al Profesor Robert I. Tilling (USGS) sus comentarios y sugerencias, que han contribuido a aclarar conceptos y mejorar considerablemente el manuscrito inicial. Juan Manuel Cabrera Peraza, Eloy Rodríguez Valdés y Alejandro García Martínez, de la Estación Volcanológica de Canarias del CSIC, emplearon cientos de horas en la digitalización precisa de los mapas geológicos, y Juan Antonio Bermejo Domínguez y Gustavo Pestana Pérez, técnicos en SIG, ayudaron con el procesado de los datos.

Nuestro reconocimiento al Parque Nacional del Teide, por su ayuda; a don Aquilino Hernández, de La Guancha, por facilitar el acceso a la galería Salto del Frontón, crucial para estudiar la estructura profunda del Teide y el norte de Tenerife; a Medio Ambiente, por la profusión de pistas forestales y su excelente mantenimiento, y a GRAFCAN, por la excelente calidad y precisión de los mapas topográficos y fotos aéreas. Sin la ayuda de estas personas e instituciones este trabajo habría sido imposible.

La realización de estos estudios ha sido factible gracias a la ayuda económica de la Caja General de Ahorros de Canarias a través de un Convenio CGAC-CSIC, y de la Comisión de Energía Atómica (CEA) y el CNRS, de Francia. A todas estas personas e instituciones nuestro mayor agradecimiento.

Referencias

- Ablai, G.J. y Martí, J., 2000. Stratigraphy, structure and volcanic evolution of the Pico Teide- Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 175-208.
- Ancochea, E., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán, F., Cantagrel, J. y Jamond, C., 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44: 231-249.
- Ancochea, E., Hernán, F., Cendrero, A., Cantagrel, J., Fúster, J.M., Ibarrola, E. y Coello, J., 1994. Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60: 243-262.
- Araña, V., Felpeto, A., Astiz, M., García, A., Ortiz, R. y Abella, R., 2000. Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, CI. A proposal for a surveillance network. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 377-391.
- Attwater, F., Cisternas, M., Bourgeois, J., Dudley, W.C., Hendley, J.W. y Stauffer, P.H., 2001. Sobreviviendo a un tsunami: lecciones de Chile, Hawaii y Japón. USGS Science for a Changing World. Circular 1218, 19 pp.
- Bak, P. y Tang, C., 1989. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.*, 94, 15635-15637.
- Benitez Padilla S., 1951. La erupción de Las Manchas en la isla de La Palma y el volcanismo canario (24 Junio-31 Julio 1949). El Museo Canario. Las Palmas de Gran Canaria: 51-72.
- Bonelli Rubio J.M., 1950. *Contribución al estudio de la erupción del Volcán Nambroque o San Juan (isla de La Palma), 24 de Junio a 4 de Agosto de 1949*. Inst. Geografico y Catastral, Madrid.
- Brito, M., 2003. Erupción del Chinyero a través de la prensa. Llanoazur Ediciones, 110 pp.
- Canarias 7, 2004. Los científicos sitúan en el próximo octubre la fecha de una posible erupción volcánica (5 junio, 2004).
- Cantagrel J.M., Cendrero A., Fuster J.M., Ibarrola E. y Jamond C., 1984. K-Ar chronology of the volcanic eruptions in the Canarian Archipelago: Island of La Gomera. *Bull. Volcanol.*, 47-3: 603-609.
- Cantagrel JM, Arnaud NO, Ancochea E, Fúster JM y Huertas MJ, 1999. Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Cañadas caldera wall (Canary Islands). *Geology* 27: 739-742.
- Carracedo, J.C., 1979. *Paleomagnetismo e Historia Volcánica de Tenerife*. Aula Cultura de Tenerife, 82 págs.
- Carracedo, J.C., 1988. El Riesgo Volcánico. En: *Riesgos Geológicos*. Serie Geología Ambiental, Pub. Inst. Geol. Minero de España, Madrid: 83-97.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60, 3/4: 225-242.
- Carracedo, J.C., 1995a. Peligrosidad y riesgo volcánico en Canarias. En: *Reducción de Riesgos Geológicos en España*. Serie Ingen. Ambiental. Inst. Tecnol. Geomínero España y Real Academ. Ciencias Exact., Fis. y Nat.: 109-140.
- Carracedo, J.C., 1995b. Volcanismo activo y prevención de riesgos en Canarias. «Protección», Revista de la Dir. Gral. Prot. Civil Española, 26: 15-21.
- Carracedo J.C., 1996. A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. In: *Volcano Instability on the Earth and other Planets*, (McGuire, Jones and Neuberg, eds). Geological Society London Sp. Pub. 110: 125-135.
- Carracedo, J.C., 1997. Riesgo volcánico, Investigación y Ciencia, Temas 8: Volcanes: 100-112.
- Carracedo, J.C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Special Issue, 94, 1-4: 1-19.
- Carracedo, J.C., 2001. Volcanismo reciente y riesgo volcánico. En: *Naturaleza de las Islas Canarias*. (Fernández-Palacios y Martín Esquivel, eds.). Turquesa ediciones. 65-75.
- Carracedo, J.C., 2002. La Erupción del Nevado del Ruiz y el lahar catastrófico del 13 de Noviembre de 1985. En: *Riesgos Naturales* (Ayala-Carcedo y Olcina Cantos, eds.). Ariel Ciencia. 295-305.
- Carracedo, J.C. y Pérez Torrado, F.J., 2001. Mantle Plumes. Volcanic history, geological features and volcanic hazards: The Canary Islands. Editorial: Instituto Tecnológico de Aragón, *III Congreso Ibérico de Geoquímica / VIII Congreso de Geoquímica de España*. Editores científicos: M. Lago y E. Arranz. 207-217.
- Carracedo, J.C. y Pérez Torrado, F.J., 2004. El Volcán de Octubre de 2004. El Día, 3 de junio de 2004, pg. 42.
- Carracedo, J.C. y Rodríguez Badiola, E., 1991. *La Erupción de Lanzarote de 1730* (con un mapa geológico a color a escala 1/25.000 de la erupción de 1730). Serv. Public. Cabildo Insular de Lanzarote, Las Palmas de Gran Canaria. 184 págs.
- Carracedo, J.C. y Tilling, R. I., 2003. *Geología y volcanología de la islas volcánicas oceánicas: Canarias-Hawaii*. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias (Pub. nº 293), 73 págs.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J.A. y Pérez Torrado, F.J., 1998a. Origen y evolución del volcanismo de las Islas Canarias. En: *Ciencia y Cultura en Canarias*. Pub. Museo de la Ciencia y El Cosmos, Cabildo de Tenerife: 67-89.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J.A. y Pérez Torrado, F.J., 1998b. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geol. Mag.*, 135: 591-604.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E. y Soler, V., 1990a. Aspectos volcanológicos y estructurales, evolución petrológica e implicaciones en riesgo volcánico de la erupción de 1730 en Lanzarote, Islas Canarias. *Estudios Geol.*, 46: 25-55.
- Carracedo, J.C., Soler, V., Rodríguez Badiola E., y Hoyos, M., 1990b. Zonificación del riesgo para erupciones volcánicas de baja magnitud en la isla de Tenerife, Islas Canarias. *Com. IV Reun. Nal. Geol. Ambiental*. 65-72.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E. y Soler, V., 1992. The 1730-36 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high magnitude basaltic fissure eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53: 239-250.
- 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 Geol.*, 57: 175-273.

- Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez Badiola, E. y Ahijado, A., 2002. Cenozoic Volcanism II: The Canary Islands. In: *The Geology of Spain*. (Gibbons, W. and Moreno, T. editors). The Geol. Soc., London. 632 pp.
- Carracedo, J.C., Paterno, M., Guillou, H., Pérez Torrado, F.J., Paris, R., Rodríguez Badiola, E. y Hansen, A., 2003a. Dataciones radiométricas (C-14 y K-Ar) del Teide y el Rift NO, Tenerife, Islas Canarias. *Estudios Geol.*, 59: 15-29.
- Carracedo, J.C., B. Singer, B. Jicha, H. Guillou, E. Rodríguez Badiola, J. Meco, F. J. Pérez Torrado, D. Gimeno, S. Socorro y A. Láinez, 2003b. La erupción y el tubo volcánico del volcán Corona (Lanzarote, Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 59: 277-302.
- Carracedo, J.C., Guillou, H., Paterno, M., Scaillet, S., Rodríguez Badiola, E., Pérez Torrado, F.J., Hansen, A. and Paris, R., 2004a. Nested central volcanism related to rift development and giant landsliding in oceanic islands. *IAVCEI General Assamb.* 2004, Pucón, Chile.
- Carracedo, J.C., Guillou, H., Paterno, M., Scaillet, S., Rodríguez Badiola, E., Paris, R., Pérez Torrado, F.J., Hansen Machín, A., Bermejo Domínguez, J.A., Pestana Pérez, G., Cabrera Peraza, J.M., Rodríguez Valdés y E., García Martínez, A., 2004b. *Avance de un Mapa de Peligros Volcánicos de Tenerife. Escenarios posibles para una futura erupción en la isla*. Serv. Pub. de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias, 46 págs.
- Crandell, D.R. y Mullineaux, D.R., 1978. Potential hazards from future eruptions of Mount St. Helens Volcano, Washington. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1383-C, 26 pp.
- Farrujia, I., Braojos, J. y Fernández, J. 2001. Ejecución de sondeos profundos en Las Cañadas del Teide. *VII Simp. Hidrogeol.*, Asoc. Esp. de Hidrogeólogos. Murcia 23: 6661-6672.
- Füster, J.M., Araña, V., Brandle, J.L., Navarro, M., Alonso, U. y Aparicio, A. (1968). *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Tenerife*. Instituto "Lucas Mallada", C.S.I.C., Madrid, 218 págs.
- García Fernández, M., Kijko, A., Carracedo, J.C. y Soler, V. 1988. Optimum station distribution to monitor seismic activity of Teide Volcano, Tenerife, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35: 195-203.
- Geller, R.J., 1997. Earthquake prediction: a critical review. *Geophys. J. Int.*, 131: 425-450.
- Geller, R.J., Jackson D.D., Kagan, Y.Y. y Mulargia, F., 1997. Earthquakes cannot be predicted. *Science*, 275, 1616-1618.
- 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. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73: 141-155.
- Guillou, H., Carracedo, J.C. y Day, S.J., 1998. Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the Unspiked K-Ar technique. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 86: 137-149.
- Guillou, H., Carracedo, J.C. y Duncan, R., 2001. K-Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar Ages and Magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama Lava Sequences from La Palma Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 106, 3-4: 175-194.
- Guillou, H., J.C. Carracedo, R. Paris y F.J. Pérez Torrado, 2004a. K/Ar ages and magnetic stratigraphy of the Miocene-Pliocene shield volcanoes of Tenerife, Canary Islands: Implications for the early evolution of Tenerife and the Canarian Hotspot age progression. *Earth & Planet. Sci. Letts.*, 222, 599-614.
- Guillou, H., F. J. Pérez Torrado, A. R. Hansen Machin, J.C. Carracedo y D. Gimeno, 2004b. The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 135, 221-246.
- Herd, D.G. y Comité de Estudios Volcanológicos, 1986. The 1985 Ruiz Volcano Disaster. *EOS (Trans. Amer. Geophys. Union)*, 6719: 457-460.
- Hernández Pacheco, A., 1982. Sobre una posible erupción en 1973 en la isla de El Hierro (Canarias). *Estudios Geol.*, 38: 15-25.
- Hernández Pacheco, A. y Valls, M.C., 1982. The historical eruptions of La Palma (Canarias). *Arquipelago, Rev. Univ. Azores*, Ser. C. Nat., 3: 83-94.
- Jones, A., Siebert, L., Kimberley, P. y Luhr, J.F., 2002. Earthquakes and eruptions. Digital Information Series, Global Volcanism Program, Smithsonian Inst., GVP-2, v. 2.0.
- Kauhikaua, J., Margrter, S., Lookwood, J y Trusdell, F., 1995. Applications of GIS to the estimation of lava flow hazards on Mauna Loa Volcano, Hawaii. In: *Mauna Loa revealed: Structure, composition, history and hazards*. (Rhodes J.M. and Lockwood, J.P. editors). Geophys. Monograph 92: 315-325.
- Main, I.G., 1997. Long odds on prediction. *Nature* 385, 19-20.
- Martin Luis, M.C., 1999. *Variación espacio-temporal del nivel de emisión de radón en una zona volcánica activa: Tenerife (Islas Canarias)*. Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna, 270 págs.
- Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. y Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canaries. *Earth Science Rev.*, 57: 1-35.
- Mullineaux, D.R., Peterson, D.W. y Crandell, D.R., 1987. Volcanic hazards in the Hawaiian Islands. In: *Volcanism in Hawaii*, edited by R.W. Decker, T.L. Wright y P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1350: 599-621.
- Navarro, J.M., 1980. Plano geológico del complejo Teide-Pico Viejo. En: *Islas Canarias. Excursión 121 A+C*, Vol. Espec. dedicado al 26 Congreso Geol. Intern., París, 1980. *Bol. Geol. y Minero*, 91-2: 351-390.
- Paris, 2002. *Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud: l'exemple des Iles Canaries (Espagne)*. Ph D thesis, Univ. Paris 1 Panthéon-Sorbonne (France), 375 pp.
- Paris, R., H. Guillou, J.C. Carracedo, F.-J. Pérez Torrado. (2005). K-Ar ages, magnetic stratigraphy and morphological evolution of La Gomera: implications for the Canary Islands age progression, *J. Geol. Soc. London* (en prensa).
- Pérez Torrado, F. J., 2000. *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo, Gran Canaria*. Serv. Pub. Univ. Las Palmas de Gran Canaria, 459 págs.
- Pérez Torrado, F., Carracedo, J.C. y Mangas, J., 1995. Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Group, Gran Canaria, Canary Islands. *J. Geol. Soc. London*, 152: 807-818.
- Pérez Torrado, F., J.C. Carracedo; R. Paris y A. Hansen, 2004. Descubrimiento de depósitos freatomagmáticos

- en las laderas septentrionales del estratovolcán Teide (Tenerife, Islas Canarias): relaciones estratigráficas e implicaciones volcánicas. *Geotemas*, 6: 163-166.
- Scholz, C.H. 1997. Whatever happened to earthquake prediction. *Geotimes*, March, 16-19.
- Solana, C., 1998. *Evaluación de los peligros volcánicos en Tenerife a partir de la reconstrucción de 4 erupciones históricas*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid. 257 págs.
- Soler, V. y Carracedo, J.C. 1983. Elaboración mediante ordenador del mapa de riesgo volcánico ponderado de la isla de Tenerife. *Com. V Asam. Nal. Geod. Geof.*, III: 23-65.
- Soler, V., Castro-Almazán, R.T., Viñas, R.T., Eff-Darwich, A., Sánchez Moral, S., Hillaire Marcel, C., Farrujia, I., Coello, J., De La Nuez, J., Martín, C., Quesada, M.L. y Santana, E., 2004. High CO₂ levels in boreholes at el Teide Volcano Complex (Tenerife, Canary Islands): Implications for volcanic activity monitoring. *Pure Appl. Geophys.* 161: 1519-1532.
- Tilling, R. I., 1993. Los Peligros Volcánicos, Organización Mundial de Observatorios Volcanológicos (WOVO), 125 págs.
- Tilling, R.I., 2003. Volcano monitoring and eruption warnings. In: Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction. (Zschau, Jochen and Küppers, editors), Springer-Verlag, Berlin: 505-510.
- Tilling, R.I., Heliker, C. y Wright, T.L., 1987. Eruptions of Hawaiian volcanoes: Past, present and future. *U. S. Geol. Surv. General-Interest Pub. Series*, 54 pp.
- Trusdell, F., 1995. Lava flow hazards and risk assessment on Mauna Loa Volcano, Hawai'i. In: Rhodes J. M: and Lockwood J.P., editors), *Mauna Loa revealed: Structure, composition, history and hazards*. *Geophys. Monograph* 92: 327-336.
- Trusdell, F., Wheldon, C. y Fra-Paleo, U., 2003. Using GIS to assess lava flow hazards. *Mauna Loa Volcano. Cities on Volcanoes 3 Conference*, July 14-18, 2003, Hilo, Hawaii.
- Walker, G.P.L., 1990. Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Sci.*, 44: 315-347.
- Walker, G.P.L., 1992. Coherent intrusion complexes in large basaltic volcanoes—a new structural model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 50: 41-54.
- Watts, A.B. y Masson, D. G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 100 (B2): 24487-24498.
- Wright, T.L., Chun, J.Y.F., Esposito, J., Heliker, C., Hodge, J., Lockwood, J.P. y Voght, S.M., 1992. Map showing lava-flow hazards zones, Island of Hawaii, *U.S. Geol. Surv. Miscell. Field Studies Map MF-2193*, scale 1: 250.000.

Recibido el 10 de julio de 2004
Aceptado el 25 de agosto de 2004