Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica

Edición 2000

Mar Astiz (UPM)
Alicia García (CSIC)
(Editores científicos)

Serie CASA DE LOS VOLCANES Nº 7

Editores científicos: Mar Astiz (U.P.M.)
Alicia García (C.S.I.C.)

Servicio de Publicaciones
Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote

Varios de los autores que han colaborado en este libro, participamos en el proyecto de investigación 1FD97-0981 "Desarrollo de los Recursos Educativos del Volcanismo en Canarias" financiado por la Unión Europea (Fondos Feder) y por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT). El presente volumen se ha planteado también, en el marco de este proyecto, como base de otros productos didácticos previstos en el mismo y dirigidos a un amplio espectro de lectores con distinto nivel de conocimiento en el campo de la Volcanología.

Mar Astiz

A nuestros hijos:

Paola, Mar, Germán y Cristina

PRESENTACIÓN

Tras muchas vicisitudes y horas de trabajo, como siempre que se aborda la realización de una tarea como es la edición de un libro, por fin tenemos en nuestras manos este volumen. El número 7 de la Serie Casa de los Volcanes se ha elaborado para que se utilice como libro de texto del Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica (CIVGV) que este año 2000 celebra su XIII edición. El texto sigue al que hasta ahora se ha venido usando, el número 2, *Elementos de Volcanología,* que se editó con el mismo fin en 1992, por nuestro querido compañero e insustituible amigo José Luis Díez Gil. No es una segunda edición, de ahí que no lo denominemos igual.

Reunir todas las contribuciones habituales en el desarrollo del Curso puede parecer sencillo; sin embargo no lo ha sido tanto, quizás porque, paralelamente, hemos querido actualizar toda la información científica, incorporando las temáticas específicas que se han desarrollado a lo largo de estos últimos años. Agradecemos a todos los profesores el esfuerzo realizado para llevar a cabo su contribución, demostrándonos una vez más su cariño y dedicación al CIVGV.

En este volumen no se abordan en detalle todas y cada una de las temáticas asociadas a la ciencia multidisciplinar que es la Volcanología, pero si están tratados muchos de sus aspectos y, sobre todo, de las tendencias más novedosas. Queremos destacar que se recoge la experiencia acumulada en muchos años de trabajo de los especialistas y profesores que participan en este libro. Esa ha sido siempre nuestra filosofía en el CIVGV, enseñar, informar y compartir nuestro conocimiento. Y eso queremos que refleje este volumen, en el que, además de una visión general de los aspectos teóricos y metodológicos, se da una visión experimental de muchas de las áreas volcánicas activas y en especial de las Islas Canarias. Asimismo, están los resultados más recientes obtenidos en los proyectos de investigación en los que hemos participado. Esto hace que no sea un libro habitual, pero tampoco lo es el CIVGV.

Nosotras empezamos a trabajar en el Curso en 1993, desde entonces hemos ido desarrollando y realizando diversas tareas hasta que ahora podemos decir que somos parte o, mejor, que es una parte de nosotras mismas. Evidentemente no seríamos justas si no recordáramos en este momento a todas las personas que tenemos a nuestro lado y que no es necesario mencionar pero que saben que están aquí y que se alegrarán tanto como nosotras mismas por la edición de este libro. De todas formas, y esperando que nadie se sienta olvidado, en este libro hay mucho tiempo de Rafa Abella, Javier Peña, Nieves Sánchez y Marta Tárraga, becarios y jóvenes investigadores del Dpto. de Volcanología del Museo Nacional de Ciencias Naturales.

Además de los sinsabores, de los fines de semana empleados delante del portátil, reconocemos que hemos disfrutado. Al fin y al cabo, editar un libro siempre es gratificante, claro eso que no se lo digan a nuestros hijos, a los que hemos querido dedicar este libro para compensarles, si es posible, de todo el tiempo que les quitamos habitualmente con la dedicación a nuestro trabajo. Gracias.

Mar y Alicia

ÍNDICE

ASPECTOS GENERALES DEL VOLCANISMO

El Volcanismo. Principios básicos 7
V. Araña
Erupciones históricas relevantes 15
V. Araña
Introducción a la Física de las erupciones 29
R. Ortiz
Propiedades físicas de los magmas 47
R. Ortiz
Introducción a la física de las lavas 61
R. Ortiz
Volcanismo explosivo 73
J. Martí, F. Legros y F. Colombo
Batimetría y muestreo en el Volcanismo Submarino 91
L. García-Cacho y C. Romero

ÁREA VOLCÁNICA CANARIA

El Volcanismo de las Islas Canarias 105
V. Araña
Actividad volcánica histórica en las islas Canarias 115
C. Romero
El medio físico y cultural desaparecido por las erupciones del s. XVIII en Lanzarote 129
J. de León
Volcanismo submarino en el Archipiélago Canario 141
L. García-Cacho y C. Romero
Fenómenos hidromagmáticos en Lanzarote 153
L. García-Cacho y C. Romero
Islotes y riscos de Famara 163
L. Pascual
El parque nacional de Timanfaya. Un patrimonio geológico 173
A. Centellas
El macizo de Anaga 183
C. Romero, A. Yanes y L. García-Cacho
Depósitos volcanoclásticos en el valle de la Orotava, Tenerife 193
L. García-Cacho, C. Romero y V. Armas
Itinerario geológico por los depósitos piroclásticos del sur de Tenerife 205
J.A. Rodríguez Losada

VIGILANCIA DE VOLCANES

Seguimiento y pronóstico de erupciones 215
R. Ortiz y A. García
Técnicas instrumentales para la vigilancia de volcanes activos 227
R. Ortiz
Seguimiento de la actividad volcánica: Estaciones Multiparamétricas y Sistemas de Comunicaciones 243
M. Tárraga, R. Abella, R. Ortiz, A. García y M. Astiz
Diseño de Software para aplicaciones en tiempo real 265
A. Somerhausen
Sismicidad volcánica 269
J. M. Ibáñez y E. Carmona
Uso de antenas sísmicas en ambientes volcánicos 283
M. Abril y J.M. Ibáñez
Espectrogramas basados en funciones wavelets 297
J. Peña
Gases volcánicos y eventos eruptivos 305
M. Martini
Volcanomagnetismo 325
R. Abella, J. Zlotnicki y A. García
Red de vigilancia volcánica del Centro Geofísico de Canarias del Instituto Geográfico Nacional 341
M. J. Blanco, B. J. Casas y M. J. Moreno
Diez años de investigaciones geofísicas del Real Observatorio de Bélgica en los laboratorios de la isla de Lanzarote 351
M. van Ruymbeke y A. Somerhausen

RIESGO VOLCÁNICO

Riesgo volcánico 371
R. Ortiz
Modelos de procesos eruptivos. Aplicación a mapas de peligrosidad volcánica 387
A.Felpeto
Modelos estadísticos en Volcanología 401
M. Astiz, M. Tárraga y N. Sánchez
Riesgo volcánico y Protección Civil 411
J. Sansón
Atención de una crisis volcánica 431
A. García, M. Astiz y R. Ortiz

APÉNDICE 443
R. Ortiz

RELACIÓN DE AUTORES

R. Abella Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC
C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España
rafa@mncn.csic.es

M. Abril Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada
Campus de la Cartuja s/n. 18070 Granada. España

V. Araña Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC
C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España
civgv@mncn.csic.es

V. Armas Dpto. de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. U. La Laguna
Campus de Guajara. 38071 La Laguna. Sta. Cruz de Tenerife. España

M. Astiz Dpto. de Matemática Aplicada. E.T.S. Arquitectura. UPM.
Avda. de Juan de Herrera, 4. 28040 Madrid. España
civgv@mncn.csic.es

M. J. Blanco Centro Geofísico de Canarias. Instituto Geográfico Nacional
C/ La Marina 20, 2º. 38006 Sta. Cruz de Tenerife. España
mblanco@ign.es

E. Carmona Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada
Campus de la Cartuja s/n. 18070 Granada. España
ecarmona@iag.ugr.es

B.J. Casas Centro Geofísico de Canarias. Instituto Geográfico Nacional
C/ La Marina 20, 2º. 38006 Sta. Cruz de Tenerife. España

A. Centellas Parque Nacional de Timanfaya
C/La Laguneta, 85. 35560 Tinajo. Lanzarote. España

J. de León Servicio de Patrimonio Histórico. Cabildo Insular de Gran Canaria
C/Cano, 24. 35002 Las Palmas de Gran Canaria. España
pepeuru@idecnet.com

A. Felpeto Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC
C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España
adelgadog@nexo.es

L. García Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC
C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España
mcng112@mncn.csic.es

A. García Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC
C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España
aliciag@mncn.csic.es

J. Ibáñez Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada
Campus de la Cartuja s/n. 18070 Granada. España
jibanez@iag.ugr.es

F. Legros Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera. CSIC
C/ Martí i Franques s/n. 08028 Barcelona. España

J. Martí Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera. CSIC
C/ Martí i Franques s/n. 08028 Barcelona. España

M. Martini Dip. Scienze della Terra. Universitá degli Studi di Firenze
V. G. La Pira, 4. 50121 Firenze. Italia
mmartini@cesit1.unifi.it

M. J. Moreno Centro Geofísico de Canarias. Instituto Geográfico Nacional
C/ La Marina 20, 2º. 38006 Sta. Cruz de Tenerife. España

R. Ortiz Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC
C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España
ramon@mncn.csic.es

L. Pascual Dpto. Política Territorial y Medio Ambiente. Servicio Unidad Insular de Medio Ambiente. Cabildo de Lanzarote
Avda. Coll, 7. 35500 Arrecife. España
medioambiente@cabildo.com

J. Peña Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC
C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España
javierp@mncn.csic.es

J.A. Rodríguez Dpto. de Edafología y Geología. Facultad de Ciencias. U. La Laguna
38024 Sta. Cruz de Tenerife. España
jrlosada@ull.es

C. Romero Dpto. de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. U. La Laguna
Campus de Guajara. 38071 La Laguna. Sta. Cruz de Tenerife. España
cromero@ull.es

N. Sánchez Dpto. Política Territorial y Medio Ambiente. Servicio Unidad Insular de Medio Ambiente. Cabildo de Lanzarote
Avda. Coll, 7. 35500 Arrecife. España

J. Sansón Unidad de Protección Civil. Delegación del Gobierno en Canarias
Plaza de la Feria, 24. 35071 Las Palmas de Gran Canaria. España
jsanson@canarias.map.es

A.Somerhausen Observatoire Royal de Belgique
Av. Circulaire, 3. B1180 Bruxelles. Bélgica
Andre.somerhausen@oma.be

M. Tárraga Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC
C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España
martat@mncn.csic.es

MvanRuymbeke Observatoire Royal de Belgique
Av. Circulaire, 3. B1180 Bruxelles. Bélgica
Michel.vanruymbeke@oma.be

A. Yanes Dpto. de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. U. La Laguna
Campus de Guajara. 38071 La Laguna. Sta. Cruz de Tenerife. España

J. Zlotnicki Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand
LGO_CNRS. Orleáns. Francia

ASPECTOS GENERALES DEL VOLCANISMO

EL VOLCANISMO. PRINCIPIOS BÁSICOS

V. Araña

Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

EL FENÓMENO VOLCÁNICO. LA VOLCANOLOGÍA

Es bien conocido que la aparición de un volcán en un determinado lugar y momento no se debe al azar. También sabemos que el volcanismo es una manifestación superficial de los mismos procesos energéticos endógenos que vienen actuando desde la constitución del Planeta y que han configurado la actual distribución de océanos y continentes determinando su evolución. Se trata por lo tanto de un fenómeno con gran trascendencia en la historia de la Tierra. Sin embargo, el interés que despierta el volcanismo en nuestra sociedad no se debe a la relevancia geológica del fenómeno volcánico, sino a sus facetas destructivas como generador de una de las denominadas catástrofes o desastres naturales.

El estudio de los volcanes, en este contexto de la dinámica global, constituye una disciplina científica, La Volcanología, de amplio espectro por sus ramificaciones en los campos de las Ciencias Geológicas, Físicas y Químicas. (Ver por ejemplo: Araña y Ortiz, 1984 y 1986; Decker y Decker, 1981; Cas y Wright, 1987; Tazieff y Sabroux, 1983; Kraft y Kraft, 1987; Wohletz y Heiken, 1992; Scarpa y Tilling, 1996; etc.).

Los temas prioritarios de la Volcanología actual son los que se indican a continuación, destacando lógicamente todo lo relacionado con el volcanismo activo, dada la trascendencia social de esta faceta del fenómeno volcánico.

1)	Prevención de Erupciones	Vigilancia de Volcanes. Mapas de Peligrosidad. Detección y valoración de fenómenos precursores.
2)	Mecanismos Eruptivos	Física de los volcanes. Modelos matemáticos. Explosividad: Coladas y oleadas piroclásticas. Calderas.
3)	Procesos Magmáticos	Petrología de Rocas Volcánicas. Geoquímica isotópica. Mezcla de Magmas. Cámaras Magmáticas.
4)	Origen y ascenso magmas	Composición y estructura del Manto Superior. Ofiolitas y Xenolitos Ultramáficos.
5)	Recursos Asociados	Energía Geotérmica, R. Industriales, Menas, TTRR, Ecosistemas volcánicos.

DISTRIBUCIÓN DEL VOLCANISMO. MARCO GEODINÁMICO

En la superficie terrestre se puede distinguir medio centenar de franjas (alguna de ellas segmentada), que agrupan el 80% de los volcanes holocenos y el 95% de las erupciones registradas. La longitud de estas franjas es de unos 33300 km, cifra equivalente a la de la circunferencia terrestre. Si suponemos una media de 100 km para la anchura de estas franjas, resulta que las áreas volcánicas recientes ocupan tan sólo el 0.7% de la superficie del Planeta, aunque en ella reside el 10% de su población (Ver Simkin et al., 1981).

Las diferencias en la actividad volcánica de las distintas franjas o regiones viene determinada primordialmente por su situación geodinámica. Esta situación puede definirse con referencia a los movimientos relativos entre las placas litosféricas:

- Zonas de convergencia de placas (subducción).
- Zonas de divergencia de placas (expansión oceánica).
- Zonas de intraplaca (puntos calientes, rifts).

La importancia del volcanismo en cada región viene determinada por los siguientes factores:

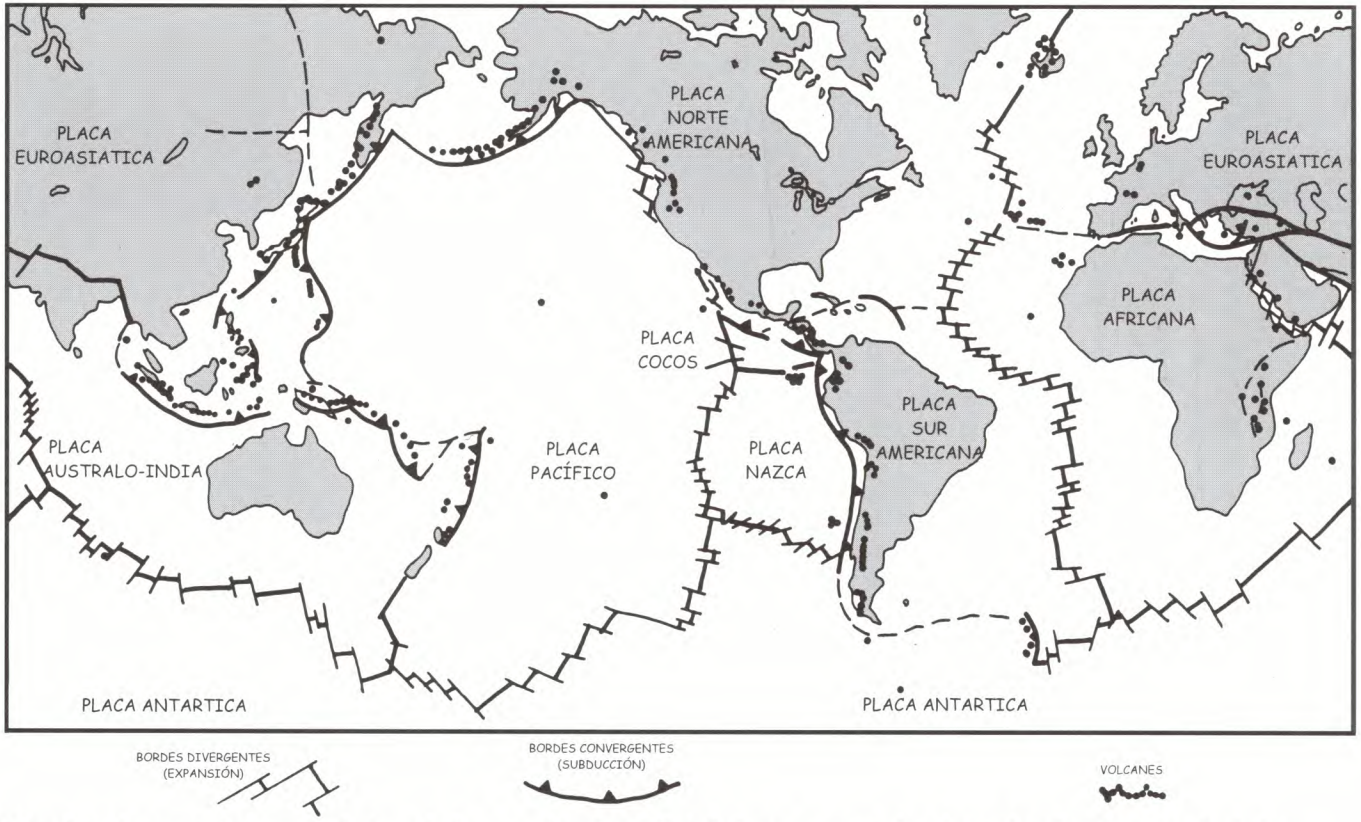
- Número de volcanes/km de segmento
- Tipo de volcanes
- Frecuencia de las erupciones

VOLCANISMO ACTIVO. TIPOS DE ERUPCIONES

Se denominan áreas volcánicas activas a las regiones donde se ha reconocido la existencia de un volcanismo histórico, es decir registrado y documentado por el hombre. Esta limitación temporal se amplía en términos geológicos a la última etapa post-glacial, que coincide prácticamente con el Holoceno (30000 años).

Un matiz diferente tiene el término de "volcán activo". Se refiere normalmente a volcanes poligenéticos que, hayan tenido o no erupciones "recientes", en el momento actual presentan alguna manifestación relacionada con la actividad eruptiva (fumarolas, anomalías térmicas, microsismicidad).

A grandes rasgos, los volcanes pueden clasificarse según sus mecanismos eruptivos en explosivos (Peleanos y Vulcanianos) y efusivos (Hawaianos), con un tipo mixto de baja explosividad (Estromboliano). Los tipos explosivos (nubes ardientes, oleadas piroclásticas...) son más peligrosos que los efusivos (coladas lávicas más o menos viscosas), ya que la capacidad destructiva de una erupción depende tanto de la energía liberada como de la rapidez con la que se libera esta energía.



Distribución y movimientos relativos de las grandes placas litósfericas, en cuyos bordes se localiza la mayoría de las manifestaciones volcánicas Cenozoicas .

TIPOS DE MAGMA Y SERIES DE ROCAS VOLCÁNICAS

El marco geodinámico condiciona el tipo de magma (alcalino, toleítico, calco-alcalino) que caracteriza cada área volcánica aunque pueda producirse una evolución en el tiempo.

Bajo cada una de las regiones volcánicas, el magma que se genera tiene un quimismo específico, debido a la mineralogía de la roca que se funde y el grado de fusión parcial, que depende a su vez de la profundidad de generación y, en gran medida, de la mayor o menor presencia de agua en el proceso.

Los magmas en su ascenso, y especialmente cuando son retenidos en cámaras magmáticas, experimentan una evolución, por lo que rara vez alcanzan la superficie con sus rasgos primarios.

El grupo de rocas formadas a partir de los distintos estados evolutivos de un mismo magma primario se denomina serie de rocas volcánicas.

Obviamente, la gran variedad de magmas y rocas hay que limitarla atendiendo a los tipos más frecuentes, que sintetizamos a continuación, indicando su ambiente geodinámico característico.

Magmas Toleíticos
Génesis poco profunda bajo bordes de placa divergentes.
Las rocas más típicas y abundantes de la serie son los basaltos toleíticos.

Magmas Calco-alcalinos
Génesis asociada al proceso de subducción en zonas de convergencia de placas.
Las rocas más típicas de la serie son las andesitas, aunque abundan las riolitas que proceden de magmas muy evolucionados. En algunos casos estas rocas ácidas también pueden generarse por fusión de rocas corticales.

Magmas Alcalinos
Génesis profunda en zonas intraplaca. Asociados a puntos calientes o rifts.
Las rocas mas típicas son los basaltos alcalinos. Son relativamente frecuentes las traquitas y fonolitas procedentes de magmas muy evolucionados.

ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS

El ambiente geodinámico condiciona las mega-estructuras volcánicas. Otras estructuras volcánicas vienen predeterminadas por los mecanismos eruptivos explosivos o efusivos. A menor escala, el tipo de magma y el grado de cristalinidad condicionan la estructura interna y superficial de las rocas volcánicas.

Mega-Estructuras

- Arcos Insulares (fosa, ante-arco, cinturón volcánico y arcos residuales).
- Cordilleras Volcánicas en Márgenes Continentales Activos (velocidad e inclinación de los planos de subducción).
- Dorsales Medio-Oceánicas (velocidad expansión oceánica, fallas transformantes, puntos triples).
- Rifts Intracontinentales (de alta o baja volcanicidad).
- Cadenas de islas. Dorsales asísmicas (puntos calientes).
- Plataformas Basálticas (erupciones fisurales).

Macro-Estructuras

- Campos de Volcanes. Alineación volcánica.
- Volcanes Escudo.
- Estratovolcanes.
- Calderas.

Meso-Estructuras

- Conos de cínder. Maares, etc.
- Domos.
- Diques y pitones.
- Coladas.
- Depósitos Piroclásticos.
- Lahares.

Estructuras de disyunción y flujo

a) En lavas
   - Disyunción columnar, planar, radial, esférica.
   - Superficies escoriáceas de coladas (aa, en bloques).
   - Superficies lisas de coladas (pahoehoe, cordadas).
   - Lavas almohadilladas (submarinas).
   - Tubos volcánicos.

b) En piroclastos
   - Bombas volcánicas.
   - Pliegues de flujo.
   - Estratificación cruzada, dunas, sandwaves.
   - Huellas de impacto.

Microestructuras

- Porosidad, cristalinidad, flamas, pisolitos, etc.

ÁREAS VOLCÁNICAS ACTIVAS

En el listado adjunto se especifica la zona activa, el número aproximado de volcanes de cada zona y los nombres de sus volcanes más importantes.

1.-CONVERGENCIA DE PLACAS (SUBDUCCIÓN)

1.1.-Cinturón de Fuego del Pacífico

1.1.1.-Pacífico Septentrional

- Alaska	45 (Novarupta, Agustine, Trident, Redoubt)
- I. Aleutianas	39 (Akutan, Buldir, Shishaldin)
- I. Kuriles	40 (Alaid)
- Kamchatka	43 (Avachinsky, Tolbachik, Kliuchescoi)

1.1.2.-Pacífico Oriental

- Japón, I. Marianas	72 (Fuji, Aso, Asama, Oshima, Usu, Sakura-Shima)
- Filipinas	40 (Taal, Mayon, Hibok-Hibok, Canlaón)
- Indonesia	136 (Krakatoa, Tambora, Merapi, Kelud, Batur, Agung, Boro)

1.1.3.-Pacífico Meridional

- Papua, N. Guinea	34 (Karkar, Lamington)
- Polinesia	41 (Kavachi, Ambrym)
- Nueva Zelanda	31 (Tarawera, Ruapehu)

1.1.4.-Margen Continental Norte-Americano

- Cascadas	64 (Rainier, Shasta, St. Helens)

1.1.5.-Transversal Mexicana

- México	13 (Popocatépetl, Paricutín, Colima)

1.1.6.-Dorsal Centro-Americana

- México, Guatemala, Nicaragua, El Salvador, Costa Rica	61 (Sta. María, Fuego, Izalco, Masaya, Arenal)

1.1.7.-Margen Continental Sur-Americano

- Andes Septentrion.	20 (Doña Juana, Ruiz, Galeras, Reventador, Cotopaxi)
- Andes Centrales y Meridionales	60 (Misti, Ubinas, Sahama, Lascar, Llullaillaco, Villarrica)
- Antártida	
Península	4 (Decepción)
Continente	4 (Erebus, Terror)

1.2.-Arco Insular del Caribe

1.2.1.-Antillas

- Antillas	17 (M. Pelé, M. Misery, Soufrieres)

1.2.2.-Mediterráneo

- Italia	7 (Vesubio, Etna, Vulcano, Stromboli)
- Grecia	6 (Santorín, Nysiros)

2.-DIVERGENCIA DE PLACAS (EXPANSIÓN OCEÁNICA)

2.1.-Islas en Cordilleras Medio-Oceánicas (o próximas)

2.1.1.-Atlántico

- Islandia	70 (Hekla, Surtsey, Beeremberg)
- Azores	11 (Capelinhos)
-	11 (I. Ascensión, Sta. Helena, Tristán da Cuna, Gough, Bouvet)

2.1.2.-Índico

-	9 (Is. Kergulen, S. Paul, Prince Edward, Marion)

2.1.3.-Pacífico

- I. Galápagos	12 (Alcedo, Fernandina)

2.2.-Islas Oceánicas (o en márgenes continentales pasivos)

2.2.1.-Atlántico Occidental

- I. Canarias	17 (Teide, Timanfaya, Teneguía)
- I. Cabo Verde	1 (Fogo)

2.2.2.-Índico Oriental

- I. Comores	2 (Karthala)
- I. Reunión	2 (Pitón de la Fournaise)

2.2.3.-Pacífico Central

- I. Hawaii	18 (Mauna Loa, Kilauea)

2.3.-Eurasia

- Europa Continental y Cercano Oriente	43 Regiones de: Eifel (Alemania); C. Puys (Francia); Olot (España); Ararat (Turquía); Elbruz (Rusia); Damavand (Irán); Es Safa (Siria); Harrat (Arabia)
- China	22 (Lahoeisan)

2.4.-África

- Rifts Este-África	68 (Erta Ale, Kilimanjaro, Meru, Nyragongo)
- Línea Guinea-Camerún	4 (M. Camerún)

BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1986). *La volcanología actual. Una revisión*. Anales de Física , **B82**: 1-14
- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1984). *Volcanología*. Rueda-CSIC, Madrid: 528 pp.
- CAS, R.; WRIGHT, J. (1987). *Volcanic Successions*. Allen & Unwin Publish. London: 528 pp.
- DECKER, R.; DECKER, B. (1981). *Volcanoes*. Feeman Edit., S. Francisco: 244 pp.
- KRAFT, M.; KRAFT, K. (1987). *Volcanoes du Monde*. Flammarion Edit., France: 190 pp.
- SIMKIN, T.; SIEBERT, L.; MCCELLAND, L.; BRIDGE, D.; NEWHALL, C.; LATER, H. (1981). *Volcanoes of the World.* (Smithsonian Institution). Hutchinson Ross Publish Co., Pensylvania: 232 pp.
- TAZIEFF, H.; SABROUX, J. (Editores) (1983). *Forecasting volcanic events*. Elsevier, Amsterdam: 635 pp.
- SCARPA, R.; TILLING, R. I. (Editores) (1996). *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer-Verlag, Berlin: 841 pp.
- WOHLETZ, K.; HEIKEN, G. (1992). *Volcanology and Geothermal Energy*. University of California Press, Berkeley: 432 pp.

ERUPCIONES HISTÓRICAS RELEVANTES

V. Araña

Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

ERUPCIONES CATASTRÓFICAS

Las erupciones históricas más famosas son sin duda las que han ocasionado mayores catástrofes. La siguiente es una relación no exhaustiva de estas erupciones:

- Santorín (Grecia, Siglo XV a.d.C.) Destruyó la cultura minoica (?).
- Vesubio (Italia, 79). Sepultó Pompeya y Herculano.
- Etna (Italia, 122). Alcanzó la ciudad de Catania, capital de Sicilia.
- Heckla (Islandia, 1783). Los gases y los piroclastos destruyeron el país, a cuyo empobrecimiento se achacan unas 10000 víctimas (el 20% de la población).
- Tambora (Indonesia, 1812). Las explosiones causaron 12000 víctimas directas.
- Mayon (Filipinas, 1814). Los lahares provocaron 1200 víctimas.
- Krakatoa (Indonesia, 1883). Originó un maremoto que causó 35000 víctimas.
- Santa María (Guatemala, 1902). Las oleadas piroclásticas causaron 6000 víctimas.
- M.Pelé (Martinica, 1902). Arrasó la ciudad de St.Pierre. 28000 víctimas.
- Soufriere (St.Vicent, 1902). Las nubes ardientes causaron 1500 víctimas.
- Taal (Filipinas, 1911) Las explosiones causaron 1400 víctimas.
- Kelut (Indonesia, 1911). Desbordó el lago del cráter. 1000 víctimas directas.
- Merapi (Indonesia, 1931). Los lahares provocaron más de 1000 víctimas.
- Mont Lamington (N. Guinea, 1951). Una oleada piroclástica causó instantáneamente más de 3000 víctimas.
- Agung (Indonesia, 1963). 1000 víctimas que no quisieron abandonar la zona de peligro.
- Soufriere (Guadalupe, 1976). Una falsa alarma eruptiva precipitó la evacuación durante meses de 70000 personas.
- S.Helens (EE.UU, 1980). Provocó pérdidas valoradas en casi mil millones de dólares.
- Chichón (México, 1982). Desaparecieron miles de personas.
- Galung gung (Indonesia, 1982-83). Tuvieron que ser evacuadas 40000 personas.
- Nevado del Ruiz (Colombia, 1985). Los lahares provocaron más de 20000 víctimas.
- Lago Nyos (Camerún, 1986). Nubes de gas letal causaron más de 1700 víctimas.

Alguna de las erupciones incluidas en la lista anterior, son especialmente importantes por cuanto pueden considerarse "erupciones tipo", cuyo estudio ha permitido realizar notables progresos en Volcanología. En las siguientes páginas se describen varias erupciones significativas haciendo referencia no sólo al proceso volcánico, sino también a las circunstancias y al entorno humano de la erupción. Para esta recopilación se han seleccionado:

- Tres erupciones lávicas de diferentes características y regiones: Tolbachik (1975-1976); Kilauea (1969-1974) y Etna (1983).

- Dos erupciones explosivas asociadas a la destrucción de domos: St. Helens (1980-1981) y Galung gung (1982-1983).

- Una erupción explosiva con formación de caldera: Krakatoa (1883).

- Dos erupciones con fases plinianas y/o emisión de oleadas piroclásticas: M. Pelé (1902) y Usu (1977).

- Una erupción de escasa entidad en sí misma, pero con gravísimos efectos indirectos al provocar el deshielo de un nevero y la consiguiente formación de lahares: Nevado del Ruiz (1985).

- Una erupción cuya faceta más dañina fue la emisión de una nube tóxica: la del Lago Nyos en Camerún (1986).

- La última erupción en las Islas Canarias, que es representativa del volcanismo histórico en el Archipiélago: Teneguía (1971).

- Las erupciones recientes del Pinatubo (1991) y Unzen (1991), que han tenido un amplio eco en los medios de comunicación.

- Una erupción largo tiempo anunciada: Rabaul (1994).

- La violenta erupción de Soufriere Hills (1995-2000) que ha devastado una pequeña isla del Caribe: Montserrat.

Tolbachik (Kamchatka, 3085 m)

Se localiza en una de las zonas volcánicas más activas de Kamchatka, cuyas emisiones se iniciaron en el Holoceno Inferior. Se le reconocen 31 erupciones desde 1740. Arrojó basaltos muy fluidos, lo que contrasta con los típicos estratovolcanes andesíticos de la zona. La cámara que alimenta las erupciones se encuentra a 20-30 km de profundidad. Los precursores de la erupción de 1975-1976 fueron un brusco aumento de la sismicidad, un mes antes, y la deformación del terreno.

* Aspectos destacados (erupción de 1975-1976):

  - Se abrieron cuatro bocas alineadas sobre una fisura y colapsó una caldera de la misma alineación, situada a veinte kilómetros.
  - El caudal lávico máximo fue de 20 m^3/s.
  - El cambio de composición del magma (basaltos alumínicos, al final, y magnesianos, al inicio) se acentuó hacia el final de la crisis eruptiva con la emisión de productos más evolucionados (ceniza blanca).
  - Volumen total de lavas emitido: 2 km^3.
  - La energía calorífica desprendida se evalúa en 5.2×10^{18} J.
  - Ha sido la mayor erupción histórica en el arco Kuriles-Kamchatka.
  - Ha sido la primera erupción cuya predicción y seguimiento pudo realizarse con precisión, gracias al empleo coordinado de un conjunto de técnicas geofísicas y geodésicas.

* Referencia: Fedotov et al. (1980); Fedotov y Markhinin (1983).

Kilauea - Mauna Ulu (I. Hawaii, 1222 m)

El Kilauea es el volcán más activo del Pacífico Central. La mayoría de sus erupciones históricas se concentran en su cima o en rifts que irradian de la misma. El Mauna Ulu se formó en el rift oriental del Kilauea, a 8 km de la cima durante la erupción de 1969-1974, tras ciento cincuenta años sin que se produjeran erupciones tan prolongadas en los flancos del estratovolcán. La profundidad de la cámara, abastecida continuamente desde el manto, se situa entre 2 y 6 km bajo la cima del Kilauea. La continua vigilancia de esta zona permite prevenir casi siempre sus erupciones, que generalmente emiten lavas basálticas muy fluidas y rara vez forman conos de cinder. Los precursores de la erupción de 1969-1974 fueron abombamientos en la cima del Kilauea desde 3 meses antes, y un aumento de la sismicidad en la zona de erupción varios días antes.

* Aspectos destacados (erupción de 1969-1974):

  - Comenzó con grandes fuentes de lava que alcanzaron unos 540 m de altura.
  - Se desarrollaron emisiones fisurales muy fluidas, generándose un colapso cratérico que se rellenó con un lago de lava.
  - Se formó un cono de cinder que alcanzó los 80 m.
  - Volumen total de lavas emitidas 200×10^6 m^3.

- Ha sido una de las erupciones históricas con actividad más variada de Hawaii. Por primera vez se pudo estudiar directamente y en detalle la transición de lavas pahoehoe a aa, la formación de túneles lávicos y el ciclo "gas-pistón" en los conductos y lagos de lava.

* Referencia: Decker et al. (1987); Swanson et al. (1979); USGS Hawaiian Volcano Observatory Bulletins.

Etna (Sicilia, 3345 m)

Actualmente es el volcán activo más importante de Europa y sus numerosas erupciones históricas están documentadas desde hace más de 2000 años. Sus lavas son medianamente viscosas y pueden alcanzar grandes distancias, cuando el caudal de salida es elevado, gracias a la fuerte pendiente del terreno. Las erupciones más frecuentes son sumitales, sobre fisuras NE-SO, formando algunos conos de cinder cuya altura alcanza los 300 m. La continua sismicidad y las frecuentes explosiones en el cráter sumital, dificultan la identificación de parámetros precursores de nuevas erupciones. Sin embargo en 1983, se apreció una significativa actividad sísmica durante los tres meses anteriores y una fuerte crisis poco antes de la erupción.

* Aspectos destacados (erupción de 1983):

- Salida masiva de lava durante 2 meses por una boca situada a 2300 m.
- Se intentó desviar la colada lávica mediante la voladura de su canal.
- Se construyeron barreras para frenar y desviar el flujo lávico, pudiendo verificarse la eficacia de la "defensa activa" para mitigar los efectos de este tipo de erupciones.

* Referencia: Romano (1982); Barberi y Vilari (1984); Chester et al. (1985).

St. Helens (EEUU, 2549 m)

Se tiende a considerar inactivos ("dormidos") a todos los volcanes de la Cordillera de las Cascadas en el oeste de Canadá y EEUU. No obstante, son varios los volcanes de esta franja con erupciones históricas y entre ellos se encontraba el St. Helens del que consta su actividad entre 1831 y 1857. La vigilancia de este volcán, hasta su reciente erupción en 1980, se reducía prácticamente a una estación sísmica y observaciones periódicas de investigación. La gran explosión que tuvo consecuencias catastróficas, no fue prevista instrumentalmente. El precursor de la erupción de 1980 fue un terremoto de magnitud 4, seguido de enjambres, cinco días antes de los primeros síntomas eruptivos (explosiones freáticas).

* Aspectos destacados (erupción de 1980-1981):

- Desplome de un domo, con posible incidencia de procesos freatomagmáticos y deslizamiento de ladera que generaron una explosión dirigida y la consiguiente avalancha que alcanzó velocidades punta de 400 km/h.

- La columna eruptiva alcanzó 20 km de altura.
- Sucesivamente se han ido formando y destruyendo domos en el cráter.
- Las pomez posteriores a la explosión inicial contienen augita y parecen proceder de zonas de la cámara más profundas y menos ricas en agua.
- El volumen de magma arrojado en la gran explosión se calcula en 0.2 km^3.
- La avalancha de 23 km^3 de roca fluidizada arrasó en pocos minutos 600 km^2 y produjo 60 víctimas.
- El estudio detallado de los mecanismos eruptivos de St. Helens ha supuesto un gran progreso en la investigación volcanológica, especialmente en cuanto se refiere a los episodios explosivos violentos.

* Referencia: Lipman y Mullineaux (1981); Swanson et al. (1983).

Galung gung (Java, 2168 m)

Tras una gran erupción, hace miles de años, este volcán ha tenido otras en épocas históricas de mediana importancia; la más grave, en 1822, causó 4000 víctimas. Tras una breve crisis en 1918, el volcán parecía "dormido". Se trata de un estratovolcán constituido por materiales lávicos basálticos y andesíticos, aunque en sus erupciones históricas y prehistóricas han predominado las avalanchas, lahares y nubes ardientes. Los lahares en Indonesia suelen desencadenarse dentro de las dos horas siguientes a copiosas lluvias. Desde 1950 el volcán estaba siendo vigilado periódicamente con equipos sísmicos portátiles. En la erupción de 1982-1983 no hubo precursores detectados instrumentalmente, salvo un temblor y pequeñas explosiones poco antes de la violenta erupción.

* Aspectos destacados (erupción de 1982-1983):

- La mayor parte del material eyectado procedía de la destrucción del domo formado en la erupción de 1918.
- En una primera fase se generaron columnas eruptivas de gas y cenizas que alcanzaron 12 km de altura. Se formaron nubes ardientes, caída de cenizas incandescentes y lahares.
- La segunda fase fue más enérgica y tuvo carácter vulcaniano, con emisión mayoritaria de material juvenil. Terminó con emisiones estrombolianas.
- El volumen de piroclastos (sin compactar) emitidos superó los 300 millones de m^3.
- Se observaron variaciones irregulares en la composición magmática (siempre básica) a lo largo de la erupción, aunque los productos finales fueron más fluidos.
- Los daños, sin víctimas humanas, afectaron directamente a medio millón de personas, obligando a la brusca evacuación de 40000, cifra que después se elevó a 80000.
- Por su larga duración se trata de una erupción atípica. Esta larga duración ha hecho que sea la primera erupción estudiada instrumentalmente en Indonesia.

* Referencia: Sundrajat y Tilling (1984).

- Ha sido también el primer caso en que se convocó una conferencia científica internacional para estudiar la evolución del proceso eruptivo, preparar un plan de mitigación de riesgo y aclarar los rumores catastrofistas.

Krakatoa (Estrecho de Sonda)

En la isla de Krakatoa se conocían erupciones desde 1680. La isla fue casi totalmente destruida en la erupción de 1883 formándose una caldera en cuyo interior ha ido creciendo desde 1927 el Anak Krakatoa. La elevada sismicidad de la zona, enmascaraba en aquella época todo síntoma precursor de esta naturaleza. Sin embargo, la gran explosión ocurrió tras casi tres meses de pequeñas explosiones con emisión de cenizas.

* Aspectos destacados (erupción de 1883):

- Las primeras explosiones violentas elevaron una columna eruptiva de 40 km cuyas cenizas giraron varios años en torno a la Tierra.
- Se formó una caldera de 7 km de diámetro, desapareciendo los dos tercios de la isla.
- La explosión desencadenó un maremoto con olas de 30 m de altura. En las costas próximas perecieron 35000 personas.
- La explosión debió tener un origen freatomagmático, por lo que su estudio con los actuales modelos es del mayor interés para conocer los efectos de la interacción agua/magma en procesos eruptivos.

* Referencia: Simkim y Fiske (1983).

Mont Pelé (Martinica, 1397 m)

El Mont Pelé se ha levantado en tres fases volcánicas. La primera, eminentemente lávica, ocurrió hace unos 300000 años. Cien mil años después se inicia la segunda fase que ya tiene carácter explosivo y que termina, tras varias erupciones, hace unos 25000 años. La tercera etapa, típicamente explosiva, ocupa los últimos 13500 años en los que se han identificado veinticuatro erupciones, dos de ellas históricas (1902 y 1929).

Como precursores de la erupción de 1902 aparecieron fumarolas en la zona desde 3 años antes. La gran explosión que produjo la devastadora nube ardiente, se produjo días después de haberse iniciado la erupción con explosiones de menor intensidad, lahares destructivos, lluvia de cenizas y temblores sentidos en toda la isla.

* Aspectos destacados (erupción de 1902):

- Colapso de columna eruptiva con generación de oleadas piroclásticas que alcanzaron velocidades de 100 m/s.
- Formación de una aguja que alcanzó 260 m de altura.

* Referencia: Lacroix (1904), Boudon y Gourgand (1989)

- Aparentemente, no se tomaron las medidas adecuadas de evacuación que hubiesen permitido mitigar la catástrofe.
- La erupción destruyó la ciudad de S. Pierre, pereciendo la casi totalidad de sus habitantes (unas 28000 víctimas).
- La posibilidad de que se repitiese esta crisis en la vecina isla de Guadalupe (año 1976) provocó graves problemas y enfrentamientos entre científicos.

Usu (Hokkaido, 725 m)

Constituye un importante complejo volcánico en el borde del lago-caldera Toya, cuyas primeras erupciones se remontan al final del Pleistoceno. La última erupción formó el famoso domo de Showa-Shinzan, durante la Segunda Guerra Mundial, entre 1943 y 1945. Las erupciones típicas son violentamente explosivas -Plineanas- con formación y destrucción de domos, oleadas piroclásticas y pómez de caída que se han sucedido cada 30-50 años en épocas históricas. Coladas de andesitas y basaltos toleíticos predominaron en las etapas iniciales, durante el Holoceno. El precursor de la erupción de 1977 fue un enjambre sísmico 30 horas antes (aunque en otras erupciones la precesión ha sido de 3-10 días). La frecuencia sísmica excedió los 100 eventos/hora. Tras la erupción se han acentuado las medidas de vigilancia, que hasta entonces no eran suficientes.

* Aspectos destacados (erupción de 1977):

- En la cima del volcán se sucedieron cuatro grandes explosiones, dos moderadas y varias de menor intensidad. Las columnas eruptivas alcanzaron más de 9 kilómetros.
- El volumen total de piroclastos emitidos fue de 8.3×10^{13} cm^3.
- Los daños en la agricultura y bosques próximos fueron considerables, pero sin víctimas humanas. Se evacuaron 7000 residentes y 20000 turistas.
- En esta erupción comenzó a seguirse minuciosamente el desarrollo de las columnas eruptivas.

* Referencia: Katsui et al. (1978).

NOTA: En marzo del año 2000 se inició un proceso eruptivo similar al de 1977.

Nevado del Ruiz (Andes Colombianos, 5389 m)

El Nevado del Ruiz es un gran estratovolcán que tiene su base a unos 4200 m. Su primera erupción histórica se remonta a 1595, aunque la mayor ocurrió en 1845 y fue una de las más catastróficas de Suramérica con lahares que produjeron un millar de víctimas. El precursor de la erupción de 1985 fue una moderada sismicidad y actividad explosiva, desde varios meses antes de la fusión masiva de hielo y formación de grandes lahares, habiéndose formado otro lahar de 27 km dos meses antes. También una ligera deformación del terreno fue detectada instrumentalmente días antes. Asimismo, aumentó la sismicidad 7 días antes, pero no en la víspera de la crisis. Los sistemas de vigilancia estaban siendo mejorados cuando sucedió esta

catástrofe, aunque ya existía un mapa de riesgo que reflejaba el gran peligro de una erupción si se provocaban lahares.

* Aspectos destacados (erupción de 1985):

- Se inició la lluvia de cenizas horas antes de que se desencadenase el lahar.
- La columna eruptiva alcanzó 8 km de altura.
- Los lahares descendieron por once valles con velocidades de 30-35 km/h.
- Posiblemente se emitieron algunas coladas piroclásticas.
- El lahar que alcanzó la villa de Armero, produjo ente 20000 y 25000 víctimas.
- Esta erupción puede considerarse típica por sus catastróficos efectos indirectos y documenta la necesidad de tenerlos previstos y actuar con celeridad para mitigarlos.

* Referencia: Williams (1990).

Lago Nyos (Camerún, 1214 m)

En el extremo noroeste de la "Línea volcánica de Camerún" se localiza este Lago de 1400 x 900 m y una profundidad máxima de 220 m. El volcán más activo en esta alineación es el Mt. Camerún que se encuentra a 275 km al SSO de Nyos. En otro lago de esta zona de rift -el Lago Monocum- las emanaciones de gas provocaron la muerte de 37 personas en 1984. No se conocen precursores de la erupción de 1986, aunque posiblemente hubo cambios en la temperatura y coloración de las aguas del lago. Tampoco se observaron burbujas en el lago antes del fenómeno, aunque si un ligero aumento de su nivel.

* Aspectos destacados (erupción de 1986):

- Debió formarse una nube de gas tóxico (con CNH y CO) sobre el lago- por emanaciones desde su fondo- y luego esta nube se desplomó deslizándose por valles.
- La nube alcanzó gran velocidad en algunos puntos, arrasando plantaciones de maíz y bananas.
- El nivel del lago disminuyó tras el fenómeno.
- No se ha reconocido emisión de magma.
- Se trata de un extraño fenómeno de origen magmático al que es difícil dar el rango de erupción por los estudios hasta ahora realizados.

* Referencia: Le Guern y Sigvaldason (1990).

Teneguía (La Palma, I. Canarias, 300 m)

Entre el 26 de octubre y el 18 de noviembre de 1971 se desarrolló la erupción del volcán Teneguía, localizado en el extremo sur de la isla de La Palma, en el Archipiélago Canario. La erupción fue precedida, durante varios días, por ligeros temblores sísmicos. La anterior

erupción en las Islas Canarias -volcán de S. Antonio, año 1949- pertenece a la misma cadena de volcanes cuaternarios que se extiende desde las regiones centrales de la isla de La Palma a su punta meridional.

La actividad efusiva fue precedida por movimientos sísmicos continuos en los días anteriores a la erupción, que se inició con la apertura de una grieta de 200 m de longitud que expulsó inmediatamente lavas y piroclastos. Se formó un cono principal que alcanzó los 130 metros de altura, mientras que las lavas alcanzaron con facilidad la cercana línea de costa, ganando terreno al mar. El volumen lávico arrojado se evalúa en unos 0.04 Km^3.

Como rasgos singulares de la erupción destacan la formación y desplome de un domo exógeno, así como el cambio de quimismo experimentado por las lavas, siempre basálticas, que en la etapa final fueron más fluidas. La emisión de gases y piroclastos por las bocas principales fue prácticamente un continuo chorro a gran presión, generalmente vertical, pero a veces con algunos grados de inclinación que, como la llamarada de un gran soplete, alcanzaba los 200 m de altura.

La actividad fumaroliana se prolongó con cierta intensidad durante varios meses, siendo en la actualidad muy escasa. En general, los daños producidos por la erupción fueron mínimos y atrajo en cambio una fuerte corriente turística que pudo contemplar el singular espectáculo.

* Referencia: Araña y Fuster (1974).

Pinatubo (Filipinas, 1745 m)

El Pinatubo, tras 600 años de relativa inactividad (hay importantes manifestaciones geotérmicas en su entorno), "despertó" a primeros de abril de 1991. Las primeras explosiones fuertemente violentas ocurrieron los días 12, 14 y 15 de Junio, siendo estas últimas catastróficas. La columna eruptiva se elevó a unos 30 kilómetros de altura, cubriéndose de piroclastos una extensa área en torno al volcán y provocando el hundimiento de numerosos tejados en la población de Los Ángeles a 25 km del volcán.

Las coladas piroclásticas alcanzaron distancias superiores a los 20 kilómetros siguiendo valles, cuyos cauces rellenaron con depósitos de hasta 100 m de potencia. El volumen de material fragmentario arrojado en esta erupción se estima en 2 km^3, que es uno de los mayores del volcanismo histórico. Es dificil calcular el número de víctimas, que pudo ser elevadísimo si no se hubiese evacuado a unas 200000 personas antes del 14 de Junio. Parece que la mayoría de las muertes se producen con posterioridad a los paroxismos eruptivos y como consecuencia de los lahares y avalanchas de lodo provocadas por las lluvias. Como consecuencia de esta erupción se procedió a la evacuación de la Base Clark de los EE.UU, la base militar americana más importante fuera del territorio USA, cubierta por piroclastos de caída.

El progreso de la Volcanología en Filipinas atenuó sin duda las consecuencias de esta

* Referencia: Bull. Global Volcanism Network. Smithshonian Inst. 1991.

erupción, ya que se estableció una vigilancia adecuada de la crisis desde primeros de abril, definiéndose claramente las zonas de riesgo y realizando con tiempo la evacuación. Sin embargo, continúan sin resolverse los graves problemas que ocasionan las evacuaciones masivas y tampoco existen medidas planificadas para reducir eficazmente los efectos de los lahares post-eruptivos que sobrevienen al llegar la estación lluviosa.

Unzen (Japón, 1300 m)

El Unzen ya estaba en la lista de los volcanes catastróficos por su erupción en el año 1792 que causó 15000 víctimas. En noviembre de 1990 se detectaron los primeros síntomas pre-eruptivos que culminaron seis meses más tarde con avalanchas y coladas piroclásticas. Uno de estos flujos piroclásticos, el día 3 de junio de 1991, sesgó las vidas de cuarenta personas, entre las que se encontraban Maurice y Katia Kraft, prestigiosos volcanólogos cuya pérdida es por sí sola una gran catástrofe para la ciencia volcanológica. Las coladas piroclásticas fueron frecuentes hasta el año 1995, aunque en 1996 todavía arrojaba algunas asociadas a colapso de domo.

Las autoridades y los volcanólogos japoneses, con gran experiencia en el tema, tomaron todas las medidas pertinentes desde que se detectaron los primeros síntomas: se limpiaron los sabo (represas para "filtrar" los lahares y avalanchas), se instalaron sensores para detectar el desencadenamiento de avalanchas y se actualizaron los planes de emergencia. A partir del mes de mayo se dispararon las señales de alerta, iniciándose la evacuación de la población con alto riesgo de avalanchas. El 24 de mayo se registró la primera colada piroclástica, por lo que se aconsejaron nuevas áreas de evacuación y se establecieron los límites de seguridad para zonas de alto riesgo. No obstante, la penetración en la zona de alto riesgo no fue drásticamente prohibida hasta que se produjo la catastrófica colada piroclástica del 3 de junio, cuya enorme violencia no podía, lógicamente, predecirse. La vecina ciudad de Fuke fue declarada "Área de auto-evacuación", recomendándose a los residentes que la abandonasen, aunque sin forzarlos a ello. Tras varios meses de erupciones y debido a la prolongada evacuación, se ha paralizado la economía local, provocando un desastre que difícilmente se podrá mitigar mientras dure la crisis.

- Referencia: Bull. Global Volcanism Network. Smitshonian Inst. 1996.

Rabaul (Papua-Nueva Guinea, 688 m)

La caldera de Rabaul se caracterizaba por un continuo levantamiento del terreno que se estaba observando desde 1973 y que culminó en una crisis de sismicidad y elevación del terreno entre 1983 y 1985. Estos bradisismos, como los de Campos Flegreos por la misma época, se atribuyeron al desarrollo de una inminente erupción que no llegó a producirse, pues las fuertes anomalías desaparecieron o se atenuaron. Estas deformaciones continuaron y también se detectaron localmente en la campaña geodésica que se completó el 15 de septiembre de 1994. Cuatro días más tarde, dos volcanes (Vulcan y Tavurvur), situados en los bordes opuestos de la caldera de Rabaul, entraron en erupción arrojando cenizas que alcanzaron 18 km de altura.

En agosto de 1994 se había duplicado el número de sismos registrados en meses anteriores, variando también la frecuencia. La mayoría de estos sismos en enjambres se concentró en dos o tres días. En septiembre, sólo 27 horas de sismicidad inusual precedieron a la erupción que cubrió la ciudad de Rabaul con una capa de 20-25 cm de ceniza. La columna eruptiva se mantuvo un par de días, siendo la erupción muy similar a la última acaecida en la zona, el año 1937, que provocó más de 500 víctimas. En la noche del 18-19 de septiembre, 30000 personas evacuaron la ciudad durante el período de fuerte sismicidad. El número de evacuados el día 23 alcanzó la cifra de 53000, prácticamente sin víctimas debido a una buena planificación de Protección Civil, ya conocida y asimilada por la población.

* Referencia: Bull. Global Volcanism Network. Smitshonian Inst. Vol. 19, n 8, Ag. 1994.

Soufriere Hills (Montserrat, 942 m)

Unas pequeñas erupciones freáticas anunciaron a mediados de Julio de 1995 que el volcán Soufriere Hills, en la pequeña isla caribeña de Montserrat, se despertaba tras centenares de años inactivo (ninguna erupción en época histórica). En la isla no había equipamiento para vigilar la actividad volcánica, aunque fue rápidamente instalado detectándose un notable incremento de la sismicidad y de la emisión de vapor, acompañando a la formación de un domo que rápidamente alcanzó grandes proporciones. Del centro eruptivo surgieron nubes de cenizas y pequeñas coladas piroclásticas, inicialmente asociadas a desplomes parciales del domo.

Las coladas piroclásticas y la caída de cenizas obligó a la evacuación del entorno del volcán que se inició a primeros de abril de 1996, afectando a unas 5000 personas, la mitad de la población de la isla, cuyo abandono en masa llegó a planearse. En julio de 1998, tras tres años de crisis, los científicos consideraron que el volcán había entrado en un período de reposo, asegurado con un 95% de probabilidad, al menos por seis meses. La zona de alto riesgo fue reducida, aunque es de esperar que las secuencias explosivas y los colapsos del domo continúen durante varios años.

* Referencia: Bull. Global Volc. Network. Smitshonian Inst. Vols. 20, 21, 22, 23. 1995-1998.

Victimas humanas del volcanismo entre 1600 y 2000

Causas Primarias	1600-1899	1900-2000
Coladas lávicas	900	100
Piroclastos y avalanchas	26200	40.000
Gases (en lagos cratéricos)	8300	1900
Lahares	43600	28500
Tsunamis	15100	400
Otros o desconocidos	92100	2200
Epidemias y posterupción		3200
TOTAL VICTIMAS	186.200	76.200

- Tambora (Indonesia, 1815)	12000 v. (Coladas piroclásticas)
	80000 v. (Posterupción)
- Krakatoa (Indonesia, 1883)	36420 v. (Tsunami)
- Mont Pelée (Martinica, 1902)	29000 v. (Coladas piroclásticas)
- Santa María (Guatemala, 1902)	6000 v. (Coladas piroclásticas)
- Kelut (Indonesia, 1919)	5000 v. (Lahar)
- Chichón (México, 1982)	> 2000 v. (Coladas piroclásticas)
- Nevado del Ruiz (Colombia, 1985)	> 22000 v. (Lahar)

(Blong (1984), Tilling (1989), Bull Global Volc. Network 1980-2000)

BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA, V.; FUSTER, J.M. (1974). *La erupción del Volcán Teneguía, La Palma, Islas Canarias*. Estudios Geól., Vol. Teneguía: 15-18
- BARBERI, F.; VILARI, L. (Editores) (1984). *Mount Etna and its 1983 eruption*. Bull. Volcanol., Special issue: 877-1177
- BLONG, R.J. (1984). *Volcanic Hazards. A sourcebook on the effects of eruptions*. Academic Press, Orlando: 424 pp.
- BOUDON, G.; GOURGGAND, A. (Editores) (1989). *Mount Pelée*. J. Volcanol. Geotherm. Res, **38**. Special issue
- CHESTER, D.; DUNCAN, A.; GUEST, J.; KILBIRN, C. (1985). *Mount Etna: The Anatomy of a Volcano*. Stranford Univ. Press: 404 pp.
- DECKER, R.; WRIGHT, T.; STAUFFER, P.H. (Editores) (1987). *Volcanism in Hawaii*. USGS Professional Paper, **1350:** 1667 pp.
- FEDOTOV, S.; CHIRKOV, M.; GUSER, N.; KOVALES, G.; SLEZIN, B. (1980). *The large fissure eruption in the region of Plosky Tolbachik volcano in Kamchatka, 1975-1976*. Nauka, Moscu: 255 pp.
- FEDOTOV, S.; MARKHININ, K. (Editores) (1983). *The great Tolbachik fissure eruption: Geological and Geophysical data: 1975-1976*. Cambridge Univ. Press: 341 pp.
- KATSUI et al. (1978). *Preliminary Report of the 1977 eruption of Usu volcano*. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., **18**: 385-408
- LACROIX, A. (1904). *La montagne Pelée et ses eruptions*. Masson, Paris : 622 pp.
- LE GUERN, F.; SIGVALDASON, G.E. (Editores) (1990). *The Lake Nyos event*. J. Volcanol. Geotherm. Res.,**42**. Special issue
- LIPMAN, P.; MULLINEAUX, D. (Editores) (1981). *The 1980 eruption of Mt. St. Helens, Washington*. U.S.G.S. Professional Paper, **1250**: 844 pp.
- ROMANO, R. (Editor) (1982). *Mount Etna volcano: A review of recent Earth Sciences Studies*. Mem. Soc. Geol. Italiana, **23**: 205 pp.
- SIMKIN, T.; FISKE, R. (1983). *Krakatau 1883: The volcanic eruption and its effects*. Smithsonian Inst. Press, Washington: 464 pp.
- SUNDRAJAT, A.; TILLING, R. (1984). *Volcanic hazards in Indonesia: The 1982-1983 eruption of Galun-gung*. Episodes, **7**: 13-19

- SWANSON, D.A.; CASADEVALL, T.S.; DZURISIN, D.; MALONE, S.D.; NEWHALL, C.G.; WEAVER, C.S. (1983). *Predicting eruptions at Mount St Helen, June 1980 through December 1982*. Science, **221**: 1369-1376
- SWANSON, D.; DUFFIELD, W.; JACKSON, D.; PETERSON, D. (1979). *Chronological narrative of the 1969-71 Mauna Ulu eruption of Kilauea volcano, Hawaii*. Geol. Prof. Paper, **1056:** 55 p.
- TILLING, R.L. (1989). *Volcanic hazards and their mitigation progress and problems*. Rev. Geophysics, **27**: 277-269
- WILLIAMS, S.N. (Editor) (1990). *Nevado del Ruiz volcano, Colombia I, II*. Journ. Volcanol. Geotherm. Res, **41, 42**. Special issue

INTRODUCCIÓN A LA FÍSICA DE LAS ERUPCIONES

R. Ortiz

Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid.

ENERGÍA Y MAGNITUD DE UNA ERUPCIÓN

La introducción del concepto de magnitud de una erupción debe estar relacionada con la energía disipada durante la erupción pero también reflejar la explosividad de la misma. En una primera aproximación se puede introducir la magnitud a partir de la energía que se disipa durante la erupción. Esta energía W es mayoritariamente energía térmica (cuadro 1) y se puede evaluar directamente a partir de la masa m de magma que interviene, de la temperatura de emisión Te, de la temperatura ambiente Ta, el calor específico medio c y el calor de fusión L

$$W = m\,c\,(Te - Ta) + m\,L$$

En erupciones donde una parte importante del material se emite ya solidificado se deben considerar separadamente las distintas fracciones de material.

Cuadro 1. Distribución de la energía liberada durante la erupción del St. Helens (Decker y Decker, 1981)

Fecha 1980	Tipo de energía	Energía julios
20/3 a 18/5	sísmica	1.8×10^{13}
20/3 a 18/5	deformación	2×10^{16}
27/3 a 14/5	explosiones (térmica)	1×10^{14}
18/5	avalancha (gravitatoria)	5×10^{16}
18/5	avalancha (térmica)	2×10^{17}
18/5	térmica (depósitos explosión)	2×10^{17}
18/5	hidrotérmica	1×10^{17}
18/5	explosión (mecánica)	3×10^{16}
18/5	nube de cenizas (térmica)	8.3×10^{17}
18/5	oleadas piroclásticas (térmica)	3.3×10^{17}
25/5 a 29/10	térmica (todos los procesos)	1.7×10^{17}

La gran imprecisión con la que pueden evaluarse los volúmenes emitidos durante la erupción, permite que se puedan adoptar valores medios para el calor específico y el calor de cambio de estado (cuadro 2).

Cuadro 2. Propiedades térmicas medias de los materiales emitidos

calor específico	c	0.25 cal/g°C
calor de fusión	L	50 cal/g
densidad	ρ	2.5-3 g/cm^3

En muchos casos, dada la simplicidad de la transformación de masa a energía y la dificultad en conocer la densidad media de todos los materiales emitidos en erupciones explosivas, muchos autores prefieren cuantificar la erupción simplemente con el volumen emitido. Por paralelismo con la cuantificación de los terremotos, donde el concepto de magnitud está universalmente admitido, se introduce la magnitud de una erupción mediante una expresión logarítmica del tipo

$$M = \log V + C$$

donde V es el volumen emitido y C es una constante que varía con el tipo de erupción. Algunos autores (Hedervari, 1963) introducen una nueva constante, en la forma

$$M = D(\log V + C)$$

utilizada así para poder comparar mejor distintos tipos de erupción. En erupciones donde predominan las lavas y elevadas temperaturas de emisión (>1000 °C)

$$M = 0.60\,(\log V + 6.08)$$

mientras que en erupciones donde predominan los fragmentos sólidos

$$M = 0.63\,(\log V + 4.95)$$

Es importante destacar que la introducción del concepto de magnitud en forma de logaritmo de una energía, permite utilizar modelos estadísticos de un modo semejante al seguido en Sismología. Sin embargo, estas magnitudes no reflejan exactamente la importancia de una erupción, especialmente cuando se trata de volcanismo explosivo (figuras 1 y 2). La solución de variar las constantes de la fórmula de magnitudes hace imposible comparar magnitudes asignadas por distintos grupos. La escala más extendida es el índice de explosividad **VEI** (Newhall y Self, 1982) donde interviene el volumen de material emitido y la altura alcanzada por la columna de piroclastos (cuadro 3). La explosividad de un magma está directamente relacionada con la cantidad de gas disponible, por ello la presencia de agua, en determinadas condiciones aumenta la explosividad dando origen a distintos procesos hidromagmáticos, que pueden desembocar en grandes erupciones freatomagmáticas (Wohletz y Sheridan, 1979; Wohletz y Mcqueen, 1984).

Cuadro 3: Índice de Explosividad Volcánica VEI (Newhall y Self, 1982)

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción	no explosiva	pequeña	moderada	media	grande	muy grande	severa	violenta	Terrible
Tipo erupción	Hawaiana	Stromboliana		Vulcaniana		Plineana		Ultra Plineana	
Volumen (m^3)	$< 10^4$	$<10^6$	$<10^7$	$<10^8$	$<10^9$	$<10^{10}$	$<10^{11}$	$<10^{12}$	
Columna (Km)	<.1	.1-1	1-5	3-15	10-25	>25	.....		
Duración (horas) (solo fase explosiva)	<1		1-6		6-12		>12		
Troposférica	mínima	pequeña	media			grande	.....		
Estratosférica	no	no	no	posible	siempre	significativa	.....		

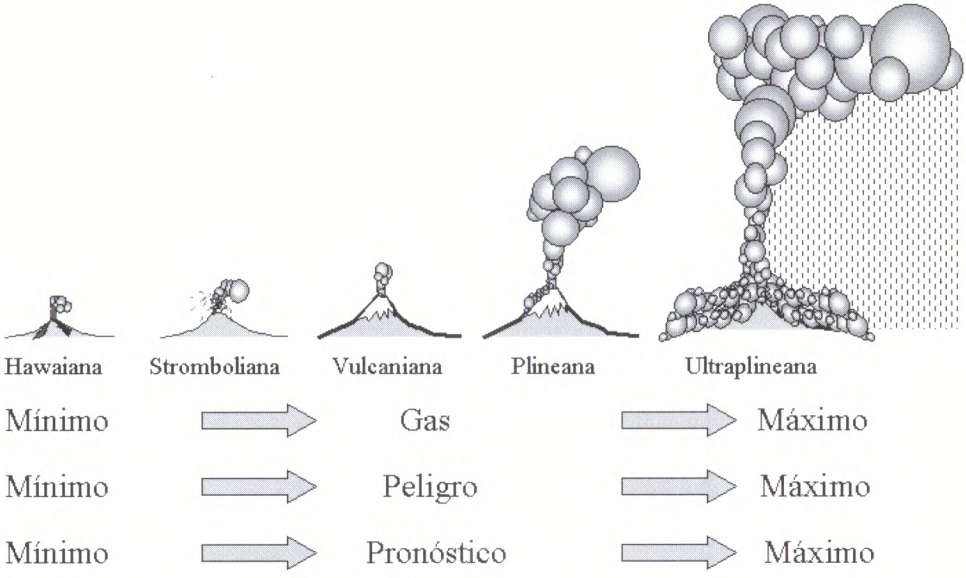


Figura 1. La cantidad de magma que interviene, el ritmo de emisión y el contenido en gas, determinan el mecanismo eruptivo. La peligrosidad de la erupción y la posibilidad de pronóstico es tanto mayor cuanto mayor sea la cantidad de magma que vaya a movilizarse en poco tiempo.

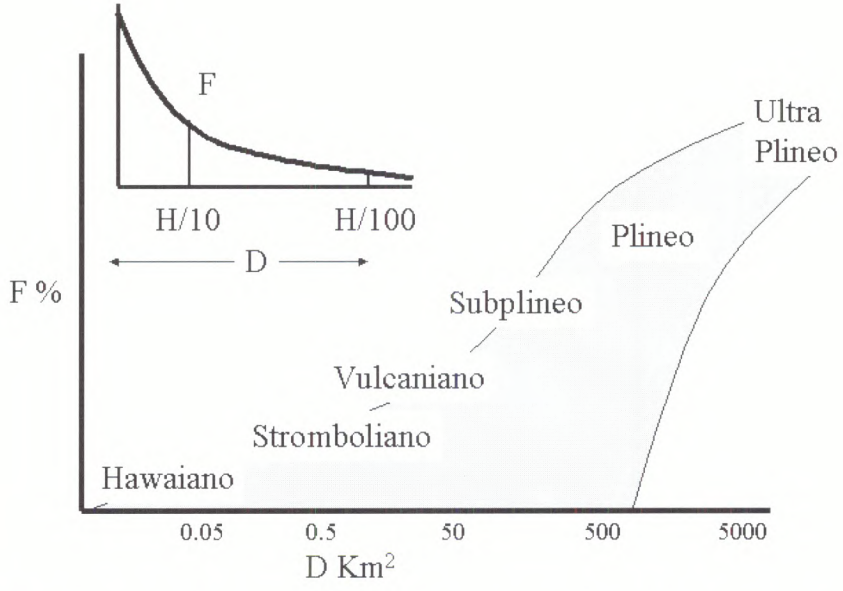


Figura 2. La clasificación de las erupciones se realiza en función del área cubierta contenida entre las isopacas correspondientes a 1/10 y 1/100 de la altura máxima (Walker, 1973 y 1981).

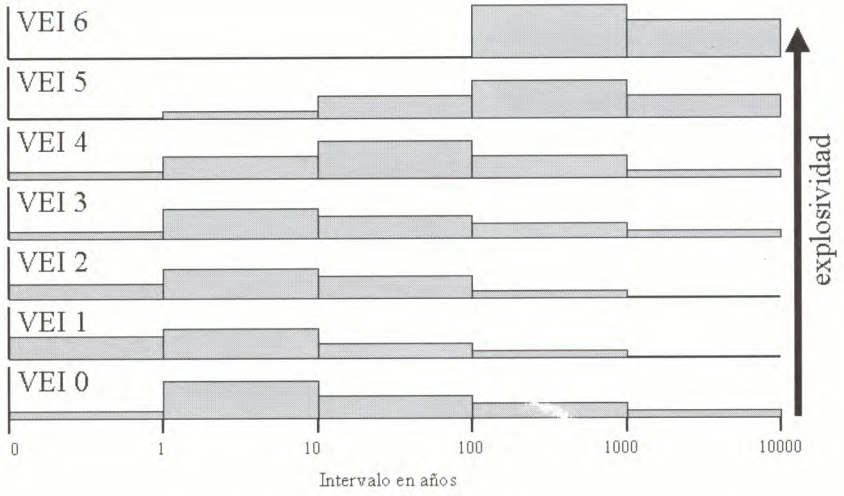


Figura 3. El intervalo entre erupciones aumenta con el índice de explosividad, así mientras los periodos de retorno para las erupciones de VEI menor que 4 es del orden de 10 años, para erupciones con VEI 5 ó 6 está entre 100 y 1000 años (Simkim y Siebert, 1994)

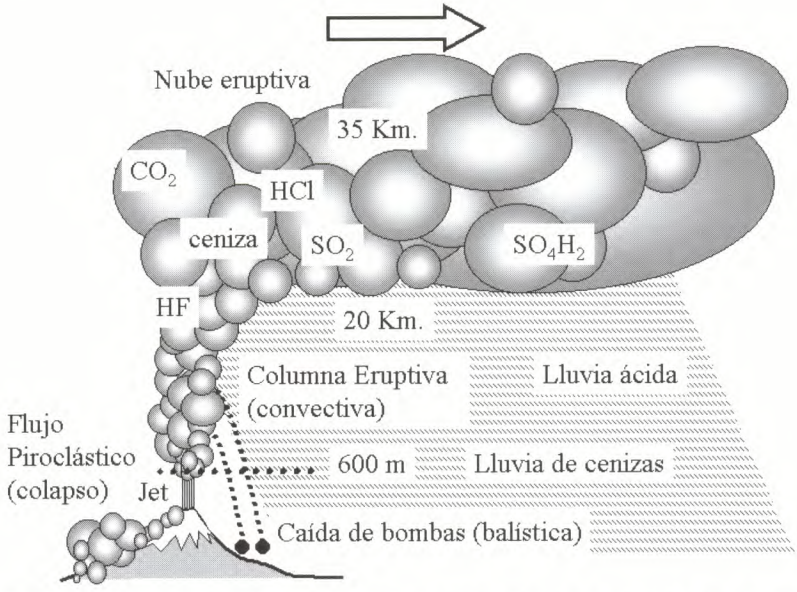


Figura 4. La columna eruptiva es la característica más representativa de una erupción explosiva. Esta columna está formada por una mezcla de cenizas y gases que ascienden adiabáticamente. Los flujos piroclásticos corresponden a colapsos de la columna al fallar su capacidad ascensional. Los fragmentos más pesados son proyectados balísticamente (bombas). Las partículas más finas se dispersan en la atmósfera, cayendo en forma de lluvia de cenizas a grandes distancias del volcán. Los gases pueden permanecer mucho tiempo en la estratosfera.

PROYECCIÓN BALÍSTICA

La proyección de fragmentos en una erupción en primera aproximación responde al modelo elemental del tiro parabólico en el que sólo interviene la gravedad g, el ángulo de tiro α y la velocidad inicial Vo (Araña y Ortiz, 1984)

$$r = \frac{V_o^2 \, sen(2\alpha)}{g}$$

$$h = \frac{1}{2} \frac{V_o^2 \, sen^2(\alpha)}{g}$$

siendo r el alcance máximo horizontal y h la altura alcanzada. La energía viene dada en función de la velocidad inicial o del alcance máximo por

$$E = \frac{1}{2} m V_o^2 = \frac{1}{2} m \, g \, r$$

Cuando la velocidad de proyección de los fragmentos es elevada o bien cuando la densidad de éstos es pequeña, no es posible despreciar la influencia del aire en el movimiento de la bomba. En tal caso (figura 5), la velocidad de la bomba responde a la ecuación diferencial vectorial del movimiento de la bomba (Steynberg y Babenco, 1978)

$$m \frac{\overrightarrow{dV}}{dt} = - \rho \frac{C \, S \, V^2}{2} \frac{\overrightarrow{V}}{|V|} - m \left(1 - \frac{\rho}{\rho_r} \right) \overrightarrow{g}$$

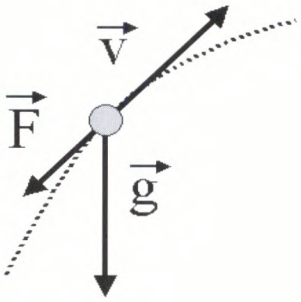


Figura 5. El estudio del movimiento de una bomba debe tener en cuenta el efecto de frenado por el aire. Para ello, hay que considerar la ecuación diferencial que relaciona el vector velocidad $\vec{V}$ con la gravedad $\vec{g}$ y el frenado $\vec{F}$ producido por el aire. $\vec{F}$ es un vector opuesto a la velocidad.

en función de la densidad del aire ρ y de las características del proyectil: ρ_r densidad, S sección y masa m. C es un coeficiente de rozamiento función de la forma del proyectil y de las propiedades del aire, en condiciones normales (20ºC, 1 atmósfera) se admite 0.65 para velocidades subsónicas y 1.25 a velocidades supersónicas. En el último término aparece el cociente de densidades, aire/proyectil, que tiene mucha importancia en materiales muy

vacuolares. El ángulo bajo el que son proyectados los fragmentos está condicionado por la geometría del conducto de salida que actúa a modo de diafragma

$$\alpha = atan\left(\frac{a}{2\,h}\right)$$

donde a es la anchura del conducto y h la profundidad desde donde se produce la proyección. Cuando se realiza el estudio de una explosión mediante un registro fotográfico se debe tener presente que las trayectorias están vistas proyectadas sobre un plano y debe reconstruirse la trayectoria original, bien estudiando las trazas individuales de la imagen de cada fragmento obtenida mediante varias cámaras sincronizadas o mediante un modelo estadístico que considere el conjunto de la proyección.

VELOCIDAD DEL SONIDO

La velocidad del sonido es la velocidad con la que se propaga una onda de presión en un medio. La velocidad del sonido c en los líquidos y los gases es

$$c = \sqrt{\frac{K}{\rho}}$$

donde K es el módulo de compresibilidad y ρ la densidad del medio no perturbado. El proceso de deformación del líquido o gas, al propagarse en ellos las ondas acústicas, puede considerarse adiabático. En este caso y para un gas ideal, la velocidad del sonido puede expresarse como

$$c = \sqrt{\frac{\gamma\,R\,T}{M}}$$

en función de la constante universal de los gases R, de la temperatura absoluta T y de las propiedades del gas: peso molecular M e índice adiabático γ. El índice adiabático γ se define como el cociente entre los calores específicos del gas a presión constante Cp y a volumen constante Cv. Esta expresión puede aplicarse en el caso de una mezcla de gases, para ello debe calcularse el peso molecular equivalente a la mezcla y el índice adiabático correspondiente. Para el aire se tiene

Peso molecular aire 29 Índice adiabático γ 1.4

Un caso frecuente en Volcanología es el de conocer la velocidad del sonido correspondiente al chorro de emisión en una erupción (Kieffer, 1984). Éste está formado por gas que arrastra partículas de tamaños muy variados siendo especialmente importantes las más pequeñas. Éstas, por su tamaño, están en equilibrio térmico con el gas en todo instante. Por ello se debe tener presente su capacidad calorífica en el cálculo de γ y modificar el peso molecular M. Si x es el contenido en peso de sólidos (pequeños) de capacidad calorífica C, se tiene

$$\gamma = \frac{C_p + x\,C}{C_v + x\,C}$$

$$M = M\,(\,1 + x\,)$$

Obsérvese que cuando aumenta el contenido x en sólidos la velocidad del sonido disminuye, ya que γ tiende a 1, mientras que el peso molecular continúa creciendo con x. En estos cálculos es útil recordar que Cp - Cv = 2 cal/ °K

La onda de choque es la propagación en un medio gaseoso, líquido o sólido, de una superficie en la cual se produce un aumento brusco de presión acompañado de un cambio de densidad, temperatura y velocidad de desplazamiento del medio. Esta superficie se denomina superficie de discontinuidad o frente de choque. Las ondas de choque surgen en las explosiones y en el movimiento de cuerpos a velocidades supersónicas. La velocidad de propagación de la onda de choque respecto del medio no perturbado es mayor que la velocidad del sonido en el mismo medio. En los cálculos se utiliza la velocidad referida a la velocidad del sonido en el medio (v/c) que se denomina número de Mach. Esta situación se presenta frecuentemente en el estudio de erupciones, ya que la elevada cantidad en fragmentos sólidos que arrastran los gases a la velocidad del sonido en la mezcla es más baja que la velocidad de emisión y en consecuencia aparecen frecuentemente fenómenos asociados a ondas de choque(Kieffer, 1981).

FLUIDIZACIÓN

Un flujo piroclástico se caracteriza por su movilidad. Ello es debido a que, aunque mayoritariamente se trate de un conjunto de partículas sólidas, éstas se comportan como un fluido. Este fenómeno se conoce como fluidización y se produce cuando un fluido interacciona con un conjunto de partículas sólidas bajo determinadas circunstancias. La velocidad a la que este fenómeno aparece se denomina *mínima velocidad de fluidización* U_{mf}. Según la velocidad sea menor o mayor que U_{mf} se está ante un flujo denso o un flujo diluido. La velocidad mínima de fluidización por gas de un lecho de partículas puede evaluarse mediante la relación empírica (Sparks, 1978; Wilson, 1980 y 1984)

$$\frac{1.75}{Q\,e^3}\left(\frac{d\,U_{mf}\,\rho_g}{\mu}\right)^2 + \frac{150\,(1-e)}{Q^2\,e^3}\,\frac{d\,U_{mf}\,\rho_g}{\mu} = \frac{d^3\,\rho_g\,(\,\rho_s - \rho_g\,)\,g}{\mu^2}$$

donde U_{mf} es la velocidad mínima de fluidización (cm/s), γ_s y γ_g las densidades de las partículas y del gas (g/cm^3), d es el diámetro medio de las partículas, Q la esfericidad (superficie de la esfera / superficie de la partícula, teniendo ambas el mismo volumen), e vacuidad por unidad de volumen a la velocidad mínima de fluidización, μ viscosidad del gas (poise = 0.1 Pa s) y g gravedad (cm/s^2). Teniendo presente la velocidad terminal de las partículas U_t, se tiene que la fluidización sólo se produce cuando la velocidad del gas cumple la condición $U_t > U > U_{mf}$. En un flujo piroclástico se encuentran partículas en tres regímenes distintos

Fase I $U_t < U$ Fase II $U_t > U > U_{mf}$ Fase III $U_{mf} > U$

Las fases I y II constituyen la matriz, en la cual flotan o caen las partículas de la fase III según su contraste de densidad con la matriz sea negativo o positivo.

COLUMNAS CONVECTIVAS

El desarrollo de la columna convectiva (figura 6) es consecuencia de la diferencia de temperaturas entre la atmósfera y los productos emitidos en la erupción. La columna se establece en base al ascenso del aire calentado en contacto con los materiales de la erupción. La columna será tanto más activa cuanto mayor y más rápida sea la transferencia de calor a la atmósfera. En consecuencia, las erupciones explosivas, donde el material está muy fragmentado son las que establecen columnas de mayores dimensiones. La columna continúa su ascenso en forma adiabática mientras su temperatura sea mayor que la del aire que la rodea. Esta diferencia de temperaturas se expresa en función de los gradientes térmicos de la atmósfera y adiabático. La altura máxima de la columna se determina en base a fórmulas empíricas establecidas para el estudio de las plumas industriales (Wilson et al., 1978; Fedotov, 1985; Carey y Sigurdsson, 1989). En todas ellas aparece la energía transferida a la atmósfera, junto con los gradientes térmicos de la atmósfera y adiabático

$$H = 31\left(1 - \frac{\gamma}{\Gamma}\right)^{-3/8} W^{1/4}$$

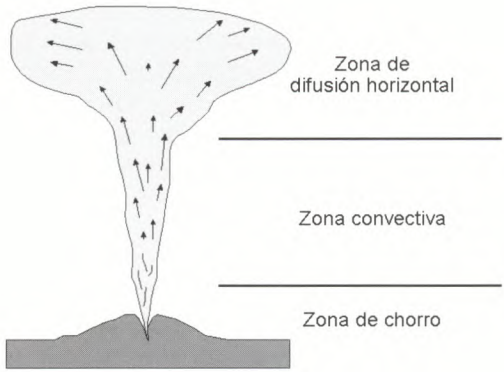


Figura 6. En la columna eruptiva se distinguen tres zonas en función del mecanismo de transporte predominante en cada una de ellas. Sobre la boca eruptiva los materiales salen proyectados unos pocos centenares de metros en función de la velocidad de descarga del sistema. Encima se encuentra la región convectiva que puede alcanzar varias decenas de kilómetros dependiendo de las características térmicas de la columna y de la atmósfera. Cuando se alcanza la altura de equilibrio adiabático, predominan los procesos de difusión horizontal.

donde H es la altura en km, γ y Γ son los gradientes térmicos de la atmósfera y adiabático (-9.8 ºC/km) y W la energía disipada en kilowatios. Esta fórmula puede expresarse en función del flujo de descarga Φ en m^3/s y de las temperaturas θ y θ_a de emisión y de la atmósfera, en la forma

$$H = 5.773\left(1 - \frac{\gamma}{\Gamma}\right)^{-3/8} \left(\rho\, c\, \Phi(\theta - \theta_a)\right)^{1/4}$$

donde ρ es la densidad de los productos emitidos y c su calor específico. En una atmósfera estándar γ es -6.2 ºC/km, pudiéndose calcular la altura de la columna mediante la fórmula práctica

$$H = 46\, W^{1/4}$$

donde H viene dada en km y W en Kw. En ocasiones, es preferible expresar la potencia disipada W en vatios

$$H = 8.2\, W^{1/4}$$

Para explosiones instantáneas H se expresa en función de la energía total Q en julios

$$H = 1.37\, Q^{1/4}$$

Para su aplicación a las erupciones efusivas, se considera sólo la energía correspondiente a la fracción de piroclastos y volátiles existente, interviniendo la longitud de fractura (Stothers et al., 1986)

$$H = 9.1 \left(\frac{W}{l} \right)^{1/3}$$

donde W es la potencia disipada en vatios y l la longitud de fractura en metros. La diferencia en el exponente es consecuencia de que aquí se trata de una aproximación en espacio de dos dimensiones frente al de tres dimensiones requerido por la fuente puntual. Modelos más elaborados de la dinámica de la columna eruptiva consideran las ecuaciones de conservación de la masa, el momento y la energía (Wilson y Walker, 1987, Woods, 1988). La capacidad de transporte de la columna está ligada a su velocidad de ascenso. La columna es capaz de arrastrar todas las partículas cuya velocidad límite de caída sea inferior a la velocidad de ascenso en cada punto. Las partículas ascienden hasta una altura en la que la velocidad de ascenso de la columna se iguala a la velocidad límite de caída. Además, hay que considerar que una fracción de las partículas son arrancadas de la columna a causa de la turbulencia existente en las zonas exteriores.

VELOCIDAD DE CAÍDA DE LOS FRAGMENTOS

Las partículas que abandonan la columna inician el proceso de caída, difundiéndose horizontalmente y siendo arrastradas por el viento. El tiempo de permanencia en la atmósfera está condicionado por la velocidad límite de caída. Para las partículas muy pequeñas que han sido arrastradas a grandes alturas, estos tiempos pueden ser extremadamente largos, permaneciendo incluso durante varios años en la estratosfera. La velocidad de caída está determinada por las ecuaciones que rigen la proyección balística de los fragmentos. Cuando el fragmento cae desde suficiente altura o bien por sus propiedades de forma, densidad y tamaño (cuadro 4), puede alcanzar la velocidad límite de caída, la función de frenado iguala a la aceleración gravitatoria del fragmento. Dada la gran variedad de tamaños y tipos de los fragmentos presentes en la erupción, no es posible establecer una formula de aplicación general. Para fragmentos de tamaño medio y grande, en los que sólo en raras ocasiones se alcanza, la velocidad límite se obtiene partiendo de la misma ecuación

diferencial que hemos visto en el movimiento balístico de una bomba. En el momento que la bomba alcanza su velocidad límite de caída, los vectores velocidad y gravedad tienen igual dirección, por lo que puede utilizarse la ecuación escalar

$$\rho \frac{C S V^2}{2} = m \left(1 - \frac{\rho}{\rho_r} \right) g$$

en función de las propiedades de la bomba y del aire. El problema radica en determinar la velocidad límite de caída de los pequeños fragmentos arrastrados a gran altura por las columnas eruptivas en régimen convectivo. Este caso tiene mucha importancia en la modelización de los depósitos piroclásticos de caída. Una fórmula ampliamente utilizada para calcular la velocidad de caída de las partículas es

$$V_c = \sqrt{\frac{8 r \rho_r g}{3 C \rho}}$$

Cuadro 4. Características de cenizas volcánicas

	Dimensión característica µm	Calor específico cal/g°C	Densidad g/cm^3
vidrio no vesiculado	< 125	0.25	2.30
Partículas	125 - 180	0.25	1.72
Partículas	> 180	0.25	1.15
Pumitas	0.43	3.60	15.30
Feldespatos	0.45	1.70	13.80
Vidrios	0.32	3.20	32.20

en función de la densidad del aire ρ y de las características de la partícula: ρ_r densidad y r radio. C es un coeficiente de rozamiento, que depende de la forma de la partícula (3.6 para pumitas). Debe tenerse presente que la densidad del aire varia con la altura por lo que deberá calcularse la velocidad de caída de las partículas a distintas alturas (Armienti et al., 1988). En general, los tamaños de las partículas se expresan en clase Φ, escala que se define como el logaritmo en base 2 del diámetro medio, en milímetros, de la partícula

$$\Phi = - \frac{\log(d)}{\log(2)}$$

El estudio de la caída de los piroclastos presenta una mayor dificultad en su realización, a pesar de que se introducen varias hipótesis simplificadoras. Se trata de modelar la distribución de los piroclastos de caída a partir de difusión y arrastre del viento de la columna eruptiva. Para ello se considera una atmósfera estratificada en la cual sólo hay

difusividad horizontal (Armienti et al., 1988). Las partículas caen con su velocidad límite que es función de las características de la atmósfera. El viento es horizontal, aunque puede variar de un punto a otro (especialmente en función de la altura).

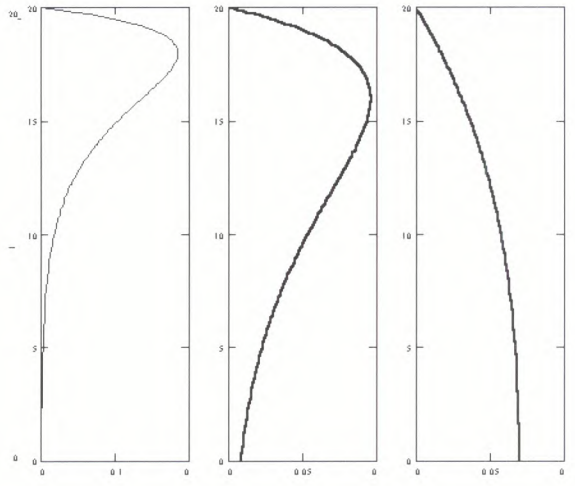


Figura 7. Las partículas ascienden en la columna hasta la altura en la cual la velocidad ascensional es inferior a la velocidad límite de caída. La distribución de densidad de partículas en la columna depende de sus características. La figura muestra la distribución de tres familias de partículas en una columna de 20 km de altura para valores del parámetro A de 10, 5 y 1.

La distribución de partículas en la columna eruptiva depende de la velocidad de caída límite de las partículas. Con estas restricciones el problema responde a la ecuación diferencial

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \Delta(u C) = \Delta^2(K C) + S$$

donde C es la concentración de partículas, t el tiempo, u la velocidad del viento, k la difusividad y S la función fuente. La columna se modeliza de acuerdo con

$$\rho(h) = Q \frac{A^2\left(1 - \frac{h}{H}\right) e^{A\left(\frac{h}{H} - 1\right)}}{H\left(1 - (1 + A) e^{-A}\right)}$$

expresión modificada de la propuesta por Suzuki (1983), donde *A* es un parámetro de forma que depende del tamaño de las partículas y de las características de la columna, *H* la altura máxima alcanzada y *h* la altura considerada (figura 7). El tiempo de vuelo de las partículas está limitado por su velocidad límite de caída que viene dada por

$$V_c = \sqrt{\frac{8 r \rho g}{3 D \rho_a}}$$

donde Vc es la velocidad límite, g la gravedad, r el radio de la partícula, D un factor de forma, ρ y ρ_a las densidades de la partícula y el aire respectivamente. La integración de esta ecuación diferencial para todos los tamaños de partículas presentes y limitando los tiempos de integración en función del tiempo que tardan en caer, permite obtener la distribución de

los piroclastos de caída. El modelo aporta como información complementaria la variación de la granulometría del depósito en función de los datos de la columna y de la atmósfera. Para la dispersión a gran distancia de los aerosoles se utilizan los programas estándar de seguimiento de partículas que disponen los organismos internacionales de Meteorología y que permiten realizar predicciones con varios días de anticipación (Crabtree y Kitchen, 1984).

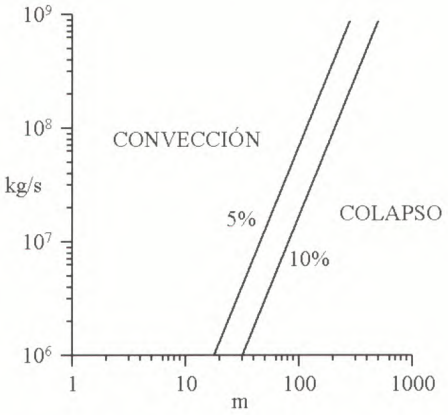


Figura 8. Zonas de convección (columna estable) y de colapso, evaluadas para un contenido en gas en el magma de 5% y 10% (Macedonio et al., 1990) en función del diámetro del conducto. Hay que tener en cuenta que el conducto de emisión crece por erosión en el curso de la erupción.

COLAPSO DE LA COLUMNA CONVECTIVA

La columna eruptiva, formada por piroclastos y gases, asciende mediante un mecanismo convectivo y mezclándose con el aire. Este proceso exige que la densidad de la columna se mantenga inferior a la del aire que la rodea. Si en un momento determinado esta condición no se cumple, la columna se desploma (Wilson y Walker, 1987; Woods, 1988). El colapso de la columna se produce por varias causas, como son variación en el contenido de gas, caída de la velocidad de salida (por pérdida de presión o bien por aumento en el tamaño del conducto), etc. Un método que permite evaluar la zona de colapso se basa en el análisis dimensional del modelo de columna de Wilson y Walker (1987) y Macedonio et al., (1990). Según este modelo la condición de colapso se alcanza cuando (figura 8)

$$m = K\, r_0^{5/2}$$

Donde m es la masa de magma emitida y r_o es el radio del conducto de emisión. La constante K depende mayoritariamente del contenido en gas del magma. Cuando una columna entra en el régimen de colapso continuo, la altura que alcanza viene dada por (Barberi et al., 1992)

$$H = \frac{m^2}{2\, g\, \alpha^2\, r^4 (\, \rho_c - \rho_a\,)}$$

que aparece en función de la masa de magma emitida m, del contenido en gas α, de las densidades de la columna ρ_c y del aire ρ_a, del radio r de la columna y de la gravedad g.

FLUJOS GRAVITACIONALES

El mecanismo eruptivo del flujo piroclástico originado en el colapso de la columna convectiva admite una modelización muy simple. Se admite que el movimiento del flujo es exclusivamente gravitacional con un factor disipativo constante. En esta aproximación se supone que todas las propiedades del flujo piroclástico (y del depósito correspondiente) son proporcionales a la energía que en cada punto posee el flujo. Esta energía se asocia a una energía potencial, como si el flujo se desplomara desde una determinada altura que se denomina altura de colapso, y que se disipa linealmente con la distancia de acuerdo con un factor que se asocia a un ángulo.

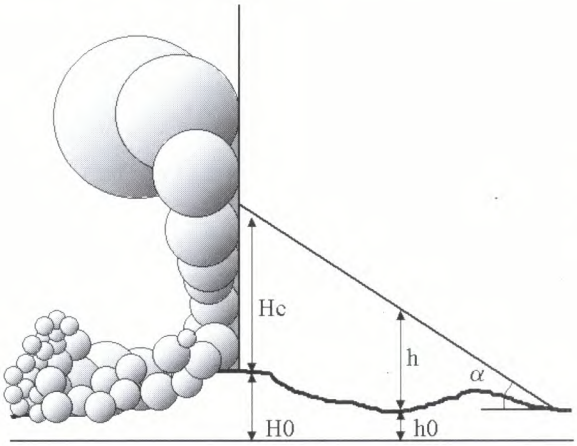


Figura 9. Modelo de línea de energía para el colapso de la columna eruptiva. Hc altura de colapso, H0 altura de centro de emisión, h0 altura topográfica, h altura del cono de energía sobre un punto.

Este modelo (figura 9) se conoce como modelo del *cono de energía* (Malin y Sheridan, 1982) y se expresa en la forma

$$E(r) = (H_0 + H_c - h_o) g - \tan(\alpha) r$$

donde r es la distancia al centro de emisión, H_0 la altura topográfica del centro de emisión, H_c la altura de colapso, h_0 la altura topográfica en el punto r considerado, g la gravedad y α el ángulo del cono. El ángulo del cono de energía está relacionado con la altura de colapso (es decir con la energía inicial del flujo). En base a una serie de erupciones tipo bien estudiadas (figura 10), se ha establecido la relación empírica entre la altura de colapso H_c y el ángulo α

$$h(\alpha) = 1300\, e^{-0.116\alpha}$$

siendo h la altura en m y α el ángulo en grados. El modelo explica correctamente los efectos producidos por la topografía en el desarrollo del flujo piroclástico, como son la sombra y la capacidad de remonta. Sin embargo, debe aplicarse con cuidado, ya que el modelo sólo es válido para el flujo piroclástico estricto, y no tiene en cuenta los efectos producidos por otros fenómenos asociados como puede ser la nube acompañante (Walker et al., 1995; Souza y Voight, 1995) o la formación de flujos secundarios (Fisher, 1995). La

aplicación inversa del modelo permite reconstruir erupciones pasadas. En tal caso deben estudiarse con detalle los diversos depósitos producidos (Armienti y Pareschi, 1987). El ajuste final se realiza mediante un método de mínimos cuadrados.

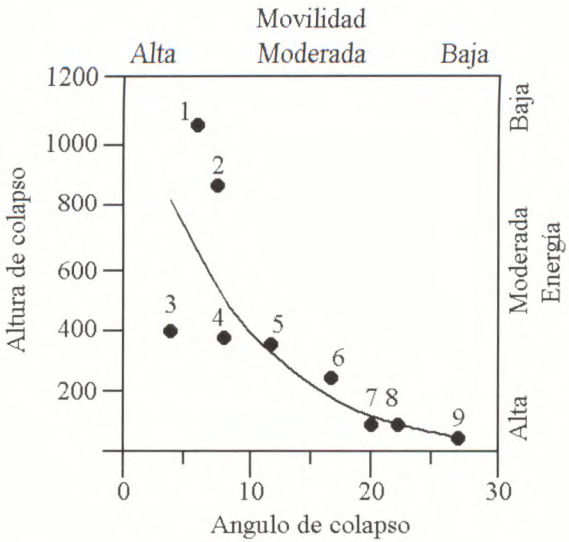


Figura 10. Dependencia entre la altura de colapso y el ángulo del cono para una serie de erupciones bien estudiadas. Obsérvese que cuanto mayor es la altura de colapso, menor es el ángulo y por consiguiente mayor el alcance de los flujos piroclásticos. 1 St. Helens (1980); 2 Vesuvio (472); 3 Lipari (M. Guardia); 4 Lipari (M. Pilato); 5 Vulcano (Fossa); 6 Decepción (1967); 7 Vulcano (Forgia Vecchia); 8 Tenerife (Taco); 9 La Soufriere (1976)

BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1984). *Volcanología*. Rueda-CSIC Madrid: 528 pp.
- ARMIENTI, P.; MACEDONIO, G.; PARESCHI M. T. (1988). *A numerical model for the dispersion of tephra transport and deposition. Application to May 18, 1980 Mt. St. Helens eruption.* J. Geophys. Res., **93 B6**: 6463-6476
- ARMIENTI, P.; PARESCHI, M.T. (1987). *Automatic reconstruction of surge deposit thickness. Application to some italian volcanoes.* J. Volcanol. Geotherm. Res, **31** 313-320
- BARBERI, F.; GHIGLIOTTI, M.; MACEDONIO, G.; ORELLANA, H.; PARESCHI, M.T.; ROSI, M. (1992). *Volcanic hazard assesment of Guagua Pichincha (Ecuador) based on past behaviour and numerical models.* J. Volcanol. Geotherm. Res, **49**: 53-68
- CRABTREE, J.; KITCHEN, M. (1984). *The long range travel and dispersion of the plume the Mt. St. Helens.* Atmospheric Environment **18**: 1076-1079
- CAREY, S.; SIGURDSSON, H. (1989). *The intensity of plinian eruptions.* Bull. Volcanol., **51**: 28-40.
- DECKER, R.; DECKER, B. (1981). *Volcanoes.* Feeman Ed., San Francisco: 244 pp.
- FEDOTOV, S. (1985). *Estimate of heat and pyroclastic discharge by volcanic eruptions based upon the eruption cloud and steady plume observations.* J. Geodyn, **3:**275-302
- FISHER, R. V. (1995). *Decoupling of pyroclastic currents: hazar,s assessments.* J. Volcanol. Geotherm. Res, **66:**257-263
- HEDERVARI, P. (1963). *On the energy and magnitude of volcanic eruptions.* Bull. Volcanol., **23:** 373-385

- KIEFFER, S. (1981). *Fluid dynamics of may 18 blast at Mount St. Helens*. En: The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Lipman, P. y Mullineaux, D. editores. U.S. Geological Survey, Prof. Paper: 1250 pp.
- KIEFFER, S. (1984). *Factors governing the structure of volcanic jets*. En Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazards. Studies in Geophysics. National Academy Press. Washington D. C.: 143-158
- MACEDONIO G.; PARESCHI, T.; SANTACROCE, R. (1990). *Renewal of explosive activity at Vesuvius: models for the expected tephra fallout*. J. Volcanol. Geotherm. Res, **40** : 327-342
- MALIN, M.C.; SHERIDAN, M.C. (1982). *Computer assisted mapping of pyroclastic surges*. Science, **217**: 637-639
- NEWHALL, C. G.; SELF, S. (1982). *The volcanic explosivity index (VEI.) An estimate of explosive magnitude for historical volcanism*. J. Geophys. Res. (Oceans and Atmospheres). **87**:1231-1238
- SIMKIM, T.; SIEBERT, L. (1994). *Volcanoes of the World*. Geoscience Press., Arizona: 349 pp.
- SOUZA, J.; VOIGHT, B. (1995) *Multiple pulsed debris avalanche emplacement at Mount St. Helens in 1980. Evidence from numerical continuum flow simulations*. J. Volcanol Geotherm. Res.,**66:**227-250
- SPARKS, R. S. (1977). *Gas release rates from pyroclastic flows: an assessment of the role of fluidization in their emplacement*. Bull. Volcanol., **41(1)**:1-9.
- SPARKS, R. S. (1978). *The dynamics of bubble formation and growth in magma: A review and analysis*. J. Volcanol. Geotherm. Res, **3:** 1-37
- STOTHERS, R.E.; WOLFF, J.A.; SELF, S.; RAMPINO, M.R. (1986). *Basaltic fissure eruptions, plume hights and atmospheric aerosols*. Geophys. Res. Letters, **13 (8)**: 725-728
- SUZUKI, T. (1983). *A theoretical model for dispersion of tephra*. En *Arc Volcanism Physics and Tectonics*. Shimozuru, D. y Yokoyama, I. Editores. Terrapub, Tokio: 95-115
- WALKER, G. P. (1973). *Explosive volcanic eruptions: a new classification scheme*. Geol. Rundsh, **62**:431-446
- WALKER, G. P. (1981). *Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **11:**81-92
- WALKER, G. P.; HAYASHI, J. N. SELF. S. (1995). *Travel of pyroclastic flows as transient waves: implications for the energy line concept and particle-concentration assessment*. J. Volcanol Geotherm. Res, **66:**265-282
- WILSON, C. J. N. (1980). *The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental approach*. J. Volcanol. Geotherm. Res, **8**:231-249
- WILSON, C. J. N. (1984). *The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental results and their interpretation*. J. Volcanol. Geotherm. Res, **20**:55-84
- WILSON, L.; SPARKS, S.; HUANG, K.; WATKINS, N. (1978). *The control of eruption column heights by eruption energetics and dynamics*. J. Geophys. Res, **83**:1829-1836
- WILSON, L.; WALKER, G. P. L. (1987). *Explosive volcanic eruptions. VI. Ejecta dispersal in plinean eruptions the control of eruption conditions and atmospheric properties*. Geophys. J. R. Soc., **89:** 657-679
- WOHLETZ , K. H.; MCQUEEN, R. G. (1984). *Experimental studies of hydromagmatic volcanism*. en Explosive volcanism Inception, evolution and hazards. National Acad. Press, Washington 158-169

- WOHLETZ, K. H.; SHERIDAN, M. F. (1979). *A model of pyroclastic surge*, en Ash flow tuff, Chapin, Ch. E. y Elston, W.E. editores.. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **180**: 177-192
- WOODS, A. W. (1988). *The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns*. Bull. Volcanol., **50:** 169-193

PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS MAGMAS

R. Ortiz

Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid.

PRESIÓN, TENSIÓN Y CIZALLA

El concepto de presión es conocido, fuerza por unidad de superficie. Sin embargo esto es sólo cierto en el caso de un líquido ideal, pues la presión exige que la fuerza sea normal a la superficie

$$P = \left(\frac{\partial \vec{F}}{\partial \vec{S}} \right)_{\perp}$$

Recordemos que en un fluido ideal, la presión aplicada en un punto se transmite por igual en todas las direcciones. En el caso de que no se cumpla esta condición de perpendicularidad no podemos hablar de presión sino que nos aparece el concepto de tensión

$$T_{\angle} = \left(\frac{\partial \vec{F}}{\partial \vec{S}} \right)_{\angle}$$

En el caso de la tensión, ésta generalmente varía de un punto a otro y además varía con la dirección. En general las tensiones deberemos expresarlas en forma *tensorial*. Un caso particular es cuando la fuerza y la superficie son paralelas, apareciendo entonces el concepto de cizalla, como la fuerza entre dos superficies muy próximas. La fuerza de cizalla es precisamente la que introduce el concepto de viscosidad

$$C = \left(\frac{\partial \vec{F}_x}{\partial \vec{S}} \right)_{=}$$

Siempre se puede descomponer una tensión en una componente de presión y otra de cizalla.

DENSIDAD

La densidad ρ es masa por unidad de volumen

$$\rho = \frac{\partial m}{\partial V}$$

En general, la densidad de una mezcla de elementos debería ser fácilmente calculable en base a conocer las masas y los volúmenes elementales. Sin embargo, pueden quedar volúmenes muertos y resultar una densidad menor, como disolverse ciertos elementos en otros y resultar por ello una densidad mayor. Debe tenerse presente que la densidad de un medio puede

cambiar al variar la presión y al variar la temperatura, pero esta variación no tiene porque ser en un determinado sentido, recordemos el agua, cuya máxima densidad se presenta aproximadamente a cuatro grados centígrados, disminuyendo tanto a temperaturas más bajas como más altas. Un magma es, a estos efectos, un fluido compuesto por una fracción mayoritariamente fundida en la que están englobados una serie de sólidos (cristales y vidrios) y gases en disolución o burbujas más o menos desarrolladas. El cálculo de la densidad (Sparks y Huppert, 1984) se realiza mediante la expresión

$$\rho = \frac{\sum_i x_i M_i}{\sum_i x_i V_i}$$

donde x_i, M_i y V_i son respectivamente la fracción molar, el peso molecular y el volumen molar parcial del elemento i. En general, es posible obtener un buen ajuste salvo para el Al_2O_3 y el Fe_2O_3. Durante el proceso de fraccionamiento de un fundido inicial de densidad ρ_i cristalizan una serie de minerales extrayendo para ello una fracción r_j de elementos del fundido inicial. El parámetro densidad de fraccionamiento se define en base a los elementos que cristalizan como

$$\rho_c = \frac{\sum_i r_i M_i}{\sum_i r_i V_i}$$

la densidad del fundido, cuando cristaliza una fracción molar X se obtendrá mediante

$$\rho_f = \frac{\sum_j (x_j - X\ r_j) M_j}{\sum_j (x_j - X\ r_j) V_j}$$

que se puede simplificar en base a las densidades y volúmenes de la fase inicial y cristalizada en la forma

$$\rho_f = \rho_i \frac{1 - \frac{\rho_c V_c}{\rho_i V_i} X}{1 - \frac{V_c}{V_i} X}$$

Según la densidad del elemento que cristaliza sea mayor o menor que la densidad del fundido inicial, la densidad del magma disminuye o aumenta durante la cristalización fraccionada. Esto presenta una gran importancia en la evolución de las cámaras magmáticas, ya que en las fases

iniciales de la evolución, la densidad del magma disminuye mientras que al final del proceso vuelve a aumentar. Este efecto desestabiliza gravitacionalmente la estratificación de la cámara.

VISCOSIDAD

Consideremos un fluido contenido entre dos grandes láminas planas y paralelas. La tensión que aparece al desplazar una lámina con respecto a la otra a velocidad constante esta relacionada con la separación de las láminas a través de la viscosidad μ del fluido (Bird et al., 1964)

$$\tau_{yx} = \frac{\overrightarrow{\partial F}}{\overrightarrow{\partial S}} = -\mu \frac{\partial v_x}{\partial y}$$

Los fluidos en los que μ es constante se denominan fluidos newtonianos. El modelo newtoniano de la viscosidad de un fluido no es siempre aplicable. Cuando la cizalla es pequeña es muy frecuente que el fluido se detenga, es decir existe una *cizalla umbral* τ_0 que hay que superar para que el fluido se mueva. Este tipo de fluidos se conocen como fluidos Bingham. La ecuación que nos relaciona la tensión con la cizalla umbral y la viscosidad es

$$\tau_{xy} = -\mu \frac{\partial \upsilon_x}{\partial y} + \tau_0 \quad \text{si} \quad \left|\tau_{xy} - \tau_0\right| > 0$$

$$\frac{\partial \upsilon_x}{\partial y} = 0 \qquad si\, |\tau_{xy}| < \tau_o$$

En muchos casos es posible utilizar una aproximación newtoniana sin gran error, salvo cuando se estén estudiando efectos de borde o de tapón, que están directamente ligados a la constante de cizalla umbral (Araña y Ortiz, 1984). La viscosidad de un magma varía por efecto de la composición química, la presión, la temperatura y los contenidos en volátiles, cristales y burbujas. La variación de la viscosidad con la presión es insignificante. Sin embargo, pueden aparecer importantes variaciones de viscosidad si el magma presenta un alto contenido en volátiles (agua), ya que la presión ejerce un fuerte control en la solubilidad del agua en el magma. La viscosidad de un gas a baja densidad aumenta con la temperatura mientras que en un líquido disminuye. Para los silicatos, la viscosidad a altas temperaturas sigue aproximadamente un comportamiento exponencial con la inversa de la temperatura absoluta (Bottinga y Weill, 1972; Shaw, 1972; Taniguchi, 1995)

$$\mu = \mu_0 e^{\frac{E}{RT}}$$

donde μ_o es la viscosidad límite a muy altas temperaturas, E una constante conocida como energía de activación, R es la constante universal de los gases y T la temperatura absoluta. Si se

admite que es válida la ley de las mezclas (Shaw, 1972), la viscosidad de la mezcla se puede calcular en base a las viscosidades límites y energías de activación de los distintos componentes elementales. Para ello, se asume que la viscosidad puede expresarse en la forma

$$\ln \mu = s\left(\frac{10^4}{T}\right) - s\,C_T + C_\mu$$

donde s es la pendiente de la mezcla multicomponente y C_ las coordenadas del punto de intersección que se admite valen

$$C_\mu = -6.4 \qquad C_T = 1.5$$

Para cada componente se introduce un coeficiente s_i, calculándose el producto de la fracción molar X_i por s_i y la fracción molar del SiO_2

Componente	P. molecular	% peso	Moles	X_i	s_i	$s_i X_{SiO2}$	$X_i s_i X_{SiO2}$
SiO_2	60.09	71.9	1.195	0.627	-	-	-
Al_2O_3	101.94	12.1	0.238	0.125	6.7	4.20	0.53
Fe_2O_3	159.70	0.57	0.007	0.004	3.4	2.13	0.008
FeO	71.85	0.52	0.007	0.004	3.4	2.13	0.008
MgO	40.32	0.04	0.001	0.001	3.4	2.13	0.002
CaO	56.08	0.27	0.005	0.003	4.5	2.82	0.008
TiO_2	79.90	0.09	0.001	0.001	4.5	2.82	0.002
Na_2O	61.98	3.94	0.064	0.033	2.8	1.75	0.057
K_2O	94.20	4.32	0.046	0.024	2.8	1.75	0.042
H_2O	18.02	6.20	0.344	0.180	2	1.25	0.23
Suma		99.95	1.908				0.887

pendiente media

$$s = \frac{\Sigma X_i (s_i X_{SiO_2})}{1 - X_{SiO_2}}$$

substituyendo se obtiene

$$s = \frac{0.877}{1 - 0.627} = 2.39$$

La viscosidad límite se calcula mediante

$$\ln \mu_0 = C_\mu - s\,C_T = -6.40 + 2.39 * 1.50 = -2.815$$

Estos modelos de viscosidad son sólo válidos a muy altas temperaturas. La presencia de cristales debe tenerse presente en dos aspectos:

- Los cristales modifican la composición química del líquido y por consiguiente la viscosidad debe calcularse con la composición efectiva del líquido (McBirney y Murase, 1984).
- La presencia de cristales (o burbujas) aumenta la viscosidad del conjunto. Si el contenido en cristales no es grande se introduce una simple corrección a la viscosidad teniendo en cuenta el contenido en cristales y el tamaño de los mismos. La misma corrección se aplica para las burbujas de gas.

Para un magma con un contenido Φ en volumen de cristales de pequeño tamaño y radio R se puede utilizar la corrección

$$\mu_{efectiva} = \mu(1 - R\phi)^{-2.5}$$

Cuando R no se conoce (cristales de tamaño inapreciable) se adopta para R el valor 1.35. El contenido x en agua disminuye la viscosidad efectiva del magma

$$\mu_{efectiva} = \mu\, e^{-135\,x}$$

Los cuadros 1 y 2 muestran los valores de la temperatura de emisión de lavas características y las viscosidades determinadas experimentalmente.

Cuadro 1 Temperaturas de emisión (Cas y Wright, 1987)

Lava	Temperatura ºC
Riolita	700 - 900
Dacita	800 – 1100
Andesita	950 – 1200
Basalto	1000 – 1200

Cuadro 2 Medidas experimentales de viscosidad en dos lavas basálticas (Cas y Wright, 1987)

Erupción	Hawaii 1968	Etna 1975
Composición	basalto toleítico	Hawaita
Temperatura (ºC)	1130-1135	1086
Contenido en cristales (% vol)	25-35	45
Cizalla umbral (N m^{-2})	75-120	370
Viscosidad (Pa s) (Pa s = 1 dina s cm^{-2} = 10 Poise)	$6.5\text{-}7.5 \times 10^2$	9.4×10^3

En algunos casos ha sido posible establecer relaciones experimentales de la dependencia de la viscosidad y la cizalla umbral con la temperatura

$$\log \mu = 24.22 - 0.0181\,T$$

$$\log \tau_0 = 13.67 - 0.089\,T$$

μ en Poise, τ_0 en dina s cm^{-2} y T en ºC. Las constantes corresponden a la erupción del Izu-Oshima de 1951 (Ishihara et al., 1990).

FRAGMENTACIÓN

La energía básica disponible en una erupción es mayoritariamente energía térmica, aunque algunos procesos que tienen lugar antes de llegar a la superficie transforman una fracción más o menos significativa en otras formas. Especialmente importante es la energía asociada a la expansión de los gases. Esta energía, al disiparse rápidamente, corresponde a potencias (energía/tiempo) enormes. Este proceso de expansión de la fase gaseosa es el responsable de la explosividad de la erupción. Una forma de medir esta explosividad es recurriendo a la medida de la fragmentación, que está relacionada con la energía y el volumen total que interviene, mediante la fórmula empírica (Araña y Ortiz, 1984)

$$X = C\,E^{\frac{1}{6}}\left(\frac{V}{E}\right)^{\frac{4}{5}}$$

donde C es una constante, E es la energía, V el volumen afectado y X es la dimensión característica del fragmento. Esta expresión permite escalar la energía correspondiente a cada fase en la reconstrucción de una erupción antigua. El estudio de la fragmentación debe incluir necesariamente la distribución de tamaños y formas. La utilización del formalismo fractal (Turcotte, 1989) permite caracterizar la fragmentación mediante la dimensión fractal correspondiente ajustando una distribución de la forma

$$N = \frac{C}{r^D}$$

donde N es el número de elementos que exhiben la dimensión r y D la dimensión fractal de la distribución (cuadro 3).

Cuadro 3 Dimensión fractal de material fragmentario

Material fragmentario	Dimensión fractal
Basalto	1.44
Arenas	2.61
arenas y gravas	2.82
depósito glaciar	2.88
Pumitas	3.54

La técnica consiste en representar en escala logarítmica el número de fragmentos que corresponde a cada tamaño y ajustar una recta. Análogamente puede procederse con los perímetros y superficies de cada fragmento, lo que permite definir otras dos dimensiones fractales (Hayward et al., 1989).

NUCLEACIÓN Y EXPANSIÓN DE LAS BURBUJAS

El material fragmentario procede en su mayor parte de la expansión y posterior explosión de las burbujas de gas en el magma. La sobrepresión en el interior de una burbuja P es función del radio R y de la tensión superficial σ

$$P = 2\frac{\sigma}{R}$$

la burbuja crece hasta que su presión interior se equilibra con la presión exterior. El gas disuelto en el magma se nuclea en burbujas (Sparks, 1978) cuando la diferencia δP entre la sobrepresión del gas disuelto y la presión de vapor supera la energía libre ΔG de formación de núcleos de tamaño crítico R^*

$$\Delta G < \frac{16}{3}\sigma^3 (\delta P)^2$$

siendo σ la tensión superficial (normalmente entre 200 y 400 dinas/cm, que puede caer hasta 30 dinas/cm si existe suficiente agua). En un sistema magmático esta condición se satisface en dos situaciones distintas: cuando el magma en su ascenso va alcanzando zonas de menor presión, por lo que va aumentando la sobrepresión de volátiles (primera ebullición o descompresión - exsolución -vesiculación) o cuando durante el proceso de cristalización se van concentrando los volátiles en la fase líquida con el consiguiente aumento de sobrepresión (segunda ebullición o cristalización - exsolución - vesiculación). El crecimiento inicial de las burbujas es función de la velocidad con la que el gas disuelto en el magma es incorporado en las burbujas incipientes. Este proceso esta controlado por la difusión del gas en el magma, y aproximadamente es

$$R = \sqrt{Dt}$$

siendo D el coeficiente de difusión del gas en el magma que para el agua disuelta responde a expresiones experimentales de la forma

$$-\log D = \log \mu + 5.82 - \frac{4100}{T}$$

y según otros autores (Cas y Wright, 1987)

$$\log D = 2 \log T - 1.33 \log \mu - 5.74$$

ambas función de la viscosidad μ y de la temperatura absoluta T. D para el agua varía entre 10^{-5} y 10^{-6} cm^2/s en un magma basáltico a 1100-1300 ºC y entre 10^{-6} y 10^{-7} cm^2/s en un magma riolítico a 750-850 ºC. Las burbujas, por su menor densidad tienden a ascender en el magma, estando controlada la velocidad de ascenso por la viscosidad del magma. La velocidad de ascenso de las burbujas se puede estimar en base a los números adimensionales de Reynols, Re, de Eotvos, Eo y de Morton, M, definidos en base a las propiedades del líquido, densidad ρ viscosidad μ, tensión superficial σ, y del radio de la burbuja R y de la gravedad g

$$Re = \frac{2 R \rho v}{\mu} \qquad Eo = \frac{4 g R^2 \delta\rho}{\sigma} \qquad M = \frac{g \mu^4}{\rho \sigma^3}$$

El número de Morton para los magmas varía entre 10^5 y 10^{30}. Las relaciones empíricas entre estos números permiten estimar las velocidades de ascenso

$$Re = \frac{Eo^{1.5}}{18 M^{0.5}} \qquad (Re < 0.2)$$

$$Re = 0.7 \frac{Eo^{0.75}}{M^{0.25}} \qquad (Eo > 40, Re > 200)$$

Para valores intermedios es preciso realizar un calculo iterativo. Sobre el desarrollo de las burbujas se pone de manifiesto el efecto de frenado a la viscosidad del magma

$$P_b = P_m + 2\frac{\sigma}{R} + \rho\left(\frac{dR}{dt}\frac{d^2R}{dt^2} + \frac{3}{2}\left(\frac{dR}{dt}\right)^2\right) + 4\mu\frac{1}{R}\frac{dR}{dt}$$

donde P_b es la presión en el interior de la burbuja, P_m la presión en el magma, σ la tensión superficial, μ la viscosidad y R el radio de la burbuja. Es importante señalar que la presión en el interior de la burbuja es la suma de la presión hidrostática del magma, la presión debida a la tensión superficial y a los términos de inercia y viscosidad. Estos dos últimos términos introducen un efecto de retardo, tanto mayor cuanto mayor sea la viscosidad del magma. Este hecho es muy importante ya que es el responsable de que la explosión de un domo ocurra frecuentemente mucho tiempo después de su emplazamiento. La disrupción del magma se produce cuando el tamaño de las burbujas es tal que éstas se interfieren mutuamente. En ese momento se produce la liberación del gas contenido en las burbujas que estallan, fragmentando el magma que constituía la pared de las burbujas. Estos fragmentos son arrastrados por el gas en su expansión hasta la presión atmosférica.

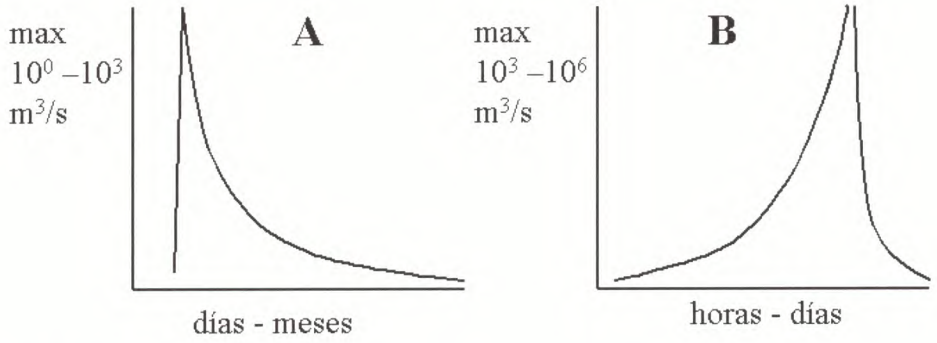


Figura 1. Pauta general de la descarga de magma en una erupción efusiva (A) y en una explosiva (B).

DESCARGA DEL MAGMA. DURACIÓN DE LA ERUPCIÓN

El conocer cual será la duración y magnitud de una erupción, una vez ésta se ha iniciado, es probablemente un reto científico que tiene, a efectos prácticos, una importancia y trascendencia mayor que acertar con antelación el día que se inicia la erupción (figura 1). Así, en las frecuentes erupciones efusivas se ha buscado una relación entre el ritmo de descarga y la duración de la erupción. Para estas erupciones se ha desarrollado un modelo muy simple pero que, sin embargo, se adapta bien a todos los datos conocidos de erupciones actuales y grandes ciclos eruptivos (Scandone, 1979; Wadge, 1981 y 1982; King, 1989). Se supone que en cada instante, la descarga magmática es proporcional a la cantidad Q de magma de la que se dispone

$$\frac{dQ}{dt} = -Q$$

Integrando se obtiene

$$Q(t) = Q_{\infty}(1 - e^{-\frac{t}{\tau}})$$

expresión que permite calcular la constante de tiempo τ de la erupción que controla su duración, y el volumen total de magma emitido cuando finalice la erupción Q_{∞} a partir de los volúmenes emitidos durante las primeras horas. En algunos casos se ha observado que en los momentos iniciales la descarga magmática todavía no se ha estabilizado, por lo que el ajuste de la expresión anterior se realiza a partir del momento en que el ritmo de descarga ya no aumenta. La escasa precisión con que pueden conocerse los volúmenes emitidos en los primeros momentos de la erupción origina una alta indeterminación en el calculo de la constante de tiempo de la erupción. Igualmente, al recalcular las constantes de tiempo a partir del conjunto de datos disponibles una vez terminada la erupción nos encontramos con que los errores en la medida de los pequeños flujos emitidos presentan un mayor peso en el cálculo de τ. Un método que permite conocer con mayor precisión en que momento ha transcurrido, desde el inicio de la erupción, un tiempo igual a la constante de tiempo de la erupción consiste en representar el producto del tiempo transcurrido y el flujo emitido t * Q(t). Esta función

presenta su máximo para $t = \tau$, decreciendo regularmente a partir de ese punto. La duración de la erupción se puede estimar asumiendo que a partir de cuatro veces la constante de tiempo ya sólo quedará actividad residual.

En las erupciones de carácter explosivo, la duración de la erupción es mucho menor, siendo de solo unas pocas horas, o días, frente a los días, meses, de la erupción efusiva. La erupción en estos casos se inicia lentamente, hasta alcanzar su fase climática, a partir de la cual la actividad disminuye rápidamente. La razón de este comportamiento hay que buscarlo en la importancia que la fase gaseosa presenta en estas erupciones. El tiempo necesario para que se produzca la nucleación y posterior desarrollo y explosión de las burbujas en el seno de un gran volumen de magma muy viscoso es el responsable de este comportamiento (Scandone, 1996).

VELOCIDAD DE ASCENSO DEL MAGMA

La velocidad de ascenso del magma se puede calcular, en algunos casos, en base a la capacidad del magma de arrastrar enclaves de mayor densidad (Araña y Ortiz, 1984). Cuando se encuentran estos enclaves en las lavas emitidas, la velocidad de ascenso del magma puede calcularse, en primera aproximación, mediante la fórmula de Stokes

$$V = \frac{2\, r^2 (\rho - \rho_m) g}{9 \qquad \mu}$$

donde r es el radio del enclave, g la gravedad, μ la viscosidad y ρ y ρ_m las densidades del enclave y el magma. Esta velocidad límite permite calcular el número de Reynols Re y a partir de él, calcular el factor de forma *C*

$$C = \frac{24}{Re}$$

válida para Re menor que 0.1, y para valores mayores mediante

$$C = 18\, Re^{\frac{3}{5}}$$

y recalcular de nuevo la velocidad de ascenso mediante la expresión

$$V = \sqrt{\frac{8r(\rho - \rho_m) g}{3C\, \rho_m}}$$

Este proceso iterativo se repite hasta alcanzar la convergencia.

Una lava es un fluido Bingham y por consiguiente se debe tener en cuenta el efecto que la cizalla umbral supone en el mecanismo de ascenso de los enclaves. Este efecto se introduce

definiendo el radio crítico (Spera, 1980) como el radio de un enclave que se mantiene en suspensión en el magma debido a que la cizalla que produce es menor que el umbral

$$r_c = 3K \frac{\tau_0}{4g(\rho - \rho_m)}$$

donde K es una constante del orden de 5, y τ_0 es la cizalla umbral que se suele hacer proporcional al contenido en cristales y burbujas. La velocidad de ascenso del magma se calcula en función del radio del enclave r y del radio crítico r_c

$$V = .344\left[(\rho - \rho_m)\frac{g}{\rho_m}\right]^{\frac{5}{7}}\left(\frac{\rho}{\mu}\right)^{\frac{3}{7}}(r - r_c)^{\frac{8}{7}}$$

Estas correcciones suelen disminuir la velocidad de ascenso hasta en un 50% (Sparks et al., 1977).

EXPLOSIÓN DE UN MAGMA

En erupciones de carácter explosivo, la descarga del magma depende de la expansión del gas retenido en el magma. Este proceso se desarrolla rápidamente y en unos pocos minutos es capaz de proyectar enormes volúmenes de materia. El modelo de la explosión deberá predecir tanto el proceso que se desencadene en el seno del magma como sus efectos en la atmósfera. La complejidad del fenómeno hace preciso su reducción a una sola dimensión, así como despreciar muchos procesos secundarios, como la geometría del conducto y la viscosidad. El modelo se basa en estudiar la onda de choque generada en un tubo. Un magma saturado (o subsaturado) se encuentra a alta presión confinado en un tubo por un diafragma que lo separa del aire y que en un momento determinado se abre. Como resultado, una onda de choque se propaga en el aire mientras que un abanico de expansión lo hace en el magma. Para establecer el modelo físico se considera la mezcla magma - vapor como un gas, el proceso de expansión como isotermo al ser la masa de gas pequeña frente a la del magma y .el peso del magma - vapor despreciable frente al peso del magma del que procede (Turcotte et al., 1990). La solubilidad del gas (agua, CO_2, etc.) en el magma sigue la ley de Henry

$$\phi_s = k\ p^n$$

donde ϕ_s es la fracción de masa de vapor disuelta en el magma a la presión p, y k y n son dos constantes que dependen del magma y del gas que se considere. La evolución del sistema debe satisfacer las ecuaciones de conservación de la masa

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) = 0$$

y del momento

$$\rho\left(\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x}\right) = -\frac{\partial p}{\partial x}$$

siendo u la velocidad según el eje x, t el tiempo y ρ la densidad. El sistema, introduciendo variables adimensionales, tiene solución analítica y permite obtener la expresión de la velocidad con que son emitidos los productos de la erupción

$$u = \sqrt{\Phi_0 RT_0}\,\ln\left(\frac{P_0}{P}\right)$$

en función de las condiciones originarias del magma Φ_0, T_0, p_0 y del proceso de expansión p_0/p. R es la constante universal de los gases. El modelo puede complicarse considerando simultáneamente el problema de la expansión de las burbujas. Se plantean las ecuaciones de conservación de la masa, el momento y las ecuaciones de estado (Dobran 1993).

BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA, V; ORTIZ, R. (1984). *Volcanología.* Rueda-CSIC, Madrid: 528 pp.
- BARNSLEY, M. (1988). *Fractals everywhere*. Academic Press Inc., Boston: 396 pp.
- BIRD, R. B.; STEWART, W. E.; LIGHTFOOT, E. N. (1964). *Fenómenos de transporte*. Reverté, Barcelona: 559 pp.
- BOTTINGA, Y.; WEILL, D. (1972). *The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation*. Amer. J. Sci., **272** :438-475
- CAS, R. ; WRIGHT, J. (1987). *Volcanic Successions*. Allen & Unwin Publish., London: 528 pp.
- DOBRAN, F. (1993). *Global volcanic simulation of Vesuvius*. Giardini, Pisa: 148 pp.
- HAYWARD, J.; ORFORD, J.D.; WHALLEY, W. B. (1989). *Three implementations of fractal analysis of particle outlines*. Computers & Geosciences, **16/2** :199-207
- ISHIHARA, K.; IGUCHI, M.; KAMO, K. (1990). *Numerical simulation of lava flows on some volcanoes in Japan.* En Lava Flows and Domes, Fink, J. editor. Springer-Verlag, Nueva York: 174-207
- KING, C. Y. (1989). *Volume predictability of historical eruptions at Kilauea and Mauna Loa volcanoes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **38** :281-285
- MCBIRNEY, A.R.; MURASE, T. (1984). *Rheological properties of magmas.* Ann. Rev. Earth Planet Sci., **12** :337-357
- SCANDONE, R. (1979). *Effusion rate and energy balance of Paricutin eruption (1943-1952) Michoacan, Mexico*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **6** :49-59
- SCANDONE, R. (1996). *Factors controlling the temporal evolution of explosive eruptions.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **72** :71-83
- SHAW, H. R. (1972). *Viscosities of magmatic silicate liquids an empirical method of prediction*. Amer. J. Sci., **272** :870-893

- SPARKS, R. S. (1978). *The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis*. J. Volcanol. Geotherm. Res. ,**3** :1-37
- SPARKS, R. S.; HUPPERT, H. E. (1984). *Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas fluid dynamic implications*. Contrib. Mineral. Petrol., **85** :300-309
- SPARKS, R. S.; PINKERTON, H.; MAC DONALD, R. (1977). *The transport of xenoliths in magma*. Earth Planet. Sci. Letters, **35** :234-238
- SPERA, F. (1980). *Aspects of magma transport*. En Physics of magmatic processes. Martgraves editor. Princeton University Press: 265-323
- TANIGUCHI, H. (1995). *Universal viscosity equation for silicate melts over wide temperature and pressure ranges*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **66** :1-8
- TURCOTTE, D. L. (1989). *Fractals in geology and geophysics*. PAGEOPH., **131** :171-196
- TURCOTTE, D. L.; OCKENDON, H.; OCKENDON, J. R.; COWLEY, S. J. (1990). *A mathematical model of vulcanian eruptions*. Geophys. J. Int., **103** :211-217
- WADGE, G. (1981). *The variation of magma discharge during basaltic eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **7 :**271-293
- WADGE, G. (1982). *Steady State Volcanism Evidence from eruption histories of poligenetic volcanoes*. J. Geophys. Res., **87** :4035-4049

INTRODUCCIÓN A LA FÍSICA DE LAS LAVAS

R. Ortiz.

Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid

FÍSICA DE UNA COLADA LÁVICA

Lava es el nombre que recibe el magma cuando sale a la superficie en estado líquido (en realidad líquido subenfriado, es decir a una temperatura más baja de la que corresponde al estado líquido). Las lavas son el producto más importante en volumen de los emitidos por los volcanes basálticos. Las lavas se comportan como cualquier otro líquido: poseen volumen constante y se adaptan a la forma del contenedor. La viscosidad es la propiedad física que presentan los líquidos (y también los gases) que relaciona la distribución de velocidades en el líquido con la fuerza cortante aplicada. Los líquidos más sencillos como el agua poseen una baja viscosidad. Otros líquidos, como las grasas, presentan viscosidades grandes. Además los líquidos mas viscosos exhiben otro fenómeno relacionado con la viscosidad: para empezar a moverse es necesario superar un umbral de cizalla. Una vez superado éste, el líquido se mueve normalmente.

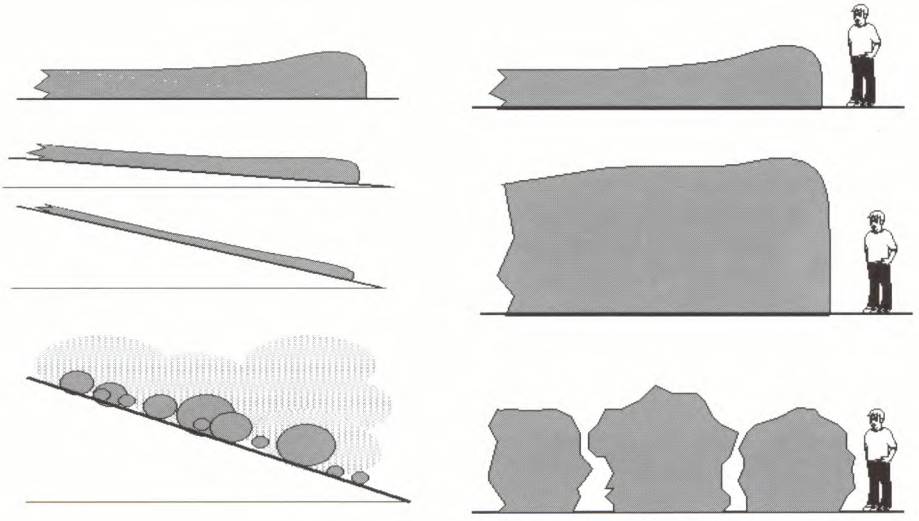


Figura 1. Las lavas se comportan como fluidos plásticos (Bingham) necesitando superar una cizalla umbral para poder moverse; cuanto mayor es esa cizalla mayor es la altura que presenta la lava. A la altura mínima que debe superar una colada para moverse se la denomina altura crítica. En ocasiones la lava no puede moverse como un fluido, rompiéndose en bloques que caen rodando, acompañados de una nube de cenizas y gases; entonces nos encontramos con una lava en bloques.

De esta forma aparecen dos propiedades muy importantes relacionadas con el movimiento del líquido (Araña y Ortiz, 1984)

- Viscosidad
- Cizalla umbral

El resultado es que una lava sólo se mueve si el esfuerzo horizontal consecuencia de su peso puede superar el esfuerzo umbral; eso ocurre cuando la altura de la lava supera una cierta altura crítica (figura 1). La altura crítica es muy grande (50 m) en las lavas más viscosas, y mucho menor (20 cm) en las más fluidas (en Lanzarote es del orden de 1.5 a 3.5 m). Una vez superada la altura crítica, la lava se mueve en función de la pendiente, alcanzando velocidades en el frente, a varios km del centro de emisión, de pocos metros por hora o día; cerca del centro de emisión puede llegar a ser de pocos km/h. Las lavas más rápidas que se conocen alcanzaron excepcionalmente los 40 km/h (vaciado rápido del lago de lava del volcán Niragongo en 1977). Cuando el espesor de la lava es menor que la altura crítica la lava se detiene.

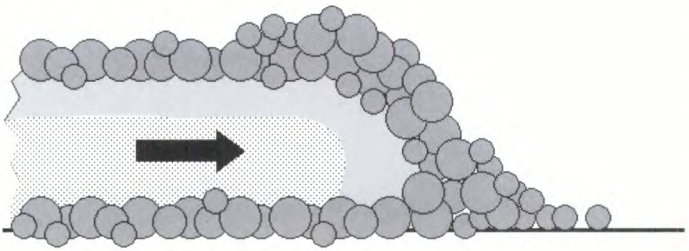


Figura 2. La superficie de la lava se enfría rápidamente, solidificándose y formando una especie de conducto. La lava se mueve en su interior, empujando el frente que se va desplomando, avanzando así sobre un lecho de bloques.

A poca distancia de los centros de emisión (figura 2) la lava en contacto con el aire se enfría lo suficiente para solidificarse formando una costra, mientras que la lava encerrada en su interior se mantiene fluida durante mucho tiempo. A medida que esta costra va desarrollándose va cambiando su aspecto (figura 3).

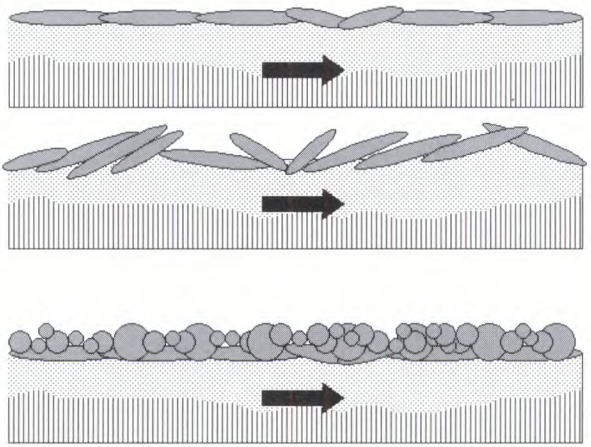


Figura 3. El aspecto de la superficie de la lava depende de la cizalla que el movimiento de la lava provoca en la superficie solidificada. Si la cizalla es muy grande la superficie se rompe, primero en grandes láminas, que al moverse se van rompiendo en fragmentos cada vez más pequeños que al colisionar entre ellos se van redondeando.

La lava sigue moviéndose en el interior de estos conductos debido a la sobrepresión existente en la cabecera. Cuando una colada lávica discurre sobre un plano (figura 4), se expande en todas las direcciones, de forma que su altura corresponda en cada punto a la altura crítica. Al cesar la emisión, el conducto queda lleno, pues al ser la altura de la colada menor que la altura crítica, la cizalla producida por su propio peso es menor que la cizalla umbral. En una colada confinada en un valle la lava no puede expandirse horizontalmente y rápidamente supera la altura crítica. En este caso al cesar la erupción la lava seguirá moviéndose mientras su espesor siga superando la altura crítica. De esta forma se vacía el conducto dando lugar a un túnel volcánico.

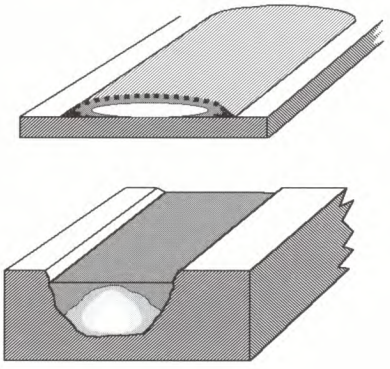


Figura 4. Movimiento de una lava libremente sobre un plano y confinada en un valle. En este segundo caso, cuando la tasa de emisión es grande, el espesor de lava puede superar varias veces la altura crítica, pudiendo dar origen a un túnel lávico.

La relación entre la costra y el volumen de lava líquida es muy pequeña. Al cesar el empuje, la lava puede seguir moviéndose por la cizalla provocada por su propio peso, pues su altura es mayor que la altura crítica. De esta forma, al finalizar la erupción, el túnel puede quedar vacío. Para que se produzca un túnel de considerables dimensiones es necesario que la altura de la colada sea mucho mayor que la altura crítica correspondiente. Esto sólo se puede conseguir de tres maneras:

- Una tasa de emisión muy grande que pueda poner en la superficie en poco tiempo un volumen tan grande de lava que ésta no puede expansionarse rápidamente, por lo que se acumula aumentando en altura.
- La colada lávica se canaliza en un barranco que exista en las proximidades del centro de emisión, impidiendo las paredes del barranco que la colada se expanda lateralmente, obligándola a aumentar en altura.
- Un efecto combinado de ambos: erupciones muy grandes que se canalizan en barrancos y valles. Éste es el caso del gran túnel de la Cueva de los Verdes que nace en el Volcán de la Corona (Lanzarote).

ASPECTO DE UNA LAVA

El aspecto de una colada lávica es el resultado de una conjugación de factores como son sus propiedades físicas, las condiciones de emisión y la base topográfica sobre la que discurre (Stasiuk y Jaupart, 1997). Un fluido Bingham se caracteriza por precisar alcanzar un espesor crítico para poder desplazarse; este fenómeno da origen al desarrollo de un frente y unos labios laterales (figura 5), que son tanto más importantes cuanto mayor sea el valor de la cizalla

umbral (cuadro 1). La comparación entre distintas coladas puede hacerse en base al aspecto que éstas presentan y que se puede definir como la relación entre altura h, y anchura a

$$A = \frac{h}{a}$$

El aspecto de una lava está relacionado con el ritmo de emisión Q, la cizalla umbral τ_0, la viscosidad μ , la densidad ρ y g la gravedad (Cas y Wright, 1987)

$$A = \frac{\tau_0}{(\mu Q)^{0.25} (g \rho)^{0.75}}$$

Una colada se expande horizontalmente disminuyendo su altura hasta alcanzar el espesor crítico, momento en el cual se detiene. El espesor crítico Hc, de una colada con cizalla umbral τ_0, que discurre sobre una pendiente α viene dado por (Hulme, 1974)

$$H_c = \frac{\tau_0}{g \rho \, sen(\alpha)}$$

La anchura del labio a_l (zona inmóvil) viene dada por

$$a_l = \frac{g \rho H_c^2}{2 \tau_0} = \frac{\tau_0}{2 \rho \alpha^2} = \frac{H_c}{2 \alpha}$$

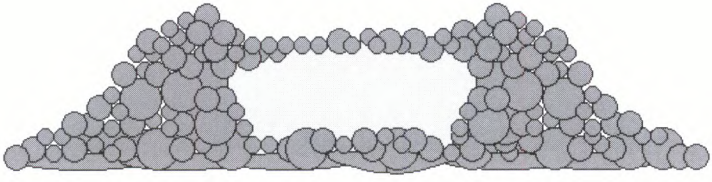


Figura 5. Sección de una colada lávica; en ella se muestra el desarrollo de los labios laterales y el canal central por el que discurre la lava. En ocasiones puede producirse el fallo de un labio, dando origen a una colada secundaria. Es importante tener siempre presente la posibilidad de este fenómeno cuando se está procediendo al seguimiento de una erupción.

La determinación experimental de la anchura del labio de una colada es muy compleja, ya que se desmorona continuamente formando un talud. Por ello se ha desarrollado una fórmula que permite evaluar la anchura del labio en función de la anchura a_o y la pendiente θ del labio aparente que incluye la parte de talud

$$a_l = \frac{a_o}{1 + \left(\frac{sen\alpha}{\tan\theta} \right)^2}$$

La determinación del caudal que fluye en una colada lávica es uno de los problemas básicos con los que debe enfrentarse el volcanólogo en una erupción efusiva. Suponiendo que la lava se mueve en la dirección del eje x, el problema se reduce a calcular la integral de la velocidad de la lava v(z, y)

$$Q = \rho \iint_S v(z, y)\, dz\, dy$$

extendida sobre la sección de la colada S contenida en el plano yz. Sin embargo, la determinación de esta integral es muy compleja, ya que está condicionada por los importantes cambios que experimentan las propiedades reológicas de la lava al variar su temperatura (Chester et al., 1985). El modelo más sencillo (Hulme, 1974) define la altura H en función de la coordenada y transversal al flujo lávico de anchura a, mediante la fórmula

$$H = \sqrt{\frac{2\,\tau_0}{g\,\rho}\left(\frac{a}{2} - y\right)}$$

Al calcular el caudal de un flujo lávico hay que tener presente que los labios no se desplazan. Introduciendo dos parámetros adimensionales F y W relacionados respectivamente con el caudal Q y la relación de anchuras del labio a_l y del canal a (Hulme, 1974) se tiene

$$W = \frac{a}{2\,a_l}$$

$$F = \frac{Q\,\mu}{g\,\rho\,H_c^4} = Q\,\mu\,(g\,\rho)^3\left(\frac{\alpha}{S}\right)^4$$

Se puede calcular el caudal en base al polinomio siguiente

$$F = \frac{2}{15}W^{5/2} - \frac{1}{4}W^2 + \frac{1}{6}W - \frac{1}{20}$$

Otra propuesta (Dragoni et al., 1986), considera un flujo Bingham, suficientemente amplio, sobre una pendiente α. En tal caso, el caudal por unidad de longitud viene dado por

$$q = \frac{\tau_0\,H_c^2}{3\,\mu}\left(\left(\frac{H}{H_c}\right)^3 - \frac{3}{2}\left(\frac{H}{H_c}\right)^2 + \frac{1}{2}\right)$$

en función de la altura de la colada H, la altura crítica Hc, la cizalla umbral τ_0, y la viscosidad μ. En el caso de que la colada circule por un cauce semicircular, puede calcularse el caudal mediante la expresión

$$Q = \frac{\pi \tau_0 R_c^3}{8 \mu} \left(\left(\frac{R}{R_c} \right)^4 - \frac{4}{3} \left(\frac{R}{R_c} \right)^3 + \frac{1}{3} \right)$$

donde R es el radio del canal y Rc el radio crítico, definido por

$$R_c = \frac{2 \tau_0}{\rho \, g \, sen(\alpha)}$$

Cuadro 1 .Ejemplos de lavas características (Hulme, 1974)

	Espesor m	Pendiente	τ_0 N.m^{-2}
Tristan da Cunha	8	5°	1.4×10^4
Tristan da Cunha	14	10°	5×10^4
Hekla 1947	15	4°	2×10^4
Teide	15	30°	8×10^4
Paricutín 1945-46	5	6°	1.3×10^4
Mauna Loa 1942	7	3.5°	8×10^3
Mare Imbrium	30	0.2°	4×10^2

MOVIMIENTO DE LAVAS

La mayoría de las erupciones que se desarrollan en la actualidad consisten en emisiones lávicas más o menos voluminosas. Este tipo de erupción no presenta demasiados problemas desde el punto de vista de la protección de las vidas humanas, pero si puede suponer importantes pérdidas económicas en el entorno del volcán. La posible intervención para mitigar las pérdidas requiere conocer con suficiente antelación cuál será la evolución del fenómeno. Un modelo de movimiento de lava, para que sea útil, debe representar adecuadamente dos aspectos: la superficie total cubierta por la erupción cuando ésta finalice y la situación del frente lávico en función del tiempo. Los modelos de gota de agua basados en considerar que la lava se mueve libremente buscando la máxima pendiente carecen hoy totalmente de interés. Sin embargo, una simulación Montecarlo sobre una buena base topográfica, permite obtener en poco tiempo la distribución de coladas y simular el efecto de la utilización de barreras. Los modelos más elementales se basan en considerar el movimiento en una sola dimensión, sobre una superficie plana inclinada un determinado ángulo (Danes, 1972)

$$\frac{du}{dt} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - g \, \beta + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}$$

donde u es la velocidad del flujo lávico, ρ la densidad de la lava (2.65 g/cm^3), p la presión, μ la viscosidad y β la pendiente de la base sobre la que discurre. Esta ecuación diferencial es fácilmente integrable, admitiéndose un comportamiento exponencial para la viscosidad y considerando la presión hidrostática

$$\mu = \mu_o e^{b/T} \qquad p = \rho g h$$

Como valores aproximados puede hacerse b = 2.7x10^4 K y μ_o entre 1x10^{-6} y 6x10^{-6} poise (1x10^{-7} y 6x10^{-7} kg. m^{-1} s^{-1}). El único mecanismo de enfriamiento que se considera en este modelo es la radiación térmica

$$-\frac{dT}{dt} = \frac{\varepsilon \sigma}{\rho \eta c h} T^4$$

donde ε es la emisividad de la lava (próximo a 1), σ la constante de Stefan-Boltzmann (5.67x10^{-8} julios s^{-1} K^{-4}), η el equivalente mecánico del calor (4.185 julios kcal^{-1}) y c el calor específico de la lava (0.25 kcal kg^1 ºC^{-1}). Al tratarse de un gran flujo lávico se admite que su superficie libre presenta una pendiente constante α y se mueve a velocidad constante. Con estas condiciones se llega a

$$e^{\frac{b}{T}} \left[\left(\frac{b}{T} + 1 \right)^2 + 1 \right]_{T_o}^{T_f} = \frac{3 \varepsilon \sigma \mu_o b^3 x}{\rho^2 \eta c h^3 g (\alpha + \beta)}$$

donde el primer miembro debe particularizarse para T_o temperatura de emisión y T_f temperatura de solidificación. Otro modelo similar (Pieri y Baloga, 1986), considera la distribución de temperaturas en el interior de la colada, permitiendo calcular fácilmente cuál será el máximo desarrollo de la colada en función de las propiedades de la lava y del ángulo de base

$$Q = \frac{3 \varepsilon \sigma}{\rho c (T_o^3 - T_f^3)} A(L)$$

Para el caso en que la temperatura de la lava sea uniforme (lava continuamente mezclada)

$$Q = \frac{\varepsilon \sigma T_e^4}{\rho c (T_o - T_f)} A(L)$$

para una colada estratificada en la que T_e es la temperatura equivalente a la superficie libre de la lava y A(L) es la superficie cubierta por la colada desde el centro de emisión hasta la distancia L.

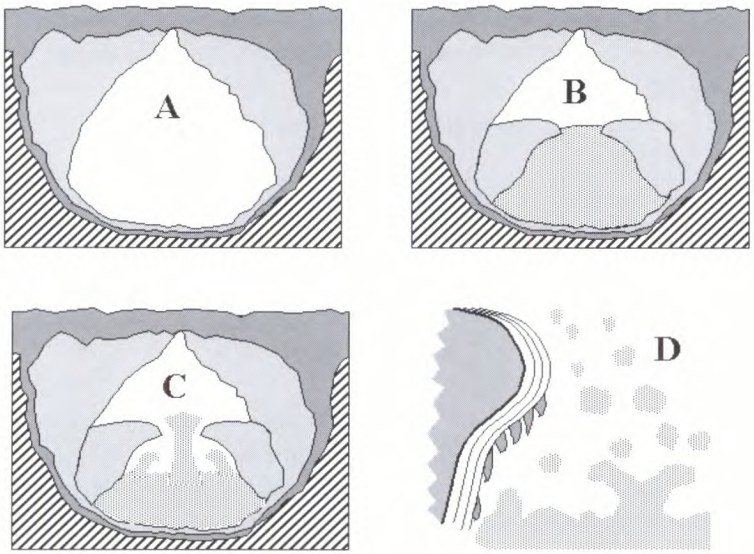


Figura 6. La sección de un túnel lávico ideal muestra como éste se ha formado al unirse las dos cornisas que constituían el canal lávico. **A**) En esta sección podemos ver bien el fondo del valle, pegado a él, la lava que se ha solidificado rápidamente al contacto con las rocas frías, que constituye una especie de lecho sobre el que discurre la colada. La lava en contacto con la parte inmóvil se detiene a causa de la viscosidad, se va enfriando, iniciándose la formación de las cornisas, las cuales van desarrollándose, llegándose a unir. En este momento tenemos formado el túnel lávico. Con el tiempo las cornisas irán creciendo, hasta alcanzar suficiente desarrollo para evitar que el túnel colapse una vez finalizada la erupción. **B**) Al disminuir el ritmo de emisión, el nivel de lava dentro del túnel irá disminuyendo hasta alcanzar la altura crítica, en cuyo momento se detendrá el flujo. Si la erupción continua un cierto tiempo, con un ritmo menor, pero todavía suficiente para que el nivel de lava supere la altura crítica dentro del túnel, se repetirá el proceso, generándose una nueva cornisa. Al finalizar, nos encontraremos con que el nivel de lava es parecido a la altura crítica, ya no podrá continuar el proceso, y en lugar de una cornisa tendremos una cornisa abortada o bancada. **C**) Dentro del túnel la lava circula muy caliente, pues el basalto es muy buen aislante térmico. En estas circunstancias, la lava se seguirá moviendo a temperaturas próximas a la de emisión (1150ºC). A estas temperaturas la lava es muy fluida, y el gas que contiene puede escaparse fácilmente, formando burbujas que van creciendo hasta estallar, proyectando gotas de lava que van a estrellarse contra las paredes y el techo. **D**) Las gotas de lava proyectadas se enfrían al entrar en contacto con las paredes ya solidificadas, aumentan su viscosidad y muchas de ellas quedan pegadas formando goterones característicos. En otros casos, cuando la diferencia de temperatura es menor, la lava proyectada resbala formando finas películas sobre las paredes. Este mecanismo hace que las cornisas estén cubiertas por una serie de finas capas de lava proyectada.

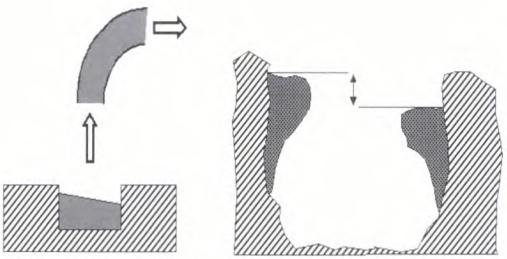


Figura 7. La lava dentro del túnel se mueve a velocidades muy elevadas ya que mantiene una temperatura próxima a la temperatura de emisión. Los cambios de dirección en el flujo inducen cambios de nivel en las cornisas. Hoy podemos estimar la velocidad con la que circuló la lava midiendo el radio y el desnivel.

Una colada lávica corresponde al movimiento de un fluido viscoso de tipo Bingham sobre una topografía definida. La viscosidad μ y cizalla umbral τ_0 del fluido son función exponencial de la temperatura

$$\log \mu = \mu_o - \beta T \qquad \log \tau = \tau_0 - \gamma T$$

Las constantes β y γ dependen de la composición de la lava y de su contenido en gas y cristales (McBirney y Murase, 1984) que varían con la posición y el tiempo, dependiendo de los procesos de transferencia de calor que en cada punto tienen lugar.

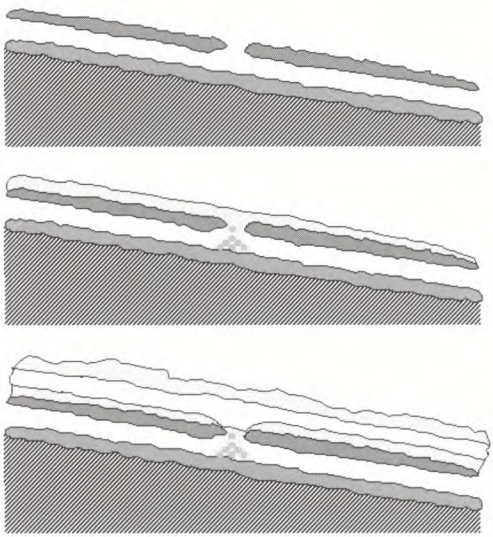


Figura 8. La acumulación de gases puede provocar la explosión de la cubierta del túnel, dando origen a un hornito. Cuando las dimensiones del túnel son muy grandes es fácil que la cornisa superior no pueda soportar el peso y se desprenda, produciéndose el colapso parcial del túnel, dando origen a cavidades conocidas en Lanzarote como jameos. En general, este tipo de fenómeno tiene lugar en zonas de cambio de pendiente o cambio de dirección. La razón está en que en esas zonas se produce una alteración en las condiciones del flujo, produciéndose una mayor desgasificación y presión cinemática sobre las paredes y el techo. Otro aspecto es la formación de túneles superpuestos Es muy difícil que una sola colada pueda llenar completamente un valle, por ello es normal que donde aparezca un túnel lávico, debajo de él se encuentren otros. Este proceso de superposición de túneles puede producirse en una misma erupción o en erupciones sucesivas, y seguirá produciéndose mientras continúen las condiciones geográficas favorables a la formación de túneles. Es muy difícil que un túnel vuelva a funcionar, pues sus dimensiones son pequeñas comparadas con la altura crítica de las lavas, por consiguiente, la lava que pueda entrar en el túnel rápidamente se detiene. En condiciones favorables se construirá un nuevo túnel superpuesto al primero, y por los colapsos (jameos) una pequeña cantidad de lava puede alcanzar el túnel anterior.

Ya hemos visto que el movimiento de una colada lávica depende de las propiedades de ésta y de la topografía sobre la que se mueve. Es posible construir un modelo numérico que nos permita simular el movimiento de una lava y pronosticar cual será la superficie afectada y en cuanto tiempo. Todos los modelos desarrollados parten del mismo sistema de ecuaciones, diferenciándose solamente en el método numérico utilizado para resolverlo (Barca et al., 1988; Ishihara et al., 1990). En general se trabaja con modelos bidimensionales, construyendo una malla asignando a cada celda la correspondiente altura. La emisión lávica se produce en una serie de celdas fuente y en cada una de ellas se aporta un determinado volumen en cada intervalo de tiempo. El volumen de lava correspondiente a cada celda se distribuye entre las cuatro celdas vecinas. La viscosidad y la cizalla umbral se considera que varían exponencialmente con la temperatura. Para simplificar el proceso de cálculo, la cizalla umbral

se expresa en forma de una diferencia de alturas mínima h_{cr} que debe existir entre las celdas vecinas para que exista flujo

$$h_{cr} = \frac{\tau_y}{\rho\, g\, sen(\alpha)}$$

donde τ_0 es la cizalla umbral, g la gravedad y α el ángulo de la pendiente. La temperatura en cada celda se calcula en función de las perdidas de calor por radiación y de los intercambios de masa

$$\Delta Q = \varepsilon\sigma T^4 \Delta t + \sum_{1}^{4} c\rho T_i \Delta q_i - c\rho T \Delta q$$

donde ΔQ es la pérdida de calor, ε la emisividad, σ es la constante de Stefan-Boltzmam, T la temperatura absoluta y Δt el intervalo de tiempo; los aportes de calor por intercambio de masa con las cuatro celdas vecinas vienen dados en función del calor específico c, la densidad ρ y la masa de lava Δq recibida o cedida. La distribución de temperaturas dentro de cada celda se admite que es homogénea o que está estratificada cuando el espesor de lava es considerable; estos efectos se introducen en el modelo mediante una corrección a la temperatura en la fórmula de la radiación. El modelo exige disponer de una buena base topográfica y trabajar con mallas muy densas, correspondiendo a cada celda dimensiones entre 10x10 m^2 a 50x50 m^2. El intervalo temporal debe ser pequeño, de 0.5 a 30 segundos; intervalos mayores pueden provocar fenómenos de inestabilidad en el proceso de cálculo.

EVOLUCIÓN DE DOMOS

Un domo (figura 9) es una lava tal que su cizalla umbral es tan grande que prácticamente le impide expandirse horizontalmente, creciendo en altura encima del centro de emisión. La estructura del domo se caracteriza por una costra solidificada que encierra en su interior un volumen considerable de lava líquida. La costra, altamente fracturada se expande a medida que se inyecta nueva lava. En general, los bloques desprendidos de la costra se acumulan alrededor del domo, formando una especie de talud que en cierta forma sirve de soporte al domo. El aumento de presión interior, el fallo del talud o el desbordamiento fuera del crater, pueden provocar la explosión del domo, al escapar violentamente el gas retenido en el interior. Un domo es un caso límite de evolución de una lava, en las que las propiedades reológicas, especialmente la cizalla umbral, limitan, junto con la velocidad de crecimiento, su expansión lateral. La modelización de los domos contempla dos aspectos distintos: su evolución y la posibilidad de que se produzca una fase catastrófica por colapso o explosión. La forma se modeliza considerando que el domo esta constituido por un fluido encerrado dentro de una película (Iverson, 1990). Las propiedades elásticas de ésta son las que configuran la forma del domo. La presencia de este talud condiciona a su vez la evolución del sistema, ya que limita su desarrollo radial. El modelo plantea las condiciones de equilibrio de la película en función de la presión existente en el interior del domo. Integrando el sistema de ecuaciones diferenciales mediante un algoritmo de Runge-Kutta (Press et al. 1986). El conjunto de soluciones depende sólo del parámetro adimensional D

$$D = \frac{1}{h}\sqrt{\frac{\tau e}{\rho}}$$

que relaciona las propiedades de la envoltura del domo, esfuerzo τ y espesor e con la densidad del magma ρ con una altura h que representa la sobrepresión existente en el interior del domo. Las dimensiones lineales, alturas z y radio r, aparecen en el modelo como variables adimensionales Z y R relacionadas mediante el factor

$$\frac{r}{R} = \sqrt{\frac{\tau e}{\rho}} \qquad \frac{z}{Z} = \sqrt{\frac{\tau e}{\rho}}$$

La evolución del domo (Denlinger, 1990) se refleja en cambios en el parámetro D, al ir variando el espesor de la envoltura y aparecer fenómenos de fatiga que afectan a sus propiedades elásticas, colapsando el domo cuando se supera el esfuerzo crítico τ_c. Este modelo ha permitido predecir con días o semanas de anticipación la serie de erupciones de 1981-82 del domo del St. Helens (Swanson et al., 1983).

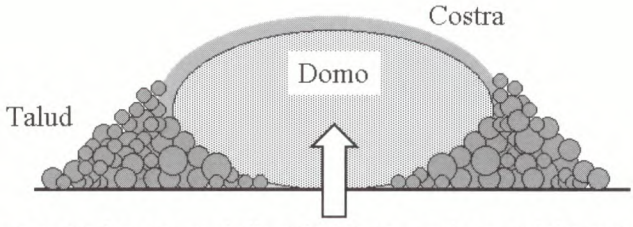


Figura 9 Un domo es una lava que su cizalla umbral es tan grande que prácticamente le impide expandirse horizontalmente, creciendo en altura encima del centro de emisión. Los bloques desprendidos de la costra se acumulan alrededor del domo, formando una especie de talud que en cierta forma sirve de soporte al domo.

BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1984). *Volcanologia*. RUEDA-C.S.I.C., Madrid: 528 pp.
- BARCA, D.; GRISCI, G. M.; DI GREGORIO, S.; MARABINI S.; NICOLETTA, F. P. (1988). *Lava flow simulation by cellular automata and Pantelleria's example*. En Kagoshima International Conference on Volcanoes, 1988. Proceedings. NIRA Tokyo: 475-478
- CAS, R. A. F.; WRIGHT, J. V. (1987). *Volcanic successions*. Allen & Unwin Publish. London: 528 pp.
- CHESTER, D.; DUNCAN, A.; GUEST, J.; KILBURN, C. (1985). *Mount Etna: The Anatomy of a Volcano*. Stranford Univ. press: 404 pp.
- DANES, Z. (1972). *Dynamics of lava flow*. J. Geophys. Res, **77:** 1430-1432
- DENLINGER, R. P. (1990). *A model for dome eruptions at Mount St. Helens, Washington. Based on subcritical crack growth*. En Lava Flows and Domes, Fink, J. editor. Springer-Verlag. N.Y.: 70-87

- DRAGONI, M.; BONAFEDE, M.; BOSCHI E. (1986). *Downslope flow models of a Bingham liquid implications for lava flows*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **30:** 305-325
- HULME, G. (1974). *The interpretation of lava flow morphology*. Geophys.J.R. Astr. Soc., **39:** 361-383
- IVERSON, R. M. (1990). *Lava domes modeled as a brittle shells that enclose preussurized magma, with application to Mount St. Helens*. En Lava Flows and Domes, Fink, J. editor. Springer-Verlag. N.Y.: 46-69
- ISHIHARA, K.; IGUCHI, M.; KAMO, K. (1990). *Numerical simulation of lava flows on some volcanoes in Japan.* En Lava Flows and Domes, Fink, J. editor. Springer-Verlag. N.Y.: 174-207
- MC. BIRNEY, A.R.; MURASE, T. (1984). *Rheological properties of magmas.* Ann. Rev. Earth Planet Sci., **123:** 37-57
- PIERI, D.; BALOGA, S. (1986). *Eruption rate, area and length relations for some hawaiian lava flows.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **30**: 29-45
- PRESS, W. H.; FLANNERY, B. P.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T. (1986). *Numerical recipes. The art of Scientific Computing*. Cambridge University Press. Cambridge. U.K:. 818 pp.
- STASIUK, M. Y JAUPART, C. (1997). *Lava flow shapes and dimensions as reflections of magma system conditions.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **78:** 31-50
- SWANSON, D. A.; CASADEVALL, T. A.; DZURISIN, D.; MALONE, S. D.; NEWHALL, C. G.; WEAVER, C. S. (1983*). Predicting eruptions at Mount St. Helens, June 1980 through December 1982*. Science, **221:** 1369-1376

VOLCANISMO EXPLOSIVO

J. Marti[1], F. Legros[1], F. Colombo[2]

[1]Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera".CSIC. C/ Martí i Franques, s/n. 08028 Barcelona
[2]Facultad de C. Geológicas. Universidad de Barcelona

INTRODUCCIÓN

El proceso de salida del magma al exterior de la superficie terrestre es lo que se conoce como erupción volcánica. Este fenómeno, perfectamente observable a la escala humana, representa la culminación de un largo proceso geológico que implica la génesis del magma en ciertas zonas del manto superior o de la base de la corteza continental, su evolución durante el ascenso hacia zonas más superficiales, su acumulación en cámaras magmáticas intermedias y, en algunos casos, su salida a la superficie.

El factor principal desencadenante de las erupciones volcánicas es el aumento de presión en el interior del sistema volcánico debido a la inyección de nuevo magma o a la sobresaturación en volátiles del magma existente durante su enfriamiento, lo que hace que se forme una fracción de gas separada del magma (Fig. 1). Los volátiles disueltos en el magma afectan no solamente a su viscosidad y a sus temperaturas de fusión y cristalización, sino también a la naturaleza de las erupciones volcánicas, en el sentido de si serán explosivas o no. El componente volátil mayoritario es el agua, aunque el dióxido de carbono es también un importante volátil primario en los magmas basálticos. La solubilidad de los volátiles en el magma está controlada, al menos en parte, por la presión de confinamiento, de forma que decrece progresivamente a medida que el magma se emplaza a niveles más superficiales. A cierta profundidad la solubilidad del agua y del dióxido de carbono decrece suficientemente, lo que conlleva la saturación del magma, de forma que éste se transforma en un fluido de dos fases. La profundidad a la que este fenómeno ocurre depende del tipo de magma, del contenido actual en volátiles y de la presión de vapor de los volátiles disueltos con respecto a la presión de confinamiento. La separación de los volátiles en una fase gaseosa empezará cuando la presión de vapor sea igual a la presión de confinamiento.

El estudio de los mecanismos eruptivos y, especialmente, de todos los aspectos dinámicos que configuran una erupción, es uno de los objetivos principales de la volcanología moderna. Según sean estos mecanismos, los productos derivados de una erupción volcánica pueden ser muy diversos. Las erupciones más violentas fragmentan el magma y las paredes de los conductos volcánicos, y arrastran al exterior estos fragmentos formando así los depósitos piroclásticos. Por el contrario, en las erupciones más tranquilas se produce la emisión continua de magma en forma de coladas de lava. Tanto las lavas como los piroclastos pueden presentar distintas variedades en función de los mecanismos eruptivos, los cuales, a su vez, dependerán de las propiedades físico-químicas del magma así como de las características de su entorno geológico.

TIPOS DE ERUPCIÓN

Los fenómenos explosivos asociados a las erupciones volcánicas se deben a los procesos de separación de la masa de volátiles, tanto de origen magmático como procedentes de la incorporación de agua al magma (Fig. 1). Los aspectos más característicos de las erupciones explosivas, así como su clasificación, se deducen mediante el estudio de sus productos: los depósitos piroclásticos.

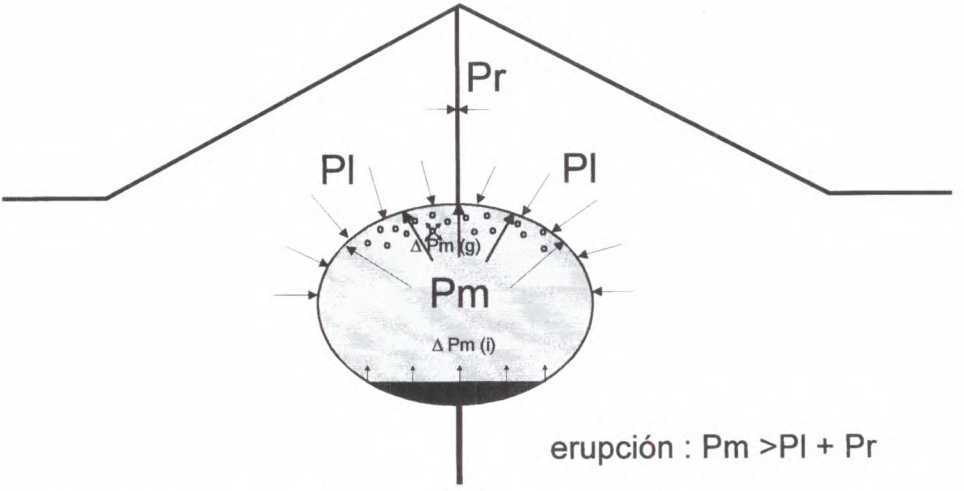


Figura 1. Las principales causas de las erupciones volcánicas son la sobrepresión debida a la entrada de nuevo magma y la sobrepresión debida a la formación de una fase gaseosa durante el enfriamiento del magma. Pm: presión del magma, Pl: presión litostática, Pr: resistencia de las rocas, (g): fracción del aumento de presión debida a la fase gaseosa, (i): fracción del aumento de presión debida a la intrusión de nuevo magma.

El conocimiento que podamos llegar a tener sobre el volcanismo explosivo depende en gran parte del estudio de los productos de erupciones pasadas, particularmente en el caso de erupciones tan grandes o violentas que hacen difícil su observación directa, o que son tan escasas que no dan ni la oportunidad de intentarlo. La identificación de los mecanismos de transporte y deposición de los depósitos piroclásticos constituye un paso previo imprescindible si queremos conocer los mecanismos eruptivos que los han originado. Los estudios sobre los materiales piroclásticos pueden ayudar a determinar el comportamiento interno de los volcanes y la forma en que el magma ha sido extraído de la cámara magmática, así como la presencia de mecanismos de mezcla o de zonaciones dentro de la misma. La metodología desarrollada para el estudio de los depósitos piroclásticos ha permitido conocer en detalle el mecanismo de los distintos tipos de erupciones explosivas. De esta forma, las nuevas clasificaciones utilizadas para definir los distintos tipos de erupciones se basan fundamentalmente en las características de estos depósitos. Una de las clasificaciones más utilizadas está basada en dos parámetros, índice de dispersión e índice de fragmentación, deducidos de las medidas efectuadas sobre los productos piroclásticos (Fig. 2). El índice de dispersión (D) corresponde al área en que se

dispersa un determinado depósito de caída y depende fundamentalmente de la altura de la columna eruptiva. El índice de fragmentación (F) depende principalmente de las condiciones en que ha tenido lugar la erupción y de la reología del material emitido. Así pues, la relación entre D y F es un índice de la intensidad de la erupción.

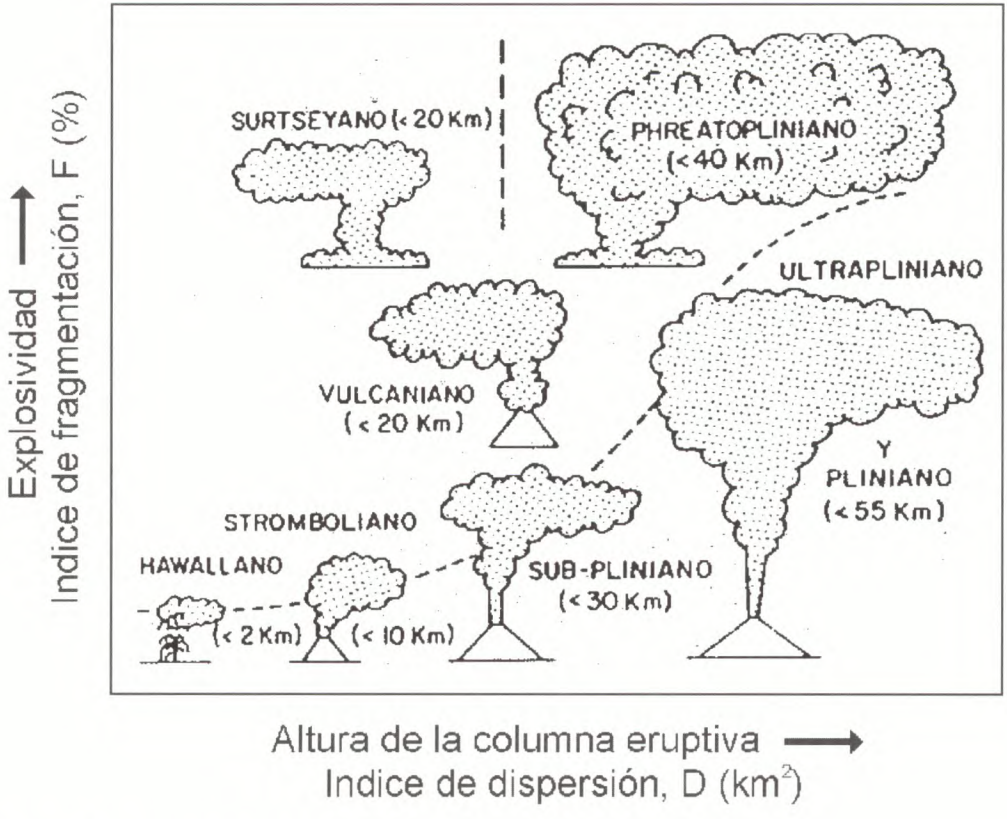


Figura 2. Tipos principales de columnas eruptivas (Cas y Wright, 1987).

ERUPCIONES PLINIANAS Y ULTRAPLINIANAS

Las erupciones plinianas son las erupciones magmáticas más violentas y, en general, están asociadas a magmas calcoalcalinos ácidos o a magmas alcalinos muy diferenciados. La energía y características de las erupciones plinianas dependen de diversos factores como son la cantidad de gases disueltos en el magma, la reología del magma, la forma y dimensiones de la boca de emisión y, especialmente, del volumen de magma extruido. La característica principal de las erupciones plinianas, aunque no es exclusiva de ellas, es la formación de una columna eruptiva vertical, constituida por gases y piroclastos de gran altura (de 20 km o más) y que presenta una típica forma de champiñón (Fig. 3).

Dentro de la columna eruptiva se pueden diferenciar tres fases: zona de chorro, zona convectiva y zona de difusión horizontal. La zona de chorro corresponde a la parte basal de la columna, está dominada por la energía cinética y se rige por las leyes de la balística, a la vez que se caracteriza por grandes velocidades (incluso supersónicas) y desaceleraciones. Dentro del conducto y en la boca de salida la expansión de los gases acelera la mezcla de gases y piroclastos a grandes velocidades, hasta alcanzar un máximo (velocidad de salida) que puede ser considerado como la condición de velocidad en la base de la columna. La velocidad de salida depende de la presión de la explosión en el nivel de fragmentación del magma, la cual depende, a su vez, del contenido en gases del magma.

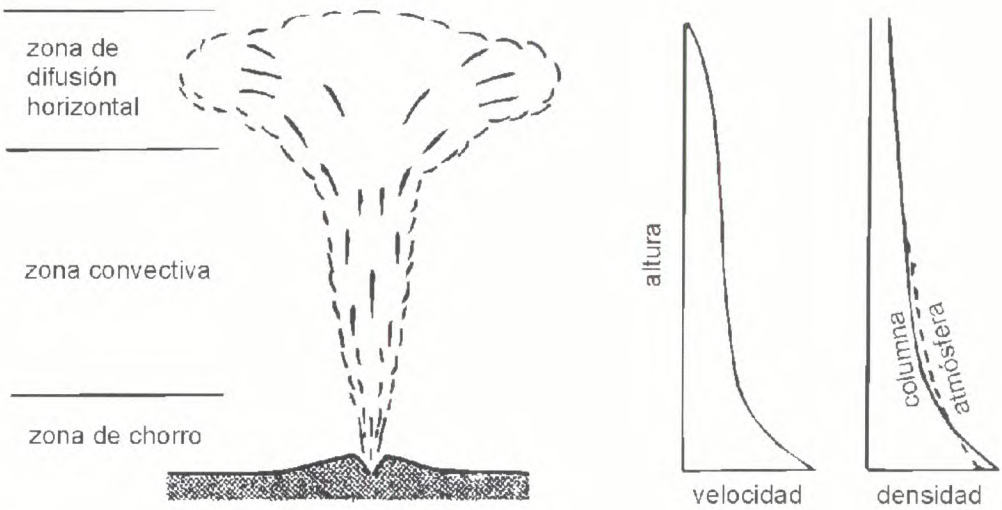


Figura 3. Estructura de una columna eruptiva (Sparks, 1986).

La zona de chorro ocupa tan sólo una pequeña fracción de la altura total de la columna, desde pocos centenares de metros hasta algunos kilómetros en las erupciones más importantes. La zona de chorro pasa hacia una zona mucho más convectiva caracterizada por la disipación de la energía térmica, siendo su desarrollo mejor cuanto mayor sea la eficacia en la transferencia de calor. El techo de la zona convectiva se define por un nivel de densidad neutra donde la columna eruptiva tiene la misma densidad y temperatura que la atmósfera que la envuelve. Por encima de este nivel la columna sigue ascendiendo debido a su impulso, hasta que alcanza una altura determinada en la que se expande horizontalmente formando la zona de difusión horizontal, la cual queda sometida a la interacción con los vientos dominantes de la alta atmósfera.

Los factores que controlan la estabilidad de una columna eruptiva son: radio de la boca de emisión, velocidad de salida del gas, concentración de piroclastos y relación de descarga de magma. Estos factores determinan la eficacia de la conversión de la energía térmica de la mezcla gases/piroclastos a energía potencial y cinética durante la entrada de aire atmosférico. El aire atrapado durante el levantamiento turbulento de la columna se expande debido al calentamiento que experimenta por parte de los piroclastos magmáticos, disminuyendo la

densidad efectiva de la columna y causando finalmente la flotabilidad del material en la columna. Esto ocurre cuando la densidad de la columna es menor que la densidad del aire circundante. Cuando las propiedades que controlan el proceso (momento inicial, temperatura, etc.) son insuficientes para que las fuerzas de empuje empiecen a dominar, la columna colapsa y da lugar a la formación de flujos piroclásticos.

Inicialmente la temperatura de la columna es muy superior a la ambiental, lo que hace que ascienda con una velocidad determinada y de forma estable mientras incorpora aire exterior. Durante el ascenso, la temperatura de la columna va disminuyendo debido al enfriamiento producido por la expansión adiabática y la mezcla con aire atmosférico, lo que se traduce en una pérdida de la capacidad ascensional que inmediatamente ocasiona una expansión radial de la columna.

La distribución de los piroclastos juveniles y de los fragmentos líticos tiene una gran influencia en la distribución de temperaturas y densidades dentro de la columna. La distribución de las partículas sólidas depende de la relación entre la velocidad final de caída y la velocidad del gas. En muchas erupciones, clastos de 5 cm de diámetro son transportados hasta el techo de la columna eruptiva y son los clastos de gran tamaño (decenas de centímetros) los que únicamente siguen verdaderas distribuciones balísticas.

ERUPCIONES VULCANIANAS

La erupciones vulcanianas, especialmente frecuentes en los volcanes andesíticos, tienden a ser explosiones instantáneas en las cuales gran parte del material piroclástico corresponde a fragmentos líticos procedentes de la roca encajante o de partes solidificadas del magma.

Las erupciones vulcanianas generan diversas explosiones, separadas por intervalos de algunos minutos hasta horas, producidas en zonas relativamente superficiales del conducto volcánico. Para explicar este tipo de erupciones se considera que una parte del magma juvenil se inyecta dentro del volcán pero no llega a extruir debido a la presencia de un tapón de roca que obstruye la boca de salida. Este tapón puede estar formado por material magmático que se ha enfriado y consolidado o por una mezcla de éste con fragmentos derivados de una explosión anterior o simplemente por roca encajante. Cuando la presión de volátiles es superior a la resistencia del tapón se produce la explosión.

La mayoría de las erupciones vulcanianas implican la participación de agua externa. En estos casos, una gran proporción de la energía térmica se utiliza para transformar el agua en vapor. La diferencia entre las erupciones plinianas y las vulcanianas se basa en la menor energía (menor volumen de material y menor violencia) de las últimas, las cuales suelen terminar con la emisión de lavas muy viscosas empobrecidas en gases.

ERUPCIONES ESTROMBOLIANAS

Las erupciones estrombolianas son características de los magmas basálticos, mucho menos viscosos y también menos ricos en volátiles que los calcoalcalinos. En estas erupciones se producen pequeñas explosiones separadas por periodos de menos de un segundo hasta varias

horas. La causa de las explosiones estrombolianas es la aproximación hacia la superficie de una o más burbujas de gas, mientras el magma permanece en reposo. Los productos piroclásticos generados en estas erupciones corresponden a bombas, lapilli escoriáceo y ceniza, los cuales forman depósitos de caída con una dispersión muy pequeña.

HIDROVOLCANISMO

Las erupciones hidrovolcánicas son producidas por la interacción del magma o de un foco de calor magmático con agua externa, ya sea superficial o subterránea. Este tipo de erupciones puede darse tanto en magmas básicos como en magmas ácidos, y siempre se caracterizan por su extrema violencia. No obstante, hay que señalar que existe un espectro continuo entre las erupciones hidrovolcánicas y las puramente magmáticas.

La eficacia de una explosión hidrovolcánica depende de la relación de masas entre el agua y el magma, de la presión de confinamiento, del volumen de agua sobrecalentada, del nivel de mezcla entre agua y magma, de la geometría del contacto entre ambos fluidos y de la diferencia de temperatura entre ellos. Los estudios experimentales demuestran que la energía explosiva se incrementa rápidamente al disminuir el tamaño de las partículas en que se divide el magma.

Las erupciones hidrovolcánicas pueden generar una amplia variedad de depósitos piroclásticos según cual sea la relación de masas en que se produce la interacción del agua con el magma. Cuando la relación es baja, entre 0.01 y 0.1, el agua toma un papel poco importante en el momento de determinar las características de la erupción, que será debida básicamente a los gases magmáticos. En este caso se forman depósitos de caída y emisión de lavas. Cuando esta relación adquiere valores más altos, entre 0.1 y 1, tiene lugar un súbito incremento en la eficacia de la transferencia de la energía térmica a mecánica y de la fragmentación del magma, generándose erupciones de alta energía acompañadas de flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas secas. Un incremento en la relación agua/magma por encima de 1 produce una disminución del sobrecalentamiento y de la energía mecánica, lo que da lugar a erupciones menos explosivas que generan oleadas piroclásticas húmedas y lahares.

DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS

Los piroclastos son producidos por la fragmentación del magma y de la roca encajante durante las erupciones explosivas. Su acumulación da lugar a los depósitos piroclásticos, dentro de los cuales podemos encontrar tres tipos de componentes: fragmentos de magma y de cristales (fragmentos esenciales o juveniles), fragmentos líticos derivados de las paredes del conducto o de partes solidificadas del magma (fragmentos accesorios) o fragmentos líticos incorporados del substrato durante el emplazamiento de los flujos piroclásticos (fragmentos accidentales).

Los fragmentos juveniles son arrancados directamente del magma eruptivo y pueden presentar un grado de cristalinidad variable según sea el modo de enfriamiento que ha experimentado el magma antes de la erupción. Asimismo, en función de las distintas densidades y viscosidades de los magmas, estos fragmentos podrán presentar distintas morfologías. En general, se trata de fragmentos de magma sobreenfriados más o menos vesiculados que presentan una granulometría variable en función del grado de explosividad de la erupción.

Las erupciones explosivas de magmas viscosos dan como fragmento piroclástico más característico las pumitas. Se trata de fragmentos altamente vesiculados, generalmente de color blanco o claro, que acostumbran a presentar una densidad inferior o cercana a 1g/cm^3. La fragmentación de las paredes de las vesículas de las pumitas durante las erupciones magmáticas explosivas conduce a la formación de fragmentos vítreos cineríticos (shards), denominados genéricamente cenizas. Tanto las pumitas de mayor tamaño como los vitroclastos cineríticos pueden deformarse plásticamente y soldarse entre sí cuando se depositan a temperatura elevada y bajo una presión de carga suficiente.

Los piroclastos pueden formar acumulaciones muy diversas según sean los mecanismos eruptivos, de transporte y deposición. En la actualidad se aceptan tres tipos principales de mecanismos genéticos y de transporte, denominados caída de piroclastos (pyroclastic fall), coladas piroclásticas (pyroclastic flow) y oleadas piroclásticas (pyroclastic surge). En los primeros, los piroclastos caen directamente al suelo describiendo una trayectoria balística o después de que la columna eruptiva se haya expandido formando una nube de cenizas que se desplaza lateralmente controlada por los vientos. En las coladas piroclásticas, los fragmentos son transportados a ras del suelo dentro de un flujo de alta densidad que se desplaza a elevada temperatura y en el cual la fase continua entre las partículas es gas, siendo la relación gas/fragmentos baja. En el tercer tipo, los piroclastos son transportados lateralmente y a ras del suelo dentro de un flujo turbulento donde la relación gas /fragmentos es elevada.

DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DE CAÍDA

Los depósitos piroclásticos de caída cubren uniformemente la topografía, acumulándose tanto en las depresiones como en las partes altas. Pueden presentar gradación normal o inversa. La potencia y el tamaño de los fragmentos disminuye al alejarnos del centro emisor. La mayoría de los depósitos piroclásticos de caída acostumbran a estar bien clasificados.

Según los mecanismos de deposición que los originan, podemos definir varios tipos de depósitos piroclásticos de caída (Fig. 4): piroclastos de proyección balística, dispersión de piroclastos en caída libre (pyroclastic fall) y brechas de explosión. Asociados a la formación y emplazamiento de las coladas piroclásticas pueden generarse un tipo de depósitos (cineritas coignimbríticas) de características muy similares a los producidos por la dispersión de la columna eruptiva y que son descritos en el apartado correspondiente.

DEPÓSITOS DE COLADAS PIROCLÁSTICAS

Las coladas piroclásticas ("Pyroclastic flow", "ash flow", etc.), son corrientes de piroclastos semifluidizadas, de alta densidad que están controladas por la gravedad y se desplazan lateralmente a ras del suelo en un flujo esencialmente laminar, en el que la fase continua entre las partículas es gas, siendo la relación partículas/gas elevada (alta concentración). En general, están controladas por la topografía y rellenan los valles y las depresiones. Los depósitos están mal clasificados pero a menudo pueden presentar una gradación normal de los fragmentos líticos hacia la base e inversa de los fragmentos pumíticos hacia el techo. La mala clasificación de los depósitos de colada piroclástica se atribuye a la elevada concentración de partículas que las caracteriza y no a la turbulencia. Los depósitos de coladas piroclásticas no suelen presentar

ningún tipo de estratificación interna, aunque la superposición de diferentes unidades de flujo puede dar lugar a la aparición de una estratificación bien marcada.

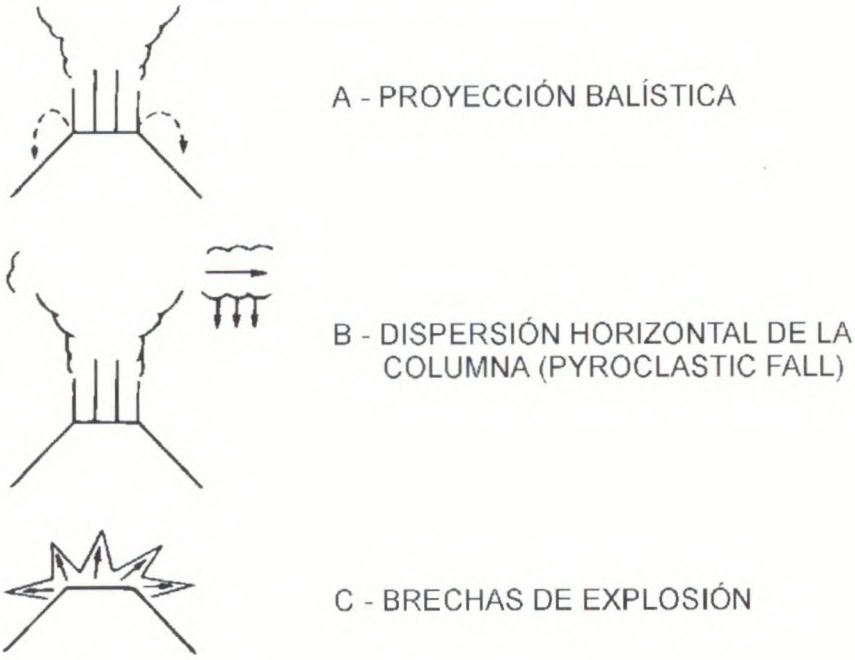
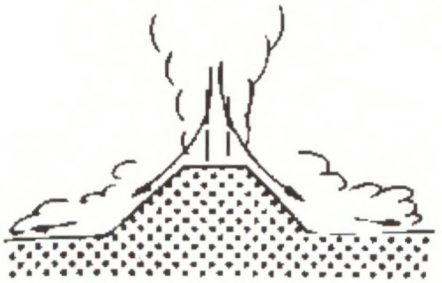


Figura 4. Depósitos piroclásticos de caída.

Las coladas piroclásticas forman parte de un continuo, en el que otros miembros son los aludes, lahares, "debris flows" y las oleadas piroclásticas, existiendo una gradación entre los diferentes tipos de depósitos. Las mismas coladas piroclásticas incluyen una amplia variedad de mecanismos que pueden dar lugar a diferentes depósitos (Fig. 5). Por esta razón, y siguiendo la terminología inglesa, hemos preferido conservar el término de ignimbrita para todos los depósitos producidos por coladas piroclásticas ricas en fragmentos pumíticos, independientemente de su génesis, volumen y grado de soldadura. Asimismo, distinguimos otros dos tipos de depósitos producidos por coladas piroclásticas: depósitos de coladas de bloques y ceniza y depósitos de coladas de escoria.

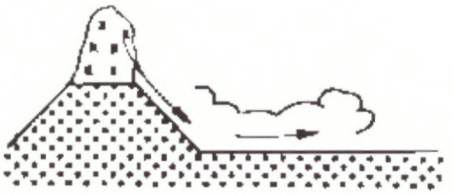
IGNIMBRITAS

Las ignimbritas son depósitos de coladas piroclásticas ricas en material magmático juvenil vesiculado (pumitas y vitroclastos), emplazados en caliente y que pueden o no estar soldados. Actualmente, se está de acuerdo en que el mecanismo general de formación de las ignimbritas es el colapso de la columna eruptiva. El colapso de la columna se produce cuando ésta se vuelve más densa que la atmósfera y no puede seguir levantándose convectivamente, lo cual puede ser debido a una disminución del contenido en gases del magma, a una disminución brusca de la velocidad de emisión, o bien, a un aumento de las dimensiones de la boca de salida y del volumen de descarga.



Colapso de una columna eruptiva vertical

Colapso inmediato de la columna eruptiva



Colapso gravitacional de domos

Colapso gravitacional de coladas

Figura 5. Tipos de coladas piroclásticas.

Cerca de la boca de salida, donde destaca la fuerte compresión de los materiales bajo el peso de la columna que va colapsando, los depósitos contienen una importante fracción gruesa. En esta zona se generan las brechas coignimbríticas. Seguidamente, se inicia la separación del flujo en dos niveles. En el nivel inferior, que corresponde a la zona densa (unidad principal de flujo), los materiales fluidizados tienen un movimiento laminar, mientras que en el nivel superior predomina la fase gaseosa y el régimen de flujo es turbulento. Esto provoca una gran dispersión

de las partículas finas separadas desde la unidad principal de flujo, las cuales forman una nube de cenizas que puede separarse y desplazarse independientemente (nube acompañante o "ash cloud") y depositarse como cineritas de caída en zonas distales (coignimbritas cineríticas), o como un depósito de oleada de nube acompañante ("ash cloud surge") sobre la propia colada piroclástica o fuera de ella. En la cabecera o frente de la unidad principal de flujo se produce una mayor fluidización debido a la entrada de aire exterior, que rápidamente se calienta y se expande, junto con una importante fracción derivada de la desgasificación del material original.

Una de las características más importantes de las ignimbritas es que pueden estar soldadas, es decir, que al estar emplazadas a elevadas temperaturas puede producirse la sinterización de los fragmentos vítreos (pumitas y vitroclastos) entre sí. Por debajo de los 550^{0} C no se produce ya la deformación plástica de los fragmentos de vidrio, aunque el límite de temperatura depende del contenido en volátiles y de la composición química del vidrio. Una soldadura completa puede causar la homogeneización de la ignimbrita y transformarla en una roca vítrea similar a la obsidiana, produciendo el colapso de las pumitas porosas para formar flamas vítreas densas. El grado de soldadura depende de la presión de carga, aunque ésto tiene menor importancia que la temperatura, contenido en gases y viscosidad.

Las ignimbritas pueden enfriarse como unidades simples o como diversas unidades cuando se han emplazado sucesivamente y formar una unidad de enfriamiento compuesta ("compound cooling unit"). En este último caso puede llegar a desaparecer la estructura de las diferentes unidades de flujo, presentándose todas ellas como una sola unidad de enfriamiento.

Las ignimbritas pueden clasificarse en función de una relación entre una dimensión vertical, por ejemplo la potencia media, y una dimensión horizontal, como puede ser el diámetro del área ocupada por la ignimbrita. Esta relación, llamada "aspect ratio", define dos tipos principales de ignimbritas: las "high aspect ratio" (HARI) y las "low aspect ratio" (LARI). Las variaciones en "aspect ratio" de las ignimbritas se pueden correlacionar con otras diferencias significativas, como es por ejemplo su respuesta respecto a la topografía que atraviesan. Las HARI son ignimbritas muy potentes y relativamente poco extensas que responden pasivamente a la topografía, emplazándose preferentemente en los valles y zonas deprimidas. Las ignimbritas del tipo LARI son muy extensas y en comparación muy poco potentes. Se emplazan prescindiendo de la topografía, atravesando valles y zonas altas, incluso zonas con agua. Se distribuyen más o menos radialmente desde el centro emisor, y cubren un área mucho más amplia que las HARI.

ERUPCIONES IGNIMBRÍTICAS Y CALDERAS VOLCÁNICAS

Dentro del capítulo de las coladas piroclásticas hay que señalar la relación de las ignimbritas de gran volumen con la génesis de las grandes calderas de colapso. Estas ignimbritas, en general de composición calcoalcalina, están asociadas a grandes cámaras magmáticas, frecuentemente estratificadas composicional y térmicamente, cuyo vaciado afecta solamente a una pequeña parte de las mismas.

El mecanismo de formación de estas calderas volcánicas se puede dividir en varias fases. En general se producen unas primeras erupciones, comparativamente de relativa poca importancia, que son las responsables del vaciado parcial de la cámara magmática, lo que origina una

consiguiente pérdida de presión en el interior de la misma. Cuando la presión en el interior de la cámara magmática es inferior a la presión litostática más la resistencia de las rocas, se inicia el colapso de la bóveda de la cámara y la extrusión de grandes volúmenes de material magmático en forma de coladas piroclásticas, acelerándose de forma notable el proceso de colapso. Ya en una fase posterior puede producirse una nueva fase de actividad volcánica en el centro de la caldera, lo que genera la aparición de centros resurgentes.

El área de las calderas varía entre 1 y 10^4 km^2; el volumen de material extruido a partir de calderas volcánicas varía de 1 a 10^4 km^3 y el volumen de las cámaras magmáticas relacionadas se considera que presenta un rango de variación entre 10 y 10^5 km^3.

DEPÓSITOS DE COLADAS DE BLOQUES Y CENIZA

La mayoría de las coladas piroclásticas que han podido ser observadas directamente corresponden a coladas de bloques y cenizas (nubes ardientes) de poco volumen (10^5-10^7 m^3), las cuales presentan ciertas analogías con las grandes coladas piroclásticas. La mayoría de estos flujos piroclásticos se forman por hundimiento gravitacional de domos o coladas de lava, de viscosidad elevada, lo cual provoca la creación de aludes de bloques y ceniza incandescentes que se desplazan siguiendo la pendiente topográfica y se emplazan preferentemente en las zonas más deprimidas. Son depósitos mal clasificados, ricos en bloques de material juvenil denso, con una matriz fina cinerítica. Las coladas de bloques y cenizas pueden llevar también asociada una nube acompañante que se comporta como en el caso de las ignimbritas. A menudo presentan una gradación inversa, y pueden exhibir también una capa basal fina.

DEPÓSITOS DE COLADAS DE ESCORIAS

Estos depósitos son producidos por coladas piroclásticas de pequeño volumen (10^5-10^7 m^3), generadas por el colapso intermitente de una columna eruptiva vertical originada por explosiones cortas. Son depósitos característicos de las erupciones vulcanianas, aunque también pueden formarse por desmoronamiento gravitatorio o explosivo de domos y coladas. Son depósitos controlados topográficamente, mal clasificados, que contienen cantidades variables de ceniza basáltica a andesítica, lapilli vesicular y fragmentos escoriáceos de superficie rugosa de hasta 1 m de diámetro, pudiendo contener en ocasiones grandes bloques de fragmentos comagmáticos no vesiculares.

Los piroclastos de mayor tamaño acostumbran a presentar una gradación granulométrica inversa y puede aparecer una capa basal de acumulación de finos. También son frecuentes los tubos de desgasificación. La presencia de levees, acanalamientos y acusados frentes de flujo, indican una alta cohesividad durante su emplazamiento, comportándose entonces como un tipo específico de flujo masivo.

DEPÓSITOS COIGNIMBRÍTICOS

Estos depósitos están íntimamente ligados a la formación de las coladas piroclásticas que producen ignimbritas. En función de su origen se pueden distinguir dos tipos (Fig. 6): brechas coignimbríticas ("co-ignimbrite lag fall", "co-ignimbrite lag breccia", "lag deposit", etc.) y cineritas coignimbríticas (co-ignimbrite ash fall).

Las brechas coignimbríticas se reconocen por ser depósitos de grano grueso, ricos en fragmentos líticos o juveniles densos, por estar mal clasificados, por presentar una estratificación más o menos marcada y por su correlación lateral con ignimbritas. La presencia de estos depósitos indica que las ignimbritas a las que están asociados se han formado por el colapso de la columna eruptiva y sirven, asimismo, para localizar el punto de origen de las coladas piroclásticas. Las brechas coignimbríticas son depósitos que se forman durante el colapso de la columna eruptiva, por acumulación de los fragmentos que son demasiado grandes y pesados para ser transportados lejos por la colada piroclástica, acumulándose alrededor del centro emisor.

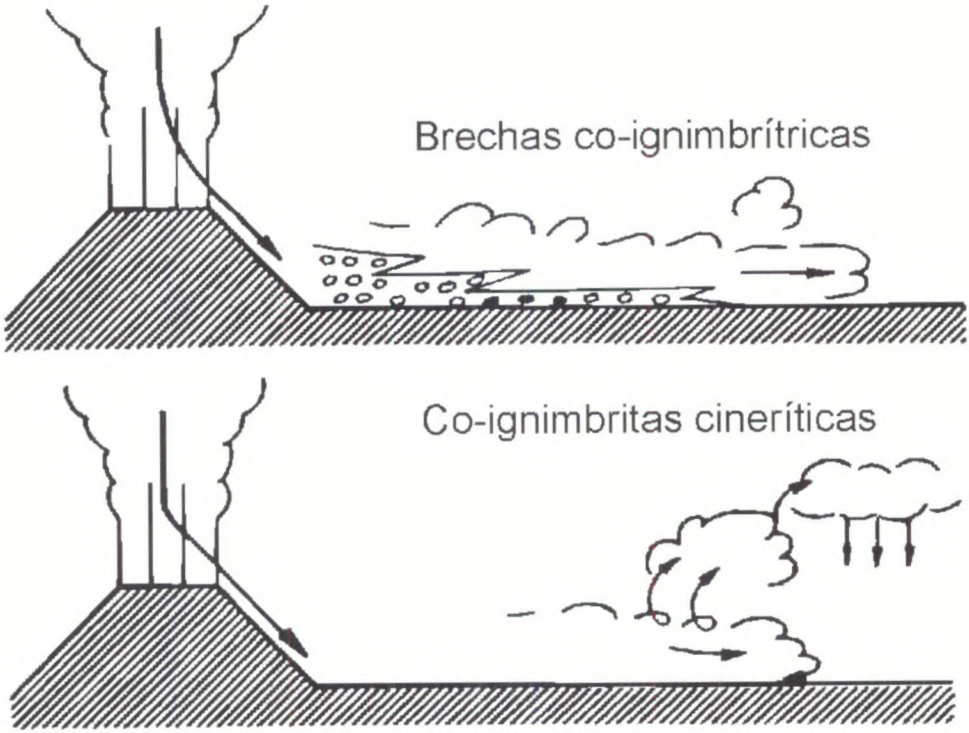


Figura 6. Depósitos de caída asociados a flujos piroclásticos.

En el conducto, dentro de la columna eruptiva y durante el flujo, tiene lugar la segregación de partículas finas, lo que provoca un enriquecimiento en cristales y líticos y un empobrecimiento en partículas vítreas finas en la colada piroclástica. Las partículas con una velocidad de caída baja pueden ser transportadas dentro de la columna eruptiva hasta las zonas altas de la

atmósfera y dar lugar posteriormente a depósitos de caída. De esta forma estas partículas no entran a formar parte de los flujos piroclásticos. Asimismo, un volumen importante de fragmentos cineríticos también pueden escapar desde el techo del flujo mientras se está emplazando. En este caso, la segregación del material fino desde el cuerpo del flujo piroclástico produce la formación de una nube turbulenta poco densa que acompaña a aquél y que puede alcanzar grandes alturas como si se tratara de una columna eruptiva vertical, formando al depositarse un depósito de caída de grano muy fino denominado cinerita coignimbrítica. Estos depósitos pueden contener un volumen de material comparable al de las ignimbritas con las que están asociadas.

OLEADAS PIROCLÁSTICAS

Las oleadas piroclásticas son corrientes turbulentas de baja concentración y densidad, donde la fase continua entre las partículas es gas. La diferencia básica entre las oleadas y las coladas piroclásticas es la densidad del flujo que es mucho mayor en las segundas. Los depósitos cubren la topografía pero tienen tendencia a acumularse en los valles. Se caracterizan por presentar estructuras sedimentarias unidireccionales y por estar bien clasificados. En detalle, parece probable que exista una gradación completa entre las coladas piroclásticas y las oleadas piroclásticas.

Las oleadas piroclásticas son características de las erupciones hidromagmáticas, aunque también pueden aparecer asociadas a erupciones puramente magmáticas. Se pueden distinguir diversos tipos según sus características genéticas (Fig 7) -"base surges", oleadas piroclásticas producidas en explosiones dirigidas, "ground surges", "ash cloud surges"- aunque todos ellos presentan unas características litológicas similares.

OLEADAS PIROCLÁSTICAS BASALES ("BASE SURGES")

Son producidas en erupciones hidromagmáticas, tanto en magmas ácidos como básicos, en que se produce una explosión casi superficial, en materiales ligeros o especialmente bajo el agua, lo cual comporta la formación de un anillo que se desarrolla a nivel del suelo y que crece en sentido radial. En general, están asociadas a la formación de edificios hidromagmáticos tipo maar, "tuff ring" y "tuff cone".

Las explosiones anulares que dan lugar a la formación de las oleadas piroclásticas basales ("base surge"), se caracterizan por ser supersónicas, de manera que el flujo de piroclastos va precedido de una onda de choque. Las explosiones anulares marcan siempre los estadios iniciales de la actividad explosiva de un volcán o de una reactivación de ésta cuando se produce un aumento súbito de presión dentro del conducto.

Se pueden distinguir dos tipos de oleadas piroclásticas basales, secas y húmedas, en función de si la temperatura de deposición está por encima o por debajo, respectivamente, de la temperatura de condensación del vapor de agua que contienen. Las oleadas piroclásticas basales secas ("dry surge") se producen cuando la relación de interacción entre el agua y el magma es

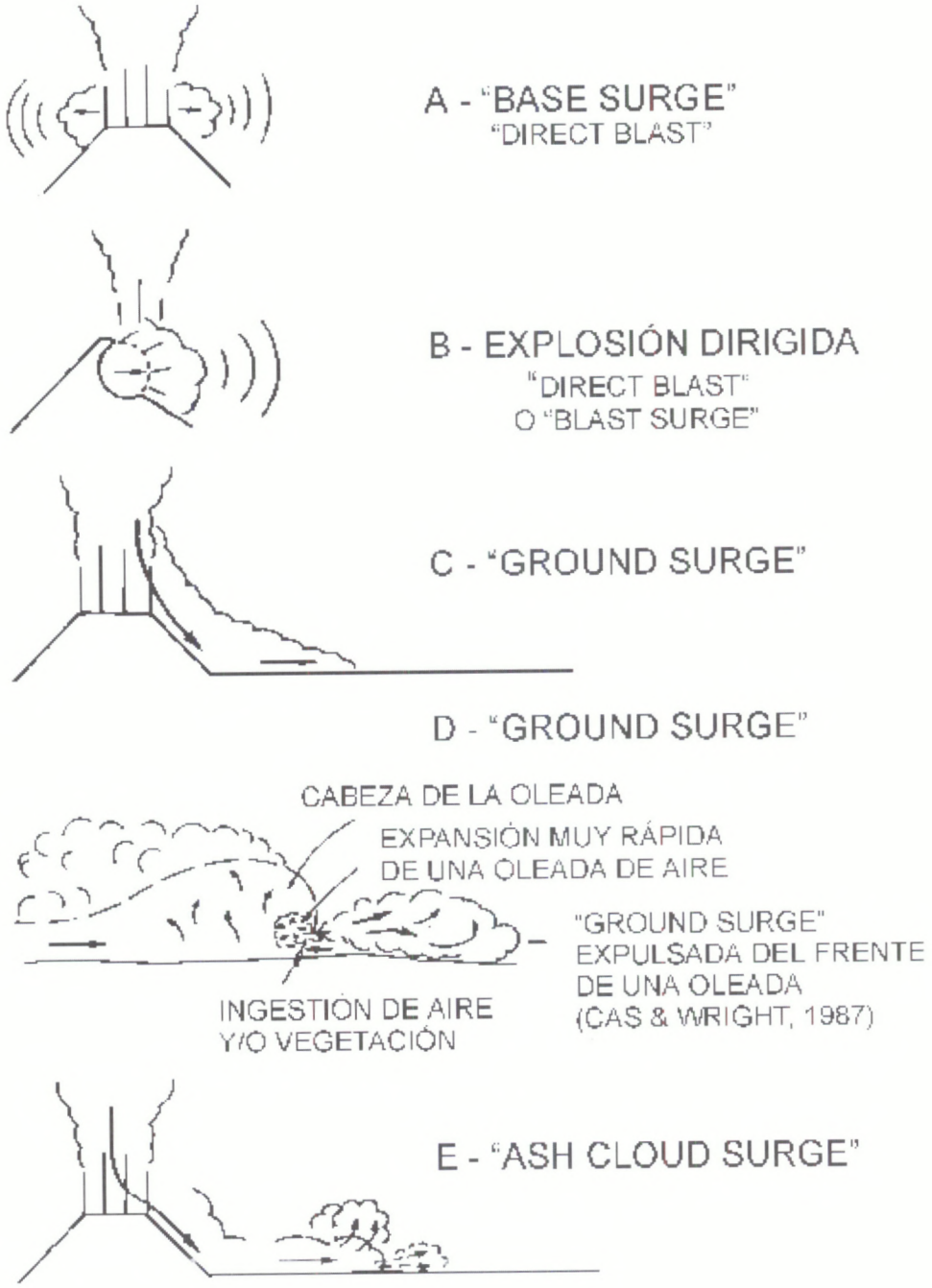


Figura7. Tipos de oleadas piroclásticas ("surge").

óptima, es decir, para valores entre 0,1 y 0,3. Estos depósitos se emplazan por encima de la temperatura de condensación del vapor sobrecalentado, de manera que éste se escapa mayoritariamente antes de la deposición.

Las oleadas piroclásticas secas forman láminas finas de depósitos bien estratificados y no consolidados. Presentan tres tipos de estructuras sedimentarias ("sand wave", masiva y planar) que tienen una relación que permite definir un esquema de facies en función de la distancia al centro emisor. Sobre las fuertes pendientes próximas al centro emisor las típicas "sand waves" pueden estar cortadas por canales en U, los cuales son rellenados por depósitos masivos. Cerca del centro emisor las brechas de explosión pueden cubrir las grandes estructuras de impacto formadas por la deformación de las capas más plásticas. No obstante, algunos grandes bloques pueden ser transportados por la oleada piroclástica sin que se forme ninguna depresión en la base. El lapilli acrecional puede ser abundante en las distancias intermedias donde aparecen las capas masivas. Las facies distales están ocupadas por capas con estratificación plana y pueden presentar una gradación inversa.

Las oleadas piroclásticas basales húmedas ("Wet surge") tienen lugar cuando la cantidad de agua que interacciona con el magma es excesiva (entre 0,3 y 1). En ellas, el emplazamiento se produce por debajo de la temperatura de condensación del vapor, de manera que parte de éste se transforma en agua durante el transporte. Se presentan siempre en facies muy proximales y forman acumulaciones potentes más o menos endurecidas por la presencia de minerales secundarios formados después de la deposición. Las capas son potentes, masivas a planares, con una estratificación poco marcada. Los depósitos de tipo "mudflow" son comunes. Megarriples y slumps de gran escala pueden aparecer debido a un proceso de deformación postdeposicional sobre las pendientes más acentuadas. Capas de tufs vesiculados y lapilli acrecional también son frecuentes.

GROUND SURGE

Los depósitos de "ground surge" se producen por un colapso parcial de la parte externa de la columna eruptiva. Estos depósitos generalmente preceden a la formación de coladas piroclásticas y se encuentran situados en la base de los depósitos de éstas, aunque, en ocasiones, pueden originarse de manera independiente, sin que se produzca el colapso de la parte interna de la columna eruptiva que daría lugar a la formación de un flujo mucho más denso.

Los depósitos de "ground surge" normalmente presentan un espesor que no supera el metro. Están formados por cenizas, fragmentos juveniles vesiculados (pumitas), cristales y líticos en proporciones diversas en función de su distribución dentro de la columna eruptiva. Están enriquecidos en componentes densos (fragmentos juveniles no vesiculados, cristales y líticos) respecto de las coladas piroclásticas asociadas. Las estructuras que dan son comparables a las de los depósitos de las oleadas basales y de hecho se trata de oleadas piroclásticas secas.

OLEADAS DE NUBE ACOMPAÑANTE ("ASH CLOUD SURGE")

Son depósitos de oleadas piroclásticas formadas a partir de la nube acompañante durante el emplazamiento de las coladas piroclásticas, aunque, en ocasiones, pueden separarse de éstas y

moverse independientemente. Como en el caso de los "ground surge", estos depósitos no están asociados a ningún tipo de onda de choque y en todo momento se consideran las condiciones de emplazamiento como subsónicas.

Los depósitos de oleadas de nube acompañante aparecen estratificados en el techo o como equivalentes laterales de las unidades principales de las coladas piroclásticas. Presentan estructuras sedimentarias unidireccionales y pueden aparecer como lentejones más o menos separados. El tamaño de grano y el tipo de componentes dependen del flujo piroclástico al que están asociados, aunque siempre están mejor clasificados que éste.

LAHARES

La palabra lahar, de origen indonesio, sirve para designar a un flujo de materiales volcánicos transportados en masa mediante el concurso de un fluido como el agua. Se pueden presentar interestratificados con materiales volcánicos (piroclásticos, lavas, etc.) y con materiales sedimentarios. Según sean los materiales transportados los lahares pueden ser monolitológicos, los derivados de una única erupción, o heterolitológicos, los originados por colapso de las paredes de un cráter o por la movilización de materiales volcánicos mediante el concurso de aguas meteóricas o de la fusión rápida de las zonas nivosas de los altos volcanes (Nevado del Ruiz, Colombia). Su textura y su fábrica recuerdan a algunos tipos de flujos piroclásticos de los que se llegan a diferenciar mediante análisis térmicos de su factura paleomagnética. Aunque son depósitos de baja temperatura (fríos) se han citado algunos casos en los que existen restos de troncos carbonizados, lo que parece indicar que puede existir una cierta gradación y pasos intermedios entre flujos piroclásticos que gradualmente pasan a lahares, pero no es el caso más común.

Pueden distinguirse tres categorías genéticas de lahares:

1.- Lahares que no están relacionados con ningún tipo de actividad volcánica contemporánea y se han originado por removilización de tefra suelta por las aguas meteóricas, por hundimiento de pendientes volcánicas inestables, etc.

2.- Lahares relacionados indirectamente con una erupción a partir de la acción de algún terremoto o por la expansión de un volcán asociado o no con lagos más o menos estables.

3.- Lahares originados directamente por la actividad volcánica eruptiva cuando ésta sucede en el interior de un lago o bajo el hielo. También se originan cuando un flujo piroclástico penetra en una lámina de agua casi permanente (lago, río, etc.) o circula sobre el hielo o la nieve.

Muchas veces, y debido al comportamiento dinámico propio, muchos lahares han sido asimilados a "debris flows" en el sentido de que se trata de un tipo muy específico de transporte en masa de materiales, en este caso volcánicos. Su volumen puede alcanzar algunos km^3 y pueden recorrer decenas de kilómetros. Según sea su contenido total en agua con respecto al material, el flujo será más o menos viscoso y las partículas podrán ser parcialmente soportadas

por la cohesividad y la gran viscosidad de la matriz. El régimen de flujo es generalmente laminar tal como lo demuestran algunas partículas friables intactas después de un trayecto largo, aunque no se puede descartar un cierto comportamiento turbulento en el caso de que la concentración de sólidos con respecto al fluido sea baja. Esto puede darse en forma de gradación vertical desde un flujo masivo (debris flow) hasta un flujo acuoso altamente concentrado (hyperconcentrated flood flow). En el caso masivo estos depósitos tienen una fábrica soportada por la matriz y una carencia de gradación, aunque puede existir una gradación inversa, un tanto cruda, en los términos basales. Existen pasos gradacionales entre estos depósitos y los generados por las coladas piroclásticas y las oleadas piroclásticas basales por condensación del vapor de agua o por mezcla con alguna cantidad importante de agua (río, lago, etc.).

AVALANCHAS DE ESCOMBROS ("DEBRIS AVALANCHE DEPOSITS")

Finalmente, existen también otros depósitos denominados aludes secos que corresponden a desmoronamientos de pendientes topográficamente inestables formadas por materiales volcánicos. Pueden representar volúmenes de decenas a centenares de km^3 y pueden recorrer decenas de kilómetros, tanto en medio subaéreo como subacuático, alcanzando velocidades de hasta 100 m/s. Los depósitos muestran una muy mala clasificación y selección de los clastos entre los que pueden encontrarse algunos de centenares de metros de diámetro máximo asociados a otros de menor granulometría. Además, se encuentran en una mezcla altamente aleatoria clastos de materiales volcánicos con una matriz constituida por elementos de otra naturaleza y aún algunos muy exóticos como fragmentos de niveles edáficos y restos de la vegetación que cubría la pendiente.

Aunque anteriormente estos depósitos han sido asimilados a lahares son claramente diferenciables de ellos debido a que, entre otros factores, el agua no actúa como fase continua durante su emplazamiento, sino que lo hace generalmente el aire o algún gas volcánico frío. Se comportan de una manera muy similar a la de los aludes de rocas y de nieve.

BIBLIOGRAFÍA

- CAS, R.; WRIGHT, J.(1987). *Volcanic Sucessions*. Allen & Unwin Publish., London: 528 pp.
- SPARKS, R.S. (1986). *The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns*. Bull. Volcanol., **48**: 3-15

BATIMETRÍA Y MUESTREO EN EL VOLCANISMO SUBMARINO

L. García-Cacho[1], C. Romero[2]

[1]Departamento de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.
[2]Departamento de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de La Laguna. 38071 La Laguna. Tenerife.

INTRODUCCIÓN

Un 71% de la superficie terrestre está ocupada por mares y océanos. Las observaciones, tanto directas como indirectas, llevadas a cabo durante los últimos 40 años en los fondos marinos de buena parte de los océanos del globo, junto con otros datos de carácter paleomagnético y sísmico, han permitido tanto la confirmación de la Teoría de la Deriva Continental como el desarrollo de un modelo cinemático nuevo, la Tectónica de Placas. En ambos casos el papel jugado por el volcanismo submarino es fundamental. Los fondos oceánicos son sin duda lugares privilegiados para el estudio del volcanismo, pues representan los espacios más favorables para la producción de magmas. Ahora bien, aunque en líneas generales el volcanismo submarino muestra grandes semejanzas con el volcanismo subaéreo, el medio ambiente acuoso modifica de forma radical no sólo la dinámica eruptiva sino también las formas asociadas.

En este contexto, existen dos ambientes volcanológicamente diferenciados en función de la profundidad de apertura de las grietas eruptivas y en relación con los rasgos de los fenómenos eruptivos. El primer ambiente, corresponde a los fondos marinos someros, mejor conocido, y donde las menores profundidades permiten la interacción explosiva del agua con el magma y el desarrollo de erupciones de alta a muy alta energía que, ocasionalmente, pueden llegar a ser subaéreas. Por el contrario, el volcanismo desarrollado a grandes profundidades, objeto de este estudio, presenta toda una corte de estructuras y texturas características, necesariamente condicionadas por los factores peculiares del medio en el que se desarrollan (profundidad, presión, densidad del medio, tipo de materiales emitidos, contaminación, alteración mineralógica, enclaves, fauna, etc.). Por otro lado, el volcanismo submarino parece desarrollarse en varios tipos concretos de ámbitos estructurales: A) El de mayor envergadura e importancia en el globo, que aparece vinculado tanto a los ejes como a los alrededores de las dorsales mesoceánicas, B) El volcanismo intraplaca, mayoritariamente asociado a la existencia de puntos calientes, y C) El volcanismo correspondiente a las zonas de subducción, con caracteres y rasgos muy específicos.

PROCEDIMIENTOS DE ANÁLISIS

Aunque pueda pensarse lo contrario a causa de las limitaciones de acceso a fondos situados a profundidades que pueden exceder los 4000 m, el volcanismo submarino es bastante bien conocido tanto en sus líneas generales como en el detalle de formas y estructuras. Es obvio que la mayoría de las técnicas y métodos de estudio de estos fondos marinos se basan en procedimientos de carácter indirecto, dada la compleja accesibilidad del objeto de estudio. No obstante, los avances tecnológicos de las últimas décadas han permitido una

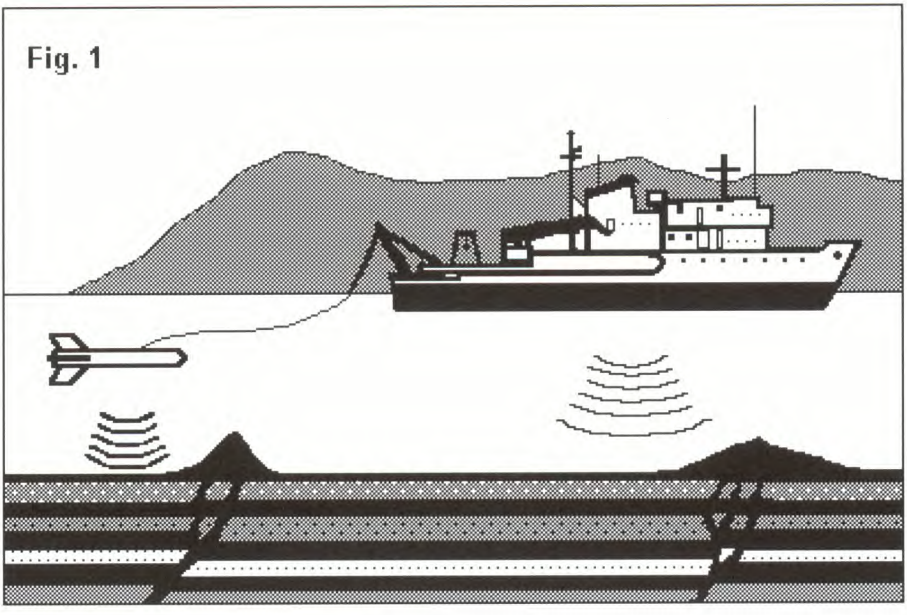
prospección precisa y detallada de los fondos oceánicos, tanto a gran escala (con satélites artificiales) como de áreas seleccionadas, más o menos restringidas, mediante campañas hidrográficas llevadas a cabo con buques oceanográficos dotados con modernos equipos electrónicos y mecánicos (sonar, gravímetros, sismómetros, magnetómetros, dragas de diversos tipos, televisión, fotografía submarina, escafandras suspendidas, submarinos autónomos o guiados, etc.). La integración de los datos obtenidos por todas estas diferentes vías proporciona, sin embargo, un excelente conocimiento del fenómeno volcánico submarino (los métodos suelen ser complementarios pues las anomalías son detectadas en mayor o menor grado por todos ellos). Toda esta tecnología ha permitido el reconocimiento de un volcanismo que escapa a la observación directa y ha facilitado la elaboración de una cartografía suficientemente detallada de los fondos oceánicos, posibilitando el conocimiento, a muy diversas escalas, de sus características estructurales, su naturaleza, magnitud, edad, distribución, etc. Ha posibilitado el reconocimiento de caracteres volcánicos nuevos y/o equivalentes a los desarrollados en el volcanismo subaéreo. Es preciso considerar que el volcanismo submarino no se comporta bajo las mismas pautas que el subaéreo ya que el entorno submarino no permite la formación de depósitos de proyección aérea -piroclastos- con la entidad y rasgos de los depósitos emergidos, o de flujos piroclásticos por colapso de columna eruptiva, pero sí de nuevos tipos de formas debidos a acumulaciones lávicas condicionadas por un enfriamiento rápido y un comportamiento diferente ante factores tales como viscosidad, temperatura, quimismo, presión, etc. Todo ello lleva implícito un crecimiento peculiar de los edificios y la generación de estructuras características -lavas almohadilladas, p.ej.- ausentes en el volcanismo subaéreo, o que responden a condiciones ambientales muy diferentes.

A todos estos datos se suman, en ocasiones, los aportados por la realización de estudios directos de carácter petrográfico, geoquímico y mineralógico de las muestras de roca obtenidas mediante diversos sistemas de recogida, que informan sobre el carácter del volcanismo y permiten la identificación de los enclaves, los xenolitos y, en su caso, de los restos de seres vivos que incorporan.

MÉTODOS BATIMÉTRICOS

Pese al indudable interés que poseen los fondos oceánicos, las variadas dificultades técnicas han determinado que su cartografía haya quedado rezagada con respecto a la de las superficies emergidas. De hecho, hasta mediados del siglo XX, no comenzó la elaboración de mapas batimétricos más o menos detallados, estando centrados inicialmente en las grandes estructuras volcánicas que recorren los fondos oceánicos, para pasar, hacia finales de siglo, con la utilización de técnicas más precisas y complejas, al estudio de ámbitos concretos y análisis más detallados.

Sin minusvalorar ninguna técnica, una de las que se ha revelado más útil para la elaboración de la cartografía submarina y, por tanto, para el reconocimiento de estos ámbitos, es la utilización del sonar con sondas multihaz de alta resolución. En la Fig.1 se muestra de forma esquemática cómo el equipo de sonar, instalado en el fondo de un buque oceanográfico, o arrastrado por éste, realiza un registro continuo de las irregularidades del fondo marino a lo largo de una banda, cuyo ancho depende de la profundidad a que se encuentra dicho fondo. La integración de las sucesivas bandas exploradas se resuelve en el mapa batimétrico final.



Esta técnica permite el levantamiento batimétrico de la superficie de los fondos submarinos con un grado de resolución suficiente para revelar con gran precisión las formas de los edificios generados, incluido el detalle morfológico de las estructuras originadas en los procesos efusivos submarinos. Los mapas batimétricos así obtenidos son equivalentes a los mapas topográficos de las áreas emergidas y, de la misma forma que ocurre con estos últimos, permiten un estudio topográfico minucioso del terreno. En los mapas batimétricos es posible reconocer la distribución espacial de los edificios, la identificación detallada de estructuras menores asociadas a estos edificios, tales como "cráteres" debidos al vaciado de conductos (por emigración de la actividad a lo largo de las fracturas) o de pequeños reservorios magmáticos superficiales, "derrames" lávicos, "coladas", escarpes, fracturas, etc. El uso de equipos informáticos para el manejo de los datos batimétricos en formato digital permite, además, la visualización inmediata del entorno volcánico submarino desde cualquier punto de vista, en paisajes tridimensionales y a la escala que se considere necesaria, lo que facilita la identificación y el estudio de cualquier factor de forma compleja o dudosa. Mediante programas de uso común y con equipos relativamente sencillos se puede acceder a la realización de mapas sombreados en relieve, mapas vectoriales, modelos de pendientes, cortes, cálculos volumétricos, etc. Igualmente, por estos procedimientos es de recuperación inmediata cualquier parámetro vinculado a la morfología de las estructuras volcánicas (forma, altura, diámetro basal, pendientes, profundidad de las cimas, distancias, etc.) La tabulación, el cálculo de relaciones entre parámetros, las correlaciones cruzadas entre ellos y su representación gráfica, posibilita la comparación con cualesquiera otros datos equivalentes obtenidos en otras áreas del globo.

En áreas de difícil acceso y observación como las submarinas, los mapas de las formas del relieve constituyen una de las fuentes fundamentales de estudio. La utilización de mapas batimétricos para el estudio del volcanismo submarino es tan útil que su uso se ha generalizado hasta el punto de constituir una de las herramientas de análisis más habituales. Aunque existen una serie de trabajos sobre volcanismo submarino de indudable interés y

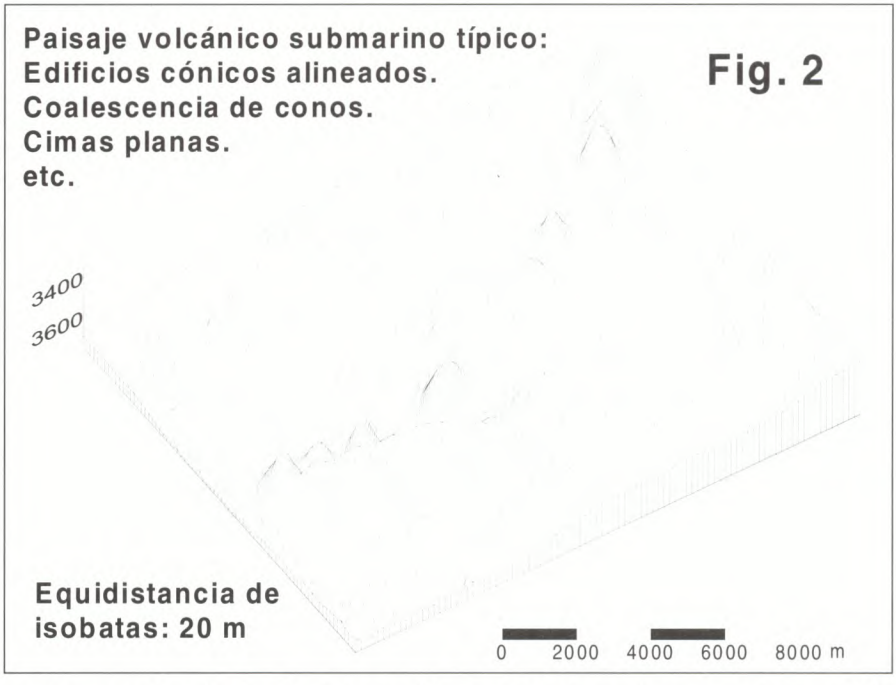
basados en datos cartográficos (ver p.ej. Scheirer y Macdonald, 1995; Scheirer et al., 1996 y Rappaport et al., 1997) son Funk et al., (1996) quienes establecen de forma explícita que los mapas batimétricos detallados constituyen una herramienta única y esencial para analizar la distribución, forma y tamaño de los caracteres volcánicos primarios.

Todos estos autores usan siempre mapas batimétricos con una resolución suficiente y aceptable. Esa resolución depende, además, del objeto específico en estudio pues, cuando se analizan estructuras volcánicas de gran envergadura, como p. ej. edificios submarinos con alturas entre 800-1000 m y con diámetros basales de decenas de km, característicos de los ejes de las dorsales, la batimetría no precisa de gran detalle. Sin embargo, cuando el estudio está centrado en el análisis de estructuras volcánicas menores, habituales en los sectores de intraplaca o en las cercanías de las islas oceánicas, con alturas inferiores a los 800 m y con diámetros basales inferiores a dos o tres km, la resolución debe ser alta. Por otro lado, una resolución por debajo de ciertos límites impediría o dificultaría mucho la posible identificación de anomalías topográficas como potenciales centros eruptivos submarinos. En este sentido, y dependiendo del tipo de reconocimiento planteado y de la resolución de la malla utilizada, parece conveniente aplicar criterios restrictivos que filtren la información topográfica obtenida, en orden a tener la máxima certidumbre sobre el origen volcánico de los elementos reconocidos. Así, en función de la mayor o menor calidad de los datos originales disponibles, deberán eliminarse o no de la lista de potenciales centros eruptivos submarinos, todos aquellos cuyo tamaño y envergadura estén por debajo de los límites mínimos de fiabilidad resolutiva. La selección puede realizarse, p. ej., tomando sólo aquellos cuya altura esté por encima de un cierto valor y/o aquellos otros cuyas relaciones basales sean suficientemente significativas y se encuentren además dentro de los rangos establecidos en otras áreas del globo. La lista final de edificios así obtenida afianza su probable origen volcánico y permite una comparación fiable con estructuras volcánicas de caracteres similares en otras áreas volcánicas submarinas.

En líneas generales, el procedimiento seguido para la identificación de centros eruptivos submarinos arranca del reconocimiento de elementos batimétricos caracterizados por grupos de líneas isobatas de contornos cerrados, con geometría circular, semicircular o elíptica, dispuestas en torno a un punto central común sumital. Se obtienen de este modo, todas las formas batimétricas caracterizadas por poseer morfología cónica y alturas que tienen que ser acordes con la resolución de la batimetría. La finalidad inmediata es el establecimiento de una clasificación cualitativa basada en las formas presentes en la población de edificios, en función de su geometría, su envergadura y su morfología. Siguiendo las pautas de Bridges (1997), se puede establecer una clasificación cualitativa de formas. Así, las anomalías topográficas con forma cónica regular y con base subcircular se clasifican como "conos" y se interpretan como edificios volcánicos submarinos morfológicamente equivalentes a los subaéreos, aunque construidos por acumulaciones de flujos lávicos sucesivos. Junto a este tipo, existe todo un abanico de formas, con cimas más o menos truncadas y planas, con o sin depresiones cratéricas, generalmente con simetría bilateral, con bases elípticas más o menos alargadas, estructuras arqueadas, formas estrelladas, formas subcirculares (normalmente de gran extensión) con un grado de aplanamiento muy acusado (a modo de tortas), etc. Con mucha frecuencia se observan, además, formas compuestas que se interpretan como el resultado de la coalescencia o agrupamiento de dos o más conos, constituyendo una estructura de mayor rango y volumen. Otro dato relevante cuando se considera en conjunto la población de formas, es la particular

orientación preferente de un gran número de ellas (con independencia de la orientación de las formas elípticas, normalmente condicionada por la pendiente del substrato en que se asientan).

La mayoría de los edificios volcánicos submarinos localizados en sectores de intraplaca y en las cercanías de islas oceánicas suelen alinearse (Hammond, 1997) y corresponden a un volcanismo fisural, siendo más anecdóticos los edificios aislados. En el caso del volcanismo submarino asociado a islas oceánicas estas alineaciones no deben de ser casuales puesto que son en todo similares a las que se observan en las áreas emergidas circundantes. En efecto, cuando se analizan estos agrupamientos rectilíneos, se pueden discernir dos tipos de morfologías: 1- Alineaciones abiertas o discontinuas, sin contacto entre los conos, de forma similar a las cuentas de un rosario (-O—O—O—O-). 2- Alineaciones cerradas, continuas, más compactas, en las que los edificios asociados están muy cerca unos de otros, de forma similar a un collar (-OOOOO-). En ambos tipos, los conos no están necesariamente situados a lo largo de la misma línea aunque sí a lo largo de bandas más o menos estrechas. Es muy frecuente ver pequeños desplazamientos laterales de unos respecto a otros, a lo largo de la dirección estructural. Por otro lado, las alineaciones pueden cruzarse, juntarse o ramificarse, dando lugar a estructuras en estrella o arqueadas morfológicamente más complejas. Todas estas estructuras son similares a las definidas por agrupamientos de edificios volcánicos en áreas emergidas. Algunos ejemplos típicos de los casos citados pueden verse en la Fig. 2 (modificada de García Cacho y Romero, 2000, este volumen).



Pese a la gran abundancia de información morfológica existente en la actualidad, las clasificaciones morfológicas de los edificios volcánicos submarinos no están todavía establecidas, dado que los mapas batimétricos detallados de las formas volcánicas menores

son todavía escasos a escala mundial. Aún así, hay zonas muy bien estudiadas que han permitido establecer no sólo los rasgos generales de los edificios sino también las formas menores (coladas de lava con morfología en losas en la base, coladas almohadilladas y tubulares en los sectores de mayor pendiente de los flancos y sectores sumitales constituidos por apilamientos de coladas y brechas volcánicas de origen explosivo). En los volcanes intraplaca se han observado también hialoclastitas dispersas sobre los flancos de los edificios, e incluso se han descrito hornitos, formando pequeños montículos de lava escoriácea y vítrea acompañados por hialoclastitas, o diques y sills puestos en resalte por desmantelamiento de los edificios volcánicos. En consecuencia, es preciso ser prudentes en la identificación e interpretación de los pequeños, pero en ocasiones muy interesantes, caracteres geomorfológicos asociados a edificios de un cierto tamaño (cráteres, estructuras en los flancos, coladas, domos, etc.) y restringir el análisis de los mismos considerando sólo aquellas formas desarrolladas en edificios con una envergadura apropiada. Evidentemente hay que ser cautelosos con las estructuras de detalle de esos edificios, no tanto con la distribución espacial de las formas volcánicas, pues ésta se encuentra normalmente perfectamente definida en la batimetría.

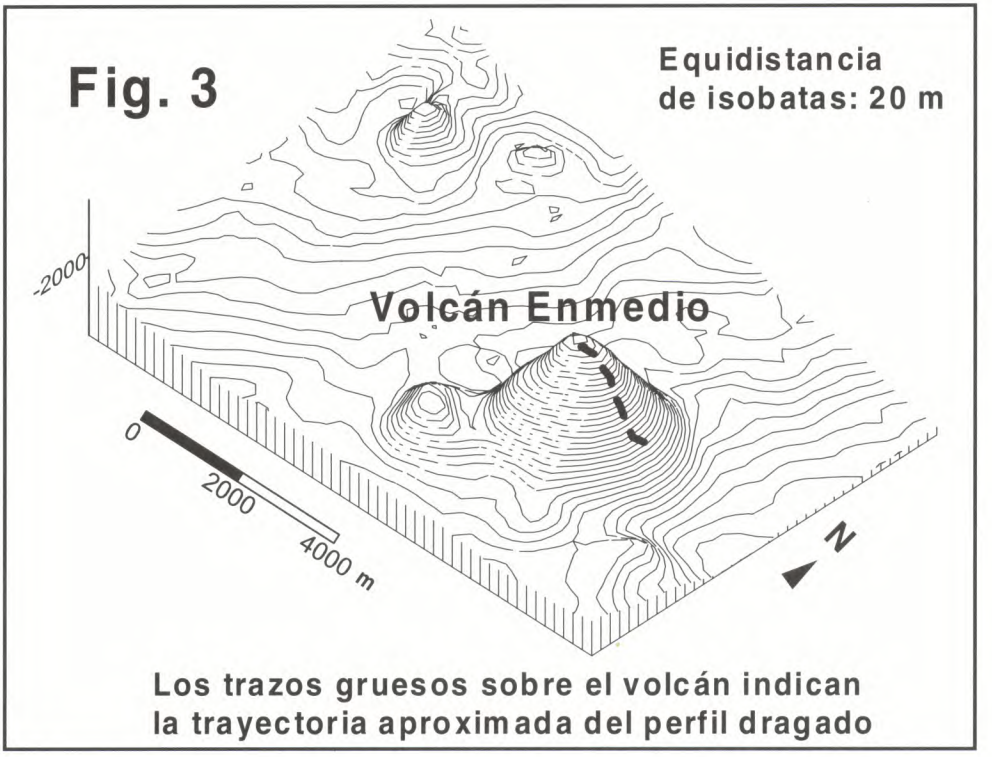
Los mapas batimétricos, al igual que los topográficos, también permiten efectuar análisis morfométricos que ayudan al establecimiento de los rasgos morfológicos de los edificios volcánicos submarinos, constituyendo uno de los métodos más utilizados en el estudio del volcanismo submarino. Para este tipo de análisis es preciso tabular las coordenadas del centro del edificio (normalmente en coordenadas UTM), la profundidad de su cima (sdp), la altura del edificio (h), el diámetro de la base (si es elíptica, semieje mayor (D) y menor (d) y la relación entre ambos d/D) y, si se trata de formas tronco-cónicas, el diámetro del plano de la cima (ds). Con todas estas medidas, y considerando que las formas están próximas a conos regulares de bases subcirculares se pueden calcular otros parámetros tales como: el aplanamiento del edificio (f=relación entre diámetros de la cima y de la base), la pendiente de los flancos del edificio (fs=arctan(2h/(D-d))), la relación de aspecto (ar=relación del diámetro basal mínimo al diámetro basal máximo), el área de la base (S, km^2), el volumen (V, km^3), o llevar a cabo el análisis estadístico de las formas en función de las pendientes de los flancos (fs) y del aplanamiento (f) de los edificios, según las pautas establecidas por Jordan et al. (1983).

La finalidad inmediata de la medida y cálculo de estos parámetros es realizar gráficos de correlación cruzada entre ellos que permitan la comparación no sólo de unos elementos con otros sino también de los rasgos morfométricos de diferentes poblaciones de volcanes submarinos. Estos procedimientos son utilizados por todos los autores que estudian el volcanismo submarino (ver p.ej. Magde y Smith, 1995; Scheirer y Mcdonald, 1995; Scheirer et al., 1996; Smith y Cann, 1992; Rappaport et al., 1997; Jordan et al., 1983; etc.) facilitando el contraste con datos de igual naturaleza correspondientes a diferentes áreas volcánicas submarinas del globo.

MUESTREO DIRECTO DEL VOLCANISMO SUBMARINO

Considerando que las áreas sumergidas del globo suponen un 71% de la superficie del planeta, así como las dificultades de acceso directo a los fondos, es evidente que cualquier muestra recuperada mediante dragado, pozos de perforación o recogidas mediante sumergibles teledirigidos o tripulados, tiene un carácter muy puntual en el amplio contexto

del volcanismo submarino a escala planetaria. No obstante, aunque la naturaleza global del volcanismo submarino está establecida ya en sus líneas más generales, las muestras dragadas son de gran importancia para el conocimiento detallado en sectores más restringidos. En este sentido, y a modo de ejemplo ilustrativo del carácter complementario en el estudio del volcanismo submarino, se presentan a continuación algunos resultados preliminares obtenidos en la campaña oceanográfica realizada por el BIO Hespérides en la Zona Económica Exclusiva del Archipiélago Canario (ZEE98). Durante la misma se realizó el dragado de muestras correspondientes a un edificio volcánico submarino singular denominado Volcán de Enmedio (Fig. 3) localizado en el canal que separa las islas de Tenerife y Gran Canaria. Así mismo se obtuvieron fotografías submarinas a lo largo del perfil dragado.



Las áreas insulares emergidas del archipiélago sólo representan un 10% aproximado del conjunto volcánico levantado desde los fondos marinos. Por ello las muestras recuperadas son de gran importancia para el conocimiento de la naturaleza del volcanismo submarino, hasta ahora poco o nada conocida. La draga mecánica utilizada realizó una extracción por arrastre, no selectiva, a lo largo de un perfil rectilíneo, de orientación E-W, transversal a una de las estructuras volcánicas submarinas mejor definidas (ver también Figs. 4c y 6 en García-Cacho y Romero, este volumen). Este edificio volcánico tiene una forma cónica regular perfectamente reconocible, posee un diámetro medio en su base de unos 3300 m y se eleva unos 660 m sobre el fondo marino hasta una profundidad de -1686 m aproximadamente. De acuerdo con los datos batimétricos disponibles en la actualidad, este aparato es el de mayor envergadura en el registro de edificios volcánicos submarinos

establecidos en los amplios sectores al N y S del entorno sumergido alrededor de la isla de Tenerife (García Cacho et al., 2000; Romero et al., 1998; Romero et al., 2000). En este edificio se obtuvo un conjunto heterogéneo de carácter lítico unido a diversos restos calcáreos de origen orgánico. El examen preliminar del material fotográfico obtenido en el entorno de este edificio volcánico pone de manifiesto una posible morfología almohadillada que se confirma con el examen de los caracteres texturales y estructurales presentados por algunas de las muestras extraídas. La relevancia del muestreo aquí considerado se ve reforzada, además, por el hecho de que el edificio del que se han extraído está situado sobre una directriz tectovolcánica de gran actividad sísmica, de la que se poseen datos publicados de actividad muy reciente (Mezcua et al., 1990) junto a otros de gran intensidad que jalonan la historia sísmica de la zona durante la ultima década (ver Fig. 6 en García-Cacho y Romero, este volumen). Esta actividad podría corresponder a episodios de actividad volcánica submarina muy recientes y hasta ahora desconocidos.

Los componentes dragados están constituidos por una mezcla de fragmentos de rocas, de sedimentos arcilloso-terrígenos y de restos orgánicos calcificados. Estos últimos suelen aparecer tapizando la superficie de las muestras de rocas e íntimamente asociados a ellas, observándose con mucha frecuencia restos de pedúnculos de madreporarios, con formas cilíndricas, a veces huecas. Las formaciones coralinas asociadas a las lavas son el coral *Madrepora oculata L.* que forma en el Atlántico verdaderos bancos entre los -800 m (Noruega) y los -1500 m de profundidad (banco Porcupine). En el Mediterráneo la especie no es considerada como exclusivamente batial y de aguas frías (Zibrowius, 1980). La fauna asociada a *Madrepora oculata* se compone principalmente de Briozoos. Se han podido determinar *Cribrilina alcicornis* y *Tessaradoma boreale*, dos especies de talud continental cuya distribución parece estar controlada por la temperatura del agua. *T. boreale* se encuentra a partir de 50 m en el Ártico y aumenta su profundidad hacia latitudes bajas siguiendo la zona en que el agua se encuentra entre 2 y 13 grados centígrados (Hayward y Ryland, 1979). *C. alcicornis* se encuentra por primera vez al sur del Golfo de Cádiz, donde generalmente está entre -500 y -700 m (Harmelin, 1978; Harmelin y d'Hondt, 1992). La mayor profundidad a la que se localizan los ejemplares canarios probablemente sea debida a la mayor temperatura del agua a esa profundidad y a esas latitudes.

La fracción arcilloso-terrígena corresponde al tapiz de materiales finos que cubre parte del fondo marino y se reconoce de forma muy evidente en las fotografías del fondo marino. Su origen y naturaleza deben estar relacionados con los aportes de sedimentos erosivos procedentes tanto de Tenerife como de Gran Canaria (posiciones equidistantes) así como de la probable acumulación en el fondo de materiales de proyección aérea (piroclastos y cenizas) de erupciones subaéreas de ambas islas.

Los fragmentos de roca recogidos nunca superan los 50 cm de diámetro máximo y todos corresponden al mismo tipo litológico. El examen detallado de las muestras revela un aspecto superficial generalmente lobulado y suave, con escasas zonas rugosas. Todas presentan una pátina oscura, prácticamente negra, salpicada de pequeñas y abundantes manchas de tonos claros (blanquecino a sepia claro) correspondientes a los restos calcificados de origen orgánico que las tapizan. Los cortes transversales de estas muestras permiten constatar que la pátina negra es muy fina y superficial (inferior al milímetro) y que constituye la "piel" externa de las muestras que la presentan. Por debajo de esta piel aparece siempre una envuelta o capa superficial de alteración, con tonos grisáceos

predominantes que difieren de forma evidente de los tonos oscuros del interior de las rocas. Esta envuelta alcanza espesores de hasta 1 cm máximo y se interpreta como el resultado de la transformación química y superficial de la lava con el agua marina. En general, la morfología externa lobulada de las muestras recuerda significativamente estructuras en almohadilla de las lavas submarinas. Existe una imbricación evidente de los lóbulos, aunque a una menor escala. Es además muy característico que en todos los cortes, las formas lobuladas externas se corresponden siempre con texturas internas de carácter fluidal, definidas por vacuolas alineadas-estiradas y por orientaciones curvilíneas de minerales y xenolitos que se disponen paralelamente a la superficie de las formas lobuladas externas. La superficie plana de los cortes permite asímismo observar la presencia interior de pequeños clastos poligonales de color blanco, con tamaños milimétricos, que han sido identificados como microclastos xenolíticos de carbonatos de origen orgánico. Es muy evidente también la presencia de xenolitos con formas más o menos poligonales de agregados de cristales de olivino con tonos verde claro. El tamaño unitario de estos acumulados olivínicos normalmente no supera los 4-5 cm aunque excepcionalmente alcanzan los 10-15 cm. En las secciones transversales se observa que están claramente rodeados o abrazados por las texturas de flujo anteriormente citadas.

El estudio microscópico en sección delgada sugiere sistemáticamente el mismo tipo de roca. En ellas se repiten muchos detalles característicos ya citados y observables a simple vista en las muestras de mano. Todas las secciones delgadas ponen de manifiesto el carácter porfídico de la roca y la abundancia de xenolitos. Es general el carácter vacuolar con marcada orientación de las vacuolas y la muy variable proporción de fenocristales-matriz-xenolitos. Hay que considerar que las secciones delgadas fueron elegidas para poner de manifiesto detalles que llamaron la atención a simple vista (minerales, xenolitos, bordes de alteración, etc.).

Los fenocristales más frecuentes son: Olivino, en forma de cristales unitarios enormes que superan 1 cm de tamaño o en forma de agregados de grandes cristales. Muy raramente aparece transformado a minerales serpentínicos. Casi siempre es xenomorfo y limpio, con fuerte birrefringencia. Piroxeno, generalmente en forma de cristales idiomorfos de augita con maclas en reloj de arena ocasionalmente con núcleos zonados en tonos verdosos. Anfíbol, en general como cristales idiomorfos tipo hornblenda marrón, con formas, exfoliación y pleocroísmo típicos. Ocasionalmente, aparecen cristales subredondeados de anfíbol, pero no se han visto bordes de reacción y son frecuentes los agregados constituidos por cristalitos de hornblenda marrón y opacos constituyendo un ¿xenolito?. Plagioclasa, muy escasa o ausente. Aparentemente cálcica y en forma de microcristales aciculares orientados en la matriz. También aparece como constituyente esencial en algunos ¿xenolitos o rocas? asociada a opacos. Minerales opacos, cristales de titanita y/o magnetita, escasos y en general idiomorfos.

La matriz es siempre de carácter micro a criptocristalina. Destaca de forma muy evidente su carácter fluidal, bien definido por la orientación de las vacuolas estiradas. También se identifica en ella la presencia de microcristales de minerales opacos, plagioclasa y piroxeno. La textura fluidal se refuerza por la disposición general de los minerales (tanto fenocristales como microcristales) que cuando poseen formas planas, alargadas o aciculares se organizan a lo largo de líneas de flujo.

Los xenolitos son muy abundantes y con tamaño muy variable, desde centimétricos a microscópicos. En ocasiones aparecen muy alterados y/o transformados siendo irreconocible su naturaleza de origen. Los de carácter calcáreo aparecen con formas poligonales, con bordes concoides, subredondeados o parcialmente reabsorbidos. En ocasiones, se reconocen en ellos restos de microorganismos o agregados de los mismos. En este último caso tendrían una justificación muy similar a los estudiados en la isla de Lanzarote (Araña y Bustillo, 1992). Otros están constituidos por agregados de granos subredondeados de carbonatos. También existen xenolitos en forma de agregados poliminerales (plagioclasa y opacos, olivino, espinela, piroxeno y opacos, y anfíbol, olivino, opacos, carbonatos, plagioclasa y espinela). Existen además otros xenolitos de rocas no identificables por su estado avanzado de transformación, y otros de comportamiento isótropo, probablemente por su carácter vítreo. Todas estas características mineralógicas, texturales y estructurales sugieren un mecanismo de extrusión con rotura y arrastre de fragmentos de la fractura-conducto y apoyan un mecanismo de emplazamiento muy próximo al de una lava no excesivamente fluida que extruye en el fondo marino y sufre un enfriamiento relativamente rápido, al tiempo que una reacción con el medio. En su posiblemente corto recorrido se autoengloba y engloba clastos y restos orgánicos circundantes de muy diversa naturaleza y genera estructuras almohadilladas (ver p.ej. Bardintzeff, 1992, págs. 132-138; Varet y Demange, 1980; Vuagnat, 1975 y Phillips et al., 1973).

El análisis químico de roca total en muestras seleccionadas proyectado en un diagrama sílice-álcalis identifica las rocas como benmoreitas. No obstante, la fuerte transformación sufrida por las lavas en el medio marino, los carbonatos de origen orgánico y los numerosos tipos de xenolitos detectados, arrojan una sombra de duda sobre el tipo litológico identificado, probablemente desvirtuado por la contaminación.

AGRADECIMIENTOS

La investigación expuesta se ha realizado en buena parte gracias al apoyo económico de la European Union Science Program (Proyecto Teide95) y de la CICYT en los Proyectos AMB96-0498-C04-02 y 03. Agradecemos el apoyo prestado por C. Palomo, J. Acosta y A. Muñoz del Instituto Español de Oceanografía por el archivo de datos batimétricos iniciales. Igualmente expresamos nuestro agradecimiento a todo el equipo científico y tripulación del BIO Hespérides durante las campañas realizadas durante el estudio de la ZEE de Canarias. Por último, a los doctores P.J. López-González y C.M. López de la Universidad de Sevilla, por la identificación de la fauna asociada a las muestras dragadas.

BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA, V.; BUSTILLO, M.A. (1992). *Volcanologic concerns of the siliceous metasedimentary xenoliths included in historic lava-flows of Lanzarote (Canary Islands).* Acta Vulcanologica (Marinelli Volume). **2:**1-6
- BARDINTZEFF, J.M. (1992). *Volcanologie.* Masson, Paris:235 pp.
- BRIDGES, N.T. (1997). *Characteristics of seamounts near Hawaii as viewed by GLORIA.* Marine Geol. **138**: 273-301

- FUNK, T.; DICKMAN, T.; RIHM, R.; KRASTEL, S.; LYKKE-ANDERSEN, H.; SCHMINCKE, H.U. (1996). *Reflection seismic investigations in the volcaniclastic apron of Gran Canaria and implications for its volcanic evolution*. Geophys. J. Int., **125**: 519-536
- GARCIA CACHO, L.; ARAÑA, V.; ROMERO, C.; LÓPEZ GONZÁLEZ, P.J.; LÓPEZ, C.M.; PALOMO, C.; ACOSTA, J.; HERRANZ, P.; MUÑOZ, A. (2000). *Volcanismo submarino en las Islas Canarias. Implicaciones tectónicas*. 2ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Lagos (Algarve, Portugal). Resúmenes, **S15-11:** 653-654
- GARCIA CACHO, L; ROMERO, C. (2000). *Volcanismo submarino en las islas Canarias*. Este volumen.
- HAMMOND, S.R. (1997). *Offset caldera and crater collapse on Juan de Fuca ridge-flank volcanoes*. Bull. Volcanol, **58**: 617-627
- HARMELIN, J.G. (1978). *Sur quelques Cribrimorphes (Bryozoa, Cheilostomata) de l'Atlantique oriental*. Tethys. **8 (2)**: 173-192
- HARMELIN, J.G.; D'HONDT, J.L. (1992). *Bryozoaires des parages de Gibraltar (campagne océanographique BALGIM, 1984). 1 – Chéilostomes*. Bull. Mus. Nat. Hist. Natural, Paris, **4ᵉ sér. 14, sect. A, 1:** 23-67
- HAYWARD, P. J.; RYLAND, J. S. (1979). *British Ascophoran Bryozoans*. Synopses of the British Fauna, **14:** 1-312
- JORDAN, T.H.; MENARD, H.W.; SMITH, D.K. (1983). *Density and size distribution of seamounts in the easters pacific inferred from wide beam sounding data*. J. Geophys. Res., **88:** 10508-10518
- MAGDE, L.S.; SMITH, D.K. (1995). *Seamount volcanism at the Reykjanes Ridge: Relationship to the Iceland hot spot*. J. Geophys. Res., **100**: 8449-8468
- MEZCUA, J.; GALÁN, J.; RUEDA, J.J.; MARTÍNEZ, J.M.; BUFORN, E. (1990). *Sismotectónica de las Islas Canarias, estudio del terremoto del 9 de mayo de 1989 y su serie de réplicas*. Publicación Técnica Nº 23, Instituto Geográfico Nacional, Madrid: 24 pp.
- PHILLIPS, J.G.; CRIGG, R.L.; PETERSON, R.W.; SAWSON, D.A. (1973). *Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea volcano, Hawaii*. Geol. Soc. Am. Bull., **84:** 537-546
- RAPPAPORT, Y.; NAAR, D.F.; BARTON, C.C.; LIU, Z.J.; HEY, R.N. (1997). *Morphology and distribution of seamounts surrounding Easter Island*. J. Geophys. Res.-Solid Earth., **102(B11)**: 24713-24728
- ROMERO, C.; GARCÍA CACHO, L.; ARAÑA, V.; YANES, A. (1998). *Submarine volcanism around Tenerife*. The Geology and Geophysics of the Tenerife Island Workshop. Tenerife. Abstracts Workshop.
- ROMERO, C.; GARCÍA CACHO, L.; ARAÑA, V.; YANES, A.; FELPETO, A. (2000). *Submarine volcanism surrounding Tenerife, Canary Islands: Implications for tectonic controls and oceanic shield forming*. J. Volcanol. Geotherm. Res. Special Issue on the Geology and Geophysics of Tenerife. (En prensa).
- SCHEIRER, D.S.; MACDONALD, K.C. (1995). *Near-axis seamounts on the flanks of the East Pacific Rise 8ºN to 17ºN*. J. Geophys. Res., **100**: 2239-2259
- SCHEIRER, D.S.; MACDONALD, K.C.; FORSYTH, D.W.; SHEN, Y. (1996). *Abundant seamounts of the Rano Rahi seamount field near the southern East Pacific Rise, 15ºS to 19ºS*. Marine Geophys. Res., **18**: 13-52
- SMITH, D.K.; CANN, J.R. (1992). *The role of seamount volcanism in crustal construction at Mid-Atlantic Ridge (24-30ºN)*. J. Geophys. Res., **97:** 1645-1658

- VARET Y DEMANGE, S. (1980). *Autoclastic submarine breccias in hole 410, leg 49 and other DSDP sites*. Initial reports of the DSDP, **44:** 749-760
- VUAGNAT, S. (1975). *Pillow lava-flows: isolated sacks or connected tubes?* Bull. Volc., **39:** 591-589
- ZIBROWIUS, H. (1980). *Les Scléractiniairies de la Méditerranée et de l'Atlantique nord-oriental*. Memoires de l'Institut Oceanographique, Fondation Albert 1er, Principe de Monaco, **11. 2 vol.:**27 pp, 107 pls.

ÁREA VOLCÁNICA CANARIA

VOLCANISMO DE LAS ISLAS CANARIAS

V. Araña

Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/José Gutiérrez Abascal, 2.28006 Madrid.

MARCO GEODINÁMICO

Las Islas Canarias, situadas a menos de 100 km de la costa nor-occidental africana, constituyen edificios independientes en el talud y la plataforma continental. Pese a esta localización en un margen continental pasivo, reflejan una larga historia magmática que se inició posiblemente a principios del Terciario. Para explicar tan extraño ejemplo de prolongado y voluminoso volcanismo se ha establecido un modelo (Araña y Ortiz, 1991) que relaciona el origen y evolución de las Islas Canarias con varias fases de la expansión oceánica en el Atlántico Norte, y especialmente con la detención de la placa africana tras su colisión con la europea.

Dado que bajo las Islas Canarias no existe un punto caliente s.s., la génesis de los magmas debe explicarse en un marco geodinámico que justifique la fusión de un manto probablemente anómalo. Este marco debe explicar también el ascenso y salida de tales magmas a lo largo de muchos millones de años. El modelo que asuma estas condiciones tiene que apoyarse en la tectónica regional y en la dinámica global, condicionada en esta zona por la apertura y expansión del océano Atlántico.

En la región canaria concurren importantes sistemas de fracturas. Destaca el que sigue una dirección NNE-SSW en el que se han detectado algunas fallas inversas y una componente compresiva ortogonal (Mezcua et al., 1990). Otro sistema, con una dirección NW-SE, podría ser la prolongación de las fallas transformantes que cruzan el Atlántico desde la Dorsal Oceánica. Finalmente, hay que considerar la dirección N-S, patente al norte de las islas y coincidente con alineaciones volcánicas, especialmente en la isla de La Palma.

Un hito decisivo en la expansión del océano Atlántico fue el freno y giro experimentado por el continente africano al chocar con la placa Euro-Asiática, hace unos 60 m.a. Esta situación genera un efecto compresivo en el área donde hoy están situadas las Islas Canarias, ya que en la dorsal Atlántica sigue generándose corteza oceánica que continúa impulsando la, ya imposible, deriva del continente africano. En este marco, la placa Afro-Atlántica se romperá por su parte más débil que es la conjunción de cortezas oceánica y continental, afectada además, en este caso, por un singular sistema de fracturas conjugadas con componentes inversos y deslizantes. Esto provoca la formación y levantamiento de bloques litosféricos, que puede acortar la corteza oceánica en unos cuarenta kilómetros, permitiendo el encaje de la corteza que continúa generándose en la dorsal. Bajo estos bloques, la descompresión y consiguiente fusión se desarrolla en el manto elevado, coincidiendo los ciclos de mayor actividad eruptiva con breves etapas distensivas, asociadas al relajamiento de la compresión.

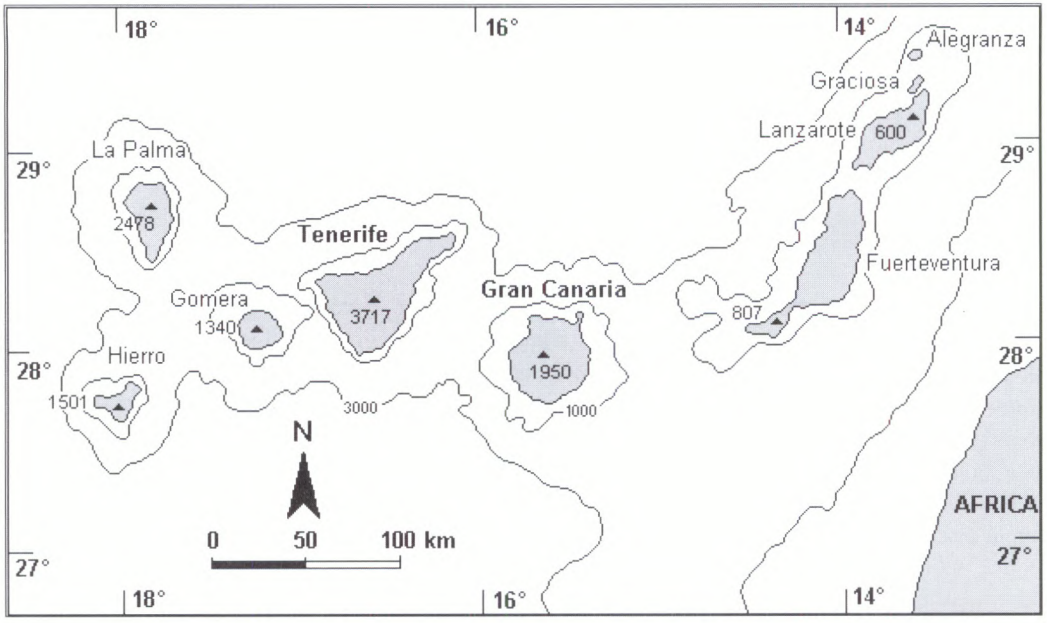


Figura 1. Mapa de las islas Canarias indicando la superficie y la máxima altura de cada isla, así como las isobatas de los 1000 y 3000 m.

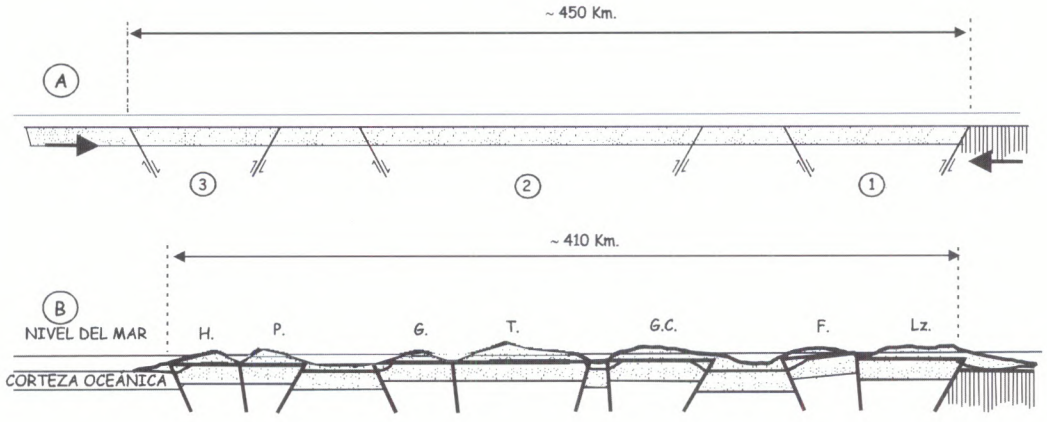


Figura 2. Esquema a escala, del acortamiento cortical (siguiendo un perfil W-E) que resulta de un levantamiento (entre 4 y 6 km) de los bloques insulares Canarios a favor de fallas inversas (transversales al dibujo) y fallas transformantes (paralelas al plano del dibujo)

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

El volcanismo canario tiene los rasgos petrológicos y geoquímicos que caracterizan al magmatismo alcalino-sódico, moderadamente subsaturado en sílice, típico de las islas oceánicas (Araña y Novitsky, 1991). Sin embargo, en su conjunto, los basaltos canarios son más subsaturados alcalinos y enriquecidos en elementos litófilos y Tierras Raras que los de la mayoría de las islas oceánicas. Presenta asimismo un gran desarrollo de términos evolucionados (fonolitas y traquitas) que no son frecuentes en regiones de volcanismo alcalino, salvo en los rifts continentales. La alcalinidad parece ser ligeramente más alta en las series post-Miocenas, (Ibarrola, 1970), habiéndose identificado algunas rocas peralcalinas en Gran Canaria (Araña et al., 1973). Por otra parte, el ligero enriquecimiento en sílice que presentan algunas lavas de Lanzarote, puede explicarse por la contaminación-asimilación de radiolaritas (Araña y Bustillo, 1992). También son importantes los procesos de mezcla de magmas en la isla de Tenerife (Araña et al., 1994) y la presencia de xenolitos ultramáficos procedentes del manto en los basaltos de varias islas (Muñoz, 1973). La diversidad geoquímica de las rocas canarias se debe a procesos magmáticos (diferenciación, contaminación y mezcla) en conductos y cámaras a profundidades relativamente someras. La fuente mantélica, de acuerdo con datos isotópicos de Nd-Sr-Pb, sería una mezcla de los componentes MORB, HIMU y EM propuestos por Zindler y Hart (1986). También la baja relación $^{3}He/^{4}He$ indica que los magmas canarios derivan de fuentes desgasificadas y recicladas confirmando al HIMU como componente dominante (Grachev, Araña et al.,1995).

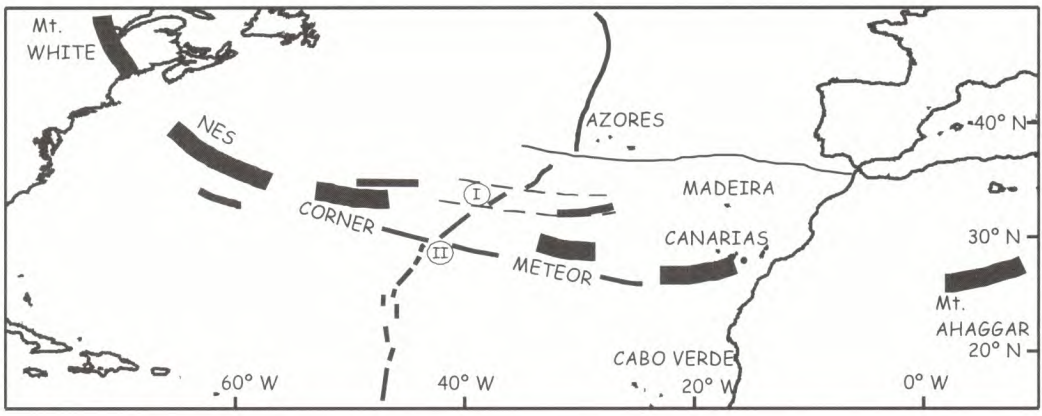


Figura 3. Regiones volcánicas del Atlántico Central, entre las Zonas de Fractura Oceanographer (I) y Atlantis (2). Se indican asimismo las correspondientes prolongaciones en las áreas volcánicas continentales de las placas divergentes: Norteamérica y África. Modificado de O`Connor y Duncan (1990).

La presencia de un componente de manto primordial podría explicarse por la contaminación con una pluma que penetraría en un manto sub-continental durante las primeras etapas de la apertura del Atlántico. Esto explicaría también la simetría de rasgos isotópicos entre Canarias y los Montes Submarinos de New England, sobre una franja extraordinariamente rica en

volcanismo que se extiende desde los montes White en Norteamérica hasta el Ahaggar en África.

EVOLUCIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DEL VOLCANISMO

En la evolución y distribución del volcanismo canario pueden distinguirse tres etapas y tres zonas. Las etapas que corresponden a episodios magmáticos mayores son las que se denominan genéricamente como: Complejos Basales (Pre-Mioceno), Series Basálticas Antiguas (mayoritariamente del Mioceno) y Series Recientes (Post-Mioceno).

Los Complejos Basales afloran sólo en tres islas: La Palma, Gomera y, especialmente, en Fuerteventura. En esta última isla, aparecen sedimentos cretácicos y lavas submarinas intruidas por rocas plutónicas básicas y ultrabásicas (piroxenitas, werlitas y gabros alcalinos).

Las Series Basálticas Antiguas formaron escudos y plataformas cuyos episodios subaéreos iniciales tienen una edad específica para cada isla que se remonta, al menos, a la que se indica a continuación, según diversos autores: (ver discusión en Cantagrel, 1988) Fuerteventura (-24 m.a), Lanzarote (-17 m.a), Gran Canaria (-14 m.a), Tenerife (-16 m.a), La Palma (-5 m.a), Gomera (-10 m.a), Hierro (- 0.5 m.a). En estas series, las rocas basálticas (ankaramitas, basanitas, basaltos alcalinos) predominan claramente sobre los productos sálicos más evolucionados (fonolitas y traquitas).

Las erupciones basálticas no se han interrumpido en ninguna isla, tras los distintos episodios que configuran las Series Antiguas y que se caracterizan por la emisión de grandes volúmenes de magma en pulsos eruptivos relativamente cortos (0.1-0.2 m.a). Sólo en Gran Canaria y Tenerife se formaron grandes edificios centrales con abundantes manifestaciones sálicas, violentamente explosivas, que culminaron en la generación de calderas (Cañadas en Tenerife y Tejeda en Gran Canaria).

Las Series Basálticas Recientes están asociadas a volcanes monogenéticos que suelen alinearse siguiendo los grandes ejes volcano-tectónicos regionales o locales, constituyendo cordilleras dorsales en islas como La Palma, Hierro y Tenerife. Paralelamente a las erupciones basálticas dispersas de esta Serie, en Tenerife se reanudó la actividad de su Edificio Central formándose el gran estratovolcán Teide-Pico Viejo. En las faldas del Teide, ocurrió hace 2000 años la erupción de Montaña Blanca, que fue la última explosiva del archipiélago.

Al ciclo magmático Reciente pertenecen las erupciones históricas, que suman una docena entre los años 1500 y 1971. Estas erupciones han tenido lugar en las islas de Lanzarote, Tenerife y La Palma, aunque otras erupciones Pre-históricas o muy recientes han ocurrido también en Hierro, Gran Canaria y Fuerteventura por lo que todo el archipiélago, excepto la isla de La Gomera, puede considerarse activo (ver Tabla 1 y el artículo de C. Romero en este volumen). Actualmente, las únicas manifestaciones superficiales de procesos magmáticos son las anomalías térmicas asociadas a los volcanes de Timanfaya (Lanzarote), Teneguía (La Palma) y Teide (Tenerife), siendo esta última la única con un campo fumaroliano estable, pero débil.

RASGOS ESENCIALES DEL VOLCANISMO EN CADA ISLA

Hierro.- Aquí los ejes volcano-tectónicos están muy bien definidos, condicionando incluso su forma. Todas las lavas son basálticas y ninguna es anterior al Cuaternario. Destaca un campo de lavas cordadas de gran belleza: Los Lajiales (Pellicer, 1977).

La Palma.- En esta isla han ocurrido las últimas erupciones del archipiélago (1949 y 1971) en una dorsal Norte-Sur formada en el Ciclo Basáltico Reciente, que comprende varias erupciones históricas. La parte septentrional de la isla está formada por las Series Basálticas Antiguas en las que se ha excavado la famosa Caldera de Taburiente (Afonso, 1974).

Gomera.- La ausencia de erupciones recientes ha favorecido una intensa erosión que ha puesto de manifiesto las raíces del volcanismo antiguo en su Complejo Basal, así como los conductos de emisión constituidos por gigantescos pitones entre los que destaca el de "Los Órganos" por la gran belleza de su disyunción columnar (Bravo, 1964).

Tenerife.- Es la mayor del Archipiélago. La Serie Basáltica Antigua está representada principalmente por plataformas muy erosionadas. Las dorsales recientes que siguen las directrices volcano-tectónicas regionales, NO-SE y NE-SO, convergen en la parte central de la isla ocupada por el gran edificio Cañadas con numerosas manifestaciones sálicas y una gran caldera que ha sido parcialmente rellenada por la formación del Complejo Teide-Pico Viejo (Fuster et al., 1968a, Martí y Mitjavila, 1995).

Gran Canaria.- Las Series Basálticas Antiguas constituyeron un gran escudo, parte del cual ha desaparecido en el mar. En esta isla se han desarrollado importantes episodios sálicos, asociados a la formación de calderas en la región central. Destaca la formación Roque Nublo, constituida por grandes planchas ignimbríticas, algunas de las cuales han experimentado fuertes deslizamientos. El volcanismo reciente presenta una continua emigración hacia el NE aunque no se conocen erupciones históricas (Fuster et al., 1968b).

Fuerteventura.- La formación más interesante es sin duda su Complejo Basal constituido por afloramientos de rocas sedimentarias, posiblemente cretácicas (cuarcitas y margas) plutónicas, correspondientes al residuo de cámaras magmáticas (básicas y ultrabásicas), subvolcánicas (diques basálticos y traquíticos) y volcánicas submarinas (pillows y hialoclastitas). Se manifiesta también una fuerte alcalinización asociada a etapas eruptivas sálicas, destacando algunos afloramientos carbonatíticos. Igualmente espectacular es la red filoniana que atraviesa el Complejo Basal y que alimentó los voluminosos episodios de la Serie Basáltica Antigua (Fuster et al., 1968c).

Lanzarote.- Alguna de las manifestaciones volcánicas sub-aéreas más antiguas del archipiélago se han datado en las plataformas basálticas de esta isla. Sin embargo, el paisaje está dominado por los numerosos volcanes cuaternarios y más especialmente por el de La Corona, en el sector septentrional, y por los volcanes de Timanfaya, o Montañas de Fuego, que se formaron en las grandes erupciones del siglo XVIII. En un túnel lávico del volcán La Corona se encuentran el Laboratorio Geodinámico y la Casa de los Volcanes (Fuster et al., 1968d; Araña, 1997).

RIESGO VOLCÁNICO Y VIGILANCIA DE ERUPCIONES

De acuerdo con las características del volcanismo canario y sus más recientes manifestaciones, puede decirse que el riesgo volcánico en el archipiélago es relativamente bajo (Araña y Ortiz, 1989). Esta evaluación concuerda con la aplicación de baremos estándar

TABLA 1
VOLCANISMO RECIENTE EN EL ARCHIPIELAGO CANARIO

ISLAS CON VOLCANISMO HISTÓRICO	FECHA DE LAS ERUPCIONES	ISLAS SIN VOLCANISMO HISTÓRICO CONFIRMADO	ANTIGÜEDAD, EN AÑOS, DE ALGUNAS ERUPCIONES DATADAS POR VARIOS MÉTODOS
La Palma	1470 ?	Islote Alegranza	> 2000
	1585	Islote Montaña Clara	> 2000
	1646	Islote Lobos	1000 > x > 400
	1677		
	1712	Fuerteventura	1000 > x > 600
	1949	"	3000 > x > 2000
	1971		
Tenerife	1430 ?	Gran Canaria	4000 > x > 2000
	1704-06	"	> 5000
	1798	"	> 3000
	1909		
Lanzarote	1730-36	Hierro	7000 > x > 4000
	1824	"	300

Tipo de volcán: Basáltico. Monogenético. Estromboliano (1)
Duración de la crisis: Pocas semanas (2)
Superficie cubierta por las coladas: 3-8 Km^2 (2)
Precursores: Sismicidad (3)
Localización Preferente: Sobre ejes volcano-tectónicos

Excepciones:

(1) El estratovolcán Teide, cuya última erupción explosiva (Mña. Blanca) ocurrió hace 2000 años.

(2) Las erupciones de Timanfaya (en Lanzarote 1730-1736) se prolongaron varios años y cubrieron 200 Km^2 de terreno con más de 1 Km^3 de lava.

(3) Debe tenerse en cuenta que sólo hay registro instrumental de la última erupción (volcán Teneguía, La Palma, 1971).

como los propuestos por organismos internacionales o con valoraciones económicas específicas (ITGE, 1987). De hecho, los daños producidos por los volcanes históricos no han venido determinados por el peligro intrínseco de las manifestaciones eruptivas, sino por la existencia de núcleos de población próximos al volcán o en el curso de sus coladas.

La escasa volcanicidad en el siglo XX (sólo tres erupciones de menor entidad), el largo período de inactividad actual (desde 1971) y los pocos daños producidos por las últimas erupciones, han frenado o desvirtuado las demandas científicas para implantar una adecuada vigilancia del volcanismo canario. Por otra parte, dado que en Canarias el volcanismo reciente no se concentra en un edificio volcánico único donde se repitan las erupciones, no es posible aplicar el concepto de "Observatorio", que en otros países ha permitido la concentración de medios y personal enfocados a la vigilancia de un volcán determinado. Asimismo, la inexistencia de cámaras someras activas actualmente, reduce la posibilidad de identificar con claridad y precisión los precursores que tendrían significado a corto y medio plazo. En realidad, para prevenir futuras erupciones, hay que considerar el área volcánica dividida en varias islas, cada una de las cuales tiene sus propias características volcanológicas, aunque con rasgos comunes muy significativos (ver Tabla 1). La dispersión de las zonas con probabilidad de una futura erupción condiciona métodos e instrumentación para una adecuada vigilancia del volcanismo canario. En ese sentido parece lógico dar prioridad a la adquisición y construcción de equipos portátiles, y consecuentemente a los ensayos, mantenimiento y puesta al día que exigen su correcta utilización (emplazamiento, telemetría, tratamiento de datos, etc.) en caso de presentarse una crisis volcánica. Sin embargo, es preciso contar con una Red Instrumental mínima para conocer los niveles de base de distintos parámetros y hacer un seguimiento de los mismos. Este equipamiento ha sido instalado por la Red de Investigación Volcanológica (RIV) del CSIC en colaboración con el Gobierno de Canarias (ver Tabla 2). También el Instituto Geográfico Nacional cuenta en Canarias con una Red Sísmica Regional, centralizada en su Centro Geofísico de Canarias, que es suficiente para cubrir el primer nivel de vigilancia sísmica que requiere el grado de actividad que muestra actualmente el volcanismo canario (ver M.J. Blanco en este volumen).
Aunque la ausencia de actividad eruptiva reciente dificulta la realización de estudios detallados de la peligrosidad y riesgo volcánico en Canarias, una evaluación preliminar de tales parámetros comenzó a ser incluida en las ediciones más recientes de las Hojas correspondientes a Canarias en el Mapa Geológico Nacional, escala 1:25.000 (ver Araña, 1988). En la actualidad, se están elaborando los mapas de Peligrosidad en el Plan de la Comunidad Autónoma para la prevención del Riesgo Volcánico.

TABLA 2
EQUIPAMIENTO DE LA RIV DEL CSIC
en la "Red Instrumental para la Vigilancia de la actividad volcánica en Canarias"

	Estaciones Sísmicas	Redes Geodésicas y gravimétricas	Termometría y Geoquímica Gases	Otras Técnicas Geofísicas	Otras Técnicas Geodésicas
La Palma	2 de 3 componentes	GPS			Imágenes SAR (*)
Hierro	1 de 3 componentes				
Gomera		Gravimétrica			
Tenerife	2 de 1 Componente 2 Arrays (**)	Geodésica (17 vértices) Nivelación (55 puntos) Gravimétrica	Estación Radón - CO_2 (*)		Clinómetros (**) Extensómetros (**) Imágenes SAR (*)
Gran Canaria	1 de 3 Componentes				
Fuerteventura		Gravimétrica			Imágenes SAR (*)
Lanzarote	1 de Banda ancha 1 de Corto período	Gravimétrica	Termómetros Estación Radón - CO_2 (*)	2 Magnetómetros (**)	2 Clinómetros 2 Extensómetros Red de Mareógrafos GPS diferencial Imágenes SAR (*)

(*) Pendientes de instalar o incorporar a la Red
(**) En Proyecto
31/Diciembre/1999

BIBLIOGRAFÍA

- AFONSO, A. (1974). *Geological sketch and historic volcanoes in La Palma, Canary Islands*. Estudios Geól., **Vol. Teneguía**: 7-13
- ARAÑA, V.; BADIOLA, E.R.; HERNÁN, F. (1973). *Peralkaline acid tendencies in Gran Canaria*. Contrib. Mineral. Petrol., **40**: 53-62
- ARAÑA, V. (1988). *Geología y Volcanismo*. En Riesgos Geológicos. ITGE, Madrid: 45-82
- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1989). *Riesgo volcánico en el archipielago canario*. ESF Meeting on Canarian Volcanism. CSIC. Madrid: 247-253
- ARAÑA, V.; NOVITSKY, I. (1991). *El magmatismo de las islas Canarias y su relación con el de otras regiones oceánicas*. Rev. Inv. Geológiques. Num. ext. Homenaje Prof. S. Miguel: 12 pp.
- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1991). *The Canary Islands: Tectonics, Magmatism and Geodinamic Framework*. En Extensive Magmatism and Structural Setting. A. Kampunzu y P. Lubala editores. Springer Verlag. Heidelberg: 209-249
- ARAÑA, V.; BUSTILLO, M.A. (1992). *Volcanological concerns of the siliceour metasedimentary xenoliths included in historic lava flows of Lanzarote (Canary Islands)*. Acta Vulcanologica, **2**: 1-6
- ARAÑA, V.; MARTÍ, J.; APARICIO, A.; GARCÍA-CACHO, L.; GARCÍA-GARCÍA, R. (1994). *Magma mixing in alkaline magmas: An example from Tenerife (Canary Islands)*. Lithos, **32**: 1-9
- ARAÑA, V. (editor) (1997). *Guía de Lanzarote*. Serie Casa de Los Volcanes, **6**: 128 pp.
- BRAVO, T. (1964). *Estudio Geológico y petrográfico de la isla de La Gomera (I y II)*. Estudios Geol., **20**: 1-56
- CANTAGREL, J.M. (1988). *Quel age ont les iles Canaries?* En Le Magmatisme Mesozoique a Actuel de la Plaque Afrique. CIFEG: 62-71
- FUSTER, J.; ARAÑA, V.; BRANDLE, J.; NAVARRO, J.; ALONSO, U.; APARICIO, A. (1968a). *Geología y Volcanología de las islas Canarias. Tenerife*. I. Lucas Mallada, CSIC. Madrid: 218 pp.
- FUSTER, J.; HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; MUÑOZ, M.; BADIOLA, E.;GARCÍA CACHO, L. (1968b). *Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria*. I. Lucas Mallada, CSIC. Madrid: 243 pp.
- FUSTER, J.; CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E.; LÓPEZ, J. (1968c). *Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Fuerteventura*. I. Lucas Mallada, CSIC. Madrid: 129 pp.
- FUSTER, J.; FERNÁNDEZ, S.; SAGREDO, J. (1968d). *Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Lanzarote*. I. Lucas Mallada, CSIC. Madrid: 239 pp.
- GRACHEV, A.; ARAÑA, V. et al. (1995, pre-print). *Mantle sources of the Canary Islands basalts*. Teide Laboratory Volcano Proyect. Final Report.
- IBARROLA, E. (1970). *Variabilidad de los magmas basálticos en las Canarias Orientales y Centrales*. Estudios Geol., **26**: 337-399
- ITGE (1987). *Impacto económico y Social de los riesgos geológicos en España*. Madrid.
- MARTÍ, J.; MITJAVILA, J. (Editores) (1995). *A Field Guide to the Central Volcanic Complex of Tenerife*. Serie Casa de Los Volcanes, **4**,:156 pp.

- MEZCUA, J.; GALAN, J.; RUEDA, J.; MARTÍNEZ, J.M.; BURFORN, E. (1990). *Sismotectónica de las Islas Canarias, Estudio del terremoto del 9 de Mayo de 1989 y su serie de réplicas*. Pub. Tec. I.G.N., **23**: 24 pp.
- MUÑOZ, M. (1973). *Inclusiones máficas y ultramáficas en las formaciones volcánicas de Gran Canaria*. Estudios Geol., **29**: 113-129
- O'CONNOR, M.; DUNCAN, R. (1990). *Evolution of the Walvis Ridge. Implications for African and South America plate motions over plumes*. J. Geophys. Res. **95**: 17475-17502
- PELLICER, M. (1977). *Volcanología de la isla del Hierro*. Estudios Geol., **33**: 181-197
- ZINDLER, A.; HART,S. (1986). *Chemical Geodynamics*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **24**: 493-571

ACTIVIDAD VOLCÁNICA HISTÓRICA EN LAS ISLAS CANARIAS

C. Romero

Dpto. de Geografía. Universidad de La Laguna. Campus de Guajara s/n. 38071 La Laguna, Tenerife (Islas Canarias).

INTRODUCCIÓN

El Archipiélago Canario comienza a emerger por encima del nivel del mar aproximadamente hacia el Mioceno Medio. En la mayoría de las islas que lo componen, el volcanismo se prolonga con interrupciones más o menos marcadas hasta el Cuaternario y épocas recientes, pero sólo para tres de ellas -La Palma, Tenerife, y Lanzarote- existen referencias documentales sobre el desarrollo de erupciones en época histórica.

Aunque el Archipiélago era ya conocido en el mundo antiguo del Mediterráneo, donde se denominaba Hespérides o Islas Afortunadas, los primeros testimonios documentales acerca de la actividad volcánica datan del siglo XV, coincidiendo con el inicio de la ocupación de las islas por la Corona de Castilla, que se produjo entre 1402 y 1496. Si bien la actividad volcánica se prolonga de forma discontinua tanto espacial como temporalmente a lo largo de todo este período, el análisis conjunto de parámetros como número de erupciones, intervalos de calma inter-eruptivos, días activos y superficie cubierta, ponen de manifiesto la existencia de un pico máximo en la misma a lo largo del siglo XVIII.

LOS REGISTROS DOCUMENTALES

En nuestras islas, el documento más difundido y conocido referente a una erupción volcánica es el realizado por el Cura de Yáiza, en el que se describe la gran erupción desarrollada en la isla de Lanzarote entre 1730 y 1736. Ahora bien, la memoria histórica ha dado cuenta de la actividad eruptiva canaria a través de más de un centenar de textos (libros de historia, cuadernos de bitácora, protocolos notariales, actas y libros de organismos oficiales, libros de viajes, artículos científicos, prensa, etc...) que recogen información al respecto y en los que se contabilizan un total de **setenta y ocho años** con probables manifestaciones eruptivas.

Una revisión crítica de todas estas fuentes documentales obliga a reducir considerablemente el número real de testimonios en los que se describen manifestaciones estrictamente eruptivas. En primer lugar porque la interpretación de los textos -fundamentalmente los correspondientes a las etapas históricas iniciales del Archipiélago- no siempre ha sido rigurosa; en ocasiones, se han catalogado como erupciones fenómenos meteorológicos, de volcanismo residual (como por ejemplo, las fumarolas) o incluso sísmicos. Por otro lado, el largo proceso de transmisión de datos, de un autor a otro, sin corroboración de las fuentes documentales originarias, ha introducido múltiples errores que han llevado a incluir en el catálogo erupciones que nunca sucedieron en realidad. Como consecuencia de ello, de esos setenta y ocho años, cincuenta deben ser totalmente desechados.

Pero además, conviene tener presente que no todos los testimonios que describen erupciones reales aportan la información precisa acerca del lugar de desarrollo de las mismas, de las fechas concretas en que se produjeron, de su duración etc., por lo que siete de esos años deben

ser catalogados como dudosos o sin clarificar. Es precisamente en estos casos, en los que la documentación histórica es imprecisa y poco clara, donde sería conveniente la utilización de métodos de control como el paleomagnetismo, el C^{14} o el K-Ar.

Dejando a un lado las referencias a erupciones de ubicación espacial dudosa, como la observada por Colón en su primer viaje, o las descripciones más ligadas a cuestiones mitológicas o legendarias, desde el siglo XIV hasta la actualidad, sólo veintiuno de los años mencionados corresponden a años con procesos eruptivos. Ahora bien, la existencia de varios episodios con duración superior al año y el desarrollo de varios eventos a caballo entre dos años consecutivos, determina que estos veintiún años se agrupen para configurar sólo trece paroxismos volcánicos, de muy diferente magnitud y significado volcanológico.

Los caracteres de la información que suministran todo el conjunto de documentos que hacen alusión al desarrollo de probables erupciones históricas en el ámbito del Archipiélago Canario, obligan a agrupar los paroxismos históricos de todo el Archipiélago en tres períodos diferentes:

Un período antiguo al que pertenecen todas las descripciones realizadas entre los siglos XIV y XVII y que abarca, por tanto, todas las referencias a las erupciones producidas desde la época inmediatamente anterior a la conquista hasta finales de 1600.

Un período moderno en el que se agrupan todos los documentos elaborados a lo largo del siglo XVIII.

Un período reciente o actual que abarca todas las crónicas que relatan las manifestaciones volcánicas producidas desde comienzos del siglo XIX hasta la actualidad.

Las crónicas del período antiguo caracterizan la etapa histórica inicial del Archipiélago y han de ser analizadas con mucha prudencia. Constituye, sin lugar a dudas, un período enormemente conflictivo, pues las reseñas existentes son fragmentarias, no siempre tienen la fiabilidad necesaria, son frecuentemente breves e imprecisas, y parecen guardar una estrecha relación con antiguas leyendas y creencias populares. A través de ellas resulta prácticamente imposible determinar los rasgos más sobresalientes de los fenómenos volcánicos, las secuencias eruptivas, su duración o simplemente identificar el lugar de desarrollo de los mismos, la extensión y el trazado de las corrientes lávicas.

Para el conjunto de todo este primer período existen un total de treinta años con referencias a posibles manifestaciones volcánicas. Un análisis riguroso de las fuentes documentales originales permite precisar la actividad más probable de esta etapa, desechando algunas de las fechas o asociándolas con una actividad volcánica residual. De estos años, diez años deben asociarse a manifestaciones de carácter fumaroliano (1484, 1506, 1583, 1592, 1604, 1630, 1632, 1676, 1678, y 1694); siete años deben ser totalmente desechados (1341, 1430, 1454, 1505, 1604/1605 y 1626); cinco años quedan aún por clarificar (1393, 1444, 1445, 1677 y 1692); dos años deben ser clasificados como dudosos (1470/80). Sólo siete de los años mencionados corresponden en realidad a períodos con paroxismos volcánicos (1399, 1430-70, 1492, 1585, 1646 y 1677/78). Nada garantiza, además, que las reseñas existentes abarquen todos los procesos eruptivos sucedidos en el Archipiélago durante dicho período.

Los datos aportados por las fuentes de este período ponen de manifiesto la necesidad de distinguir dos etapas diferentes: una inicial, que abarcaría desde los años inmediatamente anteriores a la conquista hasta los últimos veinte años del siglo XVI, cuyas crónicas documentales son insuficientes como para poder caracterizar las manifestaciones volcánicas; y otra desarrollada desde 1585 hasta fines del siglo XVII, que cuenta con referencias mucho más detalladas que permiten, en la mayoría de los casos, establecer los rasgos más significativos de la actividad eruptiva de cada episodio volcánico. Hacia finales de esta segunda etapa aparecerán de modo muy puntual, junto con los testimonios escritos, los primeros documentos gráficos existentes sobre el volcanismo histórico (erupción de San Antonio, La Palma 1677-78).

En contraposición con este período inicial, la información aportada por las fuentes de los siglos XVIII, XIX y XX son particularmente ricas en detalles. Los datos obtenidos de los documentos del **período moderno**, es decir, a lo largo de todo el siglo XVIII, son mucho más abundantes, completos y fiables. Por lo común, las crónicas que describen las erupciones producidas durante este siglo suelen corresponder a diarios y cronologías eruptivas más o menos detalladas que informan sobre los principales fenómenos observados y que permiten un conocimiento más detallado, aunque no exhaustivo, de la historia de cada erupción volcánica. La información gráfica (tanto grabados, como croquis y mapas) se hace también más abundante y realista, con imágenes muy expresivas de los conjuntos en erupción, o de los daños generados por los mismos. En algunos casos, existe además información sobre la situación previa a los eventos eruptivos, lo que permite conocer con más precisión los efectos causados por los mismos y la reconstrucción más exacta de los principales fenómenos observados.

Un hecho que diferencia este período del anterior es que es muy probable que todas las manifestaciones volcánicas documentalmente certificadas, correspondan a la totalidad de los procesos eruptivos ocurridos en realidad. Dejando de lado las múltiples referencias a la actividad fumaroliana, para el siglo XVIII se han sugerido un total de siete erupciones. Ahora bien, una de ellas, la de 1786 en Tenerife, debe ser desechada totalmente por falta de referencias documentales; la erupción de 1793 de la isla de El Hierro, hay que considerarla como bastante dudosa, pues aunque existe una datación de C^{14} que la sitúa en torno al año 1800, las fuentes históricas escritas no permiten hablar de fenómenos de carácter eruptivo (Hernández Pacheco, 1982). En definitiva, durante el siglo XVIII, sólo se tiene constancia documental de cinco erupciones, 1704-1705, 1706, 1712, 1730-1736 y 1798, correspondiendo dos de ellas a eventos volcánicos múltiples (1704-1705 y 1730-1736).

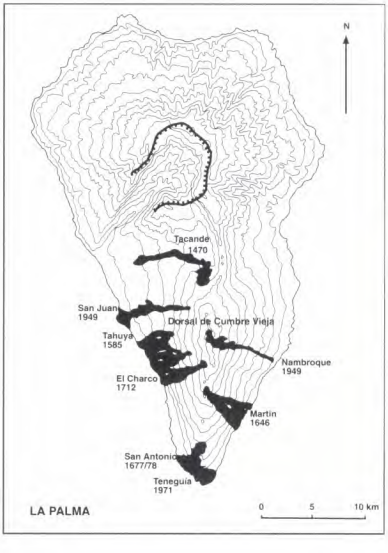
No obstante, a pesar de la mayor fiabilidad de la documentación, ésta sigue mostrando algunas carencias notables; con frecuencia, las fuentes no abarcan la totalidad del período activo, por lo que se desconocen la duración real de todas las manifestaciones eruptivas así como los lugares específicos afectados, siendo imposible establecer la cronología eruptiva diaria y, por tanto, la historia evolutiva completa de los mismos.

Desde comienzos del siglo XIX, es decir durante **el período documental reciente,** las crónicas documentales existentes sobre el volcanismo del Archipiélago narran con toda fidelidad el desarrollo de los distintos episodios eruptivos. El registro documental de cada erupción es tan abundante y detallado que posibilita el seguimiento diario de cada erupción, pudiéndose dividir el período activo de cada episodio en secuencias eruptivas.

La diferencia fundamental con respecto a las fuentes de las etapas previas es la gran abundancia de referencias existentes para cada uno de los conjuntos eruptivos generados durante este período. Este mayor acopio de información es resultado de la aparición y desarrollo de los medios de comunicación, quienes jugarán un papel esencial en el mejor conocimiento y difusión de las erupciones ocurridas en el Archipiélago. A esta mayor abundancia documental hay que unir, además, una mayor diversificación de las fuentes, ya que a la documentación escrita y gráfica hay que añadir la audiovisual. De este modo, para este período contamos, además de las crónicas tradicionales, con la información recogida en estos medios. La imagen pasa de desempeñar un papel secundario a constituir la base y el apoyo de muchas interpretaciones volcanológicas.

Por otro lado, el avance operado en la actividad científica permite la utilización de nuevas técnicas e instrumental de investigación que contribuyen a un mejor, más profundo y exhaustivo conocimiento de cada una de las erupciones desarrolladas a lo largo de este período. Las manifestaciones eruptivas pasan a ser el objeto específico de los análisis y descripciones, llevándose a cabo medidas y registros sistemáticos que posibilitan su mejor conocimiento. No existen, por ello, lagunas informativas importantes y la totalidad de las manifestaciones eruptivas de este período pueden ser interpretadas a través de las crónicas y de los estudios llevados a cabo durante las mismas con cierta precisión. Durante este último período se han producido un total de cuatro episodios volcánicos: uno a inicios del siglo XIX (1824) y tres a lo largo del siglo XX (1909, 1949 y 1971).

LAS ERUPCIONES HISTÓRICAS CONSTATADAS Y SU DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

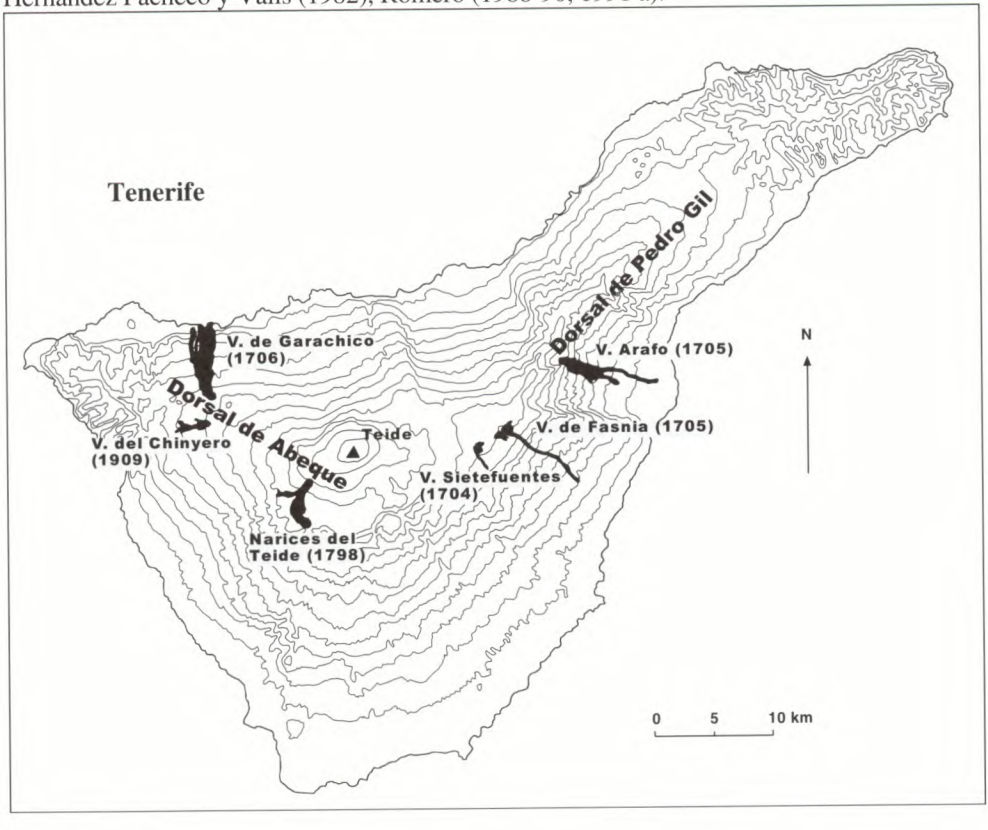


Según la documentación consultada, en Canarias los episodios volcánicos históricos son siempre subaéreos[1], no se han manifestado de forma continua, ni se han desarrollado afectando a todo el territorio del Archipiélago, así como tampoco se han producido en dos islas diferentes al mismo tiempo (Romero, 1988-90). Estas erupciones sólo han afectado a tres de las siete islas mayores del Archipiélago, asociándose siempre a las estructuras volcánicas de mayor juventud geológica de cada isla y orientándose según directrices tectonovolcánicas regionales o locales (Romero, 1986).

De los trece episodios eruptivos mencionados, siete se han desarrollado en la isla de La Palma (erupción de Tacande, producida entre 1430-1470; de Tehuya en

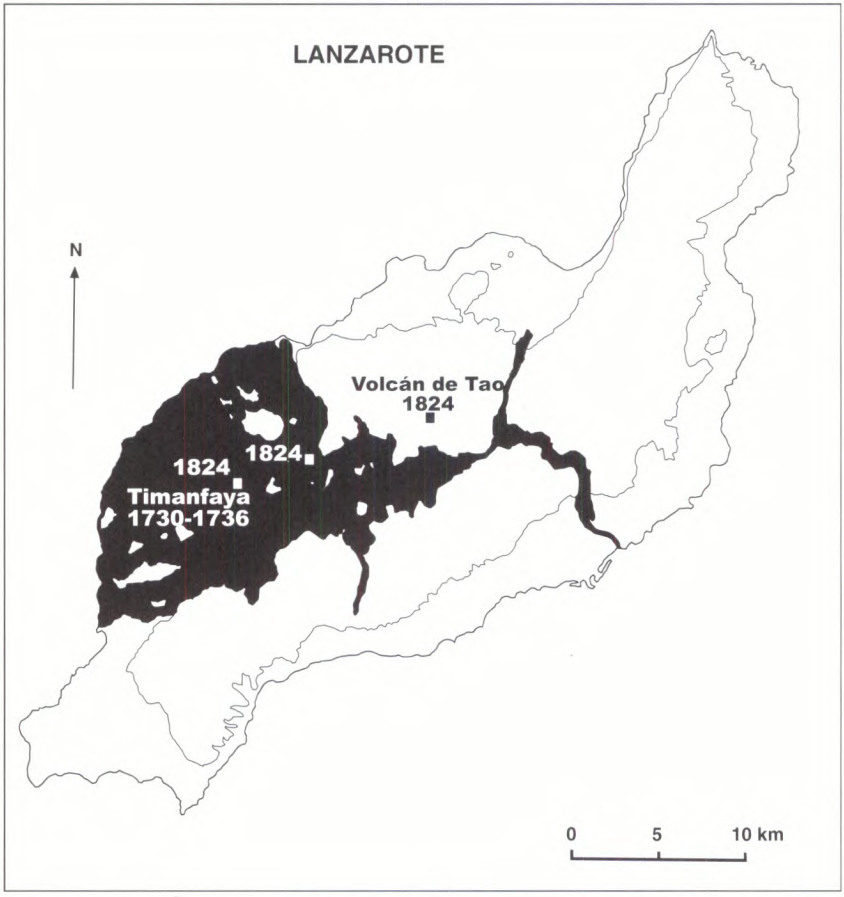
[1] En las fuentes documentales de la erupción de 1730-1736, hay una breve alusión a un episodio submarino; sin embargo, su existencia es dudosa por cuanto no existe ningún edificio volcánico en la costa de Timanfaya que muestre los rasgos típicos de las erupciones desarrolladas en contacto con el agua del mar. No obstante, ello no significa que no se hayan desarrollado fases eruptivas hidromagmáticas en algunos de los conjuntos volcánicos, pues la documentación histórica permite hablar de fases de este estilo durante la erupción de Lanzarote en 1824 (Volcanes de Tao y Tinguatón) y durante la erupción de La Palma en 1949 (Cráter del Hoyo Negro o Nambroque).

1585; de Tigalate o Martín en 1646; de San Antonio en 1677-78; E. del Charco de 1712; E. de San Juan de 1949; y, por ultimo, la del Teneguía de 1971, que constituye por el momento la última erupción habida en el Archipiélago). Estas erupciones han afectado únicamente al sector meridional de la isla, inscribiéndose en la dorsal volcánica de Cumbre Vieja y alineándose según una directriz predominante de rumbo N-S y según orientaciones secundarias de componente NW-SE y NE-SW. Los episodios volcánicos de esta isla han sido analizados por Ortiz (1951), Benítez Padilla (1952), Santiago (1948-1960), Martel (1960), Machado (1963), Martínez de Pisón e Higes Rolando (1972), Araña y Fuster (1974), Hernández Pacheco y Valls (1982), Romero (1988-90, 1991 a).



En Tenerife han ocurrido sólo cuatro manifestaciones eruptivas, aunque una de ellas corresponde en realidad a un episodio triple (E. de Sietefuentes, Fasnia y Arafo, ocurrida entre fines del año 1704 y los primeros meses de 1705; E. de Garachico, en 1706; E. Narices del Teide, en 1798 y, la erupción del Chinyero producida a comienzos de este siglo, en el año 1909). En esta isla las erupciones históricas se han emplazado en las dorsales de Pedro Gil y Abeque y en el conjunto central Teide-Pico Viejo, localizándose a cotas superiores a los 1300 m y disponiéndose según las mismas fracturas de rumbo NE-SW y NW-SE que articulan estas estructuras. Los estudios más recientes sobre el volcanismo histórico de Tenerife han sido realizados por Fernández Navarro (1910, 1911, 1919 y 1925), Fuster et al. (1968 a), Cabrera y Hernández Pacheco (1987), García Moral (1989) y Romero (1984, 1990, 1991 a, 1992).

Por último, en Lanzarote, sólo se han producido dos episodios eruptivos: el desarrollado entre 1730 y 1736, y el ocurrido entre el 31 de Julio y el 24 de Octubre de 1824; ambos constituyen, sin embargo, manifestaciones volcánicas múltiples y corresponden a los eventos de mayor envergadura y magnitud de los ocurridos en las Islas en período histórico. Las erupciones se asocian en esta isla a cadenas volcánicas y sus centros eruptivos se disponen en torno a directrices tectonovolcánicas de rumbo ENE-WSW. Los conjuntos eruptivos de esta isla han sido analizados por Hernández Pacheco, (1909, 1960), Fernández Navarro (1919), Fuster et al., (1968 b), Rumeu y Araña (1982), Ortiz, et al., (1986), Carracedo y Badiola (1991, 1993), Romero et al. (1982), Romero (1987, 1989, 1991 a y b, 1997).



La distribución espacial del volcanismo de este período parece ser consecuencia directa de la particular disposición del sistema de fracturas corticales características del Archipiélago Canario; su orientación preferente en torno a rumbos de componente NE, NE-SW y ENE-WSW y su orientación secundaria en torno a directrices de rumbo NW-SE y N-S, así al menos parece ponerlo de manifiesto. Insertos siempre en las estructuras volcánicas canarias más jóvenes, estos episodios no hacen sino prolongar en el tiempo los caracteres tectonovolcánicos que definen a las mismas (Romero, 1986, 1987).

SECUENCIAS ERUPTIVAS.

No existe para el Archipiélago Canario un registro suficiente de episodios volcánicos que permita la aplicación de técnicas estadísticas para el establecimiento de las pautas eruptivas temporales, fundamentalmente cuando se trata de establecer sus períodos de retorno (Astiz et al., 1999), de modo que se ha de ser extremadamente cuidadoso con los resultados obtenidos. No obstante, el análisis riguroso de las secuencias temporales posibilita un mejor conocimiento del comportamiento eruptivo en el pasado, tanto a escala de las distintas islas activas como del conjunto de las mismas, cuando se las correlaciona con datos como número de días activos o superficie cubierta (Romero, 1990,1991 a) (Ver cuadro nº 1).

LA PALMA

Es la isla que cuenta con el mayor número de episodios eruptivos históricos del Archipiélago ya que siete, de los trece que constituyen el cómputo total, se han desarrollado en ella.

Analizando las pautas temporales de la actividad eruptiva de La Palma se observa como existe una mayor concentración de episodios en el período transcurrido entre 1585 y 1712, de tal forma que en menos de 125 años se produjeron cuatro de las siete erupciones de la isla. Este período de mayor número de eventos coincide con los intervalos entre erupciones de menor amplitud temporal -con un máximo de 61 años y un mínimo de 31- y se encuentra separado, además, de las fases eruptivas anteriores y posteriores por lapsos de tiempo de duración siempre mayor a 140 años –145 y 237 años respectivamente-, por lo que no resulta aventurado afirmar que realmente durante el mismo la frecuencia eruptiva fue considerablemente mayor.

Existe, por otro lado, una disminución progresiva de la duración de los eventos con el tiempo, de modo que el período activo de los últimos paroxismos es aproximadamente la mitad del de los iniciales; por otro lado, los días activos de esta isla suponen el 13,2 % del período activo histórico del Archipiélago.

El volcanismo de este período ha ocupado en la isla un área de 36,9 km^2 lo que supone un 5,2 % de la superficie insular y un 15,4 % del total de superficie cubierta por el conjunto de erupciones históricas de las Islas Canarias. La evolución temporal del área ocupada por los volcanes históricos de La Palma no presenta unas pautas tan definidas como las referentes al número de días activos. Aunque parece existir una estrecha correspondencia entre duración y área ocupada, no siempre ha ocurrido así, de modo que no es posible afirmar que exista una relación directa entre ambos parámetros; así, por ejemplo, la erupción de 1585, que posee el período activo más dilatado, cubrió una superficie cuyos valores están entre los más bajos de la isla. No obstante, las erupciones desarrolladas durante el período de mayor frecuencia eruptiva suelen corresponder a aquellas de mayor superficie ocupada.

Como consecuencia de todo ello, es posible afirmar que la isla de La Palma mostró a lo largo del siglo XVII un período de máxima frecuencia, durante el cual se produjeron,

Año	Denominación	Lugar	Fecha (Inicio/final)	Duración (en días)	Area cubierta aproximada en Km^2	Intervalo entre erupciones por años
1430/1440?	E. de Tacande o Mtña Quemada	Cumbre Vieja La Palma	?	?	5,6	
						145
1585	E. de Tehuya	Cumbre Vieja La Palma	19 de Mayo/ 10 de Agto	84	4,8	
						61
1646	Volcán Martín o Tigalate	Cumbre Vieja La Palma	2 de Oct/ 21 de Dic.	82	7,6	
						31
1677/78	Volcán de San Antonio	Cumbre Vieja La Palma	17 Nov/ 21 de Ene.	66	6,5	
						26
1704/1705	Sietefuentes	Dorso Cañadas Tenerife	31 de Dic/ 4-5 de Ene	5	10,4	
	Fasnia	Dorso Cañadas Tenerife	5 de Ene/ 16 de Ene.	12		
						1
	V de Arafo Mtña Arenas Negras	Dorsal de Pedro Gil Tenerife	2 de Feb/ 27 de Marz	54		
1706	E. de Garachico Mtña. Negra	Dorsal de Abeque Tenerife	5 de May/ 13 de Jun.	40	8,1	
						6
1712	E. de El Charco	Cumbre Vieja La Palma	9 de Oct/ 3 de Dic	56	4,9	
						18
De 1730 a 1736	Timanfaya	Sector central Lanzarote	1 Sep-1730 a 16 Abr. 1736	2055	172	
						62
1798	V. de Chahorra Narices del Teide	Teide Tenerife	9 de Jun/ 14-15 Sep	99	4,6	
						26
1824	V. de Tao o Clérigo Duarte	Sector central Lanzarote	31 de Jul/	86	4,9	
	Nuevo del Fuego Mtña. Chinero	Norte de Timanfaya	29 de Sep/ 5 de Oct			
						85
	Tinguatón Volcán Nuevo	Norte de Timanfaya	16 Oct/ 24 de Oct.			
1909	V. del Chinyero	Dorsal de Abeque Tenerife	18 de Nov 27 de Nov	10	2,2	
						40
1949	E. de San Juan De Nambroque o Las Manchas	Cumbre Vieja La Palma	24 de Jun/ 30 de Jul	47	4,5	
						22
1971	E. del Teneguía	Cumbre Vieja La Palma	26 de Oct/ 18 de Nov	24	3,1	
			TOTALES	2720	239,2	

Cuadro nº 1.- Secuencia cronológica del volcanismo histórico de las Islas Canarias.

además, no sólo las erupciones con mayor número de días activos sino también una mayor superficie cubierta por materiales volcánicos.

TENERIFE

En Tenerife se han producido un total de cuatro manifestaciones volcánicas, una de ellas triple. Pues bien, de modo similar a lo que hemos visto que sucedía en La Palma, la mayoría de las erupciones se reúnen en un período de menos de cien años. La mayor concentración temporal de la actividad eruptiva de esta isla queda, sin embargo, claramente circunscrita a un período posterior al de La Palma, ya que tres de los cuatro eventos, incluido en ellos el triple, se desarrollaron en el siglo XVIII.

También en esta isla los episodios eruptivos de mayor duración y área corresponden a las erupciones desarrolladas durante ese intervalo de tiempo. Ahora bien, la evolución temporal de las áreas cubiertas y del número de días activos se produce aquí a la inversa de La Palma, de modo que el descenso paulatino es perfectamente constatable en las superficies cubiertas pero no es tan claro en el número de días activos aunque, eso sí, los máximos coinciden con un período determinado, en este caso el siglo XVIII. Por otro lado, tanto los días activos como el área ocupada poseen valores aún menores que los de La Palma, ya que suponen sólo el 8 % del período activo del Archipiélago y el 10,5 % del total de superficie ocupada por los conjuntos volcánicos históricos de Canarias. El volcanismo de este período ha ocupado en Tenerife un área sensiblemente menor que en La Palma, de 25,3 km^2, lo que supone sólo un 1,2 % de la superficie insular. En función de estos datos se puede afirmar que el volcanismo histórico de esta isla es significativamente menos importante que el de aquélla.

LANZAROTE

El escaso número de erupciones históricas desarrolladas en esta isla podría haber impedido el establecimiento de los rasgos temporales de la actividad volcánica histórica de esta isla. Sin embargo, los marcados contrastes existentes entre los dos episodios ocurridos en Lanzarote permiten afirmar que el siglo XVIII constituye el período de máxima eruptividad, ya que durante el mismo se desarrolló no sólo el evento volcánico de mayor envergadura (con más de un centenar de bocas eruptivas), duración (2055 días) y área ocupada (172 km^2) de la isla, sino también de todo el Archipiélago Canario, del conjunto de Archipiélagos que componen la Macaronesia (Canarias, Azores y Cabo Verde) (Mitchel Thomé, R.C, 1981) y uno de los episodios eruptivos basálticos mayores conocidos en época histórica a escala mundial.

La mayor importancia relativa del volcanismo histórico de esta isla se refleja tanto en el número total de días con erupción (que con 2141 días activos, suponen el 78,7 % del total de días activos del Archipiélago), como en la superficie cubierta por materiales volcánicos (que representa el 73,9 % del total del área afectada por las erupciones históricas del Archipiélago). Se trata, por tanto, de la isla del Archipiélago donde el volcanismo, aunque menos frecuente, ha alcanzado mayor magnitud y envergadura.

LA EVOLUCIÓN DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN EL CONJUNTO DEL ARCHIPIÉLAGO

Los materiales arrojados por el volcanismo histórico del Archipiélago han cubierto una superficie total en torno a los 240 km^2, lo que significa un 3,2 % de la superficie total de las Islas, y han estado activos durante un período de más de 7 años durante los últimos seis siglos.

Agrupando los datos de las tres islas activas por siglos y analizándolos conjuntamente

según el número de episodios eruptivos, se pone de manifiesto que existe una diferencia acusada entre la actividad desarrollada durante el siglo XVIII y los cinco siglos restantes. Según este parámetro el mayor número de erupciones se produjo entre 1700 y 1800, existiendo un máximo secundario en el siglo XX. Ahora bien, tanto los datos referentes al número de días activos como los correspondientes a las superficies cubiertas señalan como período secundario la etapa comprendida entre 1500 y 1600. Este hecho puede explicarse teniendo en cuenta que existe una tendencia general de cada una de las islas activas a presentar un descenso gradual de la duración y área ocupada cuanto más recientes son las erupciones.

Aunque algunos autores han señalado que la energía de las erupciones de alguna de las islas activas históricamente parece ser tanto mayor cuanto mayor es el intervalo de calma existente entre las erupciones (Cabrera y Hernández Pacheco, 1987), a escala del Archipiélago, sin embargo, no parece existir ninguna correlación entre la amplitud de los períodos inter-eruptivos, la superficie cubierta y el número de días activos. No obstante, el análisis de los intervalos existentes entre las distintas erupciones pone de manifiesto cómo éstos son cada vez más cortos a medida que nos acercamos al siglo XVIII, para volver después de este siglo a aumentar de modo paulatino. Un análisis estadístico realizado recientemente con datos sobre las erupciones históricas, señala para Canarias un período de retorno de 26 a 41 años (Astiz et al., 1999).

En algunas ocasiones se ha afirmado que la isla de menor actividad histórica del conjunto del Archipiélago es Lanzarote, puesto que en ella se han desarrollado sólo dos de las trece erupciones históricas. Ahora bien, si junto a este parámetro tenemos en cuenta otros como días activos y superficie cubierta debemos considerar que Lanzarote constituye el bloque potencialmente más activo. Evidentemente, este mayor grado de actividad de Lanzarote es resultado del desarrollo en esta isla de la erupción de Timanfaya, ya que sólo el área ocupada durante este evento supone más del doble cubierto por el resto de las erupciones históricas del Archipiélago; de forma similar ocurre con el número de días activos, que equivalen al 75,5 % del período total conjunto de Canarias. Si además, le añadimos los valores de la triple erupción ocurrida en esta isla en 1824, los valores resultan aún más elevados, con un 73,9 % y un 78,7 %, respectivamente.

RASGOS VOLCANOLÓGICOS GENERALES DE LAS ERUPCIONES HISTÓRICAS.

Todas las erupciones históricas canarias corresponden a manifestaciones basálticas de explosividad moderada, carácter fisural acusado y comportamiento eminentemente efusivo. Las erupciones volcánicas históricas se han desarrollado a partir de magmas de

carácter básico que han originado rocas de tipo basáltico; sin embargo, un estudio detenido de los mismos muestra variaciones significativas. En Tenerife, los materiales emitidos corresponden a basaltos alcalinos s.l., variando desde tipos muy básicos hasta casi intermedios (Cabrera y Hernández Pacheco, 1987; García Moral, 1989), presentes sólo en las erupciones históricas de esta isla. En Lanzarote, existen palpables diferencias entre los productos emitidos durante la erupción de 1730-36 y los de 1824, variando, en el primer caso, desde basanitas y basaltos alcalinos a basaltos olivínicos y toleítas olivínicas, correspondiendo los de 1824 a basanitas con rango composicional restringido (Rumeu y Araña, 1982; Carracedo y Badiola, 1993). Las variaciones composicionales observadas en la erupción del siglo XVIII han sido relacionadas con la mezcla de magmas generados en dos ambientes de diferente profundidad y régimen tectónico (Carracedo y Badiola, 1993). Los materiales emitidos por las erupciones históricas de la Palma son mucho más homogéneos que los de Lanzarote y Tenerife, correspondiendo de modo exclusivo a rocas basálticas alcalinas.

La mayor parte de los productos emitidos se disponen en superficie conformando, en la mayoría de las ocasiones, edificios volcánicos simples constituidos por uno o varios conos volcánicos y varias coladas asociadas a los mismos. Sólo durante los eventos múltiples se construyeron sistemas eruptivos lineales (Sietefuentes, Fasnia y Arafo, en 1704-1705, en Tenerife; y Volcanes de Tao, Nuevo del Fuego y Tinguatón, en Lanzarote, 1824), o conjuntos eruptivos complejos resultado de la asociación de múltiples construcciones volcánicas simples a lo largo de fracturas de gran desarrollo longitudinal (Timanfaya, Lanzarote, 1730-1736).

En cualquier caso, todas las erupciones se han desarrollado a partir de fracturas cuya longitud oscila entre los 500 m y los 13 km. Cuando las erupciones se desarrollan a partir de fracturas abiertas transversalmente a la disposición de las curvas de nivel, los cráteres explosivos suelen caracterizar los tramos superiores de las mismas, mientras que los efusivos se disponen siempre en los sectores altitudinalmente más bajos. Normalmente, además, la actividad no suele desarrollarse homogéneamente a lo largo de toda la fractura, pues se concentra en puntos determinados que suelen coincidir con los sectores centrales de las mismas o con sus extremos. Como consecuencia de ello, los conjuntos volcánicos resultantes suelen estar constituidos por la existencia de un rosario de cráteres principales, con o sin cráteres secundarios pero alineados siempre, también, según las mismas direcciones a las que se ha hecho mención. Cerrados en embudo o abiertos en herradura, estos cráteres están alojados en conos que configuran edificios volcánicos claramente fisurales y de morfología asimétrica. Esta asimetría es resultado tanto de su articulación según fracturas de rumbo determinado (Romero, 1990) como de la inclinación del conducto de emisión en relación con la mayor o menor granulometría de los fragmentos que los constituyen (Ortiz et al., 1986), del emplazamiento de las fracturas en sectores de pendientes acusadas (Romero, 1991 a) o de los efectos del viento reinante durante las erupciones (Romero, 1990).

Las distintas secuencias eruptivas en las que puede descomponerse cada período activo varían de unos conjuntos eruptivos a otros, pero en ellas existen siempre fases efusivas acusadas que determinan que los productos volcánicos predominantes sean los lávicos.

LOS DAÑOS PRODUCIDOS

El balance global de los daños generados por las erupciones históricas del Archipiélago ha de ser considerado, afortunadamente, como poco importante. Desde el punto de vista de las pérdidas humanas, sólo existe referencia a 17 víctimas en un período de 600 años, 16 de ellas relacionadas con las crisis sísmicas producidas durante la erupción de 1704-1705 en Tenerife, y una más producida durante la erupción del Teneguía en La Palma, en 1971.

Si exceptuamos el evento de 1730-36, el impacto económico de estas erupciones ha sido más bien escaso, dado su carácter moderado y la localización preferente de los centros de emisión en las áreas de cumbres, caracterizadas por poseer densidades de población poco importantes y por presentar núcleos de poblamiento de escasa entidad y gran dispersión espacial. En función del carácter eminentemente efusivo de estas erupciones, los daños más cuantiosos se han producido como consecuencia de la llegada de las coladas, favorecidas por las fuertes pendientes y su canalización por pequeños barrancos, a los sectores costeros y de medianías, lugares tradicionales de actividad agrícola, densamente poblados, con núcleos de mayor entidad e infraestructuras más costosas (Romero, 1985).

La mayoría de las pérdidas se han limitado a la inutilización de áreas poco extensas por el emplazamiento directo de piroclastos y coladas de lava, a la desaparición de campos de cultivo, con la pérdida consiguiente de las cosechas, los sistemas de acogida de agua, los lugares de pasto, ganado y colmeneras, con la destrucción más o menos aislada de viviendas unifamiliares y vías de comunicación. Sólo ocasionalmente, las coladas en su recorrido hacia la costa han afectado a núcleos de población, produciendo entonces daños irreparables. Tal es el caso, de la erupción de 1706 en Tenerife, durante la cual las coladas, descolgándose por el cantil prelitoral, destruyeron parte del tejido urbano de la Villa de Garachico y cegaron su puerto. El puerto, que hasta esa fecha poseía un papel destacado en el comercio exterior canario y constituía la vía de salida de los productos agrícolas cultivados en la comarca y en el resto de la isla (azúcar, vino y cereales), perdió su poder hegemónico, produciéndose un cambio del centro de gravedad económico hacia otros sectores de Tenerife, de modo que la ciudad nunca más ha vuelto a recuperar su antigua pujanza.

Mención aparte merece, sin lugar a dudas, la erupción producida en Lanzarote hacia mediados del siglo XVIII. Durante la misma fueron totalmente destruidos una treintena de caseríos, quedando otros 20 núcleos de población seriamente dañados por las acumulaciones de picón generadas por las lluvias de cenizas. Afortunadamente, no se tiene constancia de pérdidas humanas, aunque la erupción supuso un movimiento migratorio de cierta importancia ya que, según las fuentes documentales, unos cinco meses después de comenzada la erupción había emigrado casi un 44 % de la población, llegando a plantearse en algunos momentos la evacuación total de la isla. Económicamente, los daños fueron cuantiosos, por cuanto se perdieron no sólo las cosechas de los años con erupción sino también numerosos pajeros, parte de los sistemas de captación de aguas (pozos, maretas y aljibes), y una buena parte de los pastos y de la cabaña ganadera de la isla.

BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA, V.; FUSTER, J.M. (1974). *La erupción del volcán Teneguía. La Palma. Islas Canarias*. Estudios Geológicos. **Vol. Teneguía**: 15-18
- ASTIZ, M.; ORTIZ, R.; GARCÍA, A.; FELPETO, A. (1999): *Análisis estadístico del riesgo volcánico en Canarias.* **CDROM I**. Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica: S09_14.doc y S09__IMG. Univ. de Almería, Instituto Geográfico Nacional.
- BENITEZ PADILLA, S. (1952). *La erupción de Las Manchas en la isla de La Palma y el volcanismo canario (24 de junio-31 de julio).* Museo Canario, **41-44:** 51-72
- CABRERA LAGUNILLA, M.P.; HERNÁNDEZ PACHECO, A. (1987): *Las erupciones históricas de Tenerife (Canarias) en sus aspectos vulcanológico, petrológico y geoquímico.* Rev. Mat. Proc. Geol., **V**: 143-182
- CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1991). *Lanzarote. La erupción volcánica de 1730.* Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote. Las Palmas de Gran Canaria. 183 pp.
- CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1993). *Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Canarias).* Rev. Acad. Canar. Ciencias, **4**: 25-58
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1910). *Resumen de la conferencia acerca de la erupción volcánica del Chinyero.* Bol. R.Soc. Esp. Hist. Nat., **10:** 104-122
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1911). *Erupción volcánica del Chinyero (Tenerife) en Noviembre de 1909.* Anales de la Junta para la ampliación de estudios e investigaciones científicas, **V-1:** 99 pp.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1919). *Las erupciones de fecha histórica en Canarias.* Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat,. **XI-2:** 37-71
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1925). *Nuevos datos sobre el volcán Chinyero.* Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., **11:** 74-78
- FUSTER, J.M.; ARAÑA, V.; BRANDLE, J.L.; NAVARRO, M.; ALONSO, U.; APARICIO, A. (1968a). *Geología y Volcanología de las Islas Canarias, Tenerife.* Instituto Lucas Mallada. CSIC. Madrid. 218 pp.
- FUSTER, J.M.; FERNÁNDEZ SANTÍN, S.; SAGREDO, J. (1968b). *Geología y Volcanología de las Islas Canarias, Lanzarote.* Instituto Lucas Mallada. CSIC. Madrid. 239 pp.
- GARCÍA MORAL, R. (1989). *Erupciones históricas en Tenerife.* En: Los Volcanes y la Caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias) Araña V. y Coello J. (Edit.). Icona. Serie Técnica, Madrid: 235-249
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1909). *Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias.* Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., **VI:** 1-35.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1960). *En relación con las grandes erupciones volcánicas del S. XVIII y 1824 en Lanzarote.* El Museo Canario, **73-74:** 230-254.
- HERNÁNDEZ PACHECO, A. (1982). *Sobre una posible erupción en 1793 en la isla de El Hierro (Canarias).* Estudios Geol., **38:** 15-25
- HERNÁNDEZ PACHECO, A.; VALLS, M. C. (1982*). The historic eruptions of La Palma (Canaries).* Archipelago. Rev. Da Unv. Dos Açores, **III:** 83-94
- MACHADO, F. (1963). *Erupçoes da ilha de la Palma (Canarias).* Bol. Mus. Lab. Miner. Geol., **9:** 142-156

- MARTEL, M. (1960). *El Volcán de San Juan, también llamado de Las Manchas y del Nambroque (La Palma, Canarias).* Publicación privada. Talleres de Artes Gráficas. Depósito Legal M-774. Madrid, 233 pp.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; HIGES ROLANDO, V. (1972). *La escala del tiempo en la evolución geomorfológica del aparato eruptivo del Teneguía.* Estudios Geográficos. **XXXIII, nº 127:** 363-378
- MITCHELL THOMÉ, R.C. (1981). *Vulcanicity of historic times in the middle Atlantic Islands.* Bull. Volcanol., **44-1:** 57-69
- ORTIZ, J. R. (1951). *La erupción del Nambroque en la isla de La Palma.* Bol. Inst. Geol. Min. Esp., **63:** 1-165
- ORTIZ, R.; ARAÑA, V.; VALVERDE, C. (1986). *Aproximación al conocimiento del mecanismo de la erupción de 1730-1736 en Lanzarote.* Anales de Física, **82:** 127-142
- ROMERO, C. (1984). *Volcanismo histórico de Tenerife.* Anuario de la Universidad de La Laguna. Curso 81-82. La Laguna.
- ROMERO, C. (1985). *Aproximación al riesgo asociado a las erupciones basálticas de las Islas Canarias.* Actas del IX Coloquio de Geografía, Murcia, **Tomo I. (s.p)**.
- ROMERO, C. (1986). *Aproximación a la sistemática de las estructuras volcánicas complejas de las Islas Canarias.* Ería, **11:** 211-223
- ROMERO, C. (1987). *Comentario al mapa geomorfológico de la isla de Lanzarote.* Revista de Geografía Canaria, **2:** 151-172
- ROMERO, C. (1989). *Aproximación a la evolución volcanomorfológica del Sistema Eruptivo de Timanfaya (1730-1736).* Meeting on Canarian Volcanism, ESF. C.S.I.C.: 234-236
- ROMERO, C. (1988-90). *Distribución y articulación espacial del Volcanismo Histórico Canario.* Revista de Geografía Canaria, **3:** 141-161
- ROMERO, C. (1990). *Rasgos volcanomorfológicos de las erupciones históricas de Tenerife.* Jornadas de campo sobre Geomorfología volcánica, SEG, Monografía **nº 5:** 173-196
- ROMERO, C. (1991a). *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario.* Consejería de Política Territorial. Gobierno de Canarias. Sta. Cruz de Tenerife. Dos volúmenes, 1407 pp.
- ROMERO, C. (1991b). *La erupción de Timanfaya (1730-1736). Análisis documental y estudio geomorfológico.* Secretariado de Publicaciones. Universidad de La Laguna. Sta. Cruz de Tenerife, 136 pp.
- ROMERO, C. (1992). *Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife.* Aula de Cultura de Tenerife. Excmo. Cabildo Insular de Tenerife. Sta. Cruz de Tenerife. 265 pp.
- ROMERO, C. (1997). *Crónicas documentales sobre las erupciones de Lanzarote.* Fundación Cesar Manrique. Lanzarote. Colección Torcusa, Madrid, 167 pp.
- ROMERO, C.; MARTINEZ DE PISÓN, E.; QUIRANTES, F.; LUIS, M. (1982). *Morfología del sistema eruptivo de Timanfaya, Montañas del Fuego y Pico Partido.* Anuario del Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna: 64-85
- RUMEU DE ARMAS, A.; ARAÑA, V. (1982). *Diario pormenorizado de la erupción volcánica de Lanzarote en 1824.* Anuario de Estudios Atlánticos, **28:** 15-61
- SANTIAGO, M. (1948-1960). *Edición crítica, estudio bibliográfico y notas a la obra de D. Agustín del Castillo: Descripción histórica y geográfica de las Islas Canarias.* Ed. El Gabinete literario. Madrid. Dos volúmenes.

EL MEDIO FÍSICO Y CULTURAL DESAPARECIDO POR LAS ERUPCIONES DEL S. XVIII EN LANZAROTE

J. de León

Servicio de Patrimonio Histórico. Cabildo Insular de Gran Canaria. C/ Cano 24. 35002 Las Palmas de Gran Canaria

INTRODUCCIÓN

Tras diversos estudios arqueológicos y etnográficos sobre algunas zonas afectadas o inmediatas a las erupciones del s. XVIII, las ideas e informaciones que vamos a aportar a continuación, son una breve síntesis de la investigación que venimos realizando, desde hace más de cinco años, sobre la reconstrucción específica del territorio destruido y sus consecuencias poblacionales, culturales, económicas, etc. Creemos que este estudio es necesario para la recuperación de una parte olvidada de la historia de la isla y también es importante para el conocimiento que existe sobre el desarrollo de la actividad volcánica, sobre su dimensión y evolución espacial y temporal. En este sentido, nos ha parecido de gran valor el acercamiento a otras disciplinas científicas y las aportaciones de éstas sobre métodos y técnicas, estudios comparados sobre erupciones históricas, hipótesis interpretativas sobre el desarrollo del fenómeno, etc.

Además de la dimensión estrictamente científica, ha existido otro motivo que nos ha llevado a la realización de este estudio, y es el de la necesidad que hay de historiar lo próximo, el entorno físico y humano inmediato, cosa que a veces las preocupaciones académicas tienden a despreciar. Esta dimensión no sólo se basa en criterios metodológicos sobre la importancia de recuperar la historia local (que no localista), sino en aspectos también de tipo afectivo. Estos aspectos son una pequeña parte de lo que para los *majoreros* de Lanzarote es "la cultura y la historia del volcán" una forma de nuestra identidad, entendida como recurso y como obstáculo, como posibilidad y como limitación, como cobijo y también como amenaza.

PROPUESTA METODOLÓGICA PARA EL DESARROLLO DEL ESTUDIO

Hemos querido desarrollar, en nuestro proyecto de investigación, un criterio metodológico abierto y flexible, con el fin de obtener la mayor cantidad posible de conocimientos sobre la realidad anterior y coetánea a las erupciones. Creemos que esto es necesario en la medida que algunas fuentes, como las arqueológicas, presentan importantes dificultades de análisis. Estas limitaciones iniciales no nos hicieron renunciar al empeño por reconstruir el amplio territorio y la ingente producción cultural que desapareció a causa de los volcanes del s. XVIII. Otro método para mejorar y diversificar la información ha sido el de complementar las fuentes. Lógicamente el peso de cada una de ellas ha estado en relación al problema previo planteado. Para las zonas de coladas hemos aplicado las fuentes documentales y toponímicas; para las zonas de arenas las arqueológicas y etnográficas, utilizando las documentales de forma complementaria.

Tres han sido las principales fuentes de conocimientos trabajadas: la arqueología, la etnografía y la documentación histórica. También ha sido importante la recuperación toponímica, así como las aportaciones de otras disciplinas y ciencias, como la volcanología, para la

interpretación de aspectos de transformación del paleopaisaje, desarrollo espacial de la actividad volcánica, etc.

Desde el punto de vista de la arqueología, hay que insistir en las dificultades propias del territorio estudiado, tanto prácticas (desaparición de gran parte de la superficie original de la isla), como teóricas (problemas para obtener conclusiones desde el punto de vista de la arqueología territorial por la ausencia de determinadas variables). En relación a estas limitaciones, es muy significativa la siguiente cita, relacionada con una parte de las áreas destruidas por las coladas: *"..que sabe que el Cortijo o Vega del boiaxo.... está del todo perdido por aver corrido por sobre ella el fuego del volcán de forma que en ningún tiempo se podrá usar de ellas porque oy en dia no se save para adonde fue a causa del gran malpais y montañas que tiene ensima.."*[1]

Hasta la fecha se ha elaborado un amplio inventario de restos materiales anteriores o coetáneos a las erupciones, localizados en las zonas afectadas por éstas, sobre todo por las cenizas, o bien en las áreas de los Islotes. También hemos llevado a cabo algunos trabajos de campo específicos, como las prospecciones geofísicas realizadas por el Departamento de Volcanología del Museo Nacional de Ciencias Naturales CSIC en Abril - Mayo de 1998, así como las excavaciones arqueológicas de Marzo - Abril de 2000, cuyos resultados están aún en proceso de estudio.

En cuanto a los trabajos de tipo etnográfico, hay que destacar la progresiva pérdida de la información oral, ya que estamos analizando un suceso finalizado hace 265 años. Existen otras razones que explican esa pérdida de memoria colectiva sobre las erupciones, como son los continuos procesos migratorios que provocan importantes lagunas en la transmisión de conocimientos; o la acelerada transformación económica que vive la isla, convirtiéndose cada ves más el territorio, que antes jugaba una gran diversidad de funciones, en un mero "escaparate" de actividades y usos preexistentes; así como la pérdida de las actividades económicas tradicionales que se ha llevado consigo una gran cantidad de conocimiento sobre el territorio y la cultura tradicional vinculada a él.

Entre los trabajos específicos de tipo etnográfico que hemos llevado a cabo, queremos destacar la realización de numerosas encuestas a personas ancianas de las poblaciones próximas a las áreas volcánicas históricas. Por otra parte, ha sido muy importante la información oral para la identificación de restos arqueológicos sobre el territorio.

Por último, queremos destacar de forma especial las fuentes escritas. A pesar de la gran cantidad de documentos desaparecidos y destruidos en el pasado (incendios, saqueos, etc.), lo cual ha supuesto una importante limitación para los estudios históricos de la isla, se descubren cada vez más escritos inéditos, o bien se hacen relecturas en base a nuevos enfoques e interrogantes sobre el pasado insular, sobre todo referidos a períodos de mucho interés para determinar el proceso de transformación que sufre el territorio en estudio (y el de la isla en general). De esta forma, hoy se conocen nuevos elementos sobre el proceso de Conquista,

[1] - AHPLP - Audiencias. "Testificación del Alférez Julio Perdomo sobre las tierras perdidas que pertenecían a D. Diego Laguna". Pleito entre los herederos de D. Diego de Laguna - 1 de octubre de 1731.

sobre cómo y dónde se asienta la población en la segunda mitad del s. XV y todo el XVI, sobre las consecuencias que tendrá la especialización cerealística de la isla a lo largo del s. XVII y primer tercio del XVIII, en la creación y despegue de algunas aldeas de las áreas centrales de la isla, luego cubiertas por los volcanes.

Las fuentes escritas más importantes que hemos trabajado, son sobre todo las de tipo indirecto. Hay que recordar que la doctora Carmen Romero ya había destacado la importancia de las fuentes históricas, aportando nuevos y valiosos documentos históricos de tipo directo, sobre las erupciones del s. XVIII. Ahora bien, creemos que el aspecto novedoso de nuestro trabajo tiene que ver con el acopio de datos inéditos recogidos en fuentes documentales, sobre todo de tipo indirecto, que son un valioso complemento a los textos ya conocidos del Cura de Yaiza, del Archivo de Simancas, del Obispo Dávila y Cárdenas, del Cabildo Catedral y de las Actas del Cabildo de Fuerteventura.

Entre la información documental que venimos trabajando, queremos destacar los Protocolos Notariales, con gran cantidad de compraventas, repartimientos y testamentos; los documentos de Audiencias, con numerosos pleitos, algunos de los cuales están directamente relacionados con las consecuencias de las erupciones; diversos Archivos eclesiásticos, como el Libro de Fábrica de la Iglesia Matriz de Teguise, Conventos Desamortizados. Desde el punto de vista de la localización de estas fuentes, hemos consultado materiales de los Archivos Históricos de Las Palmas, Teguise, La Laguna, Fuerteventura, Simancas, del Archivo Histórico Nacional, los Archivos del Museo Canario, los municipales y parroquiales de Tinajo, Yaiza, Antigua, La Oliva, así como informaciones recogidas en archivos privados.

Queremos destacar, por último, **el importante papel que las fuentes toponímicas tienen para la reconstrucción del paisaje afectado por coladas o por cenizas volcánicas** (*). En los documentos que estamos trabajando hemos localizado ya más de 1500 topónimos anteriores a las erupciones, la mayor parte inéditos ya que han desaparecido debajo de los volcanes. El sistema que hemos empleado para la localización física de los elementos de interés en el paisaje preexistente, ha sido el de ubicar dichos elementos (aldeas, casas, montañas, caminos, tierras de cultivo, etc.) en base a las referencias fijas que han sobrevivido hasta hoy sobre el nuevo territorio (Montañeta de Huga, Montaña del Rodeo, de Santa Catalina, de Tíngafa, El Peñón, Rostro Cavero, Los Miraderos, Montaña de Cardona, etc.) o bien en relación a la intersección o prolongación de caminos, que unen aldeas o zonas no afectadas por las erupciones.

Este método, no sólo nos ha servido para situar algunas aldeas sepultadas, sino para averiguar cuál fue la evolución espacial de las propias erupciones. Creemos que esta perspectiva de trabajo puede aportar datos de interés para quienes investigan el desarrollo de las erupciones del s. XVIII en la isla. Por ejemplo, podemos afirmar que el primer cono en hacer erupción fue el volcán del Cuervo o de Las Lapas, ya que en sus inmediaciones estaba situada la aldea de Chimanfaya. También podemos afirmar que las coladas del volcán de las Nueces en 1734

(*) **NOTA:** Hay que tener en cuenta que en Lanzarote, el término volcán se emplea en sentido general para todo el territorio cubierto por lavas. Esto ocurre también en las otras islas que han vivido erupciones volcánicas en estos últimos siglos. Las zonas de coladas más antiguas son malpaíses. A los piroclastos se les denomina arena. El Rofe es más grueso y de etapas más antiguas.

estaban empezando a alcanzar la parte centrooriental del territorio afectado, ya que la zona de Candelaria aún no había sido afectada. En 1735 las coladas habían llegado a Arrecife, ya que un terreno lindaba *con el volcán.* Hemos localizado citas de mucho interés sobre períodos de actividad, número de erupciones, etc., como se recoge en este documento escrito por D. Andrés Lorenzo Curbelo, el 7 de Octubre de 1733, en Yaiza: "*..como se nos an quemado los lugares de donde somos vesinos y entullido con las arenas que an hechado desi seis volcanes que an rebentado desde el día primero de septiembre del año próximo pasado, hasta este, que aun queda susisten.. uno hechando gran río de fuego contra este lugar ..y de ser el lugar mas inmediato a dicho volcán..*" [2]

COMIENZO DE LAS ERUPCIONES. ANTECEDENTES Y REACCIONES DE LA POBLACIÓN

Según se desprende del siguiente documento, queda clara la fecha, día y hasta la hora en que comienzan repentinamente las erupciones del volcán de Las Lapas, hoy denominado del Cuervo, junto a la aldea de Chimanfaya: *"..,por el furor y bravesa de un volcan que rebentó en el lugar de Chimanfaya el día primero de Septiembre deste año entre las nuebe y dies de la noche.."*[3]

Las consecuencias de este hecho, y de las sucesivas erupciones en los siguientes cinco años, si bien no supusieron una catástrofe en vidas humanas, fueron muy trágicas en cuanto a daños materiales. Se trataba de un fenómeno totalmente novedoso para los habitantes, no existiendo hasta el momento noticias sobre actividades volcánicas históricas anteriores.

No poseemos datos certeros sobre la posibilidad de que los aborígenes de Lanzarote convivieran con fenómenos volcánicos, a pesar de que la isla estuvo poblada durante un período de más de 2000 años, antes de las erupciones del s. XVIII, como lo demuestran algunos grabados alfabéticos, de posible influencia latina, que hemos descubierto dentro de las zonas de estudio. Algunos investigadores sostienen que la actividad volcánica de la isla se caracteriza por poseer largos períodos de calma.

Uno de los objetivos de las excavaciones arqueológicas que hemos comenzado en La Geria y Testeina, es el de poder identificar niveles de ceniza volcánica en un horizonte intermedio en la ocupación humana anterior a la Conquista. Esto, además de ayudarnos a establecer secuencias de cronología relativa para la cultura de los Majos, serviría para determinar la existencia, o no, de acontecimientos volcánicos en los últimos 2000 años. Lo que sí parece cierto, es que existían algunos vecinos de Lanzarote en 1730, que conocieron las erupciones volcánicas ocurridas pocos años antes en La Palma y Tenerife. En ese tiempo había un destacado comercio con esas dos islas, sobre todo para la exportación de granos. En el Archivo Parroquial de Yaiza hemos identificado numerosos inmigrantes palmeros y tinerfeños que vivían, en esa fecha, en los pueblos afectados por las erupciones.

Aunque no relacionados con actividades volcánicas, existieron acontecimientos de tipo natural o cultural de alto riesgo para la seguridad de la población de Lanzarote, con anterioridad a las

---

[2] - AHPLP - PN - L.2805 - 7 Octubre 1733 - Fól. 134v.

[3] - AMC - Libro de Fábrica Iglesia Matriz de la Villa - 1730.

erupciones (Conquista, invasiones piratas, sequías, plagas, etc.), que nos pueden aportar algunas ideas de movilización colectiva. Uno de los hechos característicos en este tipo de situación, como ocurriría con las erupciones del s. XVIII, es la instauración de medidas de excepción: sustitución de la autoridad civil por la militar, reuniones permanentes de los órganos de poder y creación de otros nuevos para la crisis (Junta Especial de seguimiento de los acontecimientos volcánicos), aplicación de medidas económicas específicas (como la prohibición de la saca de granos, no aplicación de tributos e impuestos, etc.), una importante movilización de recursos civiles o religiosos (procesiones, rogativas, etc.) *" ..le partisipo la fatalidad de los bolcanes que an sobrevenido en la Ysla de Lanzarote por cuyo motivo.. se hiciese públicas rogativas a fin de pedir a dios misericordia porque en aquella Ysla se avia esperimentado a ver sosegado de las tres partes las dos y que avia consumido mucha porción de trigo y ganado de donde se avastese esta y las demas..."* [4]

Para conocer las reacciones iniciales de la población, es importante lo que nos aportan las personas que han vivido acontecimientos volcánicos históricos. En nuestras islas, son muy valiosas las informaciones de los habitantes de la Palma, que presenciaron las últimas erupciones ocurridas en la isla. Se han recogido relatos de testigos presenciales del volcán del Chinyero en Tenerife: *"..El volcán Chinyero reventó por la parte arriba de las calderas. Nosotros estábamos á 300 metros de donde reventó, y las arenas nos caían encima. Eran las dos y media y yo estaba haciendo un trillo, y sentía temblar bajo mis pies. Dió una vez un berrido, que yo miré hacia el cielo porque me pareció como si pasaran por encima muchas palomas revolando."*[5]

Analizar estos factores puede tener gran interés para conocer cuál era la realidad en el momento de producirse la catástrofe, cuál era el grado de cohesión social, de solidaridad colectiva y de legitimidad de las Instituciones, cuáles eran los mecanismos coercitivos de éstas ante situaciones límite y cuáles fueron las acciones empleadas por la población. Hemos llevado a cabo algunos estudios específicos sobre movimientos migratorios a consecuencia de las erupciones, tanto dentro de la isla (repartimientos de tierras y nuevos asentamientos), como a Fuerteventura, donde se llega a alcanzar en el Municipio de la Oliva, casi un 50% de nacimientos de hijos de emigrados por los volcanes entre 1731 y 1736.

LOS VOLCANES DEL S. XVIII: TERRITORIO DESTRUIDO, HISTORIA OLVIDADA

Una parte esencial de nuestra investigación es precisamente la reconstrucción del territorio que quedó sepultado, así como de las manifestaciones culturales sobre el mismo. Nos referimos a aquellos elementos creados por la población, que desaparecieron por la actividad volcánica (pueblos, casas, maretas, aljibes, ermitas, tahonas, taros, pajeros, etc.).

El territorio y los recursos naturales desaparecidos

---

[4] - AHLL - Actas del Cabildo de Tenerife - Nº 52 - Fól.30v.

[5] - ROMERO RUIZ, CARMEN. "Las Manifestaciones Volcánicas Históricas del Archipiélago Canario". Tomo I. (relato de D. José Hernández Lorenzo) - Universidad de La Laguna. 1991 - Pág. 664.

Por los datos que poseemos, la realidad física de aquellos territorios estaba constituida por importantes llanuras (Llano del Boiajo), hoyas y valles, rodeados por lomas y montañas, la mayoría de las cuales afloran en la actualidad (Santa Catalina, Montaña Blanca de Perdomo, Los Miraderos, Montaña del Chupadero, etc.). Alguna de esas elevaciones han desaparecido o han perdido su nombre original, ya que sabemos que cerca de Chimanfaya estaba el Lomo de Pajitos y cerca de Tíngafa la Montaña de Blas. Creemos que la Montaña de Buen Lugar fue destruida por los conos de Pico Partido y el Señalo. La vieja Montaña de Las Lapas, junto a Chimanfaya, fue parcialmente destruida por el Volcán del Cuervo.

Los primeros textos históricos referidos al conjunto del territorio insular, y en buena medida a las zonas aquí estudiadas, destacan la existencia de ricas áreas de cultivo. También los documentos que venimos trabajando abundan en este hecho: "*..en la compra de mi Cortijo de Iguadén, las quales dichas quattro fanegadas de tierra y sinco almudes referidos son de mucha estimacion por el buen puesto y calidad de ellas..*" [6]. Existían algunas vegas muy fértiles, como la Vega de Iseo, de Chimanfaya, del Boiajo, de Chichirigauso, de Testeina, La Geria, de Tomaren, de Iguadén, la Esmeralda, etc. En los primeros meses de las erupciones quedaron sepultadas la mayor parte de dichas vegas.

Ahora bien, y contrariamente a lo que se ha pensado, no todo eran terrenos con suelos fértiles. Hemos localizado más de veinte malpaíses dentro de este área (Malpaís de Santa Catalina, de las Casas, de la Jorqueta, de Juan Gante, de Luis Cabrera, de las Vacas, de Iguadén, de Mancha Blanca, etc.). Sabemos que en la zona central existieron los grandes barrancos de las Cuevas, de la Arena, del Jable y el de Tomaren. Las lavas que llegan hasta Puerto Naos y cerca de Famara siguieron el curso de estos barrancos, sepultándolos.

La costa estaba prácticamente deshabitada, las aldeas más próximas al litoral eran Maso y Tenemosana. Este hecho hizo que las grandes masas de lava que se precipitaban hacia el mar, ocupando toda esta zona de costa, no afectaran a núcleos de población destacados. Esta amplia área poseía importantes recursos, sobre todo pesqueros y ganaderos, al localizarse las mejores dehesas para la cría de animales (Corral de los Cabritos, Corrales Bermejos, majadas, sises, etc.). Al estar expuesto al fuerte oleaje de los mares del norte, no había puertos importantes, salvo el puerto Real de Janubio, cubierto luego por las lavas. Otras actividades económicas estuvieron presentes en esta zona, como la obtención de orchillas, caza de pardelas, recolección de sal, etc.

En cuanto a recursos vegetales, animales o minerales en este área, las fuentes documentales nos aportan algunas referencias anteriores a las erupciones como la Hoya de las Lechuzas, Cueva del Gato, Peña Palomas, etc. Existieron áreas con pastos estacionales, en malpaíses colonizados de tabaibas, como en la Corona o el Mojón, algún tipo de árbol aislado o palmeras. Sobre la fauna doméstica, se citan cabras, ovejas, caballos, vacas, etc. El ganado vacuno era abundante, debido al excedente de paja (en años buenos). Se cita en un inventario de los bienes del pueblo de 1560, la Dehesa de Maso, "*que antiguamente ha poseído el pueblo para las vacas y es en la parte del Chupadero*".[7] El camello, por su gran resistencia,

---

[6] - AHPLP - PN - L.2799 - Año 1722 - Testamento del Capitán D. Luis de Betancurt Ayala - Fól.165v.

[7] - AHPLP - PN - Inventario de los Bienes del Pueblo, 1560. Existen varias transcripciones posteriores.

era un recurso importante en el transporte, comunicaciones y como fuerza motora para la roturación de tierras.

Si algo ha caracterizado a lo largo de su historia a la isla de Lanzarote y al territorio cubierto por los volcanes antes de 1730, ha sido la impresionante y especializada adaptación humana a las condiciones extremas de aridez. Había algunas fuentes, charcos y maretas naturales, aunque estacionales. Cerca de Tíngafa había topónimos relacionados con este hecho, como Agua Clara y Aguabero. Existen aún las fuentes de Ortiz, Montaña Negra, Los Miraderos, Diama, etc. La de Tíngafa fue destruida hace poco.

El Patrimonio edificado destruido

Como hemos podido comprobar se trataba de una de las zonas más importantes de la isla en cuanto a actividad económica, lo que iba a verse reflejado en la existencia de una gran concentración de poblaciones de mediano tamaño, alguna de las cuales poseía un variado patrimonio edificado, evidenciado claramente en el paisaje, bien en pie y en uso, o bien abandonado y en ruina.

Teniendo en cuenta el número aproximado de habitantes que se iban a ver afectados (unos 2000) y la existencia de grandes propietarios que poseían varias casas, podríamos estimar en más de 700 las casas destruidas. Se produce, a lo largo del s. XVII y comienzo del XVIII, un proceso de concentración de las aldeas hacia la zona central de la isla, la cual fue destruida pocos años después. Este proceso iba a hacer que los edificios más significativos del momento en dicha zona, se concentrarán allí. Las aldeas más importantes eran Santa Catalina, Chimanfaya, Tíngafa, Maso, Chupadero, Peña Palomas, Geria, Mancha Blanca, Jarretas, Buen Lugar, Iguadén, Macintafe, Guagaro, Testeina, y El Rodeo. También existían localidades de unas pocas casas, algunas hasta hoy desconocidas, como Chichirigauso y Gauso, Candelaria, Juan Gante, Diama, Guimón, La Esmeralda, Aguaclara, La Cancela, etc. En general, creemos que es acertada la distribución de los pueblos que hace el mapa de 1730 encargado por el Gobernador de las Armas de Fuerteventura.

En las diferentes crónicas de las erupciones se citaban, como destruidas por los volcanes, las ermitas de Sta. Catalina y San Juan Evangelista. Recientemente, hemos descubierto en la zona central de la isla la ermita de Ntra. Sra. de Candelaria, que fué sepultada por las coladas del volcán de las Nueces entre 1734 y 1735. La ermita de Santa Catalina era una de las más importantes de la isla en aquellos años, pugnando con la de los Remedios de Yaiza, por convertirse en Ayuda de Parroquia poco antes de 1725: " *..ante el presente escribano por el qual dexara dotada la lampara de la Iglesia de Santa Catalina para que hubiese efeto la fundasion que se pretende de que sea aiuda de Parrochia..*" [8]

El pueblo de Santa Catalina y su ermita, son de las pocas referencias históricas anteriores a las erupciones que han sobrevivido en la memoria colectiva. Creemos que una de las razones, además de la relevancia económica de aquella aldea, fue su rápida e inesperada destrucción debido a un cambio repentino en la dirección de las lavas.

[8] - AHPLP - PN - L.2800 - Año 1718/1720 - Fol.206.

En cuanto a la ermita de San Juan Evangelista, existía antes de las erupciones gran devoción a este santo, sobre todo entre los vecinos de la aldea de Tíngafa, ya que estaba situada muy cerca de allí. Sabemos con exactitud el lugar y fecha de su construcción, las personas que la promovieron, así como algunos elementos muebles y constructivos que contenía: "*..Juan Gutiérres Nuñes e María de los Reyes, ..avemos mandado haser a nuestra costa una hermita de la advogación de el glorioso señor San Juan, en término y parte que disen de Vuenlugar, en nuestro sitio, a donde tenemos casas de nuestra morada,....*"[9]

La ermita de Nuestra Señora de Candelaria estaba situada en una zona que llevaba dicho nombre, donde existía un importante Cortijo hasta su destrucción, primero por las lluvias de cenizas (entre 1730 y 1731) y luego por las coladas (comienzos de 1735). A su jurisdicción pertenecían algunos de los pueblos más importantes de la zona (Chimanfaya, Mancha Blanca, Guagaro, Geria, etc.). Lo más llamativo de este descubrimiento es que hasta hace poco se creía que esta ermita había estado siempre en Tías. Este descubrimiento, junto con el hallazgo de los primeros repartimientos de tierras en esa zona sobre 1734, nos ha llevado a sostener que Tías, hoy uno de los pueblos más importantes de la isla, se creó como consecuencia de los volcanes del s. XVIII. La importancia de este santuario queda reflejada en un documento que nos dice que fue el primer sitio a donde se dirigió la población a las pocas horas de iniciadas las erupciones: "*.. de sebada blanca que se sacaron de las que estaban serradas en Chimanfaya en casa del alferez Julio Perdomo ,...por el fuego del volcan y la turbación que avía ..a toda prisa se sacaron de el riesgo y se pusieron delante de la hermita de Nuestra Señora de Candelaria y de allí se llevaron a serrar a la aldea de Masdache...*" [10]

Sobre la destrucción de este templo no cabe ninguna duda según se desprende de otro documento que localizamos, fechado en Febrero de 1736 y que menciona algunos de los bienes que contenía dicha ermita: "*..hemos fabricado y fabricaron a expensas de nuestros caudales la hermita de Nuestra Señora de Candelaria costeando sus adornos, imagen y todo lo demás que se hallaba en dicha hermita la qual arruinó el fuego aviendose podido librar tan solamente de su estrago dicha santa imagen, los referidos adornos y la madera..*"[11]

La ermita de la Caridad en la Geria ya existía a comienzos del s. XVIII. Fue parcialmente afectada a comienzos de la actividad volcánica ya que las lluvias de piroclastos afectaron a la comarca de la Geria en los primeros meses de las erupciones.

Existió una gran variedad de viviendas, tanto concentradas en las aldeas más importantes, como aisladas. Por lo general, poseían una gran diversidad de elementos constructivos asociados a ellas. En repetidas ocasiones se hace mención a casas, casas de alto y bajo, casas terreras, casillas, aposentos, palacio, salas, etc. Alguna vez se especifica que la casa posee dos plantas. A veces se hace mención a aposentos adjuntos a la vivienda y a la existencia de hornos adosados: "*Posee el asiento de casas de su morada.. que se compone de una sala con aposento terrera y un taro con puerta adentro de dicha sala, cosina, dos hornos, un torrejón, una cisterna cubierta,..una casilla de piedra seca descubierta..*"[12]

---

[9] - AHPLP - PN - L.2728 - 2 Agosto 1625 - Fól. 241v/246r.
[10] - AMC - Libro de Fabrica... - 1730.
[11] - AHLP - PN - L.2806 - 1735/36 - Fól.215/218.
[12] - AHPLP - PN - L.2797 - año de 1720 - Fól.128.

Si bien la mayor parte de las casas fueron destruidas por las coladas, algunas que fueron afectadas parcialmente por las cenizas o "arenas" volcánicas se recuperaron al cabo de algunos años: *"..la aplicación de los dueños buelva otraves a su ser quando no en todo en parte pues aplicándose su dueño se puede destupir algunos vasos y haserse avitables las casas destupiéndose la entrada de ellas.."* [13]

Desde el punto de vista de las edificaciones relacionadas con las actividades económicas, quizás la más destacada era la Cilla para guardar y contabilizar el grano, que se construyó en Chimanfaya en unos terrenos vendidos en el año de 1701 por Miguel López, vecino de Tiagua, al Cabildo Catedralicio (Quintana Andrés, 1993). Este hecho prueba la creciente importancia de la zona central de la isla en la producción de cereales. Esta edificación fue destruida en las primeras horas de iniciarse las erupciones.

Volviendo al patrimonio edificado destruido por las erupciones cabe destacar las tahonas. Han llegado hasta nosotros algunos ejemplos de aquellas edificaciones que contenían una gran rueda de piedra para moler el grano. Existían varias tahonas en las aldeas más importantes. Relacionados también con la actividad agrícola se encontraban una gran cantidad de eras, cercas, corrales de pajeros, etc. Había edificios con actividades artesanales, ya que se cita el "herrero" de Chimanfaya o el "carpintero" de Santa Catalina.

Otra de las infraestructuras destruidas por las erupciones fueron las relacionadas con la actividad ganadera. Una enorme cantidad de corrales se mencionan en las aldeas destruidas. La infraestructura ganadera es más importante en las aldeas periféricas.

Otro elemento de mucho interés son las vías de comunicación. La desaparición temprana de alguna de éstas, en algunos casos muy importantes, dificultó el tránsito desde las aldeas en peligro. Tal es el caso de Tíngafa, que en Diciembre de 1730 quedó prácticamente rodeada de lavas, sucumbiendo definitivamente en Marzo de 1731. La vieja comunicación entre el suroeste de la isla y la zona central quedó colapsada, sobre todo entre la Villa y Yaiza. Los caminos del Rodeo al Puerto, de San Juan, Santa Catalina, Chimanfaya y Mancha Blanca a la Villa, quedaron sepultados en los primeros meses. La destrucción de Candelaria supuso la desaparición de una de las zonas con mayor cantidad de intersecciones de caminos.

La mayor parte de los bienes inmuebles destruidos por las erupciones eran los relacionados con el almacenamiento de aguas, producto de una enorme y costosa obra de ingeniería hidráulica. Varios miles de depósitos, de diferente tipo quedaron sepultados por las erupciones. Una de las pistas más importantes que tenemos desde el punto de vista arqueológico, para localizar restos de aquella época, es la identificación de aljibes enterrados en zonas como Masdache, Geria, Diama, Peña Palomas, etc. En cada pueblo existían varias maretas. En ocasiones poseían muro exterior o un empedrado. En la zona que nos ocupa hemos localizado una gran cantidad de ellas: La Mareta Grande en el Cortijo de Chimanfaya, la Mareta que dicen de Fuego Macher en la Costa NW, La Mareta de las Mujeres por Buen Lugar y Tíngafa, el Maretón del Cabo por Sta. Catalina.

---

[13] - AHPLP - Audiencias - Pleito sobre la herencia del beneficiado D. Diego de Laguna - 1734.

Las lavas destruyeron gran cantidad de aldeas de los antiguos Majos en Chimanfaya, Gauso, Maso, Tíngafa, Guimón, Uga, Yaiza, Tajaste, Tinajo, etc. Numerosas son las citas que poseemos sobre casas de aquel pueblo, que aún estaban en pie en 1730. Nos referimos a las célebres "casas hondas" o "casas de bóvedas": *"..le vendemos una casa de boveda puesta en donde disen maso ques casa antigua y pertenese a el termino del miradero y la llaman la casa jonda ...que le tocan de poderse aser corrales en ella y otros benefisios.."*[14]

Todo esto iba a sucumbir por las erupciones volcánicas. Nos hemos encontrado numerosos documentos que reflejan de forma dramática los percances sufridos por la población, como en la gran compra de terrenos que hace el 20 de Agosto de 1730 Sebastián Cabrera, vecino de Santa Catalina, quince días antes de que las lavas del volcán de los Cuervos, los sepultara: *"...a saber una fanegada de tierra labradia en el llano del boiaso...."*[15] , o el que se refiere a otra importante venta de terrenos de Beatríz de la Concepción vecina de Tíngafa, en Octubre de 1730, *"en el pago de Tíngafa, donde dicen el Lomo de Carlos,.."*, que fue destruida a los pocos días.[16]

LA CULTURA DEL VOLCÁN. UN NUEVO RECURSO, UNA NUEVA IDENTIDAD

La cultura del volcán contiene no sólo gran cantidad de tradiciones y leyendas, de creencias, de romances, de inspiraciones artísticas y de nostalgias, como el de la Virgen de los Dolores, que concentra gran parte de la memoria histórica colectiva de aquellos acontecimientos, sino también muchos conocimientos prácticos que han hecho brotar la vida y los recursos más básicos, desde las entrañas de este territorio recién creado. Nuestra identidad está conformada en gran medida por esos compañeros durmientes. Muchas generaciones en las islas hemos sido testigos del despertar de alguno de ellos. Decir que los volcanes forman parte importante de nuestra identidad isleña, es decir que no sólo han sido el soporte físico de nuestro terruño, sino un importante recurso que hemos sabido aprovechar, como en el caso de los cultivos sobre arenas naturales o "enarenados" artificiales, con una gran creatividad y rendimiento. Lo que en un principio fue una catástrofe, pronto fue la causa de una gran riqueza que creó pueblos y municipios y que impulsó Arrecife hasta convertirla en capital.

Esta riqueza que nos ha brindado "el volcán" ha llegado hasta nosotros en forma de paisaje y de recurso, en un Parque Nacional visitado por más de un millón de personas al año y en un Parque Natural y un paisaje, como el de la Geria, que contiene originales y productivos cultivos sobre arenas y que ha motivado en gran medida que la isla haya sido declarada Reserva de la Biosfera. A pesar de esas virtudes, Lanzarote se juega el futuro. Hoy el peligro no son los volcanes, sino los malpaíses de cemento que amenazan con destruir, a mayor escala, el frágil territorio insular, y una incontrolada aculturación, que amenaza con sepultar la memoria nacida de lo más hondo de su gente. El esfuerzo de esta investigación, aún en curso, pretende contribuir a ensanchar el conocimiento de nuestro pasado y buscar nuevas vías para acceder a él, con el fin de contrarrestar nuevos olvidos.

---

[14] - AHPLP - PN - L.2744 - 15 de Abril de 1646 - F.30r/32v.
[15] - AHPLP - PN - Leg.2804 - 20 agosto 1730 - Fol.85.
[16] - AHPLP - PN - L.2808 - Octubre 1730.

BIBLIOGRAFÍA

- ABREU GALINDO,F.J. (1977). *Historia de la Conquista de las 7 Islas Canarias*. Goya Ediciones. Tenerife.
- ÁLVAREZ RIXO, P.A. (1982). *Historia del Puerto de Arrecife* .Archivo del Cabildo de Tenerife.
- ARAÑA, V.; CARRACEDO, J.C. (1979). *Los Volcanes de las Islas Canarias. Lanzarote y Fuerteventura*. Ed. Rueda. Madrid.
- ARCHIVO HISTÓRICO PROVINCIAL DE LAS PALMAS (AHPLP*). Protocolos Notariales (PN)- Conventos Desamortizados (CD)- Testamentos (T)- Audiencias (Aud)*
- ARCHIVO DEL MUSEO CANARIO. *Libro de Fábrica de la Iglesia Matriz de la Villa de Teguise (siglos XVII-XVIII)*. Acta del Cabildo de Lanzarote (1618). Documentos inéditos del Archivo de S. Jiménez Sánchez. Documentos del Archivo de Bravo de Laguna. Archivo Millares Torres, etc.
- ARCHIVO DE SIMANCAS. (Manuscrito,56 pp).Gracia y Justicia (1731*). Descripción del estado a que tiene reducida el volcán la isla de Lanzarote desde el primer día de septiembre de 1730 hasta el 4 de abril de 1731*. Leg.89
- OTROS ARCHIVOS. Teguise, Insular de Fuerteventura, La Laguna, Tinajo, Yaiza, Antigua, y privados
- BONTIER , P.Y.; LEVERRIER,J. (1980). Le Canarien: *Crónicas francesas de la Conquista de Canarias*.(Notas ,introducción y traducción de A. Cioranescu). Archivo de Cabildo de Tenerife
- BUCH, L. V. (1825*). Physikalische Beschceilurg der Canarischen Insen*. Berlín. (Traducción de C.Boulanger, Paris.1836). Museo Canario (poseemos otra traducción de A. Pallarés Padilla
- CABALLERO MÚJICA, F. (1991*). Compendio breve y fasmosso, histórico y político, en que (se) contiene la cituazion, población, división, gobierno, produziones, fábricas y comercio que tiene la Ysla de Lanzarote en el 1776*. Publicaciones del Muy Ilustre Ayuntamiento de Teguise
- CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1991*). Lanzarote. La Erupción volcánica de 1730*. Ed. del Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote
- DÁVILA Y CÁRDENAS, P., OBISPO DE CANARIAS. (1737*). Constituciones y Nuevas Addiciones Synodales del Obispado de las Canarias.* (1735), Madrid
- DE LA HOZ, A.(1960). *Lanzarote*. Imprenta Arcos, S.A. Madrid
- HERNÁNDEZ CAMACHO, P. ET AL. (1987*). Arqueología de la Villa de Teguise*. .I Jornadas de Historia de Fuerteventura y Lanzarote. Cabildos Insulares de Fuerteventura y Lanzarote
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1907). *Por los campos de lavas (relato de una expedición científica a Lanzarote y a las Isletas Canarias).* El Museo Canario. Las Palmas de Gran Canaria.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1909*). Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias*. Mem. Real Soc. Española de Historia Natural. Tomo IV
- HERNÁNDEZ PACHECO, E.(1960). *En relación con las grandes erupciones volcánicas del s. XVIII y 1824 en Lanzarote*. El Museo Canario
- LEÓN HERNÁNDEZ, J.; ROBAYNA FERNÁNDEZ, M. A. (1989). *El Jable, poblamiento y aprovechamiento en el mundo de los antiguos Majos de Lanzarote y Fuerteventura*. III Jornadas de Estudio sobre Fuerteventura y Lanzarote. Tomo III

- León Hernández ,J.; Perera Betancort, Mª. A. (1996). *Las Manifestaciones rupestres de Lanzarote*. Manifestaciones Rupestres de Canarias. Dirección General de Patrimonio Histórico. Gobierno de Canarias
- León Hernández ,J.; Perera Betancort, Mª. A. (1996*). Las Aldeas y Zonas cubiertas por las erupciones volcánicas de 1730-36 en la Isla de Lanzarote.* La Historia bajo el Volcán. VII Jornadas de Estudio de Fuerteventura y Lanzarote. Tomo I. Pto. Del Rosario : 525
- Lobo Cabrera, M.; Quintana Andrés, P. (1997*). Arquitectura de Lanzarote en el siglo XVII. Documentos para su historia.* Servicio de publicaciones del Cabildo de Lanzarote. Arrecife: 80-81
- Quintana Andrés, P. (1993*). Coyuntura y economía en el primer cuarto del s. XVIII en Fuerteventura y Lanzarote*. V Jornadas de estudio sobre Fuerteventura y Lanzarote: 71
- Romero Ruiz, C. (1991). *La erupción de Timanfaya (Lanzarote 1730-36). Análisis documental y estudio geomorfológico.* Edic. Universidad de La Laguna. Serie Informes. **Nº 30.**
- Romero Ruiz, C. (1991). *Las Manifestaciones Volcánicas Históricas del Archipiélago Canario.* Edic. Universidad de La Laguna. Consejería de Política Territorial del Gobierno de Canarias
- Torriani, L. (1978). *Descripción de las Islas Canarias*. Goya Edic. Sta. Cruz de Tenerife
- Viera y Clavijo, J. (1982). *Historia de Canarias* . Goya Edic.

- **ABREVIATURAS**:
- **AMC:** Archivo del Museo Canario
- **AHPLP**: Archivo Histórico Provincial de Las Palmas
- **AHLL:** Archivo Histórico de La Laguna
- **PN**: Protocolos Notariales
- **LFIMT:** Libro de Fábrica de la Iglesia Mayor de Teguise

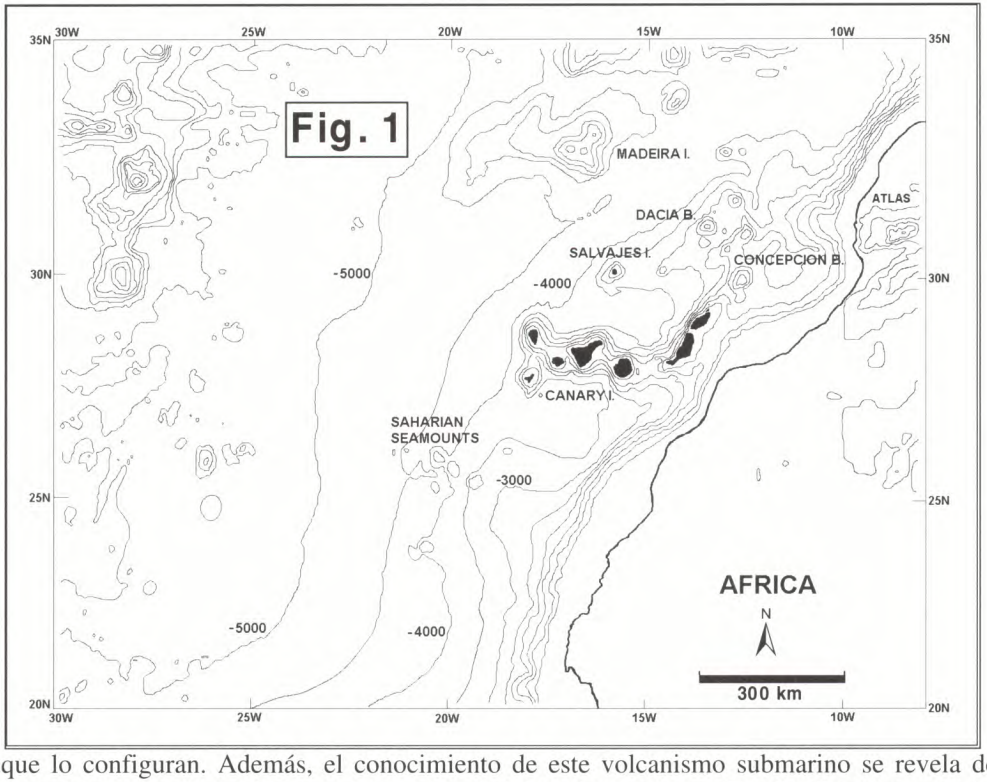
VOLCANISMO SUBMARINO EN EL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

L. García-Cacho[1], C. Romero[2]

[1]Departamento de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.
[2]Departamento de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de La Laguna. 38071 La Laguna. Tenerife.

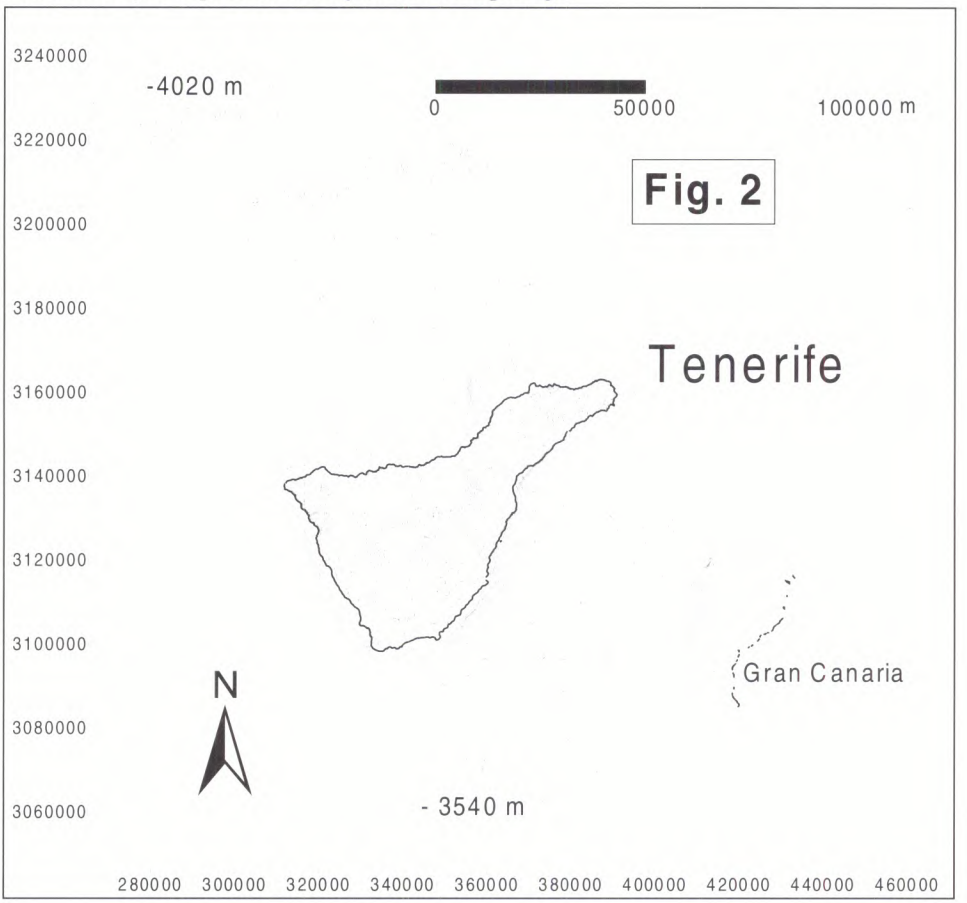
INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

Considerando la problemática específica del contexto estructural de las Islas Canarias, un archipiélago volcánico activo situado en un sector de margen continental pasivo y en una zona de tránsito entre corteza oceánica y continental, el interés de los estudios encaminados al conocimiento detallado del volcanismo submarino va más allá de la simple caracterización general del mismo. Dicho conocimiento podría contribuir a precisar la génesis del archipiélago y a clarificar algunos aspectos evolutivos específicos de las islas



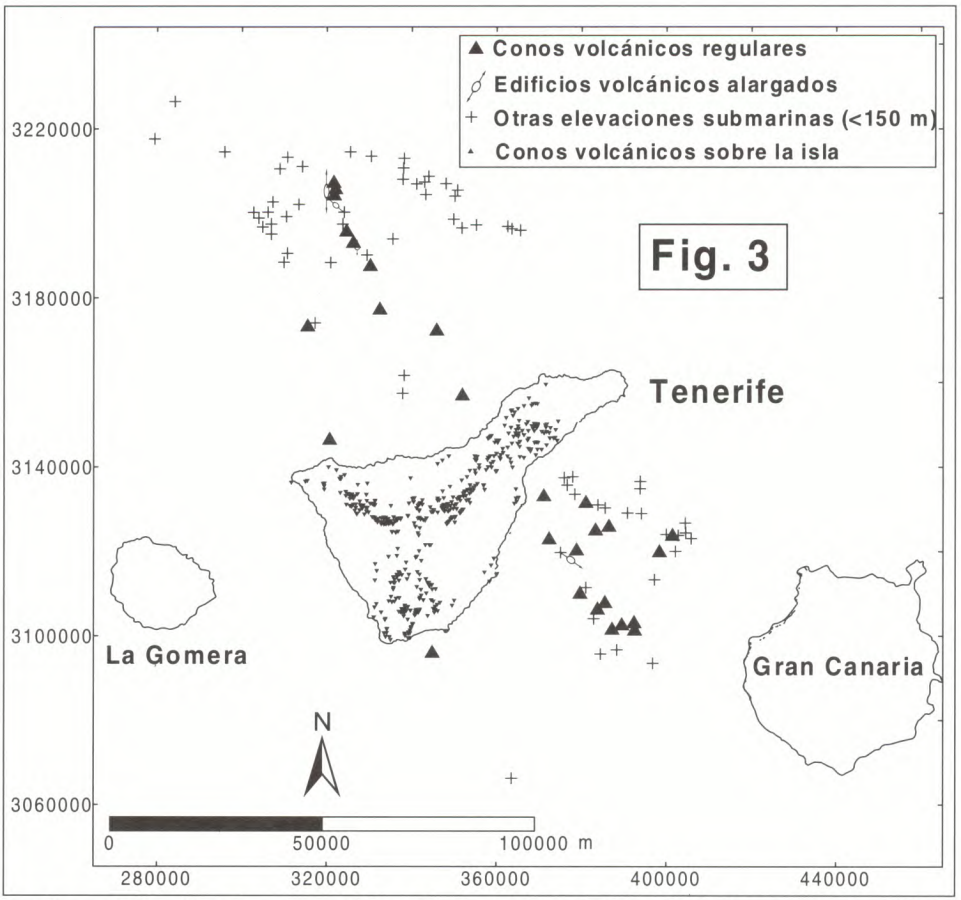
que lo configuran. Además, el conocimiento de este volcanismo submarino se revela de gran interés para establecer el riesgo volcánico del entorno. Su distribución espacial respecto de la de las áreas emergidas es especialmente significativa para este propósito, y es esencial en orden a analizar el posible control tectónico en la formación del escudo submarino de las islas. Una prueba de la importancia que estos temas representan para el archipiélago canario viene dada por el gran esfuerzo económico y humano realizado durante los últimos años con el fin específico de analizar el entorno submarino de las islas.

Estos estudios fueron iniciados dentro del Proyecto Teide95 y también forman parte del programa de reconocimiento de la Zona Económica Exclusiva (ZEE) de Canarias (1998-2001) en campañas oceanográficas realizadas con el BIO Hespérides. La participación de los autores en estas actividades ha permitido la integración de datos geomorfológicos y volcanológicos de una parte del volcanismo submarino asociado a la construcción de las Islas Canarias. El trabajo que aquí se presenta está basado en la experiencia adquirida durante estas campañas de estudio y hace referencia fundamentalmente a los principales resultados obtenidos en el estudio detallado de la batimetría de dos extensas áreas submarinas situadas al N y S de la isla de Tenerife. Ambas áreas submarinas incluyen buena parte de los flancos sumergidos de Tenerife y un sector de Gran Canaria, dos de las islas con mayor superficie emergida del archipiélago.



Para el estudio del volcanismo submarino canario se han utilizado también numerosas aportaciones científicas de reciente publicación y realizadas por distintos autores en diversos sectores sumergidos del globo. Así, en el océano Pacífico son fundamentales los trabajos de Batiza y Vanko (1983); Smith y Jordan (1987); Scheirer y Macdonald (1995); Scheirer et al. (1996) y Bridges (1997). En el océano Índico destacan los de Mendel y Sauter (1997). En el océano Atlántico son de obligada referencia los trabajos de Smith y Cann (1990), Smith y Cann (1992) y Magde y Smith (1995).

Desde un punto de vista volcanológico, el fondo oceánico en el marco de las Islas Canarias no es una excepción y es un ejemplo más de la presencia de volcanismo submarino de gran extensión, con un importante desarrollo cualitativo y cuantitativo. Considerando el entorno del archipiélago canario desde la amplia perspectiva de su posición atlántica (Fig. 1), resulta muy significativa la presencia de los extensos Bancos de Concepción y de Dacia, constituyendo una extensa prolongación volcánica submarina hacia el norte de las islas más orientales (Fuerteventura y Lanzarote), así como el Banco Sahariano hacia el sur. A otra



escala, estudios basados en perfiles sísmicos de reflexión (Geisslinger et al., 1996) han detectado intrusiones recientes asociadas a elevaciones del fondo marino al SW de Gran Canaria y al S de Tenerife. En este marco, parece lógico pensar que la existencia de un amplio número de centros de emisión sobre las islas del archipiélago no finaliza en su línea de costa sino que continúa mucho más allá sobre el fondo marino con sus particulares características geomorfológicas y volcanológicas.

GEOMORFOLOGÍA Y MORFOMETRÍA SUBMARINAS

La Fig. 2 presenta la región volcánica submarina estudiada (unos 10400 km^2 aproximadamente). Cubre dos áreas independientes, situadas respectivamente al N y S de la isla de Tenerife. Esta superficie fue explorada con detalle durante la campaña del BIO

Hespérides 95, dentro del Proyecto Teide95, mediante ecosondas multihaz de alta resolución (Simrad EM-12 y EM-1000). La base topográfica de partida del presente estudio es la de los mapas batimétricos publicados por Palomo et al., (1998a y 1998b). Los mapas de isobatas, imágenes en relieve y sombreadas usados en el análisis del volcanismo submarino de este artículo derivan de aquéllos y han sido construidos digitalmente con la malla de puntos original (espaciado de 100 m) y con los intervalos entre isobatas más apropiados para cada caso concreto, pero siempre dentro de los márgenes de resolución que permitían los datos batimétricos originales.

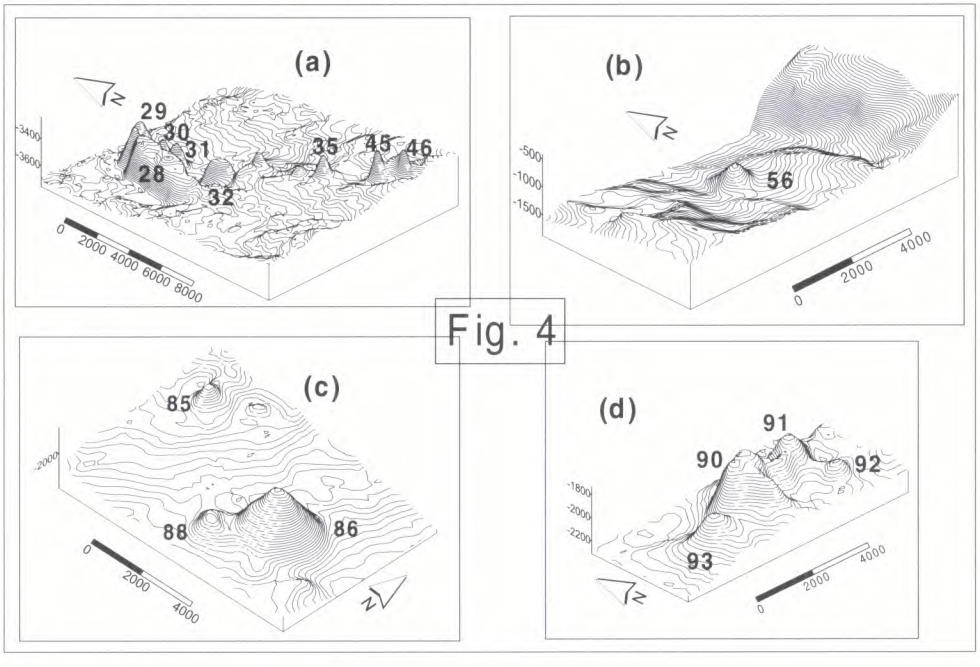
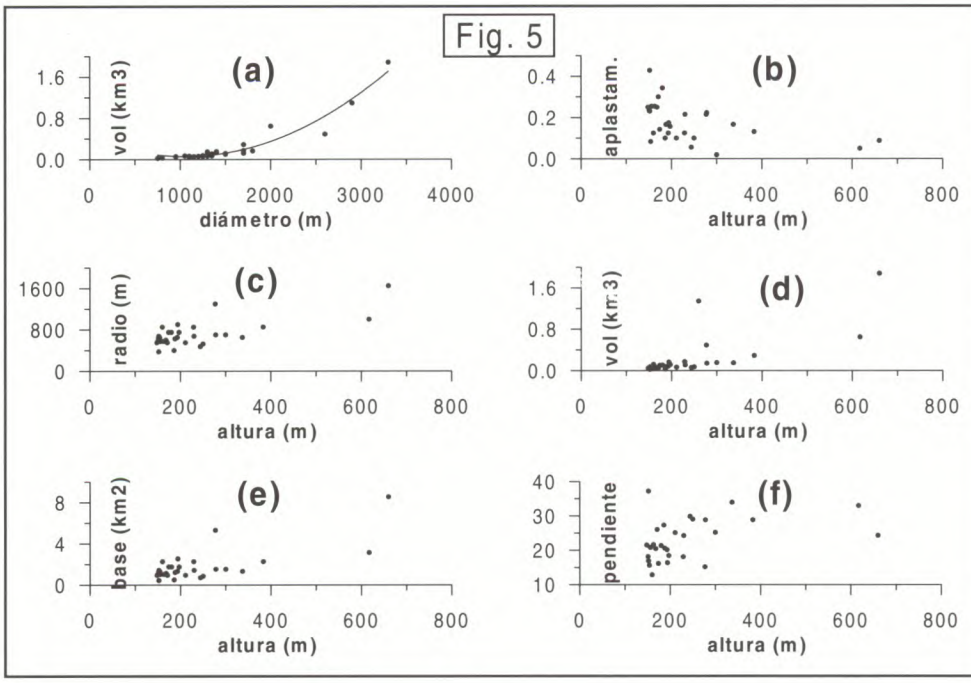


Fig. 4

Siguiendo las pautas de otros trabajos recientes basados en datos obtenidos con modernas ecosondas (Scheirer et al., 1996), se han considerado como anomalías topográficas del fondo marino todas aquellas formas cónicas por debajo de los 1000 m de altura (límite definido por Menard, 1964). Se han estudiado todas las posibles irregularidades topográficas y, mediante inspección visual de la cartografía, se han identificado 97 elementos que cumplen con los rasgos batimétricos definidos para las formas volcánicas y que podrían corresponder, por tanto, a edificios volcánicos submarinos (Fig. 3). De acuerdo con las pautas seguidas por Magde y Smith, (1995), Scheirer y Macdonald, (1995), Scheirer et al., (1996), Smith y Cann, (1992), Rappaport et al., (1997), etc. y tomando en consideración la resolución de los datos disponibles y el principal objetivo del trabajo, a la lista completa de anomalías topográficas submarinas se han aplicado ciertos criterios restrictivos (ver García Cacho y Romero, (2000a), este volumen) en orden a discernir con la mayor certidumbre el origen volcánico de todos o parte de las estructuras identificadas. Por ello, se han ignorado todos aquellos elementos con alturas inferiores a 150 m, con relaciones basales y de aspecto menores de 1 y de 0.1, respectivamente. Con estas restricciones la lista final es de 31 formas regulares cónicas, con bases circulares y/o elípticas que pueden ser considerados con total seguridad como edificios volcánicos submarinos. Los parámetros correspondientes figuran en la Tabla 1.

En la Fig. 4 (a-d) se muestran ampliaciones de detalle, en relieve, de algunos edificios seleccionados, correspondientes a las áreas sumergidas al N y S de Tenerife. El intervalo de las curvas de nivel de estas figuras varía de 10 a 30 m dependiendo de la escala vertical usada (3x ó 2x). Todos los Fig edificios de la. 4 son buenos ejemplos de los rasgos morfológicos correspondientes a los tipos más relevantes incluidos en la Tabla 1.



Usando los mismos métodos seguidos en estudios previos en los que se han descrito variaciones en la distribución de tamaños de los edificios (p.ej. Rappaport et al., 1997) se han establecido las correlaciones cruzadas entre volumen y diámetro de la base (Fig. 5a). Esta correlación se ajusta muy bien a un modelo polinómico de segundo grado, con un coeficiente de determinación de 0.93, en buena concordancia con los datos publicados por Rappaport et al., (1997) correspondientes a otro ambiente volcánico submarino diferente. Este hecho apoya la bondad y calidad de los datos usados aquí para considerar como de origen volcánico los edificios seleccionados en la batimetría usada.

El escaso número de edificios seleccionados (31) y el estrecho rango de los parámetros medidos dificulta establecer contrastes con otras correlaciones cruzadas en otras áreas volcánicas distintas (p.ej. Rappaport et al., 1997; Scheirer y Macdonald, 1995; Scheirer et al., 1996). A pesar de estas limitaciones, se han establecido las correlaciones cruzadas entre altura/radio de la base, volumen, área de la base, aplastamiento y pendiente de los flancos (Fig. 5, b-f). Los resultados obtenidos están siempre en el menor rango de medidas (comparando con otros ejemplos) pero en el intervalo donde el número y frecuencia de casos es mayor, y con rangos muy similares de variabilidad y coincidencia.

El cálculo del valor medio de la relación altura/radio en toda la población de edificios considerados (0.22) es idéntico al calculado para el Ridge Medio-Atlántico septentrional

(0.22: Smith y Cann, 1992), esencialmente el mismo que el del Reykjanes Ridge (0.26: Magde y Smith, 1995), y es también consistente con los valores obtenidos en otros estudios del Ridge Medio-Atlántico (Kong et al., 1988), en el Pacífico (Abers et al., 1988; Smith y Jordan, 1988) y en el Ridge sur-occidental Indico (Mendel y Sauter, 1997). Todo lo expuesto confirma, una vez más, el control universal de este parámetro de forma en el ambiente volcánico submarino.

Se encuentran también estructuras cuya forma y posición sugieren un mecanismo de construcción realizado al menos en dos fases sucesivas. La primera estaría condicionada por la emisión de lavas fluidas, que formarían una base lineal plana o plateau alargado. Por encima de este plateau, una segunda fase de emisión de lava más viscosa, o con distinta velocidad de salida, formaría una serie de conos o domos más individualizados (Hammond, 1997).

VOLCANISMO SUBMARINO CANARIO. DIRECTRICES TECTÓNICAS

La distribución, disposición y modo de agrupamiento de los edificios volcánicos submarinos permite abordar el estudio del control estructural que condiciona su emplazamiento. En el caso de archipiélagos volcánicos (Islas Canarias) este control debe seguir pautas similares a las que existen en las áreas emergidas próximas, más accesibles y mejor conocidas. No obstante, como la superficie emergida de las islas volcánicas no suele representar mucho más allá del 10% de la totalidad de las mismas y su construcción desde los fondos marinos ocupa un volumen mucho mayor (probablemente el más significativo) el estudio batimétrico realizado en áreas adyacentes extendidas mucho más allá de las costas insulares, proporciona una importante información estructural acerca de los estadios iniciales de construcción de estos grandes edificios (ver p.ej. García Cacho et al., 2000; García Cacho y Romero, 2000, este volumen; Romero et al., 1998; Romero et al., 2000).

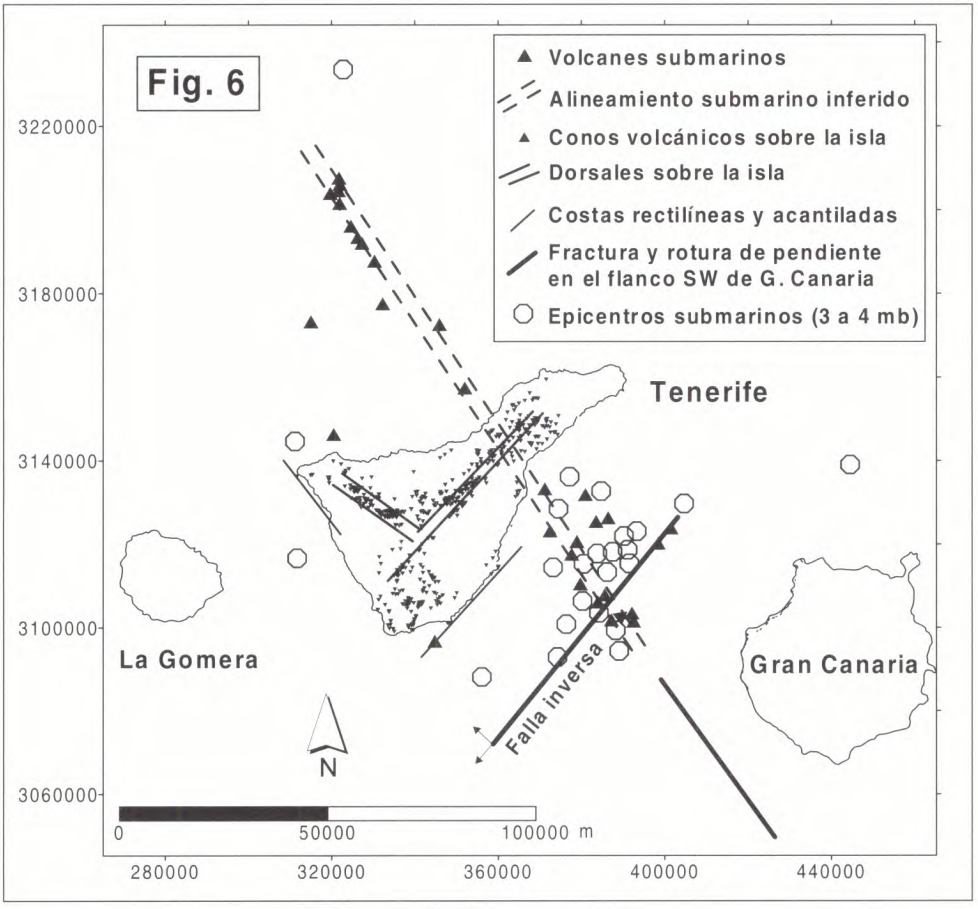
Sobre la isla de Tenerife no se han identificado formas de fracturación directa, aunque algunos aspectos de la geología y morfología insular sugieren la existencia de pautas estructurales muy bien definidas, con directrices de orientación dominante NE-SW y NW-SE, que indican un control tectónico en su construcción. De este modo, el sistema de fracturas es reconocible no sólo en la organización espacial de las grandes estructuras volcánicas definidas en la isla -dorsales, macizos antiguos, cadenas de volcanes, calderas de colapso- y en los elementos volcánicos simples que construyen dichas estructuras -domos, conos volcánicos, alineaciones de cráteres, etc.- sino que también son perceptibles en algunas formas de origen erosivo como acantilados, barrancos, etc. (Arozena y Romero, 1984). En este sentido, son caracteres especialmente significativos los acantilados occidentales de Teno (NW-SE) y una sección de la línea de costa sur-oriental (NE-SE) que se dispone paralelamente a la importante falla submarina entre Tenerife y Gran Canaria (Mezcua et al., 1992). Por otro lado, la intensa erosión de los Macizos Antiguos de la isla ha puesto de manifiesto una importante malla de diques que siguen direcciones muy bien definidas en cada edificio (Feraud et al., 1985). Estas direcciones coinciden básicamente con las alineaciones volcanotectónicas de carácter regional que tienen orientación NNW-SSE, NW-SE, NE-SW y N-S (Mezcua et al., 1992). Las direcciones estructurales más importantes de Tenerife antes citadas (NNW-SSE y NW-SE) han sido deducidas también mediante estudios morfológicos (Romero, 1992) y matemáticos (Ancochea et al., 1985).

Estos autores identifican las alineaciones volcanotectónicas con las direcciones rectilíneas sobre las que aparecen numerosos centros de emisión sobre la isla.

Por otro lado, la relación de potenciales edificios volcánicos submarinos registrados (97) por unidad de superficie es significativamente menor que el que aparece, p. ej. en los sectores emergidos de la isla de Tenerife. El valor obtenido es del orden de 0.0087 edificios por km^2 (97/10400). Considerando sólo los 31 edificios seleccionados, disminuye todavía más a valores de 0.0029 edificios por km^2 (31/10400). Sin embargo, sobre la isla de Tenerife, y en un cálculo muy aproximado, hay unos 181 edificios volcánicos menores distribuidos en una superficie de 2036 km^2. Esto supone una densidad de 0.088 edificios por km^2. Las diferencias son pues muy notorias. Estos datos parecen apuntar en el sentido de que las directrices volcanotectónicas más activas en el archipiélago son las que han permitido la construcción y elevación de las islas por encima del nivel del mar.

La distribución y modo de agrupamiento de los edificios submarinos en los fondos marinos, al N y S de la isla de Tenerife pone de manifiesto directrices evidentes. Las orientaciones preferentes son siempre NW-SE y NE-SW, es decir, en coincidencia con las direcciones volcanotectónicas dominantes en la parte emergida de la isla de Tenerife, y en todo el resto del Archipiélago. Así, mientras la directriz NW-SE parece caracterizar a las construcciones submarinas del sector norte sumergido de la isla, los rumbos NE-SW son los predominantes en el canal existente entre Gran Canaria y Tenerife. En la Fig. 6 se presenta un modelo tectónico de distribución regional de los edificios seleccionados. Pero además, en base a esta distribución, las áreas submarinas exploradas al norte y sur de la isla, se pueden conectar entre sí a través de las mismas directrices que se manifiestan sobre la isla. La dirección dominante NW-SE se prolonga hacia el SE en coincidencia con una fuerte rotura de pendiente en el flanco sumergido al SW de Gran Canaria en apoyo de la importancia regional de esta característica estructural.

En tierra emergida, la prolongación de la directriz NW-SE visible en el fondo oceánico coincide con la parte más estrecha de la isla, en donde es más difícil identificar estructuras a causa de la cobertera de volcanes recientes. No obstante, es justo en ese sector donde la dorsal alcanza las mayores cotas altitudinales -lo que significa que se trata del área de mayor envergadura de esta estructura- y donde se desarrolló uno de los edificios volcánicos de mayor importancia de la misma, como es el estratovolcán de Arafo (Carracedo, 1979) hoy completamente desmantelado. Existen, además, otros rasgos particulares que caracterizan a este sector: 1) A ambos lados de la Dorsal NE-SW de Tenerife, las paredes E y N de los Valles de La Orotava y Güimar, respectivamente, tienen dirección NW-SE. 2) La base de estas paredes es la única zona de la isla donde aflora la Serie Basáltica II (Coello, 1973). 3) Un grupo de pequeños centros de emisión y algunos amplios barrancos se alinean en dirección NW-SE. 4). Hacia el E de este sector de la Dorsal, existen igualmente pequeñas alineaciones volcánicas pleistocenas que muestran orientaciones similares.



La directriz NW-SE parece definida de forma más neta en el flanco norte sumergido de Tenerife, donde una serie de edificios submarinos coronan un apilamiento más o menos rectilíneo. Suponiendo que el volcanismo submarino sigue pautas similares a las de tierras emergidas, los alineamientos y/o agrupamientos determinan las áreas donde las erupciones han sido más frecuentes y donde la potencialidad eruptiva es mayor. En este sentido, los edificios volcánicos parecen agruparse preferentemente en los tramos centrales o extremos de las fracturas, pero siempre marcando los núcleos de los sistemas eruptivos (Romero, 1990; Romero, 1992). En este caso, los volcanes submarinos pueden considerarse centros satélite de emisión situados/asociados a una fractura regional que los conecta con el núcleo del escudo volcánico. De hecho, la evolución estructural de una isla oceánica resulta de la compleja interacción entre el magmatismo y el campo de esfuerzos tectónicos local y regional. Por desgracia, no se dispone de estudios geofísicos o gravimétricos detallados en estas áreas submarinas, que podrían arrojar más luz sobre el origen de estos alineamientos. En cualquier caso, parece lógico suponer que los alineamientos volcánicos submarinos en dirección NW-SE y otros posibles edificios al norte y sur de Tenerife, forman parte del sistema volcánico sobre la isla. Esto no es algo excepcional pues Funk et al. (1996) han identificado el Banco de Amanay (un guyot en sentido morfológico) a unos 40 km de Fuerteventura, considerándolo como un conjunto volcánico conectado con el edificio

volcánico de esta isla. En el mismo sentido, Lipman et al. (1988) sugieren que los cañones submarinos en medio de prolongaciones submarinas de zonas de rift subaéreas (Hawaii) se generaron por construcción de zonas de rift adyacentes más que por procesos erosivos.

En la Fig. 6 aparece proyectada la posición aproximada de los epicentros submarinos con magnitud 3 a 4 (mb) durante los últimos veinte años (Datos del Catálogo Sísmico del Instituto Geográfico Nacional). En la región al sur de Tenerife parece que existe una buena concordancia entre los edificios volcánicos submarinos y la distribución regional de epicentros. Por el contrario, no está tan clara en el área norte. Igualmente, la directriz NE-SW entre Tenerife y Gran Canaria (Fig. 6) coincide con una gran falla inversa que fue establecida a partir del estudio de la actividad sísmica del 9 de Mayo de 1989 y de su serie de réplicas (Mezcua et al., 1990). A la luz de los datos batimétricos disponibles en el área sur, la dirección de la falla inversa se pone de manifiesto una vez más pues se confirma un desplazamiento muy significativo de las isobatas en la zona más profunda del mapa batimétrico. Ambos factores, volcánico y morfológico, confirman la componente transformante asignada por Mezcua et al. (1990) a esta importante falla inversa. Otro dato que se suma a los anteriores es la larga línea de costa rectilínea en el SE de Tenerife, que se dispone paralelamente a la falla. Existen otros caracteres de tipo geomorfológico que se disponen paralelamente a esta falla, pero que no se han incluido en la Fig. 6 en orden a no complicarla en exceso. No obstante, considerando sólo la gran densidad de epicentros se podría esperar una futura e intensa actividad volcanotectónica en esta área.

AGRADECIMIENTOS

La investigación expuesta se ha realizado con el apoyo económico de la European Union Science Program (Proyecto Teide95) y de la CICYT en los Proyectos AMB96-0498-C04-02 y AMB96-0498-C04-03. Agradecemos a C. Palomo, J. Acosta y A. Muñoz del Instituto Español de Oceanografía los archivos iniciales de la batimetría. A M.J. Blanco del Instituto Geográfico Nacional por la información sísmica proporcionada. Igualmente expresamos nuestro agradecimiento a todo el equipo científico y tripulación del BIO Hespérides durante las campañas realizadas durante el estudio de la ZEE de Canarias.

BIBLIOGRAFÍA

- ABERS, G.A.; PARSON, B.; WEISSEL, J.K. (1988). *Seamount abundances and distributions in the southeast Pacific*. Earth Planet. Sci. Lett., 87: 137-151
- ANCOCHEA, E.; BRANDLE, J.L.; HUERTAS, M.J. (1985). *Alineaciones de centros volcanicos en la isla de Tenerife*. Geogaceta, 17: 56-59
- AROZENA, M.E.; ROMERO, C. (1984). *La incidencia de las líneas estructurales en la morfología del Archipiélago Canario*. Rev. Geo. Can., 1: 23-44
- BATIZA, R.; VANKO, D. (1983). *Volcanic development of small oceanic central volcanoes on the flanks of the East Pacific Rise inferred from narrow-beam echo-sounder surveys*. Marine Geol., 54: 53-90
- BRIDGES, N.T. (1997). *Characteristics of seamounts near Hawaii as viewed by GLORIA*. Marine Geol., 138: 273-301
- CARRACEDO, J.C. (1979). *Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife*. Aula de Cultura. Sta. Cruz de Tenerife. 82 pp.

- COELLO, J. (1973). *Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife*. Estudios Geol., 29: 491-512
- FERAUD, G.; GIANNERINI, G.; CAMPREDON, R.; SKILLMAN, C.J. (1985). *Geochronology of some Canarian dike swarms: contributions to the volcano-tectonic evolution of the archipelago*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 25: 29-52
- FUNK, T.; DICKMAN, T.; RIHM, R.; KRASTEL, S.; LYKKE-ANDERSEN, H.; SCHMINCKE, H.U. (1996). *Reflection seismic investigations in the volcaniclastic apron of Gran Canaria and implications for its volcanic evolution*. Geophysic J. Int., 125: 519-536
- GARCIA CACHO, L. ; ARAÑA, V.; ROMERO, C.; LÓPEZ GONZÁLEZ, P.J.;LÓPEZ, C.M PALOMO, C.; ACOSTA, J.; HERRANZ, P.; MUÑOZ, A. (2000*). Volcanismo submarino en las Islas Canarias. Implicaciones tectónicas*. 2ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Lagos (Algarve, Portugal). Resúmenes, S15-11: 653-654
- GARCIA CACHO, L.; ROMERO, C. (2000a). *Batimetría y Muestreo en el Volcanismo Submarino*. Este volumen.
- GEISSLINGER, A.; HIRSCHLEBER, H.B.; SCHNAUBELT, M.; DAÑOBEITIA, J.J.; GALLART, J. (1996). *Mapping of volcanic apron and the upper crust between Gran Canaria and Tenerife (Canary Islands) with seismic reflection profiling*. Geo-Marine Lett., 16: 57-64
- HAMMOND, S.R. (1997). *Offset caldera and crater collapse on Juan de Fuca ridge-flank volcanoes*. Bull. Volcanol., 58: 617-627
- KONG, L.S.L.; DETRICK, R.S.; FOX, P.J.; MAYER, L.A.; RYAN, W.B.F. (1988). *The morphology and tectonics of the MARK area from Seabeam and seaMARC I observations (Mid-Atlantic Ridge 23ºN)*. Marine Geophys. Res., 10: 59-90
- LIPMAN, P.W.; NORMARK, W.R.; MOORE, J.G.; WILSON, J.B.; GUTMACHER, C.E. (1988). *The giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaii*. J. Geophys. Res., 93: 4279-4299
- MAGDE, L.S.; SMITH, D.K. (1995). *Seamount volcanism at the Reykjanes Ridge: Relationship to the Iceland hot spot*. J. Geophys. Res., 100: 8449-8468.
- MENARD, H.W. (1964). *Marine Geology of the Pacific*. McGraw Hill, New York. 223 pp.
- MENDEL, V.; SAUTER, D. (1997). *Seamount volcanism at the super slow-spreading Southwest Indian Ridge between 57ºE and 70ºE*. Geology, 25(2): 99-102
- MEZCUA, J.; GALÁN, J.; RUEDA, J.J.; MARTÍNEZ, J.M.; BUFORN, E. (1990). *Sismotectónica de las Islas Canarias, estudio del terremoto del 9 de mayo de 1989 y su serie de réplicas*. Publicación Técnica Nº 23, Instituto Geográfico Nacional, Madrid. 24 pp.
- MEZCUA, J.; BUFORN, E.; UDIAS, A.; RUEDA, J. (1992). *Seismotectonics of the Canary Islands*. Tectonophysics, 208: 447-452
- PALOMO, C.; ACOSTA, J.; MUÑOZ, A.; HERRANZ, P.; SANZ, J.L.; MOLINERO, J.; BECARES, M.A.; GÓMEZ, R. (1998a). *Mapa batimorfológico del área norte de la isla de Tenerife. 1:250.000*. Minist. Agricultura Pesca y Alimentación. Inst. Español Oceanografía. Dpto. Geología y Geofísica Marina, Madrid.
- PALOMO, C.; ACOSTA, J.; MUÑOZ, A.; HERRANZ, P.; SANZ, J.L.; MOLINERO, J.; BECARES, M.A.; GÓMEZ, R. (1998b). *Mapa batimorfológico del Canal entre las islas de Tenerife y Gran Canaria. 1:250.000*. Minist. Agricultura Pesca y Alimentación. Inst. Español de Oceanografía. Dpto. Geología y Geofísica Marina, Madrid.

- RAPPAPORT, Y.; NAAR, D.F.; BARTON, C.C.; LIU, Z.J.; HEY, R.N. (1997). *Morphology and distribution of seamounts surrounding Easter Island*. J. Geophys. Res.-Solid Earth, 102(B11): 24713-24728
- ROMERO, C. (1990). *Rasgos morfológicos de las erupciones históricas de Tenerife*. En C. Romero (Editor). Jornadas de campo sobre geomorfología volcánica. Monografía nº 5 Soc. Esp. de Geomorfología,:173-196
- ROMERO, C. (1992). *Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife*. Aula de Cultura de Tenerife. Cabildo insular. 265 pp.
- ROMERO, C.; GARCÍA CACHO, L.; ARAÑA, V.; YANES, A. (1998). *Submarine volcanism around Tenerife*. The Geology and Geophysics of the Tenerife Island Workshop.Tenerife. Abstracts del Workshop.
- ROMERO, C.; GARCÍA CACHO, L.; ARAÑA, V.; YANES, A.; FELPETO, A. (2000). *Submarine volcanism surrounding Tenerife, Canary Islands: Implications for tectonic controls and oceanic shield forming*. J. Volcanol. Geotherm. Res. Special Issue on the Geology and Geophysics of Tenerife. (En prensa).
- SCHEIRER, D.S.; MACDONALD, K.C. (1995). *Near-axis seamounts on the flanks of the East Pacific Rise 8ºN to 17ºN*. J. Geophys. Res., 100: 2239-2259
- SCHEIRER, D.S.; MACDONALD, K.C.; FORSYTH, D.W.; SHEN, Y. (1996). *Abundant seamounts of the Rano Rahi seamount field near the southern East Pacific Rise, 15ºS to 19ºS*. Marine Geophys. Res., 18: 13-52
- SMITH, D.K.; CANN, J.R. (1990). *Hundreds of small volcanoes on the median valley floor of the Mid-Atlantic Ridge between 24-30ºN*. Nature, 348: 152-155
- SMITH, D.K.; CANN, J.R. (1992). *The role of seamount volcanism in crustal construction at Mid-Atlantic Ridge (24-30ºN)*. J. Geophys. Res., 97: 1645-1658
- SMITH, D.K.; JORDAN, T.H. (1987). *The size distribution of Pacific seamounts*. Geophys. Res. Lett., 14: 1119-1122.
- SMITH, D.K.; JORDAN, T.H. (1988). *Seamount statistics in the Pacific Ocean*. J. Geophys. Res., 93: 2899-2918

Tabla 1. Coordenadas y parámetros medidos en los 31 edificios volcánicos seleccionados. Los parámetros X, Y, D, d, h, sdp y ds se expresan en metros. Ver texto y Fig. 5.

ID	X	Y	D	d	S (km^2)	V (km^3)	h	sdp	bsr	ar	Ds	f	fs
28	319700	3203420	-	-	≅17.16	≅1.345	260	-3465	-	-	-	-	-
29	321500	3207430	1800	1600	2.270	0.173	229	-3494	1.125	0.135	200	0.125	18.1
30	321900	3206020	1400	1200	1.327	0.068	154	-3569	1.167	0.118	100	0.083	15.6
31	321700	3204620	1600	1400	1.767	0.102	174	-3520	1.143	0.116	200	0.143	16.2
32	322100	3201210	2000	1600	2.545	0.165	194	-3508	1.250	0.108	280	0.175	16.4
35	324500	3196000	1300	1200	1.227	0.062	151	-3340	1.083	0.121	280	0.233	18.2
45	326100	3193200	1400	1300	1.431	0.110	230	-3251	1.077	0.170	280	0.215	24.3
46	327100	3192000	1400	1200	1.327	0.085	193	-3239	1.167	0.148	150	0.125	20.2
48	330300	3187990	1200	1100	1.039	0.056	163	-3149	1.091	0.142	280	0.255	21.7
50	315300	3173160	1000	900	0.709	0.058	244	-2929	1.111	0.257	50	0.056	29.9
52	332300	3177570	1300	1200	1.227	0.077	188	-2635	1.083	0.150	200	0.167	20.6
53	345900	3172560	1800	1600	2.270	0.121	160	-2426	1.125	0.094	200	0.125	12.9
56	351900	3157130	1800	1600	2.270	0.290	383	-1213	1.125	0.225	210	0.131	28.9
57	320500	3146300	1500	1300	1.539	0.154	300	-756	1.154	0.214	25	0.019	25.2
63	371100	3133480	1100	1000	0.866	0.072	250	-422	1.100	0.238	100	0.100	29.1
65	380900	3131870	1200	1200	1.131	0.063	168	-1439	1.000	0.140	300	0.250	20.5
75	401300	3124060	1200	1100	1.039	0.054	156	-2698	1.091	0.136	280	0.255	20.8
77	398300	3120050	1200	1000	0.950	0.047	148	-2552	1.200	0.135	250	0.250	21.5
78	386300	3126260	800	800	0.503	0.031	186	-1781	1.000	0.233	80	0.100	27.3
79	383300	3125260	800	700	0.442	0.022	152	-1646	1.143	0.203	300	0.429	37.2
80	372300	3123260	1400	1200	1.327	0.149	337	-712	1.167	0.259	200	0.167	34.0
82	378700	3120650	1200	1000	0.950	0.067	211	-1422	1.200	0.192	100	0.100	25.1
83	377500	3117850	1200	1000	0.950	0.054	171	-1554	1.200	0.155	300	0.300	26.0
85	379500	3110430	1600	1400	1.767	0.116	197	-1802	1.143	0.131	220	0.157	18.5
86	385500	3107830	3400	3200	8.553	1.882	660	-1686	1.063	0.200	280	0.088	24.3
88	383900	3106220	1600	1400	1.767	0.106	180	-2025	1.143	0.120	480	0.343	21.4
90	388900	3102820	3000	2800	6.605	1.092	496	-1731	1.071	0.171	600	0.214	24.3
91	392100	3103420	1500	1300	1.539	0.143	278	-1848	1.154	0.199	290	0.223	28.8
92	392500	3101610	1400	1300	1.431	0.073	152	-1947	1.077	0.113	300	0.231	16.9
93	387100	3102010	2600	2600	5.309	0.490	277	-1950	1.000	0.107	560	0.215	15.2
97	344700	3096800	2000	2000	3.142	0.646	617	-658	1.000	0.309	100	0.050	33.0

FENÓMENOS HIDROMAGMÁTICOS EN LANZAROTE

L. García-Cacho[1], C. Romero[2]

[1]Departamento de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.
[2]Departamento de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de La Laguna. .Campus de Guajara s/n. 38071 La Laguna. Tenerife.

INTRODUCCIÓN

Hasta el comienzo de la década de los 90 los fenómenos hidromagmáticos de Lanzarote eran relativamente poco conocidos y considerados como anécdotas que afectaban de forma parcial a escasos edificios esencialmente basálticos de génesis estromboliana. No obstante, trabajos detallados realizados con posterioridad (Martí y Colombo, 1990; Romero, 1991; Díez Gil, 1992; Aparicio et al., 1994; De la Nuez et al., 1997, etc.) han puesto de manifiesto que el hidromagmatismo en esta isla es un fenómeno ampliamente extendido en todo su ámbito y que, además, presenta numerosos rasgos (estructurales y texturales) muy peculiares.

Los procesos volcánicos explosivos en los que existe una interacción entre agua y magma generalmente se denominan hidromagmáticos (McDonald, 1972; Sheridan y Wohletz, 1981,1983; Wohletz, 1993, etc.) con variantes de significado muy próximo (hidrovolcanismo, erupción hidroclástica, freatomagmatismo, erupción litoral, erupción surtseyana, etc.) aplicados en función de la diversa proporción de agua y material volcánico juvenil presentes en el proceso, del origen del componente acuoso (mar o acuíferos subterráneos), de la existencia de aparato volcánico asociado, etc. Por otro lado, los edificios generados en erupciones hidromagmáticas responden a tres tipos básicos (ver p. ej. Cas y Wright, 1987): maares, anillos de tobas (*tuffs rings*) y conos de tobas (*tuff cones*). No obstante, existen tipos intermedios que no responden exactamente a esta clasificación esquemática pues son frecuentes los procesos en los que de fases hidromagmáticas se pasa a fases magmáticas si cesa el aporte de agua al sistema eruptivo, o la explosividad sufre variaciones notables a causa del diferente grado de fragmentación del magma, etc. Todos estos factores cambiantes condicionan el tipo y tamaño de los materiales emitidos, su mecanismo de apilamiento-emplazamiento (de caída, flujos, oleadas, etc.) y, en definitiva, la geometría final del edificio volcánico (ver un resumen de todos estos caracteres en De la Nuez et al., 1997, pag. 25-38)

Considerando la notable variabilidad de fenómenos de esta naturaleza desarrollados en Lanzarote, aquí también aplicamos el término hidromagmático en un sentido amplio, es decir, a todos aquellos fenómenos volcánicos de carácter explosivo en los que ha existido en algún momento de la erupción una interacción agua-magma, con independencia de sus proporciones, así como de la procedencia del agua. No obstante, en buena parte de los casos relacionados en este trabajo se han dado siempre condiciones mínimas apropiadas para que la interacción agua-magma diera lugar a erupciones explosivas con una rápida e intensa fragmentación del magma juvenil, que se proyecta en forma de oleadas piroclásticas, generando edificios, estructuras, texturas, etc., típicas en este tipo de volcanismo.

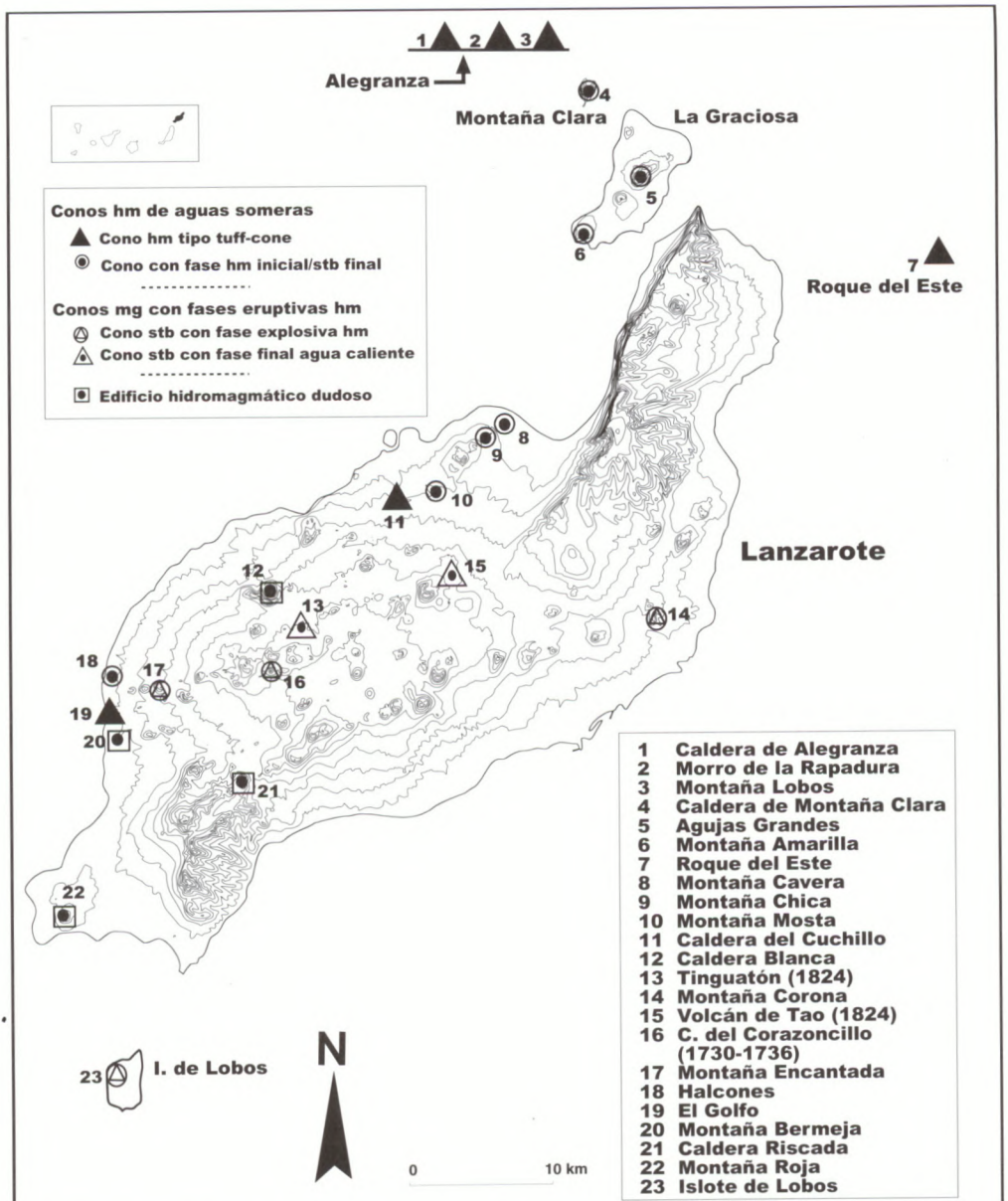
Así pues, en la isla de Lanzarote existen edificios hidromagmáticos tipo *tuff-cone* en posición muy próxima a la actual línea de costa o en los islotes asociados, cuya explosividad se justifica casi siempre por la interacción con el agua marina que se incorpora al proceso, bien en estado líquido o en forma de vapor sobrecalentado aumentando la explosividad de la erupción. Existen igualmente edificios inicialmente hidromagmáticos, relativamente próximos a la costa, en los que al cesar la incorporación de agua al sistema eruptivo finalizan su construcción con fases estrombolianas. En la mayor parte de los conjuntos hidromagmáticos que han evolucionado a magmáticos se constata una diferencia notable en el tamaño de las construcciones volcánicas asociadas a cada una de las fases. Las etapas hidromagmáticas generaron edificios de mayor extensión superficial con diámetros más amplios y de menor altura que los originados durante las fases puramente magmáticas cuyos edificios son de menor diámetro. En todo caso, los puntos culminantes de todos estos aparatos coinciden con los sectores donde se aprecia el tránsito más o menos brusco de los niveles hidromagmáticos a los magmáticos, es decir donde hay superposición de tipos de edificios distintos.

Otro tipo, generalmente en posición algo más alejada del mar, está constituido por edificios magmáticos estrombolianos que en algún momento de su construcción incorporan al sistema eruptivo el agua de un acuífero subterráneo y presentan fases hidromagmáticas explosivas. Por último, también se da el caso de sistemas eruptivos de carácter freático, con o sin edificio estromboliano pero con fases finales de agua caliente. Cabe citar también una serie de edificios que parecen guardar grandes similitudes morfológicas con algunos de los aparatos descritos, por lo que es probable que su formación responda a los mismos condicionantes de carácter hidromagmático. En la Fig. 1 se presenta una recopilación de todos los fenómenos hidromagmáticos de Lanzarote, con su localización y toponimia.

Dentro de la serie de trabajos de campo que se realizan con motivo del Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica (CIVGV) en el ámbito del Archipiélago Canario, destaca por su particular interés la visita de los ejemplos más característicos de volcanismo hidromagmático en la isla de Lanzarote. Durante la misma se procede al reconocimiento de una serie de caracteres estructurales y texturales de los edificios seleccionados y a la discusión sobre el terreno de los problemas que plantean. Los edificios que se visitan son los siguientes: Islotes del N, El Golfo, Tinguatón, Caldera del Cuchillo y Volcanes de Sóo (Montaña Cavera). Estos tipos seleccionados corresponden a ejemplos de conos hidromagmáticos tipo *tuff-cone*, conos con fases hidromagmáticas iniciales y estrombolianas finales, y estructuras eruptivas de carácter freático. Constituyen ejemplos idóneos dentro del amplio espectro de los fenómenos hidromagmáticos reseñados en la Fig. 1.

ISLOTES

El fenómeno hidromagmático en Lanzarote se extiende más allá de su perímetro insular (Fig. 1). Existen manifestaciones de esta naturaleza en los islotes situados hacia el N (La Graciosa, Montaña Clara, Alegranza y Roque del Este) y hacia el S (Lobos). Remitimos al exhaustivo estudio volcanológico del hidromagmatismo de los islotes situados al N de Lanzarote realizado por De la Nuez et al., (1997).



La flecha indica la posición de islotes fuera del mapa.
Clave: mg= magmático; Hm= hidromagmático; stb= estromboliano

Fig. 1.- Volcanismo Hidromagmático en Lanzarote

EL GOLFO

El volcán de El Golfo corresponde a un edificio del tipo cono de tobas construido únicamente por depósitos piroclásticos hidromagmáticos, con predominio de oleadas piroclásticas basales (Martí y Colombo, 1990). Este edificio se originó por un tipo particular de erupción surtseyana cuya característica principal fue la formación de *base surges* por colapso continuo de sucesivas columnas eruptivas. Aunque se han reconocido algunos episodios erosivos entre los depósitos piroclásticos, se puede considerar su formación durante un único episodio eruptivo con varias fases explosivas de tipo hidromagmático.

Buena parte de los caracteres texturales y estructurales de los depósitos de este edificio (tales como los tipos de secuencias explosivas, laminaciones, estratificación cruzada, dunas, lapilli acrecional, abundancia y naturaleza de líticos, huellas de impacto, canales de erosión, etc.) son muy similares a los que aparecen en Caldera de El Cuchillo y se describen más adelante en el epígrafe correspondiente. Ambos edificios constituyen los ejemplos más significativos del volcanismo hidromagmático tipo *tuff cone* dentro del perímetro de Lanzarote.

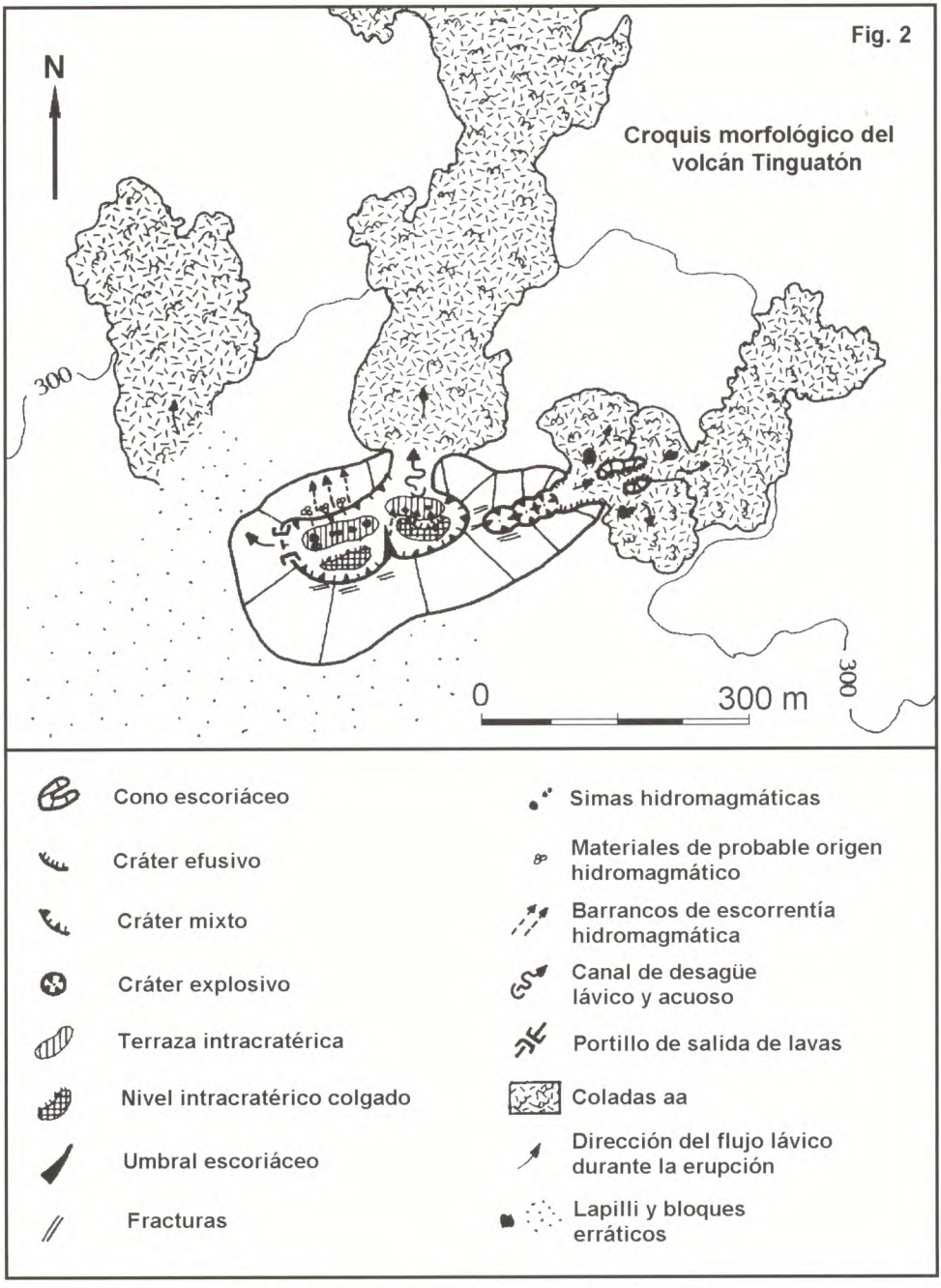
TINGUATÓN

Es el tercer episodio eruptivo del triple paroxismo volcánico de 1824 en Lanzarote (Romero, 1991). Responde a la existencia de la línea estructural de componente NE-SW responsable fundamental de la construcción de la isla, y extendida a todo el ámbito del Archipiélago Canario. Esta directriz es la que condiciona el perfecto alineamiento de los conductos de salida de un evento efusivo de carácter estromboliano que, en sus estadios finales, sirvió de evacuación rápida del agua (vapor) procedente de un acuífero inferior. La rápida y abundante salida de agua fue capaz de limpiar los conductos del material lávico, dejando una serie de simas alineadas (Fig. 2).

EL CUCHILLO

El Cuchillo (también denominado Caldera de El Cuchillo por su morfología semicircular) es un ejemplo característico y peculiar entre las erupciones hidromagmáticas de la isla de Lanzarote (Aparicio et al., 1994) Es una semicaldera compuesta, generada en dos episodios eruptivos en discordancia angular, con forma semicircular asimétrica, con un buzamiento medio de unos 30º, abierto hacia el N y desarrollado únicamente en su flanco S. Tiene un diámetro máximo de unos 2 km y una profundidad de unos 130 m. Esta morfología define una pequeña cuenca en su interior cuyo fondo ha sido ocupado posteriormente por coladas basálticas y por sedimentos lacustres. Las coladas basálticas proceden de centros de emisión situados al sur de El Cuchillo que, en su avance hacia el mar, llegan a cubrir parcialmente la base del edificio, desbordándole lateralmente (al tiempo que se introducen en la cuenca interior) hasta alcanzar la costa actual hacia el N. Estos basaltos son el único elemento cronológico de referencia que se posee respecto de la caldera, y han sido datados en 0.03 ma (Coello et al., 1992).

Flanqueando el perímetro del edificio por el E y SW, aparecen depósitos lacustres y eólicos. Estos depósitos encuentran su justificación si se considera que el desarrollo de la forma semicaldérica de El Cuchillo, abierta hacia el N y próxima a la costa de la isla, debió



constituir un elemento morfológico perturbador que modificó en mayor o menor grado las condiciones dinámicas del viento, al tiempo que se obturaba parcialmente la red de drenaje

existente. Como consecuencia se generaron respectivamente dunas adosadas y depósitos lacustres en pequeñas cuencas endorréicas formadas en los cauces que fueron obliterados.

En las paredes del edificio se aprecian las dos secuencias de oleadas piroclásticas discordantes que corresponden, respectivamente, a los episodios hidromagmáticos sucesivos citados. El Episodio 1 es el de mayor desarrollo. Teniendo en consideración la altura de la pared (130m), el buzamiento de la serie estratigráfica visible y la correlación de niveles guía, se puede calcular una potencia aproximada de unos 200 m. En las secuencias de oleadas piroclásticas de este episodio aparecen intercalados niveles piroclásticos de caída (lapillis) lo que pone de manifiesto la existencia de pequeños intervalos de carencia en la interacción agua-magma durante el proceso eruptivo. El Episodio 2, de menor entidad y con directriz N-S predominante, perfila el segmento más oriental de la caldera.

Los principales caracteres estructurales y texturales de todo el aparato son los siguientes:

- Oleadas piroclásticas de tipo *dry surge*, con estructuras bien laminadas (*planar bed*), estratificación cruzada y dunas.

- Secuencias tipo *wet surge*, con estructuras masivas, sin estratificación o poco laminadas, con canales de erosión bien definidos, huellas de impacto de líticos y niveles de lapilli acrecional.

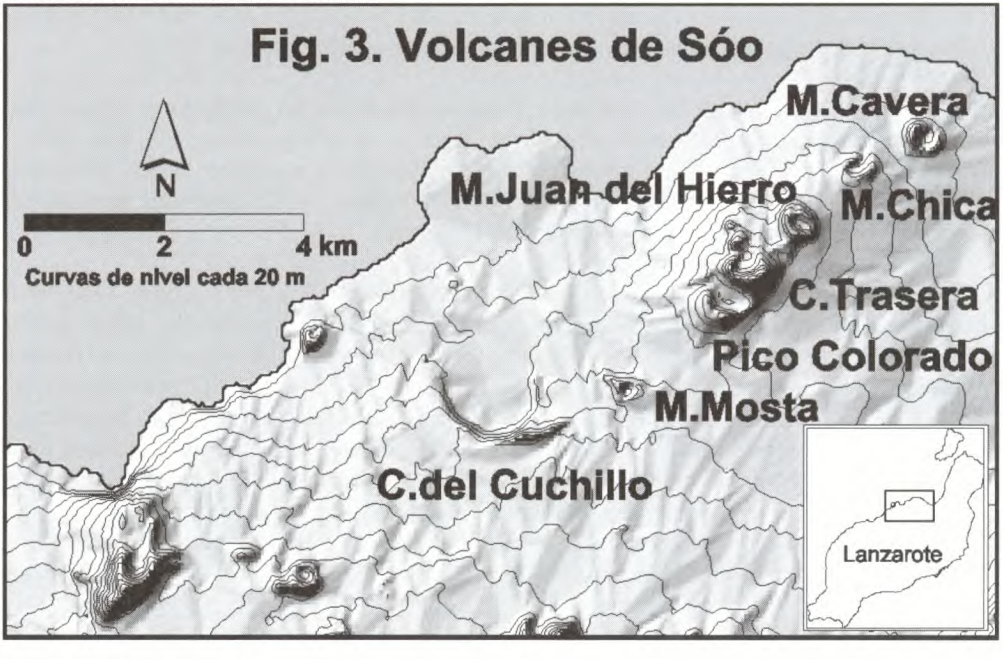
- Presencia de líticos muy variable en volumen total (hasta un 20% máximo) y naturaleza. En general son angulosos y de naturaleza basáltica. Más escasos, en forma de bombas de material juvenil (Ø de hasta 50 cm) con enclaves de acumulados olivínicos. Excepcionalmente aparecen líticos de gran tamaño que alcanzan volúmenes unitarios de hasta más de $2m^3$, sobre todo en los niveles correspondientes a los eventos finales de ambos episodios. Son relativamente abundantes los líticos de rocas granudas ultrabásicas y básicas (dunitas y gabros). Las primeras aparecen con formas alargadas de hasta 30-40 cm de eje máximo. Los gabros son más escasos y de menor tamaño (<10 cm).

- Presencia de líticos de naturaleza sedimentaria: calizas y calcarenitas biohérmicas (de ambiente costero poco profundo, en barra litoral o costera) de probable edad Paleocena.

- Huellas de impacto muy frecuentes. La medida de las direcciones y del ángulo de inmersión de las huellas de impacto ha permitido asignar, con relativa imprecisión, la correspondencia de la huella a uno u otro episodio, a partir de los rumbos de procedencia correspondientes a cada uno de ellos. Huellas de impacto correspondientes al Episodio 1: En los sectores central y occidental del edificio: direcciones de10º-40º, con inmersiones de 20-30º S. En el sector oriental del edificio: Direcciones de 160º-5º, con inmersiones de 30º S. Huellas de impacto correspondientes al Episodio 2: Direcciones de 50º-60º, con inmersiones de 30º al NE.

Las secuencias correspondientes a cada episodio ponen de manifiesto que la interacción agua-magma debió ser casi continua (salvo las ya indicadas interrupciones) y que el aporte de agua tuvo que ser equilibrado para permitir la fuerte fragmentación del magma que originó las *dry surge*. En el tipo *wet surge* la mayor abundancia de huellas de impacto y los canales de erosión implicarían una mayor relación agua-magma.

La forma semicircular de la caldera puede ser explicada por dos causas: explosiones dirigidas no permitieron la formación de la mitad norte de la caldera y/o esta parte de la caldera, si se formó, fue destruida por la acción marina al tiempo que se formaba. El cálculo del volumen aproximado de material emitido, basado en los parámetros medidos y en la relativamente regular geometría del edificio, arroja cifras del orden de 9 hm^3 para el Episodio 1, y de 0.6 hm^3 para el Episodio 2. La discordancia estructural entre ambos episodios puede explicarse también por un cambio en la geometría del centro de emisión (si es que fue común) o, más probablemente, porque cada episodio tuvo su propio centro de emisión. En este último caso, se puede calcular la posición teórica aproximada de cada uno, considerando la inmersión de las huellas de impacto, la disposición semicircular y el buzamiento de los depósitos. Se comprueba que los dos centros definen una línea coincidente con la directriz tectovolcánica NE-SW dominante en buena parte de los alineamientos volcánicos de la isla.



VOLCANES DE SÓO

Hacia el sector N del área central de la isla (Fig. 3) limitando el pasillo de entradas de arenas de El Jable por el W, existe una pequeña agrupación volcánica constituida por siete aparatos volcánicos, semejante a otras que se emplazan en numerosos puntos de la isla, pero cuyos caracteres dinámicos y morfoestructurales son, de algún modo, únicos.

Esta asociación volcánica lineal está formada por los edificios de Montaña Cavera, Montaña Chica, Montaña Juan del Hierro, Caldera Trasera, Pico Colorado, Montaña Mosta y por la Caldera del Cuchillo, ya comentada por su mayor envergadura y peculiaridad estructural. Estos siete edificios se organizan espacialmente formando una alineación

volcánica, más o menos abierta, de marcado rumbo NE-SW, que alcanza una longitud aproximada de 8 km.

Los aparatos volcánicos muestran vanos eruptivos marcados entre unos y otros y se disponen aislados entre sí sin que sus dorsos externos lleguen en ningún caso a adosarse o yuxtaponerse. Sólo en el tramo central de esta alineación los edificios se aproximan entre sí, mostrando vanos de menor desarrollo -como el existente entre el conjunto de la Montaña de Juan del Hierro y Caldera Trasera- o llegando incluso a superponerse unos a otros, como Pico Colorado y Caldera Trasera. Esta particular organización no es sólo espacial y estructural sino también, como se indica más adelante, morfológica.

El rasgo más sobresaliente de este conjunto volcánico es que la mayoría de los edificios que lo componen (Montaña Cavera, Montaña Chica, Montaña Mosta y Caldera del Cuchillo) son resultado de erupciones claramente hidromagmáticas constituyendo, por ello, el sector de la isla donde se produce una mayor concentración de aparatos de este estilo.

Evidentemente, este hecho hay que ponerlo en relación con las particulares condiciones hidrogeológicas del área de emplazamiento de estos conjuntos volcánicos. Todos ellos se han producido sobre una plataforma de abrasión, formada a expensas de las estructuras tabulares antiguas de la isla, de edad Mio-Pliocena, y durante el período de desmantelamiento que se prolonga durante más de 2 ma.

El emplazamiento de estas erupciones sobre la plataforma de abrasión permitió y facilitó la interacción del magma con el agua del mar y la generación de erupciones basálticas de alta energía. El hecho de que sólo los edificios localizados en los extremos de la fractura muestren rasgos de este estilo podría deberse al desarrollo de estas erupciones durante los estadios iniciales de la formación de la cadena de volcanes, siendo los aparatos magmáticos claramente posteriores a aquellos. Es decir, la abundancia de conos hidromagmáticos junto a otros que no lo son, debe estar en relación con la existencia de una plataforma sumergida inicial sobre la que se producen los conjuntos eruptivos hidromagmáticos y, una vez que ésta, probablemente con los materiales arrojados por esos mismos conjuntos eruptivos, se sitúa por encima del nivel del mar, las erupciones cambian hacia mecanismos claramente magmáticos.

La profundidad a la que se produjeron estas erupciones no debió ser mucha pues al menos tres de ellas han mostrado fases finales claramente magmáticas. Siguiendo con este razonamiento, de todos estos conjuntos, el emplazado a mayor profundidad, sería la Caldera del Cuchillo, pues carece del cejo magmático final, y es probable que sea el primero en crearse de todos ellos.

Otro rasgo que resulta de interés es que los edificios de rasgos hidromagmáticos están ubicados siempre en los extremos de la fractura, disponiéndose en todos los casos aislados unos de otros; el tramo central de la misma, por el contrario, se configura a partir de centros eruptivos de carácter magmático. Si la suposición de las diferencias de edad entre unos conjuntos eruptivos y otros es correcta, ello significaría que existe una emigración de la eruptividad desde los extremos de la fractura hacia el centro.

Montaña Mosta es un edifico volcánico de escasa envergadura, de tan sólo 60 metros de altura, que posee dos cráteres de dimensiones variadas; uno constituido por un gran arco abierto al norte de unos 600 metros -muy semejante en disposición espacial y caracteres al que configura el arco principal de la Caldera de El Cuchillo, aunque de tamaño sensiblemente menor- y otro de rasgos circulares marcados de menor diámetro, tan sólo de 280 m, que se dispone al sur del anterior. El aparato volcánico muestra una secuencia, en tránsito más o menos gradual, desde términos hidromagmáticos muy netos hasta mecanismos claramente estrombolianos, estando los primeros claramente circunscritos al arco norteño y los segundos al embudo central ubicado al sur.

En el arco abierto al norte se puede observar un apilamiento de niveles de espesor variable que corresponden a oleadas piroclásticas, que hacia la base muestran rasgos más masivos, con niveles más groseros correspondientes a fases con mayor porporción de agua (*wet surge*). Hacia techo, estos niveles muestran potencias menores, de centimétricas a milimétricas y con una granulometría más fina, lo que indica un mayor grado de fragmentación del material. Todo ello parece poner de manifiesto un tránsito gradual, pero relativamente rápido, hacia fases con menos cantidad de agua (*dry surges*). En estos niveles existen líticos constituidos por materiales muy diversos, entre los que destacan por un lado, agregados minerales de cristales de olivino (acumulados) asociados a materiales básicos y formando orlas. En los episodios finales de la fase hidromagmática (*dry surge*) son frecuentes los enclaves de areniscas y calizas, con contenido en fósiles de fauna marina litoral (huellas de bivalvos, gasterópodos, etc), basaltos y bombas de magma juvenil. Estos enclaves pueden llegar a alcanzar tamaños métricos (lo que da idea de la energía desarrollada durante el proceso, capaz de romper el sustrato sedimentario y de trasladarlo a su posición actual; también son indicativos del sector donde se produjo la interacción más eficaz del agua con el magma). Hacia techo, los niveles de *dry surge* presentan en superficie, de forma clara y evidente, lapillis acrecionales con diámetros milimétricos pero muy abundantes y asociados unos con otros, hasta constituir un nivel más o menos homogéneo. La proporción agua/magma está en las proporciones críticas durante las últimas fases hidromagmáticas.

Hacia la parte superior de la secuencia existe un tránsito, más o menos brusco, hacia materiales magmáticos, con niveles de piroclastos de caída e incluso algunas coladas, lo que implica la desaparición total del contacto del magma con el agua. Desaparición que, probablemente, se relaciona con el aislamiento de los centros emisores del agua del mar. Se edificó así un cono volcánico anular, superpuesto al edificio hidromagmático, constituído por la acumulación de escorias soldadas groseras, dispuestas en estratos de buzamiento claramente periclinal. El centro emisor presenta hacia el este y hacia el oeste, un cejo superior constituído por coladas de lava de escasa potencia, inferiores al metro, cuyas estrías muestran la dirección de salida del flujo. La dinámica eruptiva se caracteriza así, por presentar etapas iniciales de explosividad moderada, durante las cuales se lleva a cabo la formación de la mayor parte del edificio, a la que sigue una etapa de charco de lava que desborda por los sectores de menor altura del aparato y una etapa final explosiva que termina por configurar el cráter, dándole su aspecto en embudo. Ambos mecanismos, hidromagmático y magmático, debieron ser sincrónicos en determinados estadios de la erupción, pues en el sector norte del cráter del embudo magmático, se encuentran niveles de materiales hidromagmáticos que buzan hacia el interior del centro emisor.

Montaña Cavera se caracteriza por la presencia de niveles muy bien laminados (oleadas piroclásticas) con abundante lapilli acrecional que llega a alcanzar diámetros excepcionales (> 10 cm). Los niveles bien laminados presentan variaciones similares a las de Montaña Mosta. Hacia techo se observa un cambio gradual de mecanismos y materiales hidromagmáticos a fases magmáticas. Este tránsito puede calificarse de brusco si se considera la escasa potencia de los niveles de transición.

BIBLIOGRAFÍA

- APARICIO, A.; ARAÑA, V.; DÍEZ GIL, J.L. (1994). *Una erupción hidromagmática en la isla de Lanzarote: La Caldera de El Cuchillo*. En: In memorian Dr. José Luis Díez Gil. Serie Casa de los Volcanes, nº 3. Cabildo Insular de Lanzarote: 109-120
- CAS, R.; WRIGHT, J. (1987). *Volcanic Sucessions*. Allen & Unwin Publish., London: 528 pp.
- COELLO, J.; CANTAGRELL, J.M.; HERNÁN, F.; FÚSTER, J.M.; IBARROLA, E.; CASQUET, C.; JAMOND, C.; DÍAZ DE TERÁN, R.; CENDRERO, A. (1992). *Evolution of the easternvolcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **53:** 251-274
- DE LA NUEZ, J.; QUESADA, M.L.; ALONSO, J.J. (1997). *Los volcanes de los islotes al norte de Lanzarote*. Colección Torcusa nº 4. Fundación César Manrique: 223 pp.
- DÍEZ GIL, J.L. (1992). *La isla de Lanzarote*. En: Elementos de Volcanología. Serie Casa de los Volcanes, nº 2. Cabildo Insular de Lanzarote**:** 241-250
- MARTÍ, J.; COLOMBO, F. (1990). *Estratigrafía, sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagmático de El Golfo (Lanzarote)*. Bol. Geol. Min. **101**: 560-579
- ROMERO, C. (1991). *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*. Gobierno de Canarias. Consejería de Política Territorial. **Vol I**: 696 pp**. Vol II:** 768 pp.
- MCDONALD, G. A. (1972). *Volcanoes*. Ed. Prentice-Hall: 510 pp.
- SHERIDAN, M. F.; WOHLETZ, K. H. (1981). *Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration*. Science, **212:** 1387-1389
- SHERIDAN, M. F.; WOHLETZ, K. H. (1983). *Hydrovolcanism: basic considerations and rewiew*. En: Explosive Volcanism. Eds. M. F. Sheridan y F. Barberi. Ed. Elsevier: 1-30
- WOHLETZ, K. H. (1993). *Hidrovolcanismo*. En: La volcanología actual: Eds. J. Martí y V. Araña. CSIC: 99-195

ISLOTES Y RISCOS DE FAMARA

L. Pascual

Servicio de Medio Ambiente del Cabildo de Lanzarote, Avda. Coll 7, 35.500 Arrecife.

INTRODUCCIÓN

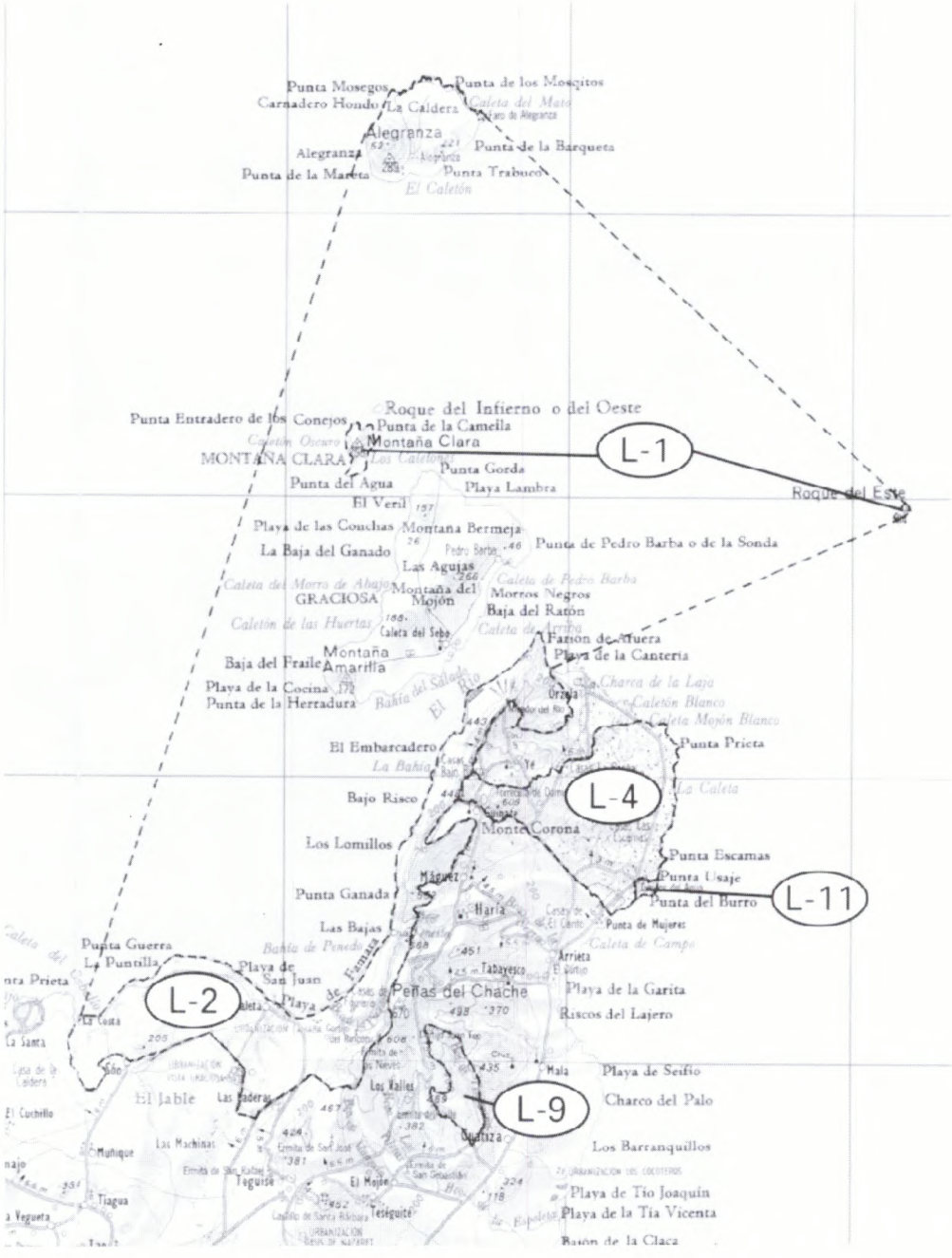
La condición oceánica del archipiélago canario ha contribuido a determinar la existencia de un clima característico para las islas, además de suponer una barrera física y selectiva para los seres vivos a la hora de llegar y establecerse en tierras emergidas en mitad del océano. Al mismo tiempo, la naturaleza volcánica de estas islas junto a la acción erosiva del mar y del viento ha conferido a las costas del archipiélago unas características particulares. En general, a lo largo de los 1291 km de litoral canario, encontramos diferentes tipos de costas. En las islas occidentales de La Palma, La Gomera y El Hierro predominan costas acantiladas alternando con desembocaduras de barrancos, poca presencia de playas y cuando aparecen, son de cantos rodados y arenas volcánicas. Las islas orientales de Lanzarote y Fuerteventura presentan costas más bajas con formación de extensas playas de cantos rodados, arenas volcánicas y arenas organógenas. Las plataformas costeras son de poca importancia, no existiendo prácticamente en las islas de La Palma y El Hierro, y normalmente van seguidas de taludes con fuertes pendientes.

La acción erosiva del mar es más intensa en costas de orientación norte y oeste al quedar expuestas a los vientos dominantes que contribuyen a impulsar las olas contra el litoral. Las costas meridionales son más suaves, viéndose afectadas únicamente por los temporales de levante y sur. El régimen de mareas presenta poca amplitud entre pleamar y bajamar (máximas registradas 2,7 m). Esto, sumado a la marcada inclinación de las plataformas costeras lleva consigo que la franja litoral costera cubierta con la pleamar sea bastante estrecha. No obstante, en algunos puntos concretos, como Órzola o Arrecife, se cubren superficies considerables. El archipiélago canario, por su situación en el océano, está sometido a la influencia de la Corriente de El Golfo, concretamente de una rama de este sistema denominada "Corriente de Canarias". Esto va a suponer un aporte de aguas con temperaturas más bajas de las que corresponderían a la latitud en la que está situado, traduciéndose en un importante condicionante de las características climáticas del archipiélago.

Todos estos factores van a determinar una serie de características ecológicas particulares que determinarán el establecimiento y desarrollo de diferentes comunidades animales y vegetales en este medio costero, en el que de una manera general se pueden diferenciar tres tipos de hábitats: los islotes y acantilados, las playas, y los bajíos costeros.

ISLOTES Y ACANTILADOS: REDUCTOS INACCESIBLES

Sobre la plataforma insular submarina de las islas de Lanzarote y Fuerteventura, como resultado de una actividad volcánica reciente, emerge un conjunto de islotes que ocupan una superficie aproximada de 46,7 km^2. Las islas de La Graciosa, Alegranza, Montaña Clara, Roque del Oeste o del Infierno y Roque del Este, están situadas al Norte de la isla de



L-1 Reserva Natural Integral de Los Islotes
L-2 Parque Natural del Archipiélago Chinijo
L-4 Monumento Natural de La Corona
L-9 Paisaje Protegido de Tenegüime
L-11 Sitio de Interés Científico de Los Jameos

Lanzarote, y la isla de Lobos al Norte de Fuerteventura, en el estrecho de La Bocaina que separa esta isla de la de Lanzarote.

De todos ellos únicamente la isla de La Graciosa está habitada de una forma continuada, contando con una población cercana a los 600 habitantes. El esquema general de las costas de estos islotes es similar al de las islas, rocosas y escarpadas al Norte y Oeste, y más suaves, con formación de playas en el Sur. Estos islotes, junto a acantilados de gran espectacularidad como los Riscos de Famara se han constituido en magníficos refugios para numerosas especies de la flora y de la fauna que no hace mucho tiempo ocupaban el litoral canario, quedando ahora relegados a estas zonas inaccesibles y alejadas de la actividad humana.

La vegetación de estos territorios aislados responde a un esquema similar al de las vecinas islas de Lanzarote y Fuerteventura, si bien, debido a la poca incidencia de los vientos alisios, la escasa altitud, la menor superficie y la influencia del mar, van a condicionar una vegetación más pobre, apareciendo un cinturón costero de plantas halófilas representado por especies como el salado (Policarpaea nivea), matogota (Atriplex halimus), saladillo (Atriplex glauca), siempreviva (Limonium papillatum), etc; a continuación una zona con especies características del piso basal o xérico como la tabaiba dulce y salvaje (Euphorbia balsamífera y Euphorbia obtusifolia), aulaga (Launaea arborenscens), espino (Lycium intricatum), etc, y una serie de especies asociadas a sustratos arenosos como el balancón (Traganum moguini), uvilla de mar (Zygophylum fontanesi), higuerilla (Euphorbia paralias), etc. En los acantilados, las especies halófilas van a tener dificultades para arraigar debido a la inestabilidad del terreno y al poco suelo disponible existente. En andenes y grietas de acantilados de elevada altitud o riscos es frecuente la presencia de comunidades del piso basal o xérico, así como representantes de comunidades termófilas en las zonas más elevadas.

La poca accesibilidad de los riscos ha permitido la conservación de numerosas especies de la flora. Así los de Famara, albergan un elevado número de endemismos del archipiélago canario, de las islas orientales y de los propios riscos. Destacan especies como la flor de Santa María (Argyrantemum maderense), Atactylis arbusculus, Corrigüela (Convolvulus lopezsocasi), Pulicania canariensis, etc; las tres últimas incluidas en la lista de plantas amenazadas de la UICN con la categoría "En Peligro de Extinción" (E).

Por otra parte, los acantilados, y especialmente los islotes, presentan una gran riqueza ornitológica, acogiendo las mejores colonias de cría de aves marinas pelágicas. Por estar situados en las rutas migratorias que anualmente son recorridas por numerosas especies de aves procedentes del continente europeo, son utilizados por éstas para reponer fuerzas y poder continuar su viaje. Este hecho está relacionado con la presencia de colonias de cría de halcón de Eleonor (Falco eleonarae), siendo la única zona del archipiélago donde se localiza esta pequeña y rara rapaz. Otra rapaz que en la actualidad está en regresión e incluida en la lista roja de los vertebrados de España, en peligro de extinción, es el águila pescadora (Pandion haliaëtus), que también encuentra en estos acantilados y en los islotes un lugar idóneo para nidificar.

Entre el grupo de aves marinas pelágicas nos encontramos con la pardela cenicienta (Calonectris diomedea borealis), que vive en alta mar acudiendo a tierra únicamente en la

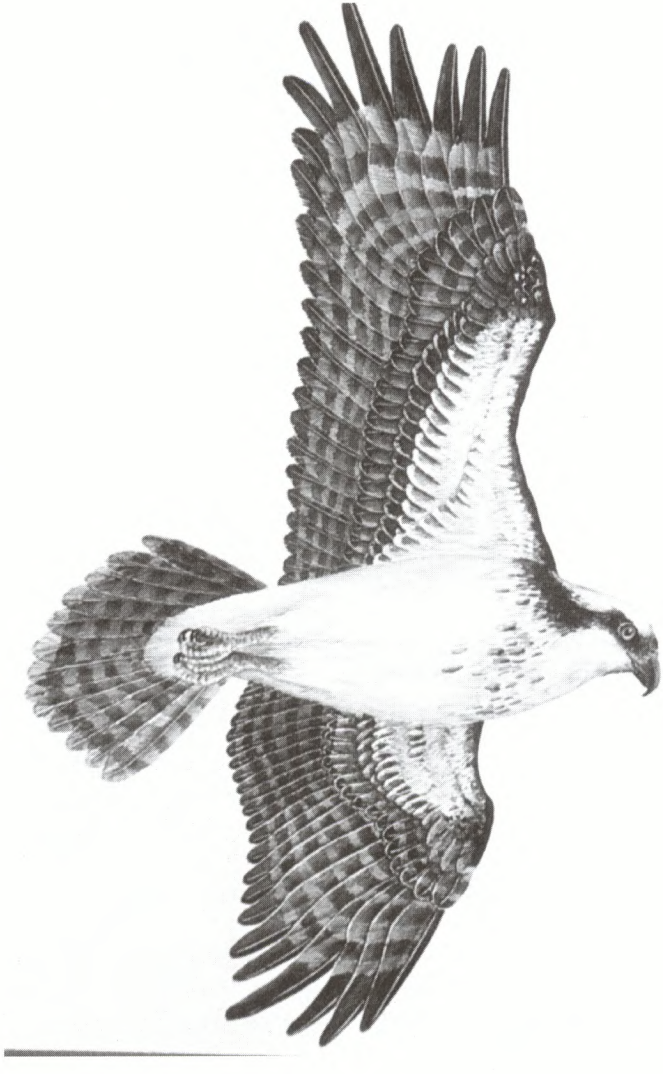
época de reproducción. Instala sus nidos en los acantilados, en los huecos de las rocas, grietas y cuevas formando grandes colonias de cría. Posee un espectacular vuelo con gran capacidad de planeo, lo que le permite aprovechar al máximo los vientos para trasladarse a grandes distancias con el mínimo esfuerzo. Esta especie, presente en todas las islas, ha sufrido una gran presión antrópica al ser objeto de aprovechamiento con fines medicinales y nutritivos en tiempos difíciles para los habitantes de las islas, que daban grandes batidas en las épocas de cría, lo cual ha supuesto un duro golpe a las poblaciones de esta especie, que realiza puestas de un solo huevo. En la actualidad, a pesar de haber sido legalmente protegida se siguen llevando a cabo acciones furtivas para su captura. La pardela chica o tahoce (Puffinus assimilis baroli) es muy similar a la anterior en adaptaciones y en hábitats. Ha sido menos estudiada que la pardela cenicienta citándose sólo para Hierro, Tenerife, Gran Canaria y Lanzarote.

Otra de las aves marinas pelágicas cuya nidificación era desconocida en el archipiélago hasta hace poco tiempo, es el paíño común o almamestre (Hydrobates pelagicus), de pequeño tamaño y color negruzco, habiendo sido citada además de en Tenerife (Roque de Fuera, Anaga), en las islas de Alegranza y Montaña Clara, donde aparecen importantes colonias. Como perrito o tahoce negro es conocido en las islas el petrel de Bulwer (Bulweria bulverii), ave de pequeño tamaño y de color marrón oscuro con franja alar más clara. Tiene hábitos nocturnos y parece ser que se alimenta de plancton. Está presente en las islas de Hierro y Tenerife y en el islote de Montaña Clara. También la gaviota (Larus argentatus atlantis) establece sus colonias de cría en las costas y acantilados, no pudiendo considerarse como pelágica, ya que parte de su vida transcurre en las costas y tierra adentro, donde aprovecha los desperdicios y la carroña de los basureros. Mención especial merecen dos de las numerosas rapaces que utilizan los acantilados e islotes para instalar sus nidos. Estas son el halcón de Eleonor y el águila pescadora.

La primera de ellas, conocida con el nombre de aleta o falcón, es migratoria, y nidifica en pequeñas cuevas y repisas formando colonias de cría en las costas mediterráneas, del continente africano y en Canarias, constituyendo estas últimas el límite occidental y meridional de su distribución. Esta especie retrasa el periodo reproductivo con respecto a otras aves rapaces para coincidir con el paso de aves migratorias de pequeño y mediano tamaño que se dirigen hacia sus cuarteles de invierno en el continente africano, a las que capturan en pleno vuelo. Para ello actúan en grupo, saliendo todos los machos a mar abierto, donde desplegándose cubren un ancho frente, atacando a las aves, especialmente paseriformes, en viaje migratorio. Cuando las capturas son abundantes suelen almacenar las presas en cuevas o bajo tierra para disponer de ellas en los momentos en los que disminuye la posibilidad de nuevas capturas.

El guincho, como es conocida el águila pescadora en las islas, es un ave que elige zonas tranquilas e inaccesibles para nidificar. Los nidos alcanzan grandes dimensiones (hasta 2 m de altura) y son utilizados año tras año. Este rapaz presenta una distribución cosmopolita y en Canarias está presente en todas las islas con excepción de Gran Canaria y La Palma, de donde ha desaparecido. Pero es en los islotes donde aparece un mayor número de parejas reproductoras. La alimentación del guincho está basada en peces, que captura con las garras de una forma espectacular, dejándose caer en picado sobre la superficie del agua. Con todo, su situación es crítica, habiendo llegado a desaparecer de las costas de algunos países. En

Canarias su regresión queda puesta de manifiesto por el gran número de nidos abandonados a lo largo de las costas.



Guincho (Pandion haliaetus)

El extraordinario valor ornitológico de las costas e islotes canarios se ve engrandecido por la presencia de otras especies como el cernícalo (Falco tinnunculus), la lechuza (Tito alba), el alcaudón (Lanius excubitor), el cuervo (Corvus corax), etcétera.

PLAYAS, SALADARES Y BAJÍOS COSTEROS

En el litoral canario no abundan las formaciones de playas, ni con la bajamar quedan al descubierto grandes áreas intermareales. No obstante, en zonas concretas de Lanzarote, Fuerteventura y Gran Canaria, se producen acúmulos de arenas de origen orgánico que en casos como Corralejo (Fuerteventura) y Maspalomas (Gran Canaria) llegan a formar importantes complejos dunares.

Las fuertes concentraciones de sal existentes, tanto en suelos como en el ambiente de toda la franja costera, sumadas a las peculiares características edáficas, condicionan el establecimiento de una vegetación muy poco variada, encontrando formaciones de balancón, salado, higuerilla o lecheruela, uvilla de mar, etc. Así como una serie de elementos endémicos: Limonium papillatum (Lanzarote y Fuerteventura), Lotus kunkellii (Gran Canaria) y Atractylis preauxiana (Gran Canaria y Tenerife).

En las playas de arenas negras hay que añadir, a los dos factores señalados, la alta temperatura alcanzada en el sustrato por su color, y la pequeña cantidad de sales minerales presente, lo cual lleva a la presencia de una vegetación mucho más pobre. Existen pequeñas depresiones próximas a la costa, separadas por barreras de arena y piedra que periódicamente, y coincidiendo con las mareas vivas, se inundan de agua salada, permaneciendo en este estado durante varios días. Son los denominados saladares que están bien representados en Lanzarote (La Santa, Órzola, Salinas del Río). En estas condiciones son capaces de desarrollarse especies como el Arthrocnemum fructicosum y la siempreviva (Limonium ovalifolium); en los márgenes de estas zonas inundadas suelen aparecer nuevamente la uvilla de mar, el balancón y Limonium papillatum.

Las playas, los saladares y los bajíos costeros (zonas intermareales rocosas en las que durante la bajamar quedan numerosos charcos) son elegidos por un amplio grupo de aves migratorias (invernantes o de paso), en su mayoría limícolas, como lugares de reposo y búsqueda de alimentos. Es frecuente observar en este hábitat garzas reales (Ardea cinerea), garceta común (Egretta garzetta), zarapitos (Numenius sp.), correlimos (Calidris sp.), archibebes (Tringa sp.) chortilejos (Charadrius sp.), etc. Otra ave limícola, el ostrero unicolor (Haematopus moquini), que habitaba recientemente en estos lugares, es considerado como posiblemente extinguido al no haber sido visto desde 1968, año en que fue observado por última vez en Graciosa (Lanzarote).

LAS SALINAS

Es importante hacer referencia a un hábitat creado por el hombre, que ha acogido a aves de la franja costera y que se alimentan y refugian en él. Son las salinas, que durante una época se instalaron a lo largo del litoral canario para la obtención de sal a partir del agua de mar, llegando esta actividad a constituir, en el caso de algunas islas como Lanzarote, una base importante de la economía insular. Hoy día, la mayoría están abandonadas y muchas de

ellas han desaparecido por la falta de rentabilidad y por el fuerte proceso urbanístico del litoral, pagándose con ello un alto precio: la pérdida de su valor cultural y natural.

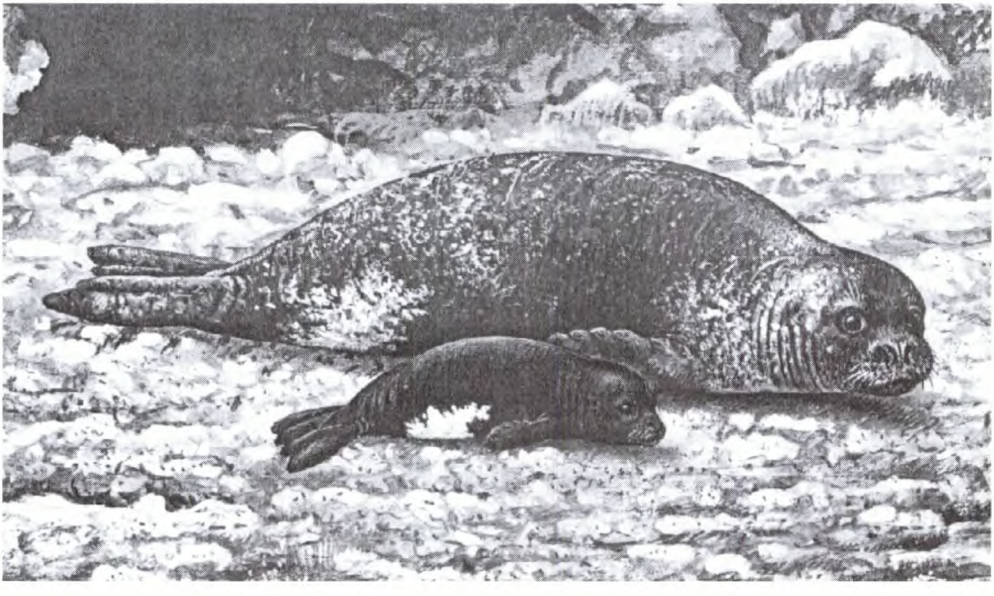
De la misma forma que las salinas, todo el litoral del archipiélago está amenazado, siendo este medio uno de los que aparecen más deteriorados a causa, fundamentalmente, del gran desarrollo turístico que se inició en las islas durante los años sesenta, y que ha traído consigo la ocupación continuada de la zona costera. Pero a pesar de esta difícil situación para las costas insulares, aún es tiempo de armonizar las actuaciones turísticas con su conservación, manteniendo las costas de los islotes y del Norte y Oeste de Lanzarote en su estado actual, e incluso lograr la recuperación de algunas zonas gravemente dañadas.

Las salinas, frecuentes en Lanzarote, constituyen importantes enclaves en los que recalan numerosas aves migratorias. En la fotografía, las desaparecidas salinas de Matagorda. En su lugar se alza un complejo turístico.

LA FOCA MONJE O LOBO MARINO

Reseña especial merece este mamífero (Monachus monachus), que presentaba una distribución amplia en la cuenca mediterránea y a lo largo de la costa oeste africana, incluyendo los archipiélagos macaronésicos. Ha desaparecido de las islas Canarias debido, posiblemente, al aprovechamiento de su grasa, su piel y su carne. Las referencias de su existencia en Canarias nos llegan a través de diversas crónicas de la conquista de las islas: Torriani en 1590, Abreu Galindo en 1632, George Glas en 1764. También se recoge una descripción detallada en el diccionario de historia natural de las islas Canarias de Viera y Clavijo (1869). Nos queda también constancia de su presencia en topónimos de varios lugares, como Isla de Lobos, Montaña de Lobos (Alegranza) o Cueva del Lobo Marino (costa oeste de Fuerteventura).

En la actualidad se estima que la población de esta especie no supera los 1.000 individuos, siendo frecuente observar ejemplares aislados, como en el caso de la joven foca herida que varó en la playa del Reducto (Lanzarote) en 1984. Esta situación ha llevado a la creación de una Comisión Internacional para su recuperación, habiéndose sumado varios organismos internacionales a la iniciativa de dar a la foca monje un tratamiento prioritario dentro de los programas de recuperación de especies en peligro de extinción. En el caso español, se ha creado un fondo para esta especie con sede en Mallorca y se han propuesto entre otros lugares algunos islotes del archipiélago canario para llevar a cabo el restablecimiento de colonias.



Foca monje (Monachus monachus)

EL JABLE

Como máximo exponente de ecosistemas típicamente desérticos hay que destacar los jables (arenales y campos de dunas) formados por materiales calcáreos de origen marino que impulsados por los vientos dominantes del NE va desplazándose atravesando la isla de Lanzarote desde las costas de Famara-Sóo, Órzola y Mala, así como la isla de La Graciosa, hacia el interior.

En estas formaciones de arenas organógenas y en los pedregales encuentran las condiciones adecuadas para su desarrollo especies como la hubara canaria (Chlamydotis udulata fuerteventurae) exclusiva de las islas de Lanzarote, Graciosa y Fuerteventura y que actualmente se encuentra catalogada en peligro de extinción. También están presentes en estas formaciones el alcaraván (Buhirnus oedianemus insularum), el corredor (Cursorius cursor banermani) o la terrera marismeña (Caladrella rufescens polazteki).

Hubara canaria (Chlamydotis undulata fuerteventurae)

SITUACIÓN ADMINISTRATIVA Y GESTIÓN

Los islotes situados al Norte de Lanzarote, el espacio marino comprendido entre ellos, los Riscos de Famara y la zona de jable comprendida entre Sóo y la Playa de Famara, fueron objeto del establecimiento de un régimen especifico de protección en el año 1986 quedando declarados, mediante Decreto del Gobierno de Canarias, como Parque Natural. Posteriormente, con la aprobación de la Ley de Espacios Naturales de Canarias, aprobada por el Parlamento de esta Comunidad Autónoma, este espacio queda incluido en la Red de Espacios Naturales de Canarias con la denominación de Parque Natural del Archipiélago Chinijo, quedando los islotes de Montaña Clara y Roque del Este reclasificados como Reserva Natural Integral de los Islotes. Por otra parte, en una amplia zona marina incluida en este Parque Natural, fue establecida, también por Decreto del Gobierno de Canarias, una Reserva de Interés Pesquero al existir unas excepcionales condiciones en cuanto a riqueza y abundancia de recursos pesqueros.

Las líneas de gestión que se están llevando a cabo en este particular espacio van dirigidas a la conservación y al uso ordenado de los recursos. Si bien el establecimiento de un régimen especial de protección supuso frenar las espectativas desarrollistas existentes sobre estos territorios aislados, y que de haberse llevado a cabo hubieran supuesto la pérdida de importantes valores que hoy en día mantienen un buen estado de conservación, en la actualidad, para conseguir los objetivos perseguidos con la declaración de espacio

protegido nos enfrentamos a la problemática general de las áreas protegidas como son las propiamente legislativas, la carencia de medios económicos y estructurales, institucionales y administrativos al existir diferentes Departamentos con competencias sobre recursos incluidos en los espacios, y la titularidad privada de superficies importantes dentro de estas áreas. Por otra parte, y no menos importante, nos encontramos con nuevas problemáticas como son la nueva función de conservación y desarrollo que han de cumplir las áreas protegidas, máxime cuando existen núcleos de población dentro de los propios espacios protegidos, o el espectacular crecimiento de la demanda de utilización de estas áreas, llegando en numerosas ocasiones a sobrepasar las capacidades de carga.

EL PARQUE NACIONAL DE TIMANFAYA. UN PATRIMONIO GEOLÓGICO

A. Centellas

Parque Nacional de Timanfaya. C/ Laguneta, 85. 35560 - Tinajo. Lanzarote.

INTRODUCCIÓN

El Parque Nacional de Timanfaya se encuentra localizado en la isla de Lanzarote, en el Archipiélago Canario (España), siendo esta isla la más septentrional de todas las que integran el Archipiélago, situada aproximadamente entre los 30º-27º N de latitud y los 13º-19º W de longitud, con una superficie de 845,9 Km^2, incluyendo la superficie de todos sus islotes, que configuran el Archipiélago Chinijo.

El clima en Lanzarote es de tipo desértico-cálido, con veranos secos, y su clasificación -de acuerdo con lo postulado por Rivas-Martinez (1983)- es de tipo árido a semiárido. Las temperaturas medias mensuales oscilan entre los 16º C (enero) y los 22-24º C (agosto) con oscilaciones diarias máximas que alcanzan hasta los 20º C. La humedad ambiental es muy alta con una media de 65-70% situándose hasta el 85-90% en los periodos nocturnos, reduciéndose la humedad relativa al mínimo como consecuencia de la fuerte insolación que disfruta la isla con casi 131 días/año. En Lanzarote no existen cotas de terreno suficientemente altas para que se registre la inversión térmica del alisio (viento dominante en Canarias) con su característico mar de nubes y su precipitación horizontal asociada. Por tanto la precipitación media anual no supera los 120 mm de lluvia. Por otro lado, el efecto regulador que ejerce la Corriente Fría de Canarias, hace que las temperaturas registradas sean suaves, con un índice de humedad relativa alto gracias al aire húmedo y fresco de los alisios de componente NE (Concepción García, 1992).

La isla de Lanzarote fue declarada íntegramente Reserva de la Biosfera en 1993 por la UNESCO (Programa Man & Biosphere, MaB), simultáneamente con la isla de Menorca, ésta última en la Comunidad Autónoma Illes Balears (España).

Un 41,6% de la superficie de la Reserva de la Biosfera de Lanzarote se encuentra bajo alguna categoría de protección, con un total de 13 espacios naturales declarados en la isla.

La Reserva de la Biosfera de Lanzarote dispone de una Zona Núcleo integrada por el Parque Nacional de Timanfaya, la Reserva Natural Integral de los Islotes, y el Parque Natural del Archipiélago Chinijo, con una superficie total de 143,84 km^2 (17,0%). La zona de transición la constituye el resto de espacios naturales protegidos, (158,22 km^2 exceptuando el Sitio de Interés Científico del Janubio y el Paisaje Protegido de la Geria), los conos volcánicos, la franja litoral del Parque Nacional de Timanfaya y áreas que recogen ecosistemas puntuales y enclaves con vegetación o fauna de interés.

EL PARQUE NACIONAL DE TIMANFAYA

Régimen Jurídico

El Parque Nacional de Timanfaya fue declarado en 1974[1] y reclasificado mediante la Ley 6/1981, de 25 de marzo. Dispone de Plan Rector de Uso y Gestión (PRUG), aprobado mediante el Real Decreto 1621/1990, de 14 de diciembre. Es, hasta la fecha, el único espacio natural protegido en Lanzarote que dispone de este instrumento indispensable de planificación y herramienta fundamental para su gestión. Como base jurídica el Reino de España tiene la Ley 4/1989, de 27 de Marzo, *de Conservación de los Espacios Naturales y de la Flora y Fauna Silvestres*, siendo un espacio natural cogestionado entre la Administración General del Estado y el Gobierno de Canarias, de acuerdo con lo establecido en la Ley 41/1997, por la que se modifica la anteriormente citada Ley 4/1989, y que tiene su desarrollo jurídico en el Real Decreto 1760/98, de 31 de julio.

Características biológicas

Desde el punto de vista biológico, el Parque Nacional de Timanfaya representa, dentro de la Región Macaronésica, los sistemas ligados a procesos volcánicos y vegetación asociada, y a zonas costeras y plataforma continental, de acuerdo con lo recogido en la Ley 4/1989, de 27 de marzo.

Las lavas recientes de Timanfaya se asemejan a un desierto. El agua escasea, la temperatura registra fuertes oscilaciones y la insolación es muy intensa. Estos condicionantes determinan un bajo número de especies de fauna vertebrada terrestre, limitándose a tres especies de mamíferos: rata negra (Rattus rattus), musaraña canaria (Crocidura canariensis) y el conejo (Oryctolagus cuniculus), y dos reptiles: el lagarto de Haría (Gallotia atlantica) y el perenquéno salamanquesa (Tarentola angustimentalis).

La avifauna de Timanfaya viene condicionada y estructurada por el influjo de los siguientes factores: su situación geográfica, dada la proximidad a la costa africana (125 Kms), y la escasez de recursos tróficos tanto en el medio marino como terrestre (Concepción García, 1992).

Ambos factores producen un flujo masivo de migrantes tanto en primavera como en otoño, siendo la mayor parte de ellas aves de paso o accidentales (Concepción García, 1992), de las cuales unas 22 especies pueden ser clasificadas como invernantes. En cuanto a la avifauna nidificante, se hallan representadas en el Parque un total de 20 especies repartidas en 16 familias.

Si bien la fauna vertebrada es muy restringida, el Parque Nacional alberga una imprevista riqueza invertebrada, de la que muchas especies encuentran en el supuesto ambiente estéril de las lavas, el hábitat idóneo para su desarrollo. Se han censado (Esquivel Martín, 1991) 120 especies, de las cuales 18 viven en la zona halófila de las lavas recientes y antiguas, 29 en las lavas históricas alejadas de la costa y 14 en las cuevas. Un total de 119 especies se

[1] Decreto 2615/1974, de 9 de agosto, por el que se crea el Parque Nacional de Timanfaya (BOE de 7 de septiembre)

encuentran en los hábitats epigeos de las zonas antiguas de los islotes, y una especie es exclusiva del medio subterráneo de las lavas antiguas y modernas.

Timanfaya es un Parque geológico por excelencia. Sus paisajes están caracterizados por las lavas y demás productos volcánicos en los que parece que la vida esté ausente. Pero esta afirmación no es cierta puesto que la colonización vegetal ya ha comenzado aunque todavía de manera apenas perceptible en la mayor parte de su superficie, iniciando un proceso que en cientos o miles de años determinará la existencia de una cubierta viva de acuerdo con las posibilidades del medio.

La colonización vegetal se produce desde dos frentes diferentes: el desarrollo natural de los seres vivos por vía de sucesión, mediante la conquista paulatina del mundo mineral; y el de la expansión de las plantas supervivientes refugiadas en los islotes no afectados por las últimas erupciones. Los líquenes comienzan la primera fase de la sucesión vegetal, colonizando las lavas desnudas ya que son las únicas plantas capaces de sobrevivir bajo unas condiciones de clima y suelo tan adversas como las de Timanfaya.

Los líquenes transforman el suelo, permitiendo y facilitando la instalación de plantas superiores que exigen un substrato más desarrollado. En el Parque Nacional de Timanfaya se encuentran catalogadas 71 especies diferentes de líquenes, si bien hay indicios para afirmar que este número se podría ampliar hasta sobrepasar el centenar. Las manifestaciones vegetales más importantes se encuentran en los islotes, situados en la zonas meridional y occidental del parque, y que representan verdaderos oasis en los que se han refugiado las plantas supervivientes de las erupciones.

Desde el momento de las erupciones históricas, la flora vascular del Parque dependió de dos factores principales: en primer lugar de las condiciones que impone el nuevo territorio a la instalación vegetal, a su vez condicionado por el clima propio de la zona, y en segundo lugar por el conjunto florístico tanto del "exterior" como de los islotes y el trasiego que entre ambas zonas tiene lugar como consecuencia de los usos tradicionales permitidos en el interior del Parque.

El clima es el factor más importante que limita o condiciona la colonización vegetal del Parque. Esto es así tanto por el papel que juega en el desarrollo de la vegetación como por su influencia en los procesos de disgregación y meteorización de los materiales rocosos. La zona viene caracterizada por la inexistencia de estación húmeda, con una pluviometría que no rebasa los 200 mm y una amplitud térmica día/noche considerable. Debido a estos condicionantes, a los que se podría sumar la importancia que juegan los vientos alisios favoreciendo la instalación vegetal hacia barlovento, se pueden apreciar diferentes formas de adaptación de la vegetación ante estas extremas condiciones. Entre ellas, la extensión radicular superficial, pelosidad foliar, transformación de hojas en espinas, y suculencia de tallos u hojas. Según los inventarios realizados (González Mancebo et al., 1996), se han catalogado en el Parque Nacional de Timanfaya 239 taxones englobados en 53 familias y 169 géneros. Esto supone el 37% de la flora de Lanzarote. En cuanto al nivel de endemia de estos taxones, 8 son de Lanzarote, 7 de Lanzarote y Fuerteventura, 13 canarios y 6 macaronésicos.

Características geológicas

Eminentemente geológico, este Parque Nacional representa el volcanismo reciente en las Islas Canarias y comprende casi una cuarta parte de la superficie afectada por las erupciones del siglo XVIII, en un proceso que se extendió durante los años 1730 al 1736. El núcleo donde se registraron las erupciones más importantes lo constituyen las llamadas Montañas del Fuego o Timanfaya, donde en un espacio de pocos km^2 pueden localizarse más de 25 cráteres.

Las erupciones se produjeron a través de una fisura volcano-tectónica orientada en dirección WSW-ENE. Tras un periodo de calma, en 1824 se produjo una segunda fase de erupciones dando lugar a la formación de los volcanes de Tinguatón, Tao y Chinero, éste último enclavado dentro de los límites del Parque Nacional de Timanfaya.

Este Parque es único entre los de sus características a escala mundial. Reúne un conjunto de estructuras geomorfológicas de gran diversidad a las que el clima ha ayudado a conservar, ya que los agentes metereológicos no influyen de forma determinante sobre las mismas. La escasez de precipitaciones y la ausencia de fluctuaciones importantes de temperatura que ocasionen procesos de meteorización, son dos de los factores erosivos que no se dan en Timanfaya. Quizá, la acción del hombre sea el único agente erosivo que haya modificado puntualmente el paisaje, a través de intervenciones "blandas" que han permitido desarrollar un turismo compatible y sostenible con los valores naturales del Parque Nacional de Timanfaya.

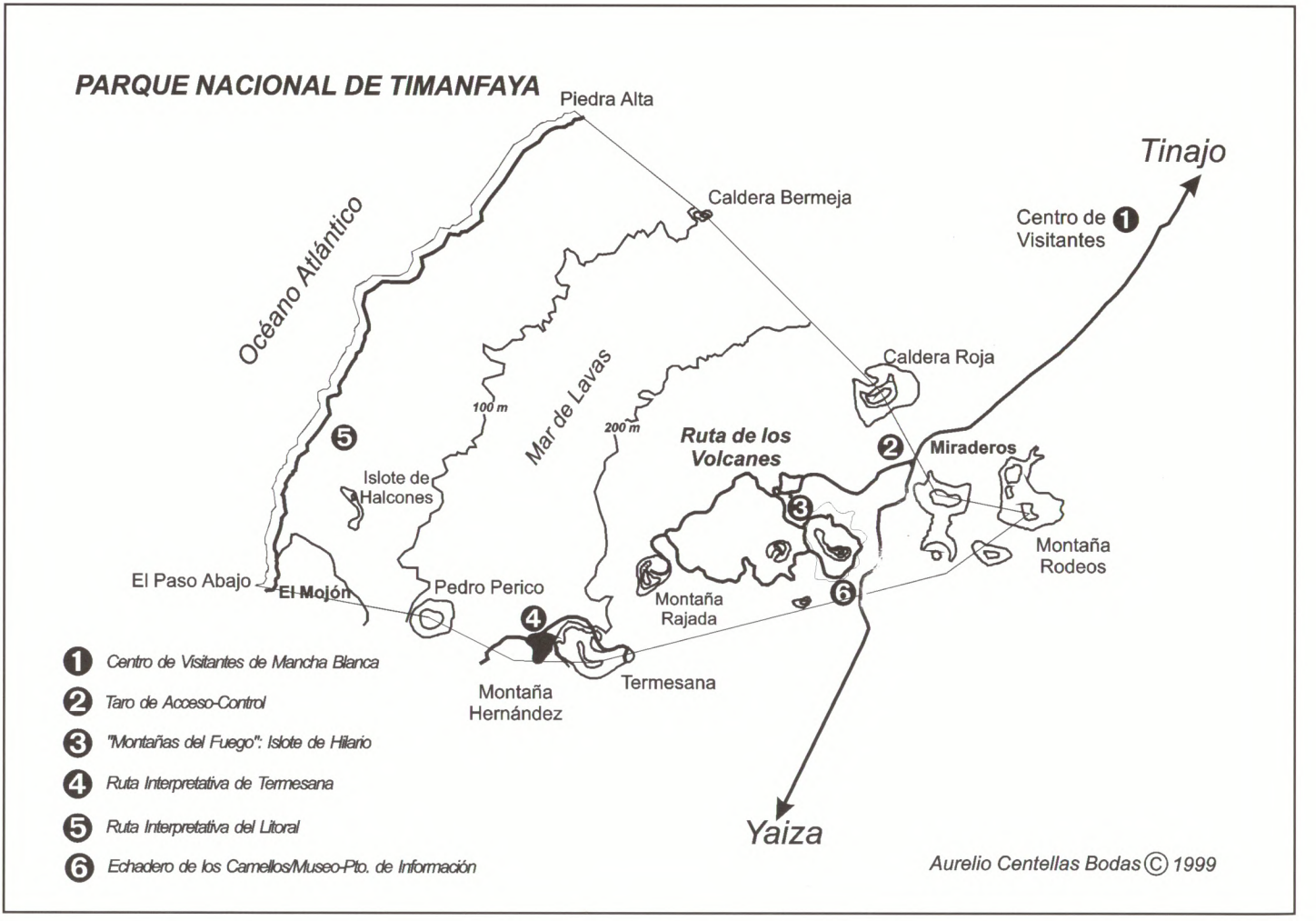
LA VISITA

Visitar el Parque Nacional de Timanfaya constituye una experiencia única para la gran mayoría de sus visitantes, y representa el primer contacto de los visitantes con el mundo volcánico que encierra Timanfaya.

El Parque Nacional de Timanfaya dispone de unas magníficas infraestructuras desarrolladas por el Cabildo Insular de Lanzarote y cuyos creadores fueron el insigne artista lanzaroteño César Manrique y su estrecho colaborador Jesús Soto Morales.

El visitante puede realizar un recorrido de cerca de 14 km de longitud (ver figura), a través de la Ruta de los Volcanes, cuyo trazado se encuentra extraordinariamente adaptado a la orografía del terreno, con un impacto visual mínimo a pesar de su longitud. Esta Ruta permite a los visitantes contemplar una muestra muy amplia de las diferentes estructuras geomorfológicas y de materiales volcánicos, presentando una característica fundamental: dispone de una elevada capacidad de absorción de visitantes con un impacto mínimo sobre el medio, que podríamos calificar de inexistente, al realizarse el recorrido exclusivamente en autobuses del Cabildo, no permitiéndose abandonar estos vehículos en ningún momento, si excluimos la parada que se realiza en el Mirador de Montaña Rajada.

A continuación iniciaremos, imaginariamente, el recorrido a través de la Ruta de los Volcanes para contemplar con nuestra imaginación un mundo tan tremendamente hostil como bello. Éste se inicia en el Islote de Hilario, donde se toma la guagua (acepción canaria de autobús); nada más iniciar el trayecto observaremos a ambos lados de la Ruta unos de


PARQUE NACIONAL DE TIMANFAYA
Piedra Alta
Tinajo
Caldera Bermeja
Centro de Visitantes
Océano Atlántico
Caldera Roja
100 m
Mar de Lavas
200 m
Ruta de los Volcanes
Miraderos
Islote de Halcones
Montaña Rodeos
El Paso Abajo
El Mojón
Pedro Perico
Montaña Rajada
Montaña Hernández
Termesana
Yaiza
1 Centro de Visitantes de Mancha Blanca
2 Taro de Acceso-Control
3 "Montañas del Fuego": Islote de Hilario
4 Ruta Interpretativa de Termesana
5 Ruta Interpretativa del Litoral
6 Echadero de los Camellos/Museo-Pto. de Información
Aurelio Centellas Bodas © 1999

los más extensos campos de lavas del tipo "pahoehoe". Estos extensos campos muestran la yuxtaposición de lavas emitidas en diferentes fases, creando un bello caos de estructuras lávicas, que nos recuerdan troncos petrificados de árboles, o también cuerdas, por lo que en muchas ocasiones se las denominan lavas cordadas o en tripas.

Más adelante nos encontramos con una serie de bocas eruptivas y hornitos, cuyo más significativo representante es el Manto de la Virgen que se eleva en mitad de un campo de lavas del tipo "pahoehoe". Este hornito recibe ese nombre por su forma, que recuerda a los mantos procesionales que lucen estas imágenes religiosas.

Continuando nuestro recorrido nos encontramos inmersos en un campo de lavas "aa" muy extenso. Este tipo de lavas al enfriarse forman una superficie áspera, rugosa e intransitable conocidas como "malpaís" en Canarias. Sobre su superficie nos encontramos -si observamos con atención- con una pátina blanca que forman densos ramilletes de líquenes de la especie "*Sterocaulon vesubianum*". Los líquenes comienzan la primera fase de la sucesión vegetal, colonizando las lavas desnudas ya que son las únicas plantas capaces de sobrevivir bajo unas condiciones de clima y suelo tan adversas como las de Timanfaya.

Nuestro recorrido por la Ruta de los Volcanes nos lleva a Montaña Rajada. Según nos acercamos a su base podemos observar un área cubierta de "*piroclastos*". Estos piroclastos, son también llamados lapillis o picón en Canarias. Según ascendemos a Montaña Rajada podemos observar a nuestra izquierda cómo las coladas de lava se "montaron" sobre los campos de piroclastos, y también podemos apreciar la "potencia" o espesor del frente de lavas del tipo "aa" que en esta zona pueden alcanzar hasta los 2,5 metros de altura.

A nuestra derecha observaremos unas extraordinarias "bolas de acreción". El trayecto que siguieron durante su descenso aún es visible pues, durante el mismo, el material aún candente fue dejando un rastro a lo largo de la ladera.

Ya en el borde exterior del cráter de Montaña Rajada se aprecia una coloración en fuertes tonos rojizos, consecuencia de la alteración de los materiales debida a las anomalías geotérmicas que puede alcanzar los 150º C en superficie (Díez Gil, 1992). Montaña Rajada es un edificio volcánico poligénico, con dos periodos de actividad eruptiva generándose dos conos volcánicos, uno dentro del otro correspondientes a cada uno de dichos periodos.

A nuestra derecha y en el fondo observaremos un lago de lava solidificado cuya superficie se encuentra ligeramente hundida. Continuando nuestro ascenso, a nuestra derecha, se encuentra el cono interior de Montaña Rajada y desde el mirador existente en la cima asistiremos al espectáculo más impresionante del Parque Nacional. Hacia el interior del Parque se dispone de una panorámica donde se aprecian los diferentes conos volcánicos -hasta la montaña de Timanfaya- alineados poniendo de manifiesto la fisura que originó la erupción fisural de 1730-36 (Díez Gil, 1992). En sentido opuesto a esta panorámica podremos contemplar otra perspectiva si cabe aún más bella que la anterior: el Mar de Lavas y el tubo volcánico de Montaña Rajada, que nos descubre su trayectoria al presentar su techo desplomado por colapso. En ocasiones parte del techo de estos tubos se desploman por inestabilidad formando aberturas que reciben el nombre de "jameos" en Canarias.

Una vez que descendemos nos aproximamos, por su base, a los conos volcánicos que observamos alineados desde Montaña Rajada. Estos conos volcánicos reciben el nombre de Montañas Quemadas y se encuentran cubiertos profusamente con depósitos de cínder (Díez Gil, 1992) y que corresponden a los últimos momentos de la erupción con fases del tipo stromboliano.

La Ruta de los Volcanes aún nos depara impresionantes experiencias, como es el recorrido por el interior de un túnel volcánico. En éste podemos contemplar magníficas formaciones de lava volcánica solidificadas en forma de goterones que reciben el nombre de estafilitos. Los estafilitos son extraordinariamente frágiles y cualquier acción humana sobre ellos puede representar su pérdida irreversible originando un daño permanente e irrecuperable.

Saliendo del túnel volcánico nos adentramos en el Valle de la Tranquilidad donde existe un campo de piroclastos moldeados por el viento inspirando una sensación de sosiego. Al fondo se aprecian las alineaciones de juncos (*Juncus acutus*). Su presencia es muy extraña ya que dicha planta es muy exigente en humedad edáfica, es decir tiene unos requerimientos de humedad en los substratos sobre los que se asienta muy altos; y sin embargo la precipitación media anual (120-140 mm) del Parque Nacional de Timanfaya es muy baja y no permite que exista una humedad permanente en el suelo. La explicación de su presencia se encuentra en la existencia de surgencias de gases calientes (Díez Gil, 1992), puntuales o siguiendo una fractura aportando la humedad requerida por esta especie.

Saliendo del Valle de la Tranquilidad nos encontramos, a la derecha de la Ruta, unas magníficas poblaciones de *Polycarpaea robusta*, también conocido como salado blanco, que es una planta de flora vascular endémica de Lanzarote (Martínez Puebla et al., 1998). Según nos desplazamos hacia la Montaña de Timanfaya, atravesamos un campo de bombas volcánicas, pudiendo observarse a la derecha de la Ruta de los Volcanes, ejemplares de un tamaño significativo. Dependiendo del tamaño de estas bombas, y de otras circunstancias más complejas, aquéllas pueden ser lanzadas hasta varios cientos de metros de distancia del punto de emisión.

Llegando a la base de la Montaña de Timanfaya, atravesamos un campo de anomalías geotérmicas, en la zona conocida como Casa de los Camelleros. Es esta una zona experimental donde se desarrollan trabajos de investigación por parte del Departamento de Volcanología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC) y el Instituto de Astronomía y Geodesia (UCM-CSIC), relacionados con la vigilancia y prevención del riesgo sísmico y volcanológico en Canarias. La Casa de los Camelleros es un Laboratorio subterráneo perteneciente al Organismo Autónomo Parques Nacionales en el que se encuentran instalados los equipos y la instrumentación científica. Las infraestructuras y los equipos se encuentran perfectamente adaptadas al entorno, no produciendo ningún tipo de impacto paisajístico o ambiental, con la particularidad de que ofrece un excelente lugar para la investigación por su ubicación y accesibilidad.

Ascendiendo a la Montaña de Timanfaya nos encontramos con la máxima cota del Parque Nacional (510 m) y desde aquí podremos admirar la espectacular visión de la Caldera del Corazoncillo, un impresionante y bello cono volcánico con un cráter cuya base se encuentra 33 metros por debajo de la cota del campo de lavas sobre el que se asienta, y con una altura

-desde su base al borde del cráter- de 150 m (Díez Gil, 1992). Justo detrás de este cráter se encuentra Pico Partido, que se encuentra parcialmente incluido dentro de los límites del Parque Nacional de Timanfaya y presenta un complejo de estructuras volcánicas de extraordinaria singularidad y belleza, siendo una vieja aspiración su inclusión total en el régimen legal de protección que disfruta el Parque Nacional de Timanfaya.

Se localizan anomalías térmicas superficiales en el borde del cráter de Timanfaya donde se alcanzan, en algunos puntos, los 250º C (Díez Gil, 1992). También en el fondo del cráter se registran anomalías geotérmicas que se ponen de manifiesto o por la inexistencia de líquenes en su área de influencia, o por una coloración distinta como consecuencia de las poblaciones de líquenes envenenadas por emanaciones de gases (Valentín, 1986).

En el Macizo de Timanfaya nos sorprenderá la profusión de líquenes. Ello se debe a que en esta zona la influencia de los vientos alisios cargados de humedad procedente del Océano Atlántico es muy alta, favorecida por la altura y orientación de los diferentes edificios volcánicos. Las especies más llamativas son del género Ramalina (ajicanes) que presenta una coloración amarillo-verdosa, siendo del tipo fruticuloso. Estos líquenes son muy exigentes en humedad ambiental y se instalan predominantemente en zonas donde su especial configuración orográfica permite garantizarles un aporte de humedad más constante y abundante.

También nos llamará la atención la presencia de abundantes arbustos no presentes en otras partes del Parque. Se trata de la vinagrera o calcosa (*Rumex lunaria*), que es un endemismo canario presente en Lanzarote desde hace relativamente poco, ya que procede de la isla de El Hierro y fue introducido hace algunas décadas en Lanzarote y Fuerteventura como planta forrajera (Wildpret et al., 1993). Es un neófito colonizador que ha encontrado su nicho ecológico en el Parque Nacional, ayudado por la inexistencia de competidores y las favorables condiciones pluviométricas registradas en los últimos diez años, con precipitaciones superiores a la media anual. El factor limitante de esta especie parece ser la humedad, tanto edáfica como ambiental, ya que acusa gravemente los periodos más secos del año. La presencia de esta planta ha modificado puntualmente el paisaje volcánico del Parque, además de alterar las micro-condiciones biológicas, pues producen una elevada biomasa.

Finalizando el recorrido por la Ruta de los Volcanes, regresamos al Islote de Hilario donde podremos comprobar, a través de una impactante experiencia personal, las altas temperaturas existentes en este principal campo de anomalías geotérmicas del Parque. El Cabildo Insular de Lanzarote dispone de unas instalaciones turísticas en las que se realizan unas demostraciones de dichas anomalías a los visitantes. Las más espectaculares son las que se realizan al verter el contenido de un cubo de agua en unos sondeos practicados en el suelo generándose unos geíseres artificiales como consecuencia del proceso de evaporación que sufre el agua. La temperatura que se registra en estos sondeos alcanza los 388º C a 7,5 metros de profundidad (Díez Gil, 1992). Sin embargo no es la temperatura más alta que se registra en el Islote de Hilario. En un sondeo de uso exclusivo para labores científicas, a 13 metros de profundidad se han llegado a medir hasta 610º C (Díez Gil et al, 1986). Otra de las demostraciones que pueden observar los visitantes lo constituye la combustión espontánea de una mata de aulaga (*Launaea arborescens*), una vez que es introducida en

una pequeña oquedad practicada en el suelo. Las temperaturas que se han llegado a medir alcanzan los 350º C (Díez Gil, 1992). Las aplicaciones de las anomalías geotérmicas, como una fuente de energía renovable, lo tenemos en el "horno" que existe en el restaurante de El Diablo, y que es utilizado para preparar los platos típicos de la gastronomía canaria.

Timanfaya no nos dejará de sorprender, a pesar de lo visto hasta ahora. Cada nueva visita al Parque nos puede deparar nuevas sensaciones. La variabilidad de las condiciones meteorológicas, las diferentes condiciones de iluminación que se registran en diferentes épocas del año, y aún en distintas horas del día nos descubrirán nuevas formas, colores y texturas mostrándose con un atractivo cautivador, variable en cada momento.

BIBLIOGRAFÍA

- CONCEPCIÓN GARCÍA, D. (1992). *Avifauna del Parque Nacional de Timanfaya.* ICONA. Madrid.
- DÍEZ GIL, J.L. (1992). *Las anomalías térmicas superficiales de las Montañas del Fuego.* Elementos de volcanología. Serie Casa de los Volcanes, n 2. Cabildo Insular de Lanzarote. Lanzarote: 251-260
- DÍEZ-GIL, J.L.; YUGUERO, J.; ORTIZ, R.; ARAÑA, V. (1986). *Termometrías y modelos matemáticos para el estudio de gradientes térmicos superficiales en Lanzarote (Islas Canarias*). Anales de Física **B 82**: 91-101
- ESQUIVEL MARTÍN, J.L. (1991). *Fauna Invertebrada del Parque Nacional de Timanfaya*. Confederación de Cajas de Ahorros. Santa Cruz de Tenerife: 112-113
- GONZÁLEZ MANCEBO, J. M.; BELTRÁN TEJERA, E.; LOSADA-LIMA, A.; SÁNCHEZ-PINTO, L. (1996). *La vida vegetal en las lavas históricas de Canarias. Colonización y recubrimiento vegetal, con especial referencia al Parque Nacional de Timanfaya.* Organismo Autónomo Parques Nacionales (Ministerio de Medio Ambiente). Madrid: 97-100
- MARTÍNEZ PUEBLA, E. ; PRIETO RUIZ, J.; CENTELLAS BODAS, A. (1998). *Guía de Visita del Parque Nacional de Timanfaya*. Organismo Autónomo Parques Nacionales (Ministerio de Medio Ambiente). Madrid: 18-35
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1983). *Pisos Bioclimáticos en España*. Lazaroa nº 5. Madrid: 33-43
- VALENTÍN, A. (1986). *Bioindicadores de actividad volcánica: líquenes de Timanfaya.* En III Jornadas Volcanológicas de Lanzarote. V. Araña Ed. Cabildo Insular de Lanzarote – CSIC: 9-20
- WILDPRET, W.; BELTRÁN TEJERA, E.; GONZÁLEZ-MANCEBO, J. M. ; CENTELLAS BODAS, A. (1993). *Pelargonium capitatum y Rumex lunaria, dos plantas invasoras en el Parque Nacional de Timanfaya (Lanzarote, Islas Canarias). Consideraciones ecológicas y fitosociológicas*. **XXXIX** Anuario del Instituto de Estudios Canarios. Universidad de La Laguna. Santa Cruz de Tenerife: 9 pp.

EL MACIZO DE ANAGA

C. Romero[1], A. Yanes[1], L. García-Cacho[2]

[1]Dpto. de Geografía. Universidad de La Laguna. Campus de Guajara s/n. 38071, La Laguna, Tenerife
[2]Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid

INTRODUCCIÓN

En el marco del Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica se realizan diferentes salidas de campo en las que se procede al reconocimiento de los rasgos geológicos y geomorfológicos más sobresalientes de ámbitos seleccionados por su interés. Este es el caso del Macizo de Anaga, en el NE de Tenerife que, debido a su antigüedad e intenso desmantelamiento, es ejemplo claro de una estructura volcánica derivada. De ahí, el protagonismo de su abarrancamiento y acantilamiento, aspectos que han sido contemplados en diferentes trabajos de investigación, y que se retoman en este texto.

RASGOS FISIOGRÁFICOS

El macizo de Anaga, situado en el extremo nororiental de Tenerife, constituye una península que, con 273 km^2 de superficie, alturas absolutas que oscilan entre los 400 y 1000 m y desniveles entre 300 y 400 m/km^2, aparece claramente individualizada tanto desde un punto de vista fisiográfico como estructural.

Configura un ámbito de fisiografía relativamente simple en el que destacan (Fig. 1):

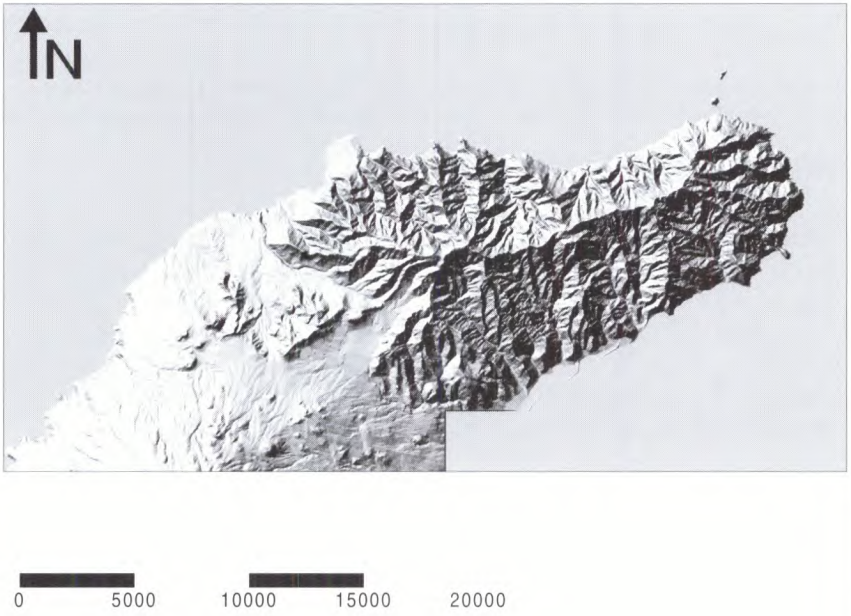
- una línea de cumbres de dirección NE a SW, cuya altitud media se sitúa por encima de los 800 m, culminando en la Montaña Cruz de Taborno a 1024 m

- unas vertientes surcadas por cortos, amplios y profundos barrancos de génesis torrencial, que en ocasiones muerden la línea de cumbres generando collados más o menos pronunciados, como por ejemplo el existente en Las Canteras. La disposición de los barrancos es perpendicular a esa línea de cumbres en el tramo intermedio de la península de Anaga, a partir de la cual vierten sus aguas hacia el noreste y sureste, aunque se abren en abanico en los extremos nororiental y suroccidental del macizo

- una línea de costa en la que se suceden tramos con grandes acantilados, con escarpes marinos de hasta 300-400 m de altura y sectores de playa que coinciden con las desembocaduras de los barrancos que tallan toda la península

- local y puntualmente destacan relieves prominentes y vigorosos, de escarpadas paredes, y aspecto monolítico, entre los que sobresalen los roques de Anaga, Aderno, Las Ánimas, de En medio y Negro, en las cercanías de la costa, y el Picacho del Roque y el de Anambra, en el sector de cumbres; o como algunas pequeñas colinas que salpican sus bordes occidental (Mña de Los Gragos y La Calderita, en el valle de Tegueste, Las Rozas en Punta del Hidalgo, Mña. Marrero, de Las Carboneras o de Las Cuevas, en La Esperanza) y meridional (Mña. Guerra).

Fig. 1.- FISIOGRAFÍA E IMAGEN EN RELIEVE DEL MACIZO DE ANAGA



RASGOS GEOLÓGICOS

Estructuralmente, el macizo está formado por una compleja secuencia de coladas basálticas alcalinas y abundantes capas volcanoclásticas que se encuentran intruidas, sobre todo hacia el sector de cumbres, por diques y pitones de basaltos, traquibasaltos, traquitas y fonolitas. Todos estos materiales se encuadran dentro de la denominada Serie Antigua (Fúster et al., 1968) de la isla y han sido emitidos en distintos episodios eruptivos entre los 16,1 y 3,2 ma (Fig. 2).

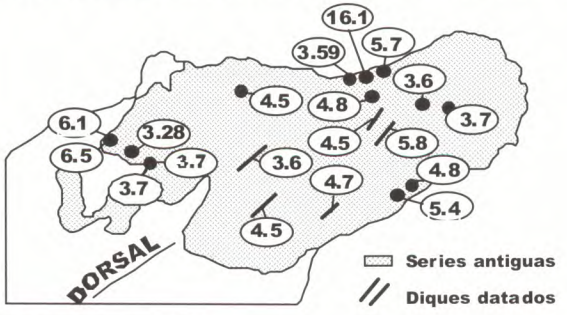
No obstante, en la Serie Antigua correspondiente a Anaga se han diferenciado tres Subseries sucesivas cuya distribución espacial no está demasiado bien definida (Ancochea et al., 1990). La Serie Inferior está circunscrita espacialmente al denominado arco de Taganana, en el N de la península, y constituye una formación antigua muy alterada e integrada por rocas volcanoclásticas, materiales detríticos y pequeños cuerpos intrusivos de sienitas y gabros cortados por diques. La edad absoluta de esta formación fue establecida en 16,1 ma (Abdel Monen et al., 1971).

La Serie Intermedia está separada de la anterior por una discordancia erosiva. Esta segunda Serie, denominada también Formación Anaga, ocupa la mayor parte de este territorio y sus materiales, que coronan el techo de Anaga, fueron emitidos entre los 6,5 y 4,5 ma. Está integrada por rocas basálticas, con elementos sálicos subordinados (traquíticas y fonolíticas). Dentro de esta Subserie existe un intervalo sin edades entre los 6,2 y los 5,5 ma, por lo que es posible que exista un hiato eruptivo que separe dos series intermedias A y

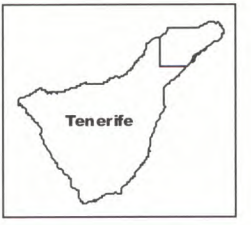
B (Ancochea et al., 1990).

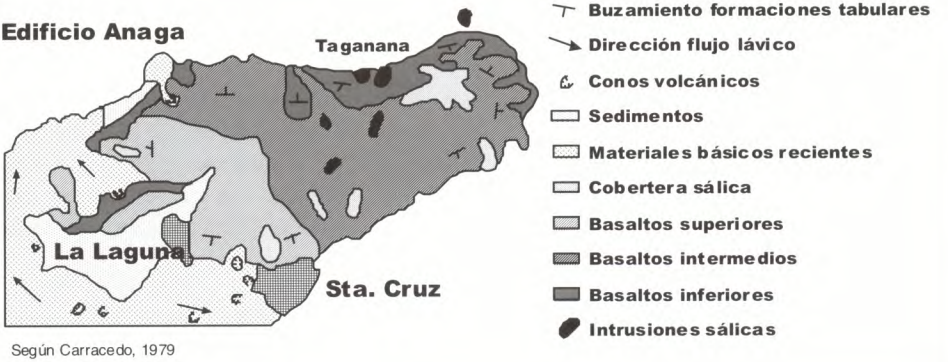
La Serie Superior, conocida también como Formación Tejina, está separada de la anterior por un hiato eruptivo registrado entre los 4,5 y los 3,7 ma y sus materiales se emitieron entre los 3,7 y los 3,2 ma (Ancochea et al., 1989). Se caracteriza por la sucesión de basaltos fisurales y algunos diferenciados sálicos coronando la formación.

Fig. 2.- GEOLOGÍA Y CRONOLOGÍA DEL MACIZO DE ANAGA



Según Ancochea et al. 1990





Según Carracedo, 1979

Aunque las edades de los materiales que configuran el macizo hacen de Anaga una estructura esencialmente terciaria, en sus bordes occidental y meridional se reconocen algunos conos volcánicos de mediados del cuaternario, como Las Rozas, en el interior del Barranco Seco, y los pequeños edificios de Mña. de Los Dragos y La Calderita, en el Valle de Tegueste, y los conos de Mña. Marrero, Las Carboneras, de Barro o de Las Cuevas, en el sector de La Vega lagunera y el de Mña. de Guerra, en la cuenca del Barranco de Santos, cuya construcción tuvo lugar entre los 890.000 y 690.000 años (Carracedo, 1979).

Anaga, por tanto, constituye una estructura volcánica resultado de erupciones de carácter fisural, cuyos edificios se han dispuesto de modo lineal en torno a una estrecha banda de dirección NE–SW. La concentración de la actividad volcánica en torno a esta banda determinó un crecimiento diferencial de unos sectores con respecto a otros, que se plasma en la

construcción de una estructura en tejado a dos aguas. De este modo, el macizo original se caracteriza por la existencia de un eje volcánico central culminante, con predominio de los productos volcaniclásticos, que enlaza con dos laderas de topografía más tendida constituidas esencialmente por coladas de lava muy fluidas, de escasa potencia, buzamiento subhorizontal divergente a partir del eje y largo recorrido, que se acumulan hasta alcanzar espesores en torno a 1000 metros.

EL PREDOMINIO DE LAS FORMAS DE MODELADO

Sobre una construcción de esta naturaleza, la erosión ha trabajado de forma intensa y sobre todo continuada, si se tiene en cuenta que la actividad volcánica en Anaga cesa prácticamente a finales del terciario y que las manifestaciones eruptivas cuaternarias son poco numerosas, de escasa entidad espacial y circunscritas a la periferia del macizo. La erosión, por tanto, se deja sentir con intensidad, de modo que un relieve abrupto, con fuertes desniveles y profundas incisiones torrenciales, grandes acantilados costeros y la presencia de estructuras volcánicas derivadas (diques, necks, mesas volcánicas, etc) definen su morfología actual.

Barrancos y depósitos asociados

Diversidad morfológica

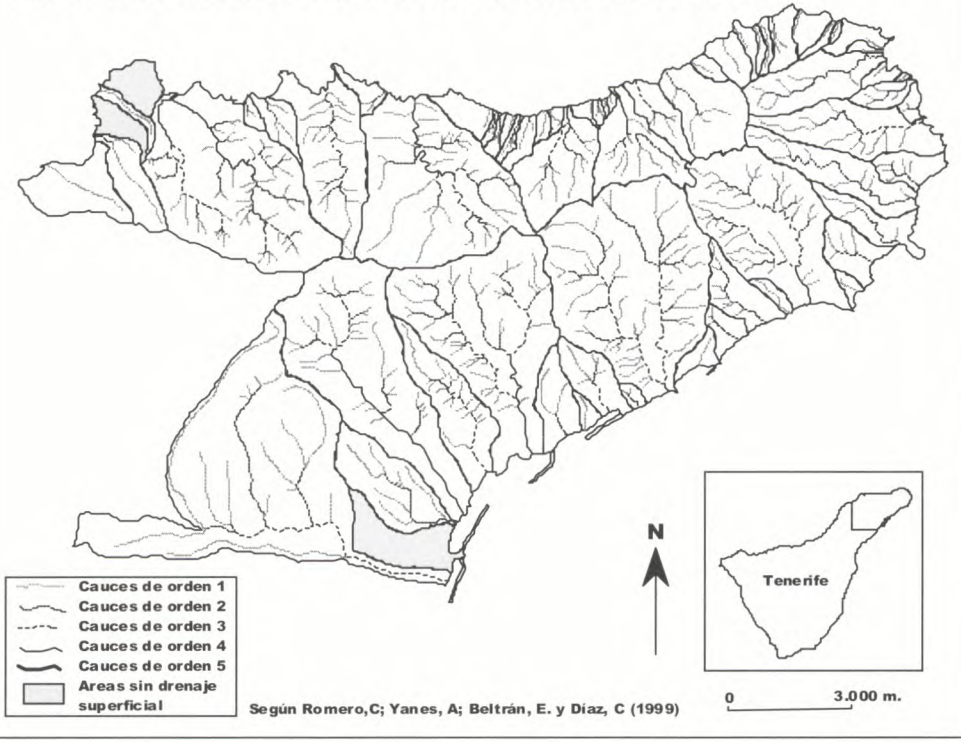
El abarrancamiento es uno de los rasgos más destacados del relieve de Anaga. Su carácter accidentado se debe en buena medida a su compartimentación en cuencas y redes hídricas que, definidas por su escasa jerarquización, están constituidas por barrancos de disposición paralela entre sí, separados por interfluvios muy acusados, en forma de aguda crestería (Fig. 3). Estos colectores cuentan con cabeceras polilobuladas de muy diferente envergadura, cursos de reducido recorrido, donde perviven potentes formas de acumulación, y desembocaduras estrechas que alternan con tramos muy acantilados. Al arrancar de altitudes de cierta consideración, sus perfiles longitudinales son bastante acusados, con frecuentes rupturas de pendiente ocasionadas por el afloramiento de rocas más resistentes, sobretodo diques dispuestos de forma transversal al cauce.

Sin embargo, en un examen más detallado, los barrancos presentan una notable variedad morfológica (Criado, 1981b,1990a) resultado de la interacción de factores diversos: mayor o menor antigüedad de los materiales, variaciones de volumen y altitud entre unos puntos y otros del macizo, grado de interferencia entre procesos eruptivos y erosivos, incidencia de la dinámica litoral, variaciones climáticas, etc. En este sentido, los sectores más desmantelados por la actividad torrencial son los que se relacionan con la formación Taganana. Así, en el N del macizo, allí donde aparecen los materiales de la serie antigua inferior (Arco de Taganana, 16 ma) los barrancos (de La Iglesia, Fajanela y del Draguillo) perpendiculares a la línea de cumbre sólo poseen sus cabeceras que son, por lo general, amplias y de grandes dimensiones en comparación con el resto del curso; sus tramos medios y bajos prácticamente han desaparecido como consecuencia de un importante retroceso litoral. De ahí, la existencia de cuencas inferiores a los 5 km^2, con longitudes desde la desembocadura hacia el interior entre 2 y 3 km. Los perfiles de estos colectores son, por tanto, muy pronunciados hasta la misma desembocadura.

Los barrancos que se desarrollan sobre la serie antigua intermedia o formación Anaga (6,5-4,5

ma; Afur, Taborno, Bufadero, Seco, San Andrés, Valle Seco y Tahodio) son de amplitud destacada, presentando las mayores densidades de drenaje de todo el macizo. Se trata, en este caso, de cuencas que superan los 10 km^2 y que son drenadas por colectores con recorridos entre 30 y 40 km (Criado, 1990 b). Con cabeceras polilobuladas, sus perfiles longitudinales muestran fuertes pendientes en el curso alto y, ocasionalmente, rupturas de pendiente muy acentuadas, debido a la presencia de diques exhumados paralelos a la línea de cumbres y pitones que generan relieves abruptos (Roque de Anambra). Esas rupturas se atenúan poco a poco hacia la desembocadura, la cual presenta forma de V más o menos angosta en función del predominio de coladas o de materiales de proyección aérea.

Fig. 3.- RED HIDROGRÁFICA DEL MACIZO DE ANAGA



Según Romero,C; Yanes, A; Beltrán, E. y Díaz, C (1999)

Por último, los barrancos labrados sobre la Serie Antigua Superior o formación Tejina (3,7-3,2 ma) en el NW del macizo, presentan algunos rasgos diferenciadores. Éstos se han de relacionar, por un lado, con la existencia de cursos como los Vargas, Flandes, Furnia, con una densidad de drenaje reducida, con cuencas entre 1 y 2 km^2 y longitudes entre 2 y 4 km al haberse abierto paso entre los materiales más recientes de la península de Anaga. Estos barrancos se insertan en cuencas cuya disposición cambia con respecto al resto del macizo, al adoptar forma en abanico respecto al eje de cumbre de la zona de Las Mercedes. Este cambio está relacionado con la ubicación de los mismos en los sectores periféricos del macizo, donde se produce el contacto con una estructura volcánica de cronología, litología y disposición muy diferentes, como es la dorsal volcánica de Pedro Gil. De hecho, las zonas de contacto entre

estructuras de diferente cronología constituyen sectores proclives al desarrollo de cuencas de rasgos específicos, pues en ellas se produce una interferencia constante entre procesos de construcción volcánica y procesos erosivos, que determina que muchos barrancos terminen por constituir áreas de obturación. Esos matices de diferenciación se vinculan a colectores con perfiles longitudinales bastante irregulares, al sucederse en ellos frecuentes cambios de pendientes en relación con el relleno de materiales lávicos pleistocenos (0,89-0,69 ma) procedentes de pequeños conos volcánicos, que parecen corresponder a una prolongación hacia el NE de la dorsal volcánica de Pedro Gil; conos y coladas que han obliterado algunos barrancos transformándolos entonces en valles endorréicos, como los de La Vega de La Laguna, Jiménez, Tabares y Colino, que han conocido procesos de sedimentación en régimen lagunar, con una potencia acumulada importante. Por otro lado, los barrancos labrados en estos sectores de contacto muestran cabeceras muy amplias, al desarrollarse sobre las estructuras recientes, frente a cursos medios y desembocaduras estrechas, localizados en áreas de mayor antigüedad, como ocurre por ejemplo con las cuencas hídricas del sector de Santa Cruz (Romero et al., 1999).

Tapizando las laderas y fondos de muchos de estos barrancos se reconocen **formaciones detríticas** de carácter torrencial que, por lo general, son conglomerados integrados por bloques y cantos angulosos y subangulosos empastados en una matriz fina, areno-limosa, con escasa o nula estratificación. Con todo, las diferencias de compactación, estratificación y emplazamiento permiten distinguir entre depósitos pertenecientes a dos generaciones. La más antigua está constituida por depósitos de gran compacidad, que se reducen a los barrancos Seco y de La Iglesia (Taganana); la más reciente está conformada por acúmulos de menor consolidación, pero que pueden alcanzar hasta 50 m de potencia. De presencia generalizada a todo el macizo, ocupan una posición topográfica más baja que los anteriores y se emplazan en las incisiones torrenciales abiertas en las desembocaduras de estos últimos. En cualquier caso, unos y otros aparecen fuertemente acantilados (Criado y Yanes, 1981; Criado, 1990).

Elaboración del sistema de drenaje

A los rasgos apuntados ha de añadirse la inoperatividad que caracteriza en la actualidad a los barrancos de Anaga, dado que sólo funcionan de modo esporádico, aunque con marcada torrencialidad con motivo de precipitaciones de gran intensidad horaria. Así, los 225 mm en sólo 24 horas que se registraron en La Laguna en 1977 (Marzol, 1988) y que dieron lugar a importantes removilizaciones de material, destacando las del barranco de San Juan (Bajamar) en cuya desembocadura la riada depositó 40000 m^3 de aluviones, entre los que se encontraban bloques basálticos de hasta 3 m de eje mayor. En definitiva, la elaboración de la red hidrográfica que corta Anaga es una herencia de situaciones climáticas pasadas muy diferentes a las actuales.

El vaciamiento efectuado en el macizo por la erosión torrencial parece tratarse del legado de fases más húmedas, con caudales abundantes y regulares, capaces de producir la excavación de los cauces y de permitir, además, el desalojo de los materiales (Criado y Yanes, 1981). Aunque no sea posible conocer con detalle la evolución morfoclimática de Anaga, en función de los datos de que se dispone sí es posible afirmar que la fecha de elaboración de su red de drenaje es bastante antigua. Así lo evidencia en primer lugar (Criado, 1981, 1990) el hecho de que son numerosos los barrancos de este macizo cuyos lechos al nivel de la desembocadura se encuentran por debajo del cero marino actual, lo que parece indicar que las grandes fases de

actividad torrencial coincidieron con un descenso del nivel del mar. Y ello tuvo que ocurrir posiblemente a finales del terciario y comienzos del cuaternario (pleistoceno inferior), período en el que la mayor parte de los barrancos del macizo estaban excavados, pues las coladas de algunas erupciones cuaternarias - volcán de Las Rozas (Bco. Seco) - alcanzaron la costa a través de los cauces. En segundo lugar, la existencia de depósitos torrenciales antiguos (1ª generación) recubiertos por materiales volcánicos de la serie antigua intermedia (6,5-4,5 ma; Peña Friolera). Y, por ultimo, la presencia en el fondo de la cabecera del barranco de Tahodio de un fragmento de colada de la serie antigua superior (3,7-3,2 ma) indicativo de la existencia de un importante paleovalle hace unos 3,5 ma.

Acantilados y playas

Formas y procesos actuales

Desde el momento en que la península de Anaga emerge por encima del nivel del mar constituye una construcción de gran envergadura sobre la que actúan las olas desde finales del terciario. Por tanto su costa es, en líneas generales, abrupta y rocosa. A ello contribuye, además, una relativamente reducida superficie bajo las aguas y la escasez de materiales de barranco susceptibles de transporte y acumulación, al ser prácticamente nula la dinámica torrencial. Así, el intrincado relieve del macizo de Anaga se resuelve en una línea de costa en la que son frecuentes los acantilados altos y muy altos, incluso mega-acantilados, por término medio entre 150 y 350 m, y a veces hasta 450-500 m, labrados sobre materiales mio-pliocenos como los que jalonan el litoral entre Los Dos Hermanos (Pta. del Hidalgo) y Tamadite y entre Roque Bermejo y Santa Cruz (Criado, 1981; Yanes, 1990).

Su verticalidad es notable ya que con frecuencia aparecen como paredes cortadas a bisel, como también suele serlo en muchos tramos de su desarrollo su funcionalidad, puesta de manifiesto por muescas basales, grutas, bufaderos, diques exhumados, que aparecen como espigones que sobresalen de los escarpes, barrancos colgados que caen al mar salvando desniveles de 300 ó más metros de altura, arcos naturales etc. sobre los que aún se dejan sentir los efectos de las olas; a ellos se suman, en la parte superior de los mismos, pero sobre todo en los de cierta altura, micro y macrotaffonis ligados a las salpicaduras y rociones de las olas.

Estas últimas son los agentes más efectivos de la dinámica marina, ejerciendo sobre los relieves de Anaga presiones momentáneas de gran intensidad seguidas de descompresión; en especial en la costa septentrional abierta y expuesta directamente a los alisios. El *mar de viento* es, en cualquier caso, lo más habitual desde primavera hasta bien entrado el otoño en relación con esos vientos, siendo la *marejadilla* y la *marejada* los estados del mar más característicos, con olas entre 0,5-1 y 1-2 m de altura media. En ocasiones, estas costas son alcanzadas por las borrascas del Atlántico Norte, es decir, por trenes de olas que han recorrido hasta 3500 km sobre el océano y que poseen alturas medias superiores a los 3 m, llegando a rebasar a veces los 7-10 m. Los oleajes predominantes son entonces del N o del NW, generando un importante *mar de fondo*, cuya frecuencia máxima se registra en invierno (Braun y Molina, 1984).

Ya se trate de mar de viento o de fondo, la acción de las olas en estos acantilados está favorecida por factores *litológicos* y de *organización interna del macizo*. En relación con los *litológicos* cabe considerar dos casos: a.- Predominio de coladas que, aunque masivas, tienen

grietas de enfriamiento y una red de diaclasas, que se configura a veces en prismas más o menos hexagonales, muy ensanchadas por las olas; y b.- predominio de materiales de proyección aérea, con importante fragmentación previa y estructura vacuolar. Respecto de la *organización interna del macizo* es preciso señalar que cuenta con grandes líneas de debilidad estructural derivadas de la alternancia de coladas y depósitos de proyección aérea, que definen discontinuidades horizontales, a las que se suman los diques y pitones que las atraviesan, que implican a su vez discontinuidades verticales. Ambos factores son las guías básicas de la erosión diferencial.

El litoral entre Tamadite y Roque Bermejo está constituido por depósitos de vertiente y de barranco, que en su desarrollo han alcanzado la costa, presentando su frente claras huellas de acantilamiento. Con un perfil vertical o subvertical, con alturas entre 2-4 y 20-40 m suelen ser escarpes marinos no activos o estabilizados, al disponerse a su pie niveles de abrasión y/o acumulaciones de cantos, bloques y/o arena, que, en función de su mayor o menor amplitud, preserva de forma permanente la base de los mismos de los embates de las olas o sólo permite su remodelación con ocasión de mareas muy altas o de temporales.

En este contexto, los *procesos de acumulación* pasan a un segundo plano, de forma que las playas son escasas en el macizo (Criado, 1981; Yanes, 1990). Se trata de cordones de cantos y bloques, y ocasionalmente de arena, en las que la berma, que marca las oscilaciones diarias de las mareas, es su forma de modelado más característica. Con pendientes acusadas y de escasas dimensiones se reducen, con frecuencia, a una franja que desaparece durante la pleamar o con mareas muy vivas, fruto del retroceso de los acantilados, de la remodelación de la desembocadura de los barrancos o de la retención de arenas al socaire de diques convertidos en arrecifes; se trata, en definitiva, de *playas incompletas*, en las que las derivas litorales son poco significativas al limitarse el transporte de sedimentos al espacio comprendido entre los salientes costeros. A estos aspectos se suman los *cambios estacionales* que experimentan ciertas playas del macizo; es el caso de algunas de su vertiente septentrional - Las Bodegas, Almáciga, Benijo-, que cuentan con una plataforma continental de cierta extensión, menor pendiente y una proporción importante de arena. En estas playas la arena desaparece prácticamente durante el invierno, en relación con un oleaje de cierta energía como el del mar de fondo, que la desaloja hacia la plataforma continental; a partir de primavera, olas menos enérgicas la transportan desde los fondos antelitorales próximos hacia la superficie.

Variabilidad de la línea de costa

Si se tiene en cuenta que la construcción de acantilados - y en menor medida la de las playas- exige acciones prolongadas de erosión, transporte y sedimentación, se explica la presencia en el macizo de Anaga de diversas líneas de costa que no están sometidas en la actualidad a una erosión marina activa.

La posición de antiguas orillas responde, como en otros puntos de las islas, a dos hechos. Por un lado, al carácter intermitente de la actividad volcánica que crea el Archipiélago. En ese sentido, la reanudación de las manifestaciones eruptivas en ciertos momentos ha dado lugar a plataformas costeras locales de topografía llana y de dimensiones variables, como es la de la Punta del Hidalgo, que, aunque puntual en el macizo, supone una interrupción en el proceso de desmantelamiento del mismo. La génesis de esta plataforma se relaciona con las

coladas del volcán de Las Rosas (0,89-0,69 ma) que, discurriendo por el cauce de Bco. Seco, se adentraron en el mar creando una nueva línea de costa; la inicial quedó retranqueada y fuera de la acción directa de procesos marinos. La dinámica de vertiente adquirió entonces gran importancia, produciendo taludes de derrubios, hoy acantilados.

Por otro lado, también influyen los cambios introducidos en el nivel del mar por la sucesión de diferentes crisis climáticas cuaternarias. Los testigos de esas fluctuaciones son diversas a lo largo del litoral de Anaga, tratándose en unos casos de *depósitos playeros* integrados por cantos o por éstos y arenas, aunque el tipo de paleoplaya más frecuente es un conglomerado de bloques, cantos y arenas de gran compacidad, reconocidos, por ejemplo, en las playas de Las Teresitas, Igueste de San Andrés, El Draguillo, Tachero o Punta del Hidalgo; en otros, de *dunas*, que evidencian procesos de eolización hoy desconocidos en muchos litorales. Transversales y, en ocasiones, trepadoras, presentan una estratificación cruzada y una intensa consolidación, debido quizás a la disolución de carbonato cálcico en relación con el origen orgánico de las arenas, como las de Antequera, El Draguillo, o Milán (Bajamar); con frecuencia aparecen acantiladas; por último, las cambiantes condiciones medioambientales han propiciado *depósitos de vertiente y de barranco*, que en su desarrollo han alcanzado la costa, presentando su frente, como ya se indicó, claras huellas de acantilamiento (Yanes, 1990).

Más allá de su carácter no actual, el interés de estas paleoformas se acrecienta cuando dos o más de ellas aparecen asociadas en un mismo tramo de costa. Así, por ejemplo, se reconocen algunas de estas paleoformas entre coladas (Milán); también se observan, por ejemplo, superficies de abrasión recubiertas en parte por dunas cuaternarias o por depósitos de vertiente o de barranco (Punta del Hidalgo); o bien se descubren entre clastos de éstos últimos arenas de dunas o de playas antiguas (El Draguillo, Las Bodegas, Igueste de San Andrés) lo que traduce la compleja evolución climática y eustática de Anaga.

A partir de lo expuesto podría concluirse que los aspectos más sobresalientes de la geomorfología de Anaga tienen su razón de ser en la combinación de dos hechos: por un lado, la antigüedad de las manifestaciones volcánicas que construyeron el macizo que es hoy esta península y la continuidad de los procesos erosivos, que, favorecidos por la litología y la organización de la estructura volcánica previa, no han dejado de actuar desde finales del terciario.

BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL MONEN, A; WATKINS, N.D., GAST, P.N. (1971). *Potasium-argon ages volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro*. American Journal of Science, **272:** 805-825
- ANCOCHEA, E.; FÚSTER, J.M.; IBARROLA, E.; COELLO, J.; HERNÁN, F.; CANTAGREL, J.M.; JAMNOND, C.; CENDRERO, A. (1989). *Cronoestratigrafía de las Series Antiguas de Tenerife*. International Meeting on Canarian Volcanism. ESF. Lanzarote: 116-123
- ANCOCHEA, E.; FÚSTER, J.M.; IBARROLA, E.; COELLO, J.; HERNÁN, F.; CENDRERO, A.; CANTAGREL, J.M.; JAMNOND, C. (1990). *Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the ligth of new K-Ar data*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **44:** 231-249
- BRAUN, J.; MOLINA, F. (1984). *El Atlántico en el área de Canarias*. En Geografía de Canarias. Tomo I. Santa Cruz de Tenerife. Ed. Interinsular Canaria: 18-28

CARRACEDO, J. C. (1979). *Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife*. Aula de Cultura del Excmo. Cabildo Insular de Tenerife. Santa Cruz de Tenerife: 82 pp.
CRIADO, C. (1981). *Los paisajes naturales del macizo de Anaga*. Memoria de Licenciatura. Departamento de Geografía de la Universidad de La Laguna. Inédita: 584 pp.
CRIADO, C. (1990a). *Rasgos geomorfológicos del macizo de Anaga (Tenerife)*. Jornadas de Campo sobre Geomorfología Volcánica. Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza. **Monografía nº 5**: 77-93
CRIADO, C. (1990b). *Itinerarios por Tenerife: El macizo de Anaga*. Jornadas de Campo sobre Geomorfología Volcánica. Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza. **Monografía nº 5:** 245-253
CRIADO, C.; YANES, A. (1981). *Depósitos torrenciales y formaciones coluviales en el macizo de Anaga*. Anuario del Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna, Tenerife: 8-13
FÚSTER, J.M.; ARAÑA, V.; BRANDLE, J.L.; NAVARRO, J.; ALONSO, U.; APARICIO, A. (1968). *Tenerife. Geología y volcanología de las Islas Canarias*. Instituto Lucas Mallada. CSIC. Madrid: 218 pp.
MARZOL, V. (1988). *La lluvia, un recurso natural para Canarias*. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias. Tenerife: 220 pp.
ROMERO, C.; YANES, A.; BELTRÁN, E.; DÍAZ, C. (1999). *La incidencia de los factores morfoestructurales en la configuración del sistema de drenaje de Tenerife*. El territorio y su imagen. **1:** 263-271
YANES LUQUE, A. (1990). *Morfología litoral de las Islas Canarias Occidentales*. Secretariado de Publicaciones Universidad de La Laguna.Tenerife: 204 pp.

DEPÓSITOS VOLCANOCLÁSTICOS EN EL VALLE DE LA OROTAVA, TENERIFE

L. García-Cacho[1], C. Romero[2], V. Armas[2]

[1]Departamento de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.
[2]Departamento de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de La Laguna. Campus de Guajara s/n. 38071 La Laguna. Tenerife.

INTRODUCCIÓN

Dentro de la serie de trabajos de campo que se realizan con motivo del Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica (CIVGV) en el ámbito del archipiélago canario, destaca por su particular interés la visita al Valle de La Orotava, en Tenerife (Fig. 1). En este área se procede al reconocimiento de una serie de depósitos volcanoclásticos caracterizados por su emplazamiento rápido y masivo. Todos ellos presentan evidencias netas que corresponden a lahares, a depósitos originados por grandes avenidas de agua, y a avalanchas secas de colapso gravitacional. El objetivo fundamental de la visita consiste en la discusión sobre el terreno de los problemas genéticos y estructurales que plantean.

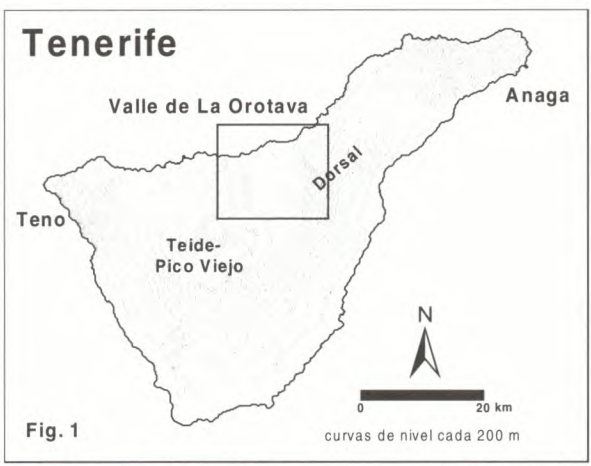


Fig. 1

El interés primario de este tipo de depósitos radica en su relativa abundancia, volumen y repetitividad temporal en el ámbito del Valle de La Orotava. Pero, además, esta situación está vinculada a un amplio espectro de temas en relación con el probable riesgo de que en el futuro tuvieran lugar otros eventos de naturaleza similar en este área, una de las más densamente pobladas de la isla. El emplazamiento de los depósitos seleccionados ha estado en parte controlado por la morfología peculiar del Valle de La Orotava y, a su vez, ha condicionado la subsiguiente evolución del mismo. Por ello, se exponen a continuación algunos de los rasgos geomorfológicos más característicos del Valle, así como la problemática volcanológica sobre su origen. Muchos de estos rasgos son constatables en los puntos de observación elegidos, junto con las indicaciones de detalle más relevantes en cada uno de ellos.

MARCO GEOMORFOLÓGICO DEL VALLE DE LA OROTAVA

El Valle de La Orotava es una de las depresiones mayores y más características de la isla de Tenerife (Figs. 1 y 2). Está situado en su vertiente norte, posee una peculiar morfología en herradura con planta disimétrica e irregular, abierta por el NO hacia el océano. Está limitado al E por el macizo de Santa Úrsula, al O por el macizo de Tigaiga y al S por la

alineación volcánica de la Dorsal NE-SO de la isla y por parte de los edificios Cañadas y Teide-Pico Viejo. Tiene una anchura mínima de 10 km en la costa, entre la Playa del Socorro y la Punta del Ancón, y una anchura máxima de 14 km en el área de cabecera,

entre El Cabezón y Montaña de Joco. El recorrido longitudinal es de unos 10-12 km hasta el mar. Los macizos que limitan lateralmente el Valle de La Orotava tienen unos 400-600 m de altura media. El fondo del Valle es un plano inclinado que desciende hacia el mar con una pendiente media del 23% y un desnivel máximo de unos 2400 m. Este plano inclinado está interrumpido por un escalón situado entre los 600 y los 800 m y por una alineación de tres conos volcánicos prehistóricos que se sitúan en las cercanías de la costa, en el sector central del Valle. La peculiar morfología en artesa de esta depresión, adosada al flanco N de los restos de un gran edificio central de la isla (Edificio Cañadas) unida a muy diversas

interpretaciones de las estructuras, productos volcánicos y volcanoclásticos que la conforman, ha dado lugar a interpretaciones muy controvertidas sobre los procesos genéticos predominantes y responsables de su actual aspecto. Considerando los trabajos más relevantes publicados a lo largo de los últimos años, se perfilan varios grupos de hipótesis principales para explicar su origen. Así, autores como Buch (1825), Rothpletz (1889), Wolf (1931), Fernández Navarro (1924), Hausen (1956, 1960), Blumenthal (1961), Ridley (1971), Bravo (1953, 1953, 1962, 1963), Coello (1973), Watts y Masson (1995), Palomo et al. (1997), etc. han argumentado sobre el origen del Valle partiendo de procesos destructivos y catastróficos. Para ello, se ha recurrido al desarrollo de grandes colapsos y/o deslizamientos, a la generación de grandes estructuras semicaldéricas, explosivas o de colapso, calderas de tipo trap-door, a la existencia de importantes escarpes de falla, etc.

En un sentido opuesto, autores como Fritsch y Reiss (1868), Benítez Padilla (1946), Fúster et al. (1968), Araña (1971), etc. son partidarios de un origen relacionado con procesos fundamentalmente constructivos. En este sentido, la depresión sería un vano constructivo y habría sido generada en esencia por acumulación lateral de apilamientos volcánicos, dando lugar a un peculiar valle intercolinar, que se remodela de forma continua y progresiva por procesos erosivos posteriores de muy diversa entidad y naturaleza. Otros autores (Martínez de Pisón y Quirantes, 1990; Palacios, 1994) han basado sus argumentaciones en el predominio de procesos erosivos intensos, repetitivos en el tiempo y bajo condiciones climáticas muy favorables, que provocaron fuertes torrenteras y escorrentías, generando importantes excavaciones, desplazamientos y depósitos de grandes volúmenes de material.

Esta diversidad de concepciones, en muchas ocasiones contrapuestas, ha dado lugar a fuertes controversias a medida que el conocimiento geológico y geomorfológico disponible en el área considerada crecía en cantidad y calidad, pero una discusión exhaustiva de todos los planteamientos escapa de los objetivos del presente artículo. Cabe considerar, sin embargo, que aunque en general plantean hipótesis sugerentes, buena parte de ellas sólo serían verosímiles en caso de que fueran comprobables los fundamentos en que se apoyan y otras sólo consideran aspectos parciales del problema.

DEPÓSITOS VOLCANOCLÁSTICOS

Sus caracteres generales más relevantes (abundancia, repetitividad temporal, magnitud volumétrica y emplazamiento gravitacional masivo y rápido) constituyen uno de los aspectos más significativos del Valle de La Orotava. Corresponden a tres tipos esenciales en función de las relaciones entre agua, líticos y matriz implicados en cada caso: **Lahares, Avalanchas y Grandes Avenidas**. El emplazamiento de estos depósitos ha estado en todo momento condicionado por una red de drenaje caracterizada por su continua y constante evolución y, por consiguiente, en relación directa con la formación global de la depresión y, en último término, con el origen de la misma.

Lahares: Una de las más importantes formaciones laháricas en el marco del Valle de La Orotava está representada por la casi totalidad del potente acantilado que define la playa de la Fajana (Fig. 2). Esta formación lahárica es probablemente la más antigua del Valle de La Orotava (<0.73 m.a., Ancochea et al., 1990). El acantilado discurre a lo largo de casi 2 km, entre la Punta del Guindaste y la Playa de Roque Chico (Fig. 2) y está tallado esencialmente

sobre dos niveles litológicos bien diferenciados. El nivel superior está constituido por coladas basálticas recientes con espesores medios de unos 5 m que se apoyan sobre la formación lahárica considerada. El muro de ésta última está situado bajo el nivel del mar, lo que impide conocer su potencia. Su frente, siempre en acantilado, tiene una longitud de 1875 m y alcanza un espesor máximo visible de 50 m; hacia el E y hacia el O su espesor disminuye de forma progresiva hasta desaparecer bajo el mar.

Es difícil calcular el volumen de este depósito dadas las particulares condiciones del afloramiento. Considerando sólo el frente visible en la costa y aceptando que es un depósito lenticular (todo el acantilado actual es el frente parcial de lo que fue un gran interfluvio que se acuña marginalmente y tierra adentro bajo otros materiales volcánicos) podría alcanzar un espesor cero a unos 5 km de la costa. Esta distancia parece razonable teniendo en cuenta las dimensiones y geometría del Valle de La Orotava. En estas condiciones es posible asignar valores mínimos conservadores que no deben superar los 50-55 Hm^3.

El conjunto del depósito es de carácter brechoide y está muy cementado. Los fragmentos líticos, de angulosos a subredondeados (en ocasiones muy redondeados) son muy heterométricos (centimétricos a métricos). La naturaleza de los líticos es diversa (básica e intermedia). Presenta una matriz detrítica muy variable en proporción a los líticos, fina y compacta, de carácter cinerítico a veces y de naturaleza similar a los líticos. Sus orígenes hay que buscarlos con toda probabilidad bajo los actuales edificios de la Dorsal Insular (Edificio Cañadas).

En el frente visible del depósito aparecen estructuras planares muy groseramente definidas, en ocasiones acentuadas por variaciones gradadas en el tamaño predominante de los líticos o por diferencias muy notables en el tamaño máximo de los bloques. De forma esporádica es posible observar otras discontinuidades de carácter muy irregular, que implican tránsitos en cualquier dirección a otras unidades menores, más caóticas y subordinadas a depósitos de barranco con elevadas proporciones de bloques más o menos redondeados y a pequeñas unidades imbricadas con caracteres que recuerdan depósitos de avalancha. Todos estos caracteres cambian en sentido lateral de forma rápida o insensible y sugieren un mecanismo de emplazamiento global de tipo lahárico, que, aunque esencialmente unitario, ha tenido interrupciones temporales cortas o se ha realizado mediante pulsaciones más o menos rítmicas con volumen e intensidad variables, pero con la continuidad que evidencia el carácter unitario de la formación.

Los rasgos internos del depósito, la disposición espacial del mismo y sus relaciones con la actual red hidrográfica permiten suponer que los flujos masivos de tipo lahárico estuvieron controlados por una topografía previa configurada por un amplio paleocauce, labrado en niveles no aflorantes y por tanto de edad desconocida. No obstante, existen criterios que sugieren que la excavación de este paleocauce pudo estar muy vinculada a los procesos erosivos que generaron los barrancos de los macizos antiguos de Tenerife. La elaboración de estas grandes incisiones corresponde al Pleistoceno inferior y se produjo en una fase de regresión marina. En consecuencia, los antiguos niveles de base quedan por debajo del nivel de las aguas actuales (Criado y Yanes, 1981) y por tanto, parece probable que la excavación del paleocauce que aloja el depósito lahárico considerado tuvo lugar durante esta fase regresiva. También es probable que la excavación del paleocauce pudiera

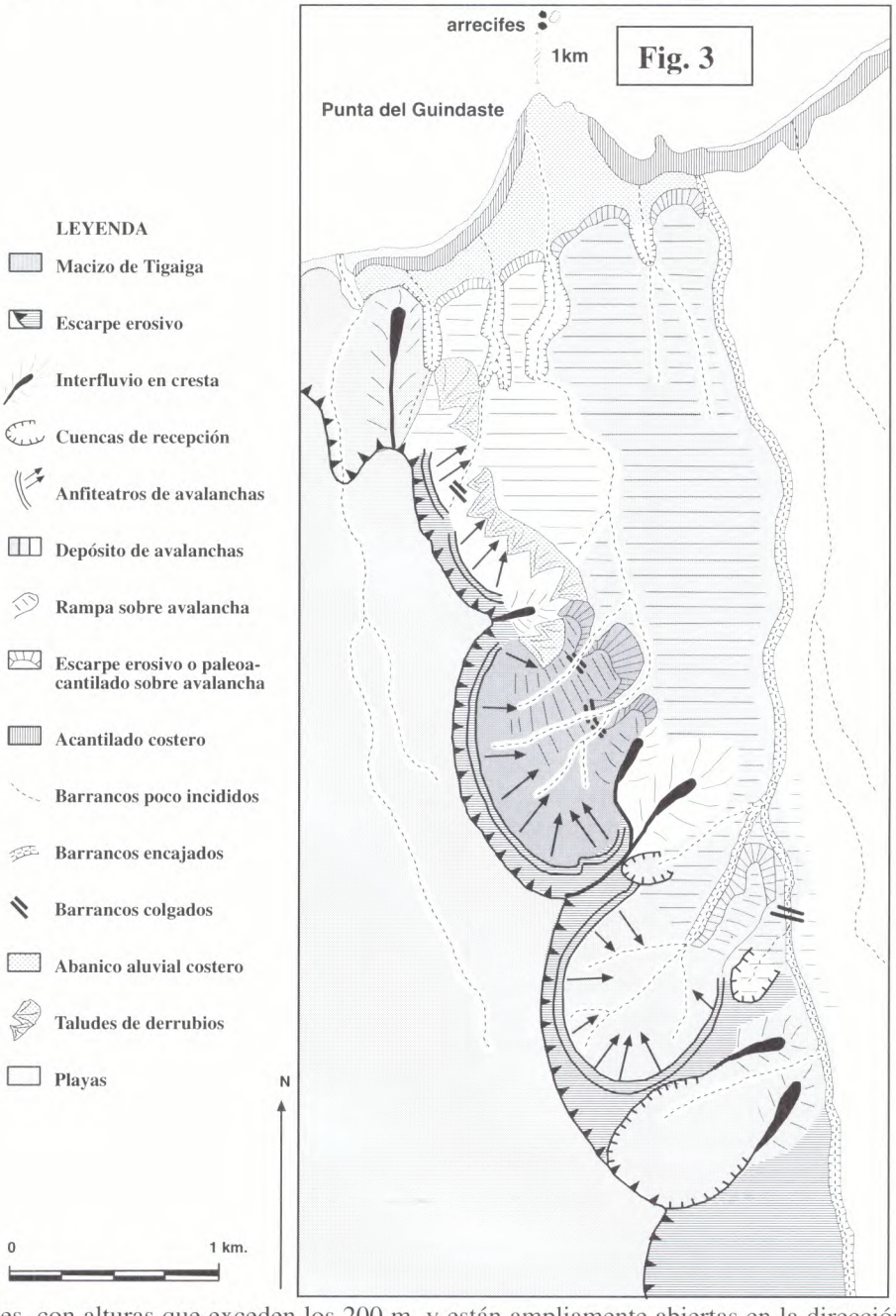
corresponder cronológicamente a la primera gran crisis morfogenética de la isla de Tenerife, caracterizada por la existencia de precipitaciones continuas y violentas que permitieron la movilización y evacuación de grandes cantidades de materiales durante la fase regresiva. El paleocauce debió labrarse en las rampas septentrionales y periféricas (similares a las que hoy conforman el macizo de Tigaiga) de un edificio volcánico aún en fase de construcción.

El relleno de este paleocauce debió realizarse en condiciones algo diferentes, durante la inmediata crisis paleoclimática. El proceso erosivo y de acumulación debió caracterizarse por precipitaciones intensas pero esporádicas (Martínez de Pisón y Quirantes, 1990). En estas condiciones fue posible una relativamente importante movilización y transporte de materiales, aunque su capacidad de desalojo no fue total. En consecuencia, los materiales procedentes de las zonas de cabecera y curso alto de los barrancos en formación se depositaron con preferencia en su curso bajo, obliterando los cauces. Esta situación climática pudo coincidir, además, con una intensa actividad volcánica en las áreas fuente, lo que favoreció la formación de flujos laháricos. Una vez que alcanza la línea de costa, la acción del oleaje labra en algunos puntos de su frente un acantilado de unos 45 a 50 m de altura, en el que niveles marinos diferentes a los actuales han esculpido superficies de abrasión a +45, +18,5 y +3 m de altura; superficies fosilizadas por playas de bloques, cantos y arenas y por diferentes acumulaciones sedimentarias de barranco separadas por diversas coladas. En otros lugares, esta configuración desaparece enmascarada por nuevos depósitos detríticos en forma de pequeños abanicos aluviales, que el mar ha acantilado constituyendo la línea de costa actual (Palacios, 1990; Palacios et al.; 1996).

Avalanchas: Los depósitos de avalancha con mayor importancia volumétrica ocupan el sector occidental del Valle de La Orotava (Araña, 1971) y están adosados y en posición paralela al escarpe del Macizo de Tigaiga (Fig. 2). Este macizo está constituido por un potente apilamiento de coladas y niveles de piroclastos intercalados procedentes del Edificio Cañadas, con buzamiento general hacia el NO. El mismo disminuye en altura de S a N y presenta un pronunciado escarpe a lo largo de su vertiente oriental (Fig. 2). Estos depósitos responden a un mecanismo típico de colapso ligado a procesos erosivos. Probablemente durante el Pleistoceno medio, y sin relación aparente directa con episodios eruptivos, se generaron estos depósitos al tiempo que se modelaba el escarpe oriental del macizo de Tigaiga. Testimonios de esos desprendimientos aparecen en el tramo del macizo de Tigaiga comprendido entre el Risco de Miguel y El Lance, y en el sector situado en su base que discurre a lo largo del Barranco de la Calera, entre La Lora y San Vicente, y entre los 500 m y los 90 m de altitud, respectivamente (García Cacho et al.,1994b). Los depósitos se generaron al menos por tres colapsos sucesivos (Figs. 2 y 3) que afectaron al sector más septentrional del escarpe del Macizo de Tigaiga. En este tramo del escarpe, y en notable correspondencia con los depósitos, existen respectivamente dos depresiones muy bien definidas en forma de anfiteatro, llamadas Risco de Miguel y La Tarasca, y una tercera, en forma de arco más abierto, denominada El Lance.

La existencia de estas dos depresiones en herradura en el tramo medio del escarpe y de un arco abierto en su límite norte, contrasta notablemente con el marcado carácter lineal que adopta la pared en el resto de su trazado. Existe además un suave pero notable cambio de dirección en la orientación del escarpe, que pasa de ser N-S a NE-SO, lo que evidencia un

cierto control estructural sobre los procesos que remodelan este tramo del escarpe. Las depresiones de El Risco de Miguel y La Tarasca son anfiteatros típicos generados por colapso gravitacional. Tienen diámetros en torno a 1 km y poseen paredes internas casi



verticales, con alturas que exceden los 200 m, y están ampliamente abiertas en la dirección del movimiento del colapso. Los diámetros medidos en las zonas de apertura son algo menores que los típicos y frecuentes en este tipo de depresiones (Siebert, 1984)

probablemente porque se han generado a partir del escarpe lateral de un potente apilamiento bien estratificado. Estas zonas del escarpe se encuentran, además, profundamente retocadas por la erosión. La forma de las depresiones ha determinado su transformación en pequeñas cuencas de recepción y la aparición en último término de una red de tipo dendrítico.

El depósito asociado al circo de La Tarasca se encuentra colgado a modo de terraza a unos 80 m por encima del nivel del depósito asociado al circo del Risco de Miguel, que tiene un mayor recorrido longitudinal. Esta disposición permite sostener una mayor antigüedad para el citado en primer lugar (Fig. 2). El arco de El Lance no llega a dibujar un anfiteatro tan cerrado como los anteriores pero está claramente asociado a un proceso de desplome gravitacional y al correspondiente depósito de avalancha. El depósito discurre paralelo y en contacto con los materiales procedentes de El Risco de Miguel pero no se han encontrado evidencias estratigráficas que pongan de manifiesto relaciones de prelación.

El pie del escarpe y de los anfiteatros citados desciende en forma de suave rampa hacia el mar y está ocupado por los depósitos de las avalanchas. Estos depósitos están constituidos por una acumulación caótica y heterométrica de los mismos materiales que componen el apilamiento del macizo de Tigaiga. La mezcla de líticos, con diámetros que oscilan desde centimétricos a métricos (bloques>40 m) está incluida en una matriz fina y poco cementada de la misma naturaleza. Todos los depósitos asociados han sido parcialmente recubiertos por emisiones piroclásticas posteriores y remodelados por procesos erosivos intensos, que han generado en ellos barrancos con muy distinto grado de encajamiento. Probablemente por estas circunstancias no son fácilmente reconocibles algunas estructuras típicas de los depósitos de avalancha tales como "hummock", depósitos lagunares endorreicos o "levées" laterales y frontales. Sin embargo, considerando la morfología del área fuente conectada a una disposición longitudinal del depósito, su naturaleza caótica, la correspondencia litológica área fuente-depósito, la conservación de estructuras primarias en grandes unidades desplazadas, la presencia de grandes bloques y matriz, la existencia de moldes y restos vegetales, la generación de estructuras tipo "jigsaw", etc., todo este conjunto puede ser identificado inequívocamente como un depósito de avalancha, similar a otros ya establecidos en el Archipiélago (García Cacho et al., 1994a, García Cacho y Díez-Gil, 1994) y que, en todos los casos, responden al abundante repertorio de caracteres de identidad comúnmente usado por Siebert (1984) y Ui (1983) en un amplio rango de depósitos de avalanchas volcánicas distribuidos por todo el mundo.

En puntos próximos a la costa actual, los afloramientos del depósito de las avalanchas están representados por los restos de un antiguo frente acantilado, lo que pone en evidencia que al menos una parte del depósito penetró en el mar al emplazarse. Otra evidencia en apoyo de esta situación es la presencia de una relativamente extensa área de arrecifes, a unos 5 m de profundidad y a 1 km de la costa actual, en prolongación del camino seguido por los materiales de la avalancha (Punta del Guindaste, Figs. 2 y 3). En este punto de observación se pueden identificar diferentes tipos de megabloques (distales o de área fuente, proximales o incorporados, de diversa litología, etc.) grandes moldes de vegetales (troncos), etc. El relativamente importante espesor encontrado en la mayoría de los restos de las avalanchas, unido a la presencia de megabloques que superan los 40 m de diámetro, en adición a la proximidad de la costa y a los cercanos arrecifes, sugiere en conjunto que los probables restos submarinos de la avalancha pudieran ser de un volumen considerable.

La escasez o ausencia de estructuras superficiales significativas en los restos del depósito, su enmascaramiento posterior por piroclastos de caída así como la intensa erosión y antropización del área ocupada, dificultan en gran medida el conocimiento exacto del camino recorrido por las avalanchas, sus volúmenes, las superficies cubiertas y los límites laterales de cada una de ellas. No obstante, la disposición actual de los depósitos permite suponer que, aunque el recorrido de las distintas avalanchas estuvo siempre controlado por la topografía previa, el área afectada por las mismas pudo rebasar lateralmente (en magnitud desconocida) el área de influencia de la cuenca del actual barranco de La Calera.

El disparador de estas avalanchas es desconocido, aunque parece evidente que los desplomes no están asociados a actividad volcánica directa. Toda el área fuente está constituida por una estructura de apilamiento en la que no existen centros de emisión reconocibles. En cualquier caso, la repetición sucesiva de al menos tres colapsos en un área fuente de relativamente corto desarrollo longitudinal, pone de manifiesto la particular inestabilidad de la misma. Esta inestabilidad puede relacionarse con la alternancia de niveles con muy diferente competencia (piroclastos y potentes coladas fuertemente diaclasadas) como iniciador del proceso de desplome (Siebert, 1984). De hecho, los anfiteatros nunca presentan su nivel más bajo en la línea de base del escarpe del macizo de Tigaiga. Este nivel se sitúa en la cota del escarpe en que aflora el nivel más potente de piroclastos.

Hay que indicar, por último, que en distintos puntos del Valle de La Orotava existen otros restos de depósitos de avalanchas de muy diversa entidad (por ejemplo los exhumados por la realización de obras civiles en las cercanías de Punta Brava y Puerto de la Cruz, o los asociados a los lahares) que ponen de manifiesto numerosos procesos de este tipo, más o menos locales, de muy diversa magnitud, pero reiteradamente asociados a mecanismos de emplazamiento masivo. En consecuencia, no es aventurado suponer que las avalanchas constituyen un fenómeno posiblemente frecuente, en espacio y tiempo, en casi todo el ámbito del Valle de La Orotava.

Las **grandes avenidas** de carácter fluviotorrencial acaecidas en el marco del Valle de La Orotava son también responsables de la generación de depósitos de gran potencia y de emplazamiento masivo. Se han reconocido depósitos de esta naturaleza desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad y su distribución espacial preferente se localiza tanto en las desembocaduras de los cauces y paleocauces principales del Valle, como en los sectores aguas arriba de los puntos de obliteración de algunos barrancos. Un ejemplo idóneo de estos depósitos existe en las proximidades y bajo las edificaciones del área urbana del Puerto de La Cruz. Probablemente el mejor punto de observación se encuentra en el **Acantilado de Martiánez**, en la carretera de acceso oriental por la costa a esta ciudad. En este punto los depósitos están interestratificados entre coladas, pero en la desembocadura de los barrancos llegan a formar potentes abanicos aluviales detríticos, como sucede en la **Playa del Socorro**, o a disponerse en forma de terrazas en el interior de algunos cauces, como los depósitos generados por los aluviones históricos.

El **Acantilado de Martiánez** (Fig. 2) está labrado sobre un potente depósito torrencial de aproximadamente unos 50 m de espesor que se encuentra interestratificado entre dos

paquetes de coladas que lo fosilizan. El análisis granulométrico de las fracciones fina y arenosa de cortes representativos de este depósito y su correlación han permitido confirmar aspectos genéticos y evolutivos del mismo (C. Criado, inédito). Parece evidente la existencia de diferentes fases de formación que indican importantes cambios en las condiciones energéticas de los procesos, así como la existencia de intervalos de carácter erosivo entre las fases. Esos intervalos dieron lugar a pequeñas barranqueras sobre depósitos previos, rellenadas por sucesivas fases de aporte con carácter más violento y esporádico. El acantilamiento y la incisión lateral de este depósito debieron producirse en una fase de carácter transgresivo previa a la finalización de las emisiones de las coladas asociadas al mismo, pues algunas de ellas se disponen de forma discordante sobre un cantil totalmente elaborado. De este modo, la presencia tanto del acantilado costero como de los barrancos que se encajan en sus márgenes han dejado al depósito en una posición topográfica elevada.

Otro buen ejemplo de potentes depósitos ocasionados por avenidas se encuentra en la **Playa del Socorro** (Fig. 2). Este depósito se ha generado en parte a partir de los materiales de los depósitos de avalancha situados aguas arriba y evacuados por los barrancos tallados en los mismos. La relativamente escasa coherencia de los depósitos de avalancha favoreció la removilización masiva de sus materiales y su evacuación y deposición al pie de su cantil costero, dando lugar a la formación de un sistema de abanicos aluviales coalescentes desarrollados desde el extremo oriental de la pared de Tigaiga hasta la Punta del Guindaste. Constituyen el depósito detrítico litoral de mayor entidad de la zona. Estos abanicos se conforman a partir de un depósito aluvial que alcanza una potencia aproximada de unos 90 m y están constituidos por bloques muy heterométricos, de redondeados a subangulosos, envueltos en una matriz arcillosa-arenosa, y dispuestos en lechos más o menos marcados pero claramente estratificados (Palacios, 1990). Los niveles más bajos del depósito parecen corresponder a una sedimentación fluviotorrencial, con cantos heterométricos englobados en una matriz fina abundante dispuesta en lechos, que contrasta de manera notable con los niveles superiores, compuestos por bloques de tamaño mayor y empastados en una matriz de fracción más gruesa y que pueden relacionarse con pulsaciones más o menos rítmicas de carácter torrencial.

La deposición de todos estos abanicos se produjo durante una etapa regresiva, que permitió la acumulación de los materiales y el desarrollo de potentes depósitos durante el pluvial Soltaniense, contemporáneo al glaciar Würm II-IV (Palacios, 1988). El mar, durante la transgresión Flandriense (Palacios, 1990) erosionó el frente de estos abanicos aluviales, dando lugar a la desaparición de sus pies y de parte de sus cuerpos centrales, y a la formación de un acantilado de unos 50 metros que ocasionó la pérdida de su planta original. Este acantilado permanece aún activo en algunos tramos.

RIESGOS

La repetitividad temporal y espacial de eventos naturales como los descritos, conectados o no con el volcanismo, implican un cierto grado de futuros riesgos para el ámbito del Valle de la Orotava, pues es una de las áreas de mayor densidad de población de la isla. Todos los fenómenos descritos son de carácter repentino, rápidos, muy difícilmente previsibles y suelen producirse asociados en el tiempo y el espacio. La multiplicidad y concurrencia de

todos ellos vienen dadas por la obvia relación directa entre períodos de fuerte pluviosidad, desarrollo de intensos, rápidos y repentinos procesos de aluvionamiento y su asociación con procesos de colapso masivo en estructuras potencialmente inestables. Considerando como factor añadido una posible actividad volcánica (con precedentes recientes y prehistóricos), se puede concluir que el Valle de La Orotava es una de las comarcas de mayor peligro potencial de la isla de Tenerife. A los efectos directos que pueden causar todos estos fenómenos se añaden los indirectos. Así por ejemplo, si las avalanchas alcanzan la costa podrían llegar a generar tsunamis (Siebert et al., 1987) sumándose sus efectos a los propios de la avalancha. Esto supone una inmediata ampliación de las áreas potencialmente afectadas y de la magnitud de los daños.

Todos los fenómenos considerados han tenido sus mayores repercusiones preferentemente por debajo de los 800 m de altitud, que en el Valle de La Orotava es la cota a partir de la cual se produce la ruptura de pendiente más importante de su fondo. Aguas debajo de esta cota se localizan los escarpes de mayor envergadura y es donde tiene lugar la confluencia de algunos de los barrancos principales, cuyas desembocaduras presentan una muy intensa ocupación humana. Todo ello delimita con claridad una zona de máxima energía cinética en cualquiera de los procesos. El grado de riesgo depende además de los caracteres que concurren en la ocupación antrópica del territorio: distribución de la población, ubicación de infraestructuras turísticas, viarias, etc. Según los datos del censo de 1991, el Valle de La Orotava es, excluyendo el área metropolitana, la comarca que tiene la mayor densidad de población de hecho en la isla, con un total de 380,42 hab/Km^2 (Alvarez, 1994). Este valor es en realidad más alto si se considera que en la superficie total de la comarca se incluyó la amplia zona despoblada perteneciente a su corona forestal y al Parque Nacional de Las Cañadas. La mayor parte de los núcleos de población se concentran, además, en el sector septentrional del Valle, por lo que el riesgo potencial de verse afectados puede ser considerado de alto a muy alto. Así mismo, el impacto de cada uno de los fenómenos capaces de engendrar riesgo aumenta día a día, debido al progresivo desarrollo urbano de las localidades que se ubican en el Valle y a la existencia de infraestructuras de servicios cada vez más complejas.

Cabe valorar también el peligro potencial de estos fenómenos en función de variables históricas. La mayor frecuencia e intensidad parecen corresponder a las grandes avenidas, pues son las que han tenido mayor incidencia en períodos históricos. Representarían, por tanto, los procesos que entrañan mayor riesgo en el marco del Valle de La Orotava. No obstante, el índice real de peligrosidad de la comarca debe establecerse a partir de la suma total de peligros potenciales. El riesgo se incrementa, además, si se considera la enorme rapidez con que se desplazan las avalanchas y las grandes arroyadas, que en cuencas de menos de 100 km^2 dificultan enormemente, si no se impiden, el desarrollo de planes de alerta eficaces (Ayala Carcedo, 1993).

BIBLIOGRAFÍA

- ALVAREZ ALONSO, A. (1994): *Curso de Verano de Adeje*. Univ. de La Laguna.

- ANCOCHEA, E; FÚSTER, J.M; IBARROLA, E; CENDRERO, A; COELLO, J; HERNÁN, F; CANTAGREL, J.M. 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
- ARAÑA, V. (1971). *Litología y estructura del edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias).* Estudios Geológicos **27,** 95-137
- AYALA CARCEDO, F. J. (1993) *Estrategias para la reducción de desastres naturales.* Investigación y Ciencia **200,** 6-13
- BENÍTEZ PADILLA, S. (1946). *Síntesis geológica del archipiélago canario.* Estudios Geol. **3,** 3-19
- BLUMENTHAL, M. M. (1961). *Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias con datos sobre Madeira.* Bol. Geol. Min. **72,** 3-130
- BRAVO, T. (1952). *Aportación al estudio geomorfológico y geológico de la costa de la fosa tectónica del Valle de La Orotava.* Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (geol.). **50, 1, 5-32**
- BRAVO, T. (1953). *Lacerta Máxima: de la fauna continental extinguida en el Pleistoceno de las Islas Canarias.* Estudios Geol. **9,** 7-34
- BRAVO, T. (1962). *El circo de Las Cañadas y sus dependencias.* Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. **60,** 93-108
- BRAVO, T. (1963). *Conferencia pronunciada el 5 de nov. de 1962 en la Real Sociedad Económica de Amigos del Pais.* Anuario Instituto de Estudios Canarios, **8,** 2-13
- BUCH, L. VON (1825). *Physialische Beschreibung der Kanarischen Ilsen.* Berlin
- COELLO, J. (1973). *Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife.* Estudios Geol. **29,** 491-512
- CRIADO HERNÁNDEZ, C. Y YANES LUQUE, A. (1981) *Depósitos torrenciales y formaciones coluviales en el macizo de Anaga. Tenerife.* VII Coloquio de Geografía. Pamplona. 203-208
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1924). *Estudios hidrogeológicos en el Valle de La Orotava.* Imprenta A. Romero, Santa Cruz de Tenerife, 95 pp.
- FRITSCH, K. VON, REISS, W. (1868). *Geologische Beschreibung der Insel Tenerife.* Wurster and Co. Winterthur. 496 pp.
- FÚSTER, J. M., ARAÑA, V., BRANDLE, J.L., NAVARRO, M., ALONSO, U., APARICIO, A. (1968). *Tenerife.* Instituto Lucas Mallada, CSIC. Madrid, 218 pp.
- GARCÍA CACHO, L., DÍEZ-GIL, J.L. Y ARAÑA, V. (1994a). *A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands.* J. Volcánol. Geotherm. Res. **63,** 217-229
- GARCÍA CACHO, L. y DÍEZ-GIL, J.L. (1994b). *Un modelo dinámico para avalanchas volcánicas.* En "In memoriam Dr. José Luis Díez Gil" Cabildo Insular de Lanzarote. Serie Casa de los Volcanes **3,** 193-199
- GARCÍA CACHO, L., ARAÑA, V., ROMERO, C., CRIADO, C., ARMAS, V., FERNÁNDEZ, J. (1994c). *Project#1d. Gravitational and massive movements in the area of the Orotava Valley.* En "Teide Laboratory Volcano Project" Progress Report (Nov'93-Nov'94).
- HAUSEN, H. (1956). *Contributions to the geology of Tenerife.* Societ. Scientiarum Fennicia. Comentations Physicomathematicae, **12, 1,** 247 pp.
- HAUSEN, H. (1960). *Las calderas canarias.* Anuario de Estudios Atlánticos. **6,** 133-194

- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. Y QUIRANTES, F. (1990). *El relieve de Canarias*. En C. Romero: Jornadas de campo sobre Geomorfología Volcánica. 3-76
- PALACIOS, D. (1988). *Características geomorfológicas del sector costero del Callao de los Terreros. Los Realejos. Tenerife*. Anales de Geografía de la Universidad Complutense. **8,** 102-119
- PALACIOS, D. (1990). *Itinerarios geomorfológicos por Tenerife*. En C. Romero: Jornadas de campo sobre Geomorfología Volcánica. 304-322
- PALACIOS, D. (1994). *The origin of certain wide valleys in the Canary Island*. Geomorphology. **9,** 1-18
- PALACIOS, D., YANES, A. Y GONZÁLEZ, J. (1996). *The evolution of a volcanic cliff: Fajana, Tenerife, The Canary Islands*. Z. Geomorph. **103,** 25-47
- PALOMO, C., ACOSTA, J., SANZ, J.L., HERRANZ, P., MUÑOZ, A., UCHUPI, E. Y ESCARTIN, J. (1997). *Motphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife. Canary Islands*. J. Geophys. Res. **102,** 20325-20342
- RIDLEY, W. I. (1971). *The origin of some collapse structures in the Canary Islands*. Geol. Mag. **108, 6,** 477-484
- ROTHPLETZ, A. (1889). *Das Thal von Orotava auf Tenerife*. Petermannsd Mitteilg. Gotha.
- SIEBERT, L. (1984). *Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associates eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **22,** 163-197
- SIEBERT, L., GLICKEN, H. AND UI, T. (1987). *Volcanic hazard from Bezymianny and Bandai-type eruptions*. Bull. Volcanol. **49,** 435-459
- UI, T. (1983). *Volcanic dry avalanche deposits-identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **18,** 135-150
- UI, T. (1989). *Discrimination Between Debris Avalanches and Other Volcaniclastics Deposits*. IAVCEI. Proceedings in Volcanology. 201-209
- WATTS, A. B. Y MASSON, D. G. (1995). *A giant landslide in the north flank of Tenerife. Canary Islands*. J. Geophys. Res. **100,** 24487-24498
- WOLFF, F. VON, (1931). *Der Vulkanismus*. II, Band. 2, Teil, Alte Welt, Stuttgart.

ITINERARIO GEOLÓGICO POR LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DEL SUR DE TENERIFE

J. A. Rodríguez Losada

Dpto. de Edafología y Geología.Facultad de Ciencias. Universidad de La Laguna. 38024 Sta. Cruz de Tenerife

INTRODUCCIÓN

La isla de Tenerife está situada en el sector central del Archipiélago Canario, es la de mayor extensión de todo el conjunto (2058 km^2) y se eleva desde los fondos oceánicos situados a más de 3000 m de profundidad hasta alcanzar una cota máxima de 3718 m en el pico del Teide. Presenta una forma groseramente triangular, con los macizos de Anaga y Teno en los vértices NE y NW respectivamente. En su centro se abre hacia el N una espectacular depresión semicircular, la caldera de las Cañadas, cuyo diámetro máximo es de unos 16 km, cerrada al S por una pared que en algunos puntos se eleva a más de 500 m sobre la base interna de la caldera. En el centro de la depresión de las Cañadas, se eleva el complejo estratovolcánico Teide-Pico Viejo, punto más elevado del territorio español. Desde el NE de dicha depresión y hasta la zona de La Laguna se extiende una alineación volcánica que constituye la dorsal de la isla, orientada según una dirección NE-SW. A ambos lados de la dorsal, se abren hacia el NW y SE respectivamente, los valles de la Orotava y Güimar. Dichos valles presentan una morfología de fondo plano de unos 7 a 10 km de anchura, limitados por unas paredes rectas y fuertemente escarpadas.

Dentro del marco geodinámico, la isla de Tenerife está situada sobre corteza oceánica, a unos 300 km al W del borde continental africano. El volcanismo, como el de todo el conjunto del Archipiélago Canario, es un volcanismo de intraplaca, estando, concretamente en esta isla, bien representados todos los términos petrológicos típicos del volcanismo alcalino.

La isla de Tenerife se caracteriza por una gran complejidad volcanoestratigráfica, reflejada en la gran cantidad de episodios volcánicos de distinta composición (sálicos, intermedios y básicos) solapados en el espacio y en el tiempo. Pese a esta complejidad se pueden individualizar varios edificios volcánicos independientes, definidos anteriormente por sus rasgos morfológicos. En primer lugar los macizos de **Anaga** y **Teno**, a los que se puede añadir un tercer edificio residual localizado al S, en la zona y alrededores del **Roque del Conde**. Estos macizos están formados por materiales de las denominadas series antiguas o serie I, con grandes espesores de coladas basálticas y mantos de piroclastos basálticos, atravesados por gran cantidad de diques de composición similar. En estas zonas aunque en mucho menor volumen, aparecen episodios sálicos en forma de coladas muy potentes, diques y domos, si bien donde aparecen mejor representados estos materiales es en el macizo de Anaga. Las edades de estos edificios varían entre 3.5 a 8 millones de años (Feraud et al., 1985; Ancochea et al., 1990), aunque en algunas zonas existen núcleos muy antiguos como la zona N del macizo de Anaga, dentro del denominado **Arco de Taganana** (Hernández-Pacheco y Rodríguez-Losada, 1996), donde Abdel-Monem et al., (1972) calcularon una edad de 16.1 millones de años. Aunque esta edad resulta dudosa, esta zona parece ser la más antigua de la isla.

Otra gran estructura insular, más reciente, situada en una posición central con respecto a los tres macizos antiguos anteriores la constituye el **edificio Cañadas**, correspondiente a un estratovolcán en cuya cima se abre la caldera de las Cañadas. Aquí la estratigrafía se muestra muy compleja, existiendo secuencias volcanoestratigráficas no coincidentes según las diferentes zonas del gran edificio. No obstante se han podido diferenciar en la parte más baja de la secuencia, materiales fundamentalmente basálticos visibles por el S de la isla en el fondo de los barrancos. Pero el mayor volumen visible de materiales que forman las Cañadas corresponde a rocas más diferenciadas como traquibasaltos y principalmente coladas muy potentes de traquitas y fonolitas gran parte de las cuales son bien visibles en la secuencia de la pared de las Cañadas. Intercalados con estos materiales y hacia el techo de la secuencia, existen abundantes depósitos de materiales piroclásticos sálicos, muy extendidos por toda la banda meridional de la isla. Dentro de la secuencia de depósitos piroclásticos se observan niveles de lluvia piroclástica, coladas piroclásticas y oleadas piroclásticas.

Materiales pertenecientes al edificio Cañadas, han sido datados por diversos autores (Ancochea et al., 1990; Ibarrola et al., 1993; Huertas et al., 1994) con edades comprendidas entre 2 a 0.5 millones de años por lo que si el desarrollo de la Caldera de las Cañadas tuvo lugar en varias etapas, ésta debió finalizar hace aproximadamente 0.5 millones de años (Ancochea et al., 1990). No obstante, otros datos correspondientes al sector más oriental de la depresión de las Cañadas, sugieren que esta parte debió originarse en torno a los 0.17 millones de años (Martí et al., 1994).

La actividad más reciente de la isla está representada por la formación del edificio Teide-Pico Viejo, estratovolcán postcaldera que se levanta en medio de la depresión de las Cañadas y por una multitud de conos de cínder mayoritariamente de naturaleza basáltica, cuya formación ha sido asociada a la emisión de coladas más o menos extensas. Esta actividad se ha prolongado hasta la actualidad, existiendo un registro de varias erupciones históricas en los últimos 500 años.

ITINERARIO

Se ha planteado un itinerario centrado en un conjunto de afloramientos de depósitos piroclásticos de distinta naturaleza, en muy buen estado de conservación, donde la exposición de los mismos resulta excelente en parte por la escasa cobertera vegetal, pero principalmente gracias a la gran cantidad de excavaciones recientes, terraplenes y canteras existentes para la mejora de la red de carreteras procedentes o próximas a la autopista del Sur (Figura 1). En el nº 4 de esta Serie "Casa de los Volcanes" (Martí y Mitjavila , editores, 1995) puede encontrarse más información sobre los depositos piroclásticos del sur de Tenerife (Bandas del Sur), así como de las zonas centrales del edificio Cañadas.

Parada 1. Los Abrigos

En este punto aflora el depósito ignimbrítico más reciente de los piroclastos del sur de Tenerife. Se trata de la ignimbrita de los Abrigos, cuyos caracteres distintivos, entre los que destaca la gran carga de líticos de naturaleza muy variable, la hacen prácticamente inconfundible con ninguna otra ignimbrita de la zona. Entre los líticos, destacan fragmentos de sienitas con cavidades miarolíticas, similares a las sienitas existentes en el último

depósito de la secuencia de Diego Hernández, por lo que es de esperar una correspondencia entre éste y la ignimbrita de los Abrigos. Como consecuencia de la gran carga en líticos, este depósito presenta unos tonos grises oscuros.

Se pueden observar, en este punto, estructuras en forma de duna formadas por una alta concentración de líticos que bien pudo ser desencadenada por una irregularidad topográfica. Zonas de excesiva concentración de líticos en suspensión en el seno de la ignimbrita y la influencia de irregularidades en la superficie topográfica son factores desencadenantes en la formación de estas estructuras en forma de duna.

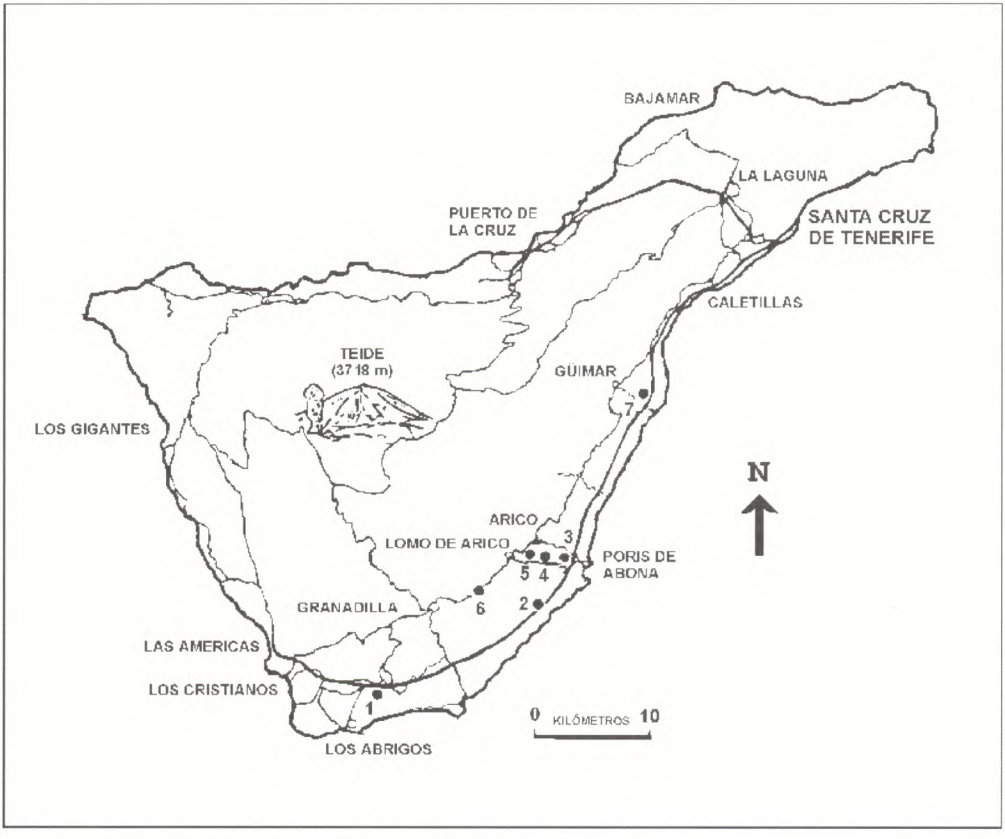


Figura 1. Itinerario de la excursión por las Bandas del Sur de Tenerife.

Parada 2. Tajao

Este punto está situado en el kilómetro 46 de la autopista del sur y en él, se pueden observar distintos tipos de depósitos piroclásticos sálicos, tanto de caída, como de flujo piroclástico y oleada piroclástica. Este lugar permite la observación de diferencias entre unos y otros, así como las relaciones entre los mismos. En detalle, las ignimbritas presentan una gran proporción de ceniza, con fragmentos de cristales de feldespato alcalino, pómez y líticos. No existe granoselección, el aspecto es caótico y masivo, lo que significa que no se

observan estructuras internas apreciables. La pómez aparece muy alterada y en la superficie del depósito llega a desaparecer, dejando unos huecos muy característicos. Con frecuencia, estos depósitos muestran localmente altas concentraciones de pómez debido a flujos internos y escape de cenizas; así mismo se llegan a apreciar laminaciones internas que parecen separar diferentes unidades de enfriamiento en el mismo depósito. En el terreno, las ignimbritas suelen presentar una erosión alveolar muy característica y en general están endurecidas por un cemento de naturaleza zeolítica y calcárea. Su espesor puede variar rápidamente, ya que durante el desplazamiento las ignimbritas se canalizan por los barrancos y depresiones preexistentes. Las diferencias entre los distintos depósitos de ignimbrita se pueden apreciar tanto por el tono más claro u oscuro (en función de la menor o mayor concentración en líticos y la naturaleza de éstos) como a nivel de detalle, en el aspecto de la pómez. Una de las ignimbritas en este punto, tiene los fragmentos de pómez con una textura bandeada que hace pensar que antes de la erupción, existió un proceso de mezcla de magmas. La capacidad erosiva de las ignimbritas durante su emplazamiento es notoria al observar la base de las mismas (superficie basal neta, arrasando y cortando limpiamente los materiales sobre los que discurre). Los depósitos de lluvia piroclástica muestran un contenido de ceniza mínimo, el de líticos es muy variable y los fragmentos de pómez están poco alterados. Presentan buena clasificación granulométrica y en el terreno, constituyen un material muy suelto y fácilmente disgregable. Cubren el terreno uniformemente y las variaciones de espesor son mínimas. Sin embargo, es frecuente su acuñamiento y desaparición, especialmente cuando están recubiertos por una ignimbrita, debido al alto poder erosivo de ésta.

En el fondo del barranco, podemos observar una ignimbrita soldada, cuyo aspecto es bastante diferente de las anteriores (no soldadas) debido a que los fragmentos vítreos o de pómez han sufrido deformación y alargamiento paralelo al flujo piroclástico. Los fragmentos de pómez se llegan a soldar entre sí, debido al mantenimiento de una temperatura muy elevada en la ignimbrita, adquiriendo una textura flameada. El grado de soldadura en este tipo de depósitos puede llegar a ser tan intenso que la roca, originalmente clastogénica, llega a adquirir una textura bandeada o similar a la de los materiales lávicos, quedando prácticamente enmascarados los rasgos indicativos de su génesis piroclástica. Las oleadas piroclásticas que se observan en este punto, aparecen en niveles de pequeño espesor (uno o dos decímetros) y muestran una granulometría muy fina, con variaciones apreciables en un mismo depósito. Tienen pequeños contenidos de líticos y se observan laminaciones oblicuas y paralelas que delatan un régimen de alta energía durante el desplazamiento y deposición de las cenizas y demás fragmentos.

Parada 3. Porís de Abona

Punto situado a la altura del Km 39.600 de la autopista del sur, a unos 50 m al oeste del túnel de la carretera del Porís de Abona a Lomo de Arico. En este punto se tienen buenos afloramientos de distintos depósitos de ignimbritas, de lluvia piroclástica y oleadas piroclásticas. En primer lugar, se puede observar, en una cantera situada a la izquierda de la carretera, la ignimbrita del Porís. Este depósito, de tono muy claro, está muy enriquecido en pómez. Los fragmentos pumíticos están muy alterados, como es típico de las ignimbritas, y presenta en conjunto un escaso contenido en líticos. Es frecuente la existencia de moldes de restos vegetales carbonizados. Por debajo aparece un depósito de lluvia piroclástica cuyo techo presenta procesos de cizalladura provocados por el intenso poder erosivo de la

ignimbrita suprayacente. En la base de la ignimbrita aparece una capa muy fina de material cinerítico ("shear layer" o "boundary layer") con lapilli acrecional. Unos metros más al oeste y en el lado derecho de la carretera, se puede observar un depósito de oleada piroclástica, denominado depósito ondulado ("wavy deposit") aunque en este punto no hace honor a su denominación porque aparece como un nivel de unos 25 cm de espesor con unos límites nítidos y planos, formado a su vez por diferentes capas entre las cuales varía la granulometría y el contenido en líticos. Es evidente que el citado depósito se ha emplazado en un régimen de fuerte movimiento horizontal ya que ante escalones topográficos, muestra estrechamiento a barloflujo y engrosamiento a sotaflujo.

Parada 4. Depósito ondulado

Situado unos 3 Km al oeste del túnel de la carretera de Porís de Abona hacia Lomo de Arico, hay un afloramiento muy interesante de un depósito con características muy peculiares que se ha denominado depósito ondulado. Este punto permite la observación de dicho depósito tanto en sección como en planta.

El depósito ondulado consiste en una secuencia, con espesor variable en torno a 20-25 cm, de niveles de oleada piroclástica cuya característica es la presencia de abombamientos puntuales distribuidos regularmente en el depósito. Con frecuencia se observan cavidades vacías en la base de dichos abombamientos pero otras veces tales cavidades no existen a pesar de haber abombamiento. La extensión del depósito es amplia en todo el entorno del Porís-Arico, desarrollándose hacia la parte oriental de las Bandas del Sur y su localización en la secuencia volcanoestratigráfica general es en los niveles superiores de la misma. Uno de los problemas principales respecto al depósito ondulado es el del origen de los abombamientos señalados. En relación con esto, hay que indicar que dado el carácter puntual de tales abombamientos, la simetría de los mismos y su periodicidad en el espacio, no corresponden a ondulaciones sedimentarias tipo duna y en algunos puntos, parecen deformaciones postdeposicionales cuyo origen es similar al de las estructuras convolutas originadas por diferentes grados de fluidez en los distintos niveles del depósito ondulado y desencadenadas por cargas diferenciales. Este es un proceso que considerado en una amplia extensión puede generar una pauta periódica en la distribución de los abombamientos. No obstante, en algunos casos se observa cierta asimetría en los mismos. Por otra parte, la existencia de abombamientos amortiguados hacia la base de los mismos y en algunos casos, al contrario de lo anterior, dificulta el desarrollo de una hipótesis basada en una causa única como origen de tales ondulaciones o abombamientos.

Parada 5. Ignimbrita de Arico

Tres kilómetros antes de llegar a Lomo de Arico, por la carretera del Porís a dicha localidad y en el fondo del barranco de las Ovejeras, más abajo llamado barranco Narices, aflora la ignimbrita de Arico. En este punto se puede apreciar la superficie superior con disyunción columnar y la sección lateral gracias a la excavación del barranco. Un poco más hacia el E, siguiendo por la carretera, la ignimbrita cubre parcialmente la parte inferior de la ladera suroccidental de las Montañetas, un pequeño cono de cínder.

La ignimbrita de Arico es una de las unidades más significativas de las bandas del Sur y está situada en los niveles volcanoestratigráficos más inferiores de toda la secuencia

pumítica. En conjunto presenta unas tonalidades ocres y lo más llamativo es el contenido de obsidiana soldada. Así mismo, los fragmentos de pómez han sufrido deformación plástica y soldadura tal y como se puede observar en la ignimbrita del fondo del barranco de la parada 2. Según Alonso et al., (1988), la ignimbrita de Arico se ha originado por colapso de domo y los clastos de obsidiana proceden de la cubierta vítrea del domo.

Parada 6. Depósitos piroclásticos de Granadilla

Este punto está situado en la carretera vieja del sur (C-822) aproximadamente a la altura del km 78 en unas canteras abandonadas. Se pueden observar dos de los depósitos más importantes, tanto en extensión como en volumen de las Bandas del Sur, también situados en niveles inferiores de la secuencia pero por encima de la ignimbrita de Arico. Son los depósitos de lluvia piroclástica de Granadilla y la ignimbrita del mismo nombre cubriendo al primero. Los mismos depósitos fueron denominados como "fall Chimiche" y "flow Chimiche" (Alonso, 1989). Presentan un contacto claramente erosivo, siendo las características del fall Chimiche similares a las descritas para otros depósitos de lluvia piroclástica como los vistos en la parada 2. Es interesante observar en el flow Chimiche la existencia de distintas unidades de flujo. Aquí, la ignimbrita de Granadilla (flow Chimiche) aparece compuesta por finas capas de formas lenticulares y lateralmente discontinuas en cuya base se desarrollan láminas de ceniza y líticos. Se notan también superficies erosivas de muy bajo ángulo, truncadas por otras en el seno del depósito. En conjunto, el contenido en líticos es bajo, lo que confiere a la ignimbrita tonalidades claras. La gran cantidad de superficies erosivas y laminaciones internas hace pensar que las distintas unidades de flujo se han emplazado según regímenes con viscosidades distintas.

Parada 7: Montaña Grande de Güimar

Punto situado a la altura del km 23 de la autopista del sur, en el que se pueden realizar observaciones de depósitos piroclásticos de distintos tipos, así como de la vertiente meridional del valle de Güimar definida por el barranco de Badajoz. A lo largo de la autopista se han podido distinguir depósitos de colada piroclástica, depósitos de lluvia piroclástica y de oleada piroclástica. Éstos, conocidos localmente como "tosca", son los que confieren a toda la banda meridional de la isla las características tonalidades claras.

Los mecanismos que originan estos depósitos son complejos y a veces se suceden distintos procesos a lo largo de una misma fase eruptiva, obedeciendo a cambios del contenido en volátiles del magma, la presión de los mismos, diámetro y superficie interna del conducto y cambios en la geometría divergente del cráter.

BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N.D.; GAST, P.W. (1972). *Potassium-argon, volcanic stratigraphy and geomagnetic history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro*. American Jour. Sci., **272**: 805-825
- ALONSO, J.J.; ARAÑA, V.; MARTÍ, J. (1988). *La ignimbrita de Arico (Tenerife). Mecanismos de emisión y emplazamiento*. Rev. Soc. Geol. España, **1**: 15-25

- ALONSO, J.J. (1989). *Estudio volcanoestratigráfico y volcanológico de los piroclastos sálicos del sur de Tenerife*. Tesis doctoral. Serv. Pub. Univ. La Laguna.
- ANCOECHEA, E.; FÚSTER, J.M.; IBARROLA, E.; CENDRERO, A; COELLO, J.; HERNÁN, F; CANTAGREL, J.M.; JAMOND, C. (1990). *Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data.* Journal Volcanol. Geotherm. Res., **44**: 231-249
- FERAUD, G.; GIANNERINI, G.; CAMPREDON, R.; STILLMAN, C.J. (1985). *Geochronology of some Canarian dike swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago*. Journal Volcanol. Geotherm. Res., **25**: 29-52
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; RODRÍGUEZ-LOSADA, J.A. (1996). *Geología y estructura del Arco de Taganana (Tenerife, Canarias)*. Rev. Soc. Geol. España, **9(3-4):** 169-181
- HUERTAS, M.J.; ANCOECHEA, E.; CANTAGREL, J.M.; COELLO, J.; FÚSTER, J.M.; IBARROLA, E. (1994). *Un episodio volcánico pre-Cañadas en la Isla de Tenerife*. Geogaceta, **15**: 113-116
- IBARROLA, E.; ANCOECHEA, E.; FÚSTER, J.M.; CANTAGREL, J.M.; COELLO, J.; SNELLING, N.J.; HUERTAS, M.J. (1993). *Cronoestratigrafía del macizo de Tigaiga: evolución de un sector del edificio Cañadas (Tenerife, Islas Canarias).* Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., **88 (1-4)**: 57-72
- MARTÍ, J.; MITJAVILA, J.; ARAÑA, V. (1994*). Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands).* Geol. Mag., **131 (6)**: 715-727
- MARTÍ J.; MITJAVILA, J. (EDITORES). (1995*). A field guide to the Central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands).* Serie Casa de los Volcanes . Lanzarote. **Nº 5**: 156 pp.

VIGILANCIA DE VOLCANES

SEGUIMIENTO Y PRONÓSTICO DE ERUPCIONES

R. Ortiz, A. García

Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

VIGILANCIA DE VOLCANES

Para que un volcán entre en erupción es necesaria una condición imprescindible: debe existir magma. Si en el sistema no hay magma susceptible de salir es imposible que se produzca una erupción. Partiendo de este principio es posible estudiar la posibilidad de poder pronosticar la actividad de un volcán (figura 1). Se trata pues de desarrollar técnicas que nos permitan saber si existe magma en el sistema volcánico, si existe movimiento del magma, si cambian las condiciones a las que está sometido y si ello facilita su salida a la superficie.

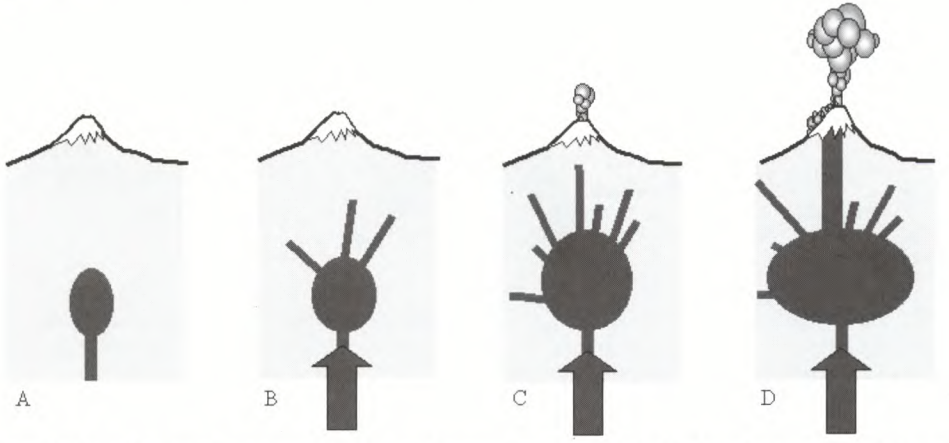


Figura 1. Un volcán puede estar muchos años sin dar muestras de actividad (A). Los únicos signos son los restos de la actividad pasada. Entre ellos están las fumarolas y anomalías térmicas debidas al enfriamiento del sistema y los sismos de asentamiento del edificio. La inyección de nuevo magma (B) provoca la apertura de fracturas y la deformación del edificio volcánico. Asociado a este proceso aparecen sismos de fractura y temblores (tremor) generados por la circulación de fluidos a través de las fracturas. Aparecen cambios en los campos gravitatorio y geomagnético debidos a la inyección del magma. Si el proceso continua (C), la deformación es muy importante, las fracturas llegan ya a la superficie y aparecen nuevas fumarolas . Continúan los sismos de fractura, aumentan mucho los temblores y aparecen nuevos tipos de sismos asociados a la descarga de las fumarolas. Más perturbaciones en los campos gravitatorio y geomagnético. Cambios en las temperaturas y composición química de las aguas termales. La inyección de magma es muy grande (D), se abren los conductos y se inicia la erupción. Disminuye la deformación, aparecen sismos asociados a las explosiones, continuando los temblores asociados a la circulación de fluidos.

Si somos capaces de conocer cuales son las propiedades físicas de este magma, podremos establecer como será su salida, es decir como será la futura erupción del volcán. El ascenso del magma está condicionado por su viscosidad. Es por ello un proceso muy lento, incluso los magmas muy fluidos (basálticos) necesitan más de dos días para alcanzar la superficie desde las zonas de almacenamiento situadas en la base de la corteza. No se conoce ningún volcán que haya pasado de un estado de reposo al de erupción violenta de forma repentina. Aunque en muchos casos, la falta de vigilancia del volcán o la ignorancia asumida del

evidente incremento de las manifestaciones externas, haya provocado la ocurrencia de un desastre volcánico.

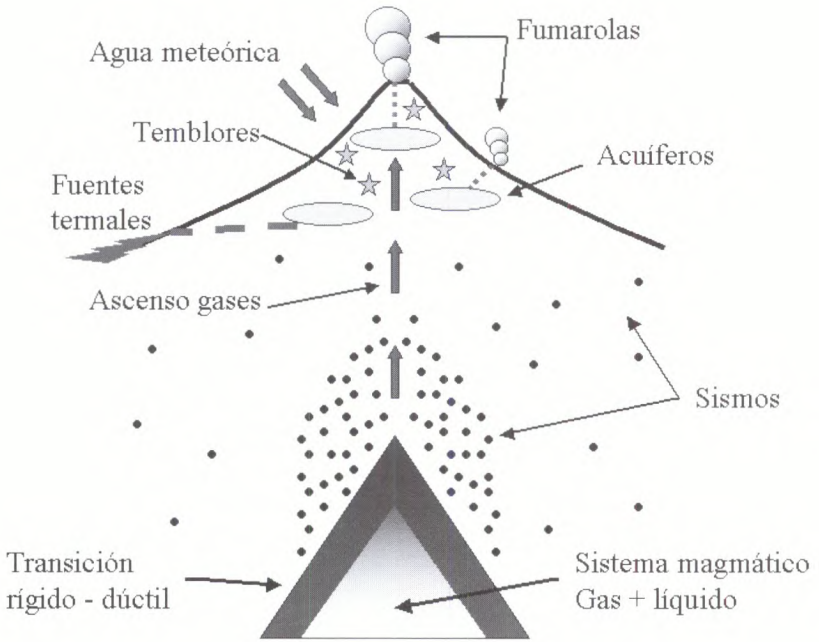


Figura 2. La actividad sísmica en un sistema volcánico se distribuye alrededor del reservorio magmático. Los gases que ascienden por las fracturas se mezclan con las agua meteóricas y dan origen a las fumarolas, suelos calientes y fuentes termales. La salida de los gases y cambios de fase líquido-gas da origen a temblores.

La figura 2 muestra un esquema de la estructura interna de un volcán activo, así como los distintos fenómenos que en él tienen lugar. Hay algunos signos de la actividad volcánica que son apreciables a simple vista como son la aparición de nuevas fumarolas o cambios en las existentes, variaciones en las propiedades de las aguas termales, en la distribución y temperaturas de los suelos calientes o la apertura de fracturas. Otros fenómenos, como la actividad sísmica o la deformación, requieren el empleo de instrumentos muy sensibles, pues cuando son sentidos directamente por la población podríamos encontrarnos en una fase ya muy avanzada del proceso. El incremento de actividad se produce generalmente de modo muy lento; es por ello que la población puede soportar niveles muy altos de actividad del volcán sin conciencia del peligro real al que se encuentra expuesta. El conocimiento que hoy tenemos de los volcanes hace prácticamente imposible que un volcán debidamente atendido entre en erupción sin que sus signos premonitores hayan sido percibidos. Para ello, hay que contar con un mínimo de instrumentación situada sobre el volcán y, especialmente, con un equipo científico y técnico que analice periódicamente los datos y garantice su correcta interpretación.

PRECURSORES

La búsqueda de fenómenos precursores de los terremotos y de las erupciones volcánicas se ha hecho comúnmente de forma empírica, buscando tras la ocurrencia del evento, todos aquellos signos que pudieran haber servido de aviso (figura 3). Para ello se correlacionan las series temporales del fenómeno y del hipotético precursor en orden a determinar la mejor asociación entre ambos (Mulargia, 1992). Una vez establecida esta asociación, la validación del supuesto precursor pasa por cuantificar cuanto mayor es el número de aciertos sobre el que cabría esperar de la simple coincidencia por azar.

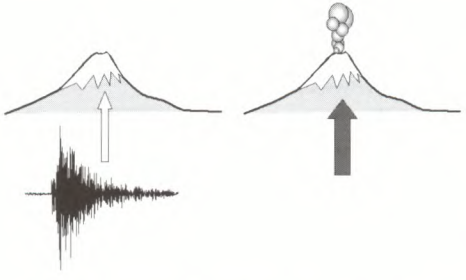


Figura 3. Un ejemplo de precursor de una erupción es un sismo que corresponde a la apertura del conducto por el que ascenderá el magma. El problema radica en identificar perfectamente las características de este tipo de sismos para poderlos diferenciar del resto de eventos que ocurren en la zona.

Es importante que consideremos que dadas dos series aleatorias, es decir dos fenómenos independientes A y B, pero uno de ellos, A, mucho más frecuente que el otro, B, fácilmente se tiende a considerar A precursor de B (figura 4). Así, la actividad sísmica en una zona volcánica activa es mucho más frecuente que otro tipo de actividad volcánica, por consiguiente siempre habrá ocurrido un sismo antes de una erupción.

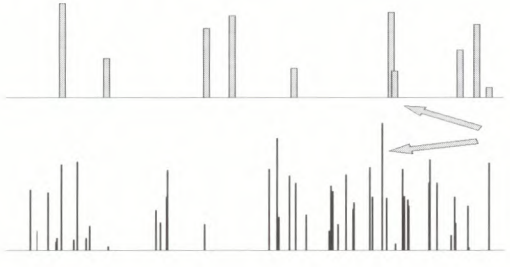


Figura 4. En muchas ocasiones se tiende a considerar fenómenos precursores a sucesiones de sucesos fruto del azar. Dadas dos series aleatorias independientes, una mucho más frecuente que la otra, hace que la primera se considere precursora de la segunda. La flecha muestra asociaciones de este tipo.

Por tanto, para valorar un precursor se debe considerar la probabilidad de que se trate simplemente de una coincidencia. Para ello se introduce el parámetro η que permite compensar el número de aciertos debidos exclusivamente al azar

$$\eta = \frac{\textit{probabilidad alarma válida}}{\textit{probabilidad serie aleatoria}}$$

Por ejemplo, si cada mañana se lanza una moneda y según el resultado, se avisa de la posible ocurrencia de una erupción, si ésta ocurre tenemos ya un 50% de probabilidades de haber acertado .

Hay que tener presente que un precursor puede tener distintos orígenes. Por ejemplo, la deformación en un volcán puede deberse a un proceso de inyección de magma en el sistema, pero también a la recarga del sistema de acuíferos o a la acumulación de una gran carga de hielo en la parte alta del edifico volcánico. La actividad sísmica puede tener su causa en los procesos que ocurren en el volcán, pero también ser de origen tectónico local o simples procesos de asentamiento del edificio volcánico. Además, en muchos casos, los fenómenos precursores son tan pequeños que no somos capaces de detectarlos.

Desde un punto de vista formal (Mulargia y Gasparini, 1996), definimos que un fenómeno A es precursor de otro fenómeno B, cuando A se produce antes de que ocurra B. Sin embargo, para que A pueda considerarse un fenómeno precursor de B debe cumplir varias condiciones

- Debe existir una relación fenomenológica conocida entre A y B
- Debe estar claro como es A y perfectamente definidas las características de B
- Debe estar definida la ventana temporal en la que ocurre B después de presentarse A

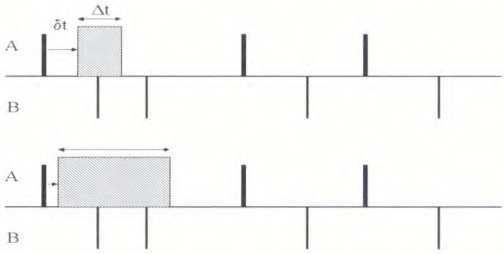


Figura 5. Dadas dos series de datos A y B, el problema es saber si se puede utilizar la serie A como precursora de la serie B. Para ello se define una ventana de duración Δt (en la figura representado por un cuadrado sombreado) que puede estar desplazado un tiempo δt. El evento de la serie B debe ocurrir dentro de la ventana. Este criterio debe mantenerse a lo largo de toda la serie.

La elección de la ventana temporal es el aspecto más complicado en la cualificación del precursor. Si se elige muy grande cualquier fenómeno serviría como precursor, pues en un tiempo suficientemente grande siempre se va a producir el evento (Mulargia, 1997). Es necesario restringir el tamaño de la ventana, así como considerar la posibilidad de que exista un desplazamiento de la misma (figura 5).

Figura 6. Frecuentemente se presentan múltiples eventos en ambas series, por lo que debe estudiarse las distintas posibilidades de asociaciones múltiples entre ambas series.

También se deberán estudiar los casos en que varias apariciones de un precursor correspondan a un único evento o el caso opuesto, a una única manifestación del precursor le siguen varias del evento y también que sean múltiples las apariciones del precursor y del evento (figura 6).

ALARMA VÁLIDA, FALSA ALARMA, ALARMA FALLIDA. PRECURSORES FUERTES Y DÉBILES

No en todos los casos se presenta o repite el precursor antes que el fenómeno. Así deberemos considerar tres posibilidades

- Se presenta el precursor y ocurre el fenómeno: en este caso decimos que se ha producido una alarma válida.
- Se presenta el precursor pero no ocurre el fenómeno: es el caso de la falsa alarma.
- No se presenta el precursor pero ocurre el fenómeno: este caso se conoce como alarma fallida.

Esto nos permite definir tres parámetros que representan la proporción de alarmas válidas (V), falsas alarmas (F) y alarmas fallidas (N) para cada precursor (Gasparini et al., 1990). Evidentemente, la suma de los tres es la unidad. La eficacia de un precursor (U) se define en función del número de aciertos frente al número de fallos, es decir:

$$U = \frac{V}{F + N}$$

Esta función tiende a cero para un precursor malo y a infinito para el precursor ideal. Esto permite clasificar los precursores en función de estos parámetros

- El precursor ideal sería aquél que sólo presenta alarmas válidas (V = 1, F = 0, N = 0).
- En un precursor fuerte predominan las alarmas válidas (V > F + N).
- Un precursor débil se activa fácilmente provocando muchas falsas alarmas (F > V, F > N, V< F + N es decir V $\rightarrow$ 0).

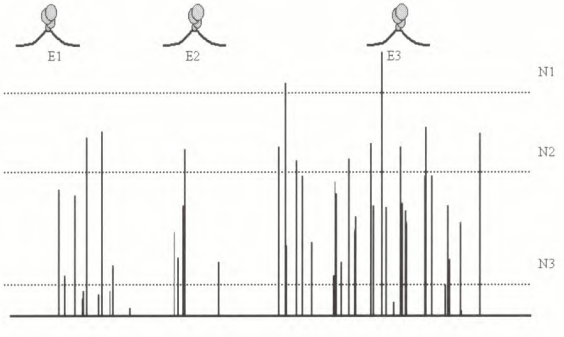


Figura 7. Si el sistema de precursores es poco sensible se pueden pronosticar muy pocas erupciones. Así, con el nivel N1 sólo podríamos haber pronosticado E3 y habríamos tenido una sola falsa alarma. Con N2 habríamos pronosticado correctamente E2 y E3, habiendo tenido más de ocho falsas alarmas. Con N3 seguiríamos pronosticando E2 y E3 (no se produjo precursor para E1) pero el número de falsas alarmas sería superior a treinta.

En general, si aumentamos la sensibilidad del sistema de vigilancia, aumentamos el número de alarmas válidas, disminuimos el número de alarmas fallidas, pero aumentamos también el nivel de falsas alarmas (figura 7). Por el contrario, si se disminuye la sensibilidad o se es más estricto en los criterios de valoración de los precursores, disminuiremos el número de falsas alarmas, pero también aumentará el número de alarmas fallidas.

UTILIZACIÓN DE VARIOS PRECURSORES

La utilización simultánea de varios precursores distintos permite mejorar la eficiencia del sistema de alarmas siempre que éstos estén relacionados estadísticamente y de modo exclusivo a través del evento, en nuestro caso de la actividad volcánica. La existencia de una muy pequeña correlación entre ambos precursores, ajena al evento, disminuye drásticamente la ventaja del sistema de precursor múltiple frente al simple en términos de falsas alarmas (Grandori et al., 1988). Como ejemplo, podemos tomar la actividad sísmica y la deformación en un volcán: los cambios en los niveles freáticos y especialmente en el suelo helado (permafrost), se reflejan provocando un incremento de la actividad microsísmica y deformación superficial; un gravímetro nos indicaría modificaciones en la distribución de masas. Los cambios en las precipitaciones provocan variaciones importantes en las emisiones de CO_2 y los cambios de presión inducen también significativas variaciones en las emisiones de radón. La utilización de estaciones micrometeorológicas en los mismos emplazamientos donde se muestrean los gases permite, en cierto modo, compensar estos efectos. Es muy importante disponer de largas series temporales, de forma que puedan analizarse las correlaciones cruzadas entre los distintos parámetros y, así, poner de manifiesto la existencia de causas ajenas a la actividad volcánica en la aparición de los posibles fenómenos precursores.

PRECURSORES Y TOMAS DE DECISIÓN

Es importante tener presente que el objetivo de la detección del precursor (P) es poder tomar una decisión (D) que permita mitigar el impacto del evento (V) (Matthews, 1997). La situación es que el precursor puede presentarse (P) o no (~P) y ser seguido (V) o no (~V) de la erupción. Supongamos que se nos presenta el precursor P; en ese caso debemos considerar cuatro situaciones, según se tome la decisión (D) o no (~D) y ocurra o no la erupción. Las probabilidades de cada uno de estos casos vendrán dadas por

- Pr(V & D) es la probabilidad de que se haya presentado el precursor, se haya tomado la decisión y ocurra la erupción
- Pr(~V & D) es la probabilidad de que se haya presentado el precursor, se haya tomado la decisión y no ocurra la erupción
- Pr(V & ~D) es la probabilidad de que se haya presentado el precursor, se haya tomado la decisión de ignorarlo y ocurra la erupción
- Pr(~V & ~D) es la probabilidad de que se haya presentado el precursor, se haya tomado la decisión de ignorarlo y no ocurra la erupción

A cada uno de estos estados le corresponde un coste (pérdidas). El total sería

$$\$ = \$_{00}\,Pr(V \,\&\, D) + \$_{10}\,Pr(\sim V \,\&\, D) + \$_{01}\,Pr(V \,\&\, \sim D) + \$_{11}\,Pr(\sim V \,\&\, \sim D)$$

Se define como factor de pérdidas estructurales el término $K = (\$_{01} - \$_{00})/(\$_{10} - \$_{11})$. El tomar la decisión D tiene un coste S, que se introduce como cociente de las probabilidades $Pr(S \mid V)$ y $Pr(S \mid \sim V)$, admitiéndose como criterio para tomar la decisión D que se cumpla

$$K\,Pr(V)/Pr(\sim V)\;Pr(S \mid V)/Pr(S \mid \sim V) > 1$$

EVOLUCIÓN TEMPORAL DE UN OBSERVABLE DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA

Hay que tener presente que los precursores de una erupción volcánica no son fenómenos que se presenten aislados y de forma manifiesta, sino que se trata de pequeños cambios en el conjunto de la actividad de la zona. Una aproximación teórica considera que el desencadenamiento de una erupción es análogo al fallo de un material en un proceso de rotura (Voight, 1988). Toda erupción, desde un punto de vista de la mecánica de rocas, está precedida y acompañada por fracturas de rocas que rodean al magma, debidas a la presión de magma o a la liberación de volátiles desde los sistemas magmáticos profundos (> 5 km) hasta los domos superficiales. Por ello, es posible partir de la ecuación que describe la rotura de un material. Si Ω es un observable, como la actividad sísmica, la deformación o la composición de los gases, la evolución de este observable antes del inicio de la erupción debe responder a una ecuación diferencial del tipo

$$\frac{d^2\Omega}{dt^2} = A\left(\frac{d\Omega}{dt}\right)^{\alpha}$$

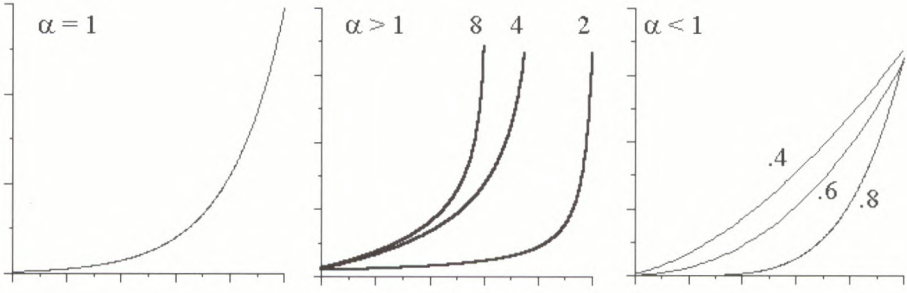


Figura 8. Evolución de la derivada temporal de un observable antes de una erupción basado en el modelo de fallo de material. La figura muestra las soluciones de la ecuación diferencial obtenidas para distintos valores de α.

donde α es el parámetro que rige la evolución del sistema y A una constante. Esta ecuación diferencial es muy sencilla de integrar, pero presenta tres familias de soluciones en función del parámetro α

$$\frac{d\Omega}{dt} = \left(\frac{d\Omega}{dt}\right)_0 e^{A(t-t_0)} \quad \text{para } \alpha = 1$$

$$\frac{d\Omega}{dt} = \left[A(1-\alpha)(t-t_0) + \left(\frac{d\Omega}{dt}\right)_{t0}^{1-\alpha}\right]^{1/(1-\alpha)} \quad \text{para } \alpha < 1$$

$$\frac{d\Omega}{dt} = \left[A(\alpha - 1)(t_r - t) + \left(\frac{d\Omega}{dt} \right)_{tr}^{1-\alpha} \right]^{1/(1-\alpha)} \qquad \text{para } \alpha > 1$$

donde t_0 es el tiempo inicial, mientras que t_r corresponde al tiempo de la ruptura (erupción). La variable t_r se introduce para evitar que la solución para $\alpha > 1$ tome valores imaginarios.

La figura 8 muestra las curvas obtenidas para distintos valores de α. Todas las soluciones presentan un comportamiento similar, aumentando la actividad paulatinamente con el tiempo. Para valores de $\alpha > 1$ se produce una fuerte aceleración antes de la erupción. Para valores de $\alpha < 1$ la actividad crece continuamente, a ritmo más o menos constante, pero no se produce ninguna aceleración, por lo que es muy difícil determinar en que momento se va a producir la erupción. El análisis de estas curvas se simplifica si se representa $1/(d\Omega/dt)$ en función del tiempo (figura 9). Para $\alpha = 2$ se obtiene una recta, y para los otros valores de α curvas descendentes cuyas tangentes cortan al eje x. Este punto de corte se estima como el tiempo en el que se espera la erupción (Voight y Cornelius, 1991). De esta forma, en base a la variación de los distintos parámetros, se puede pronosticar en cuanto tiempo se espera la erupción. Es importante recordar que este modelo ajusta la derivada del observable con respecto al tiempo. Cuando se dispone de datos obtenidos periódicamente es equivalente utilizar directamente las diferencias de los valores obtenidos que sus derivadas numéricas, pero cuando se trata de datos con muestreo variable es necesario calcular numéricamente las derivadas temporales.

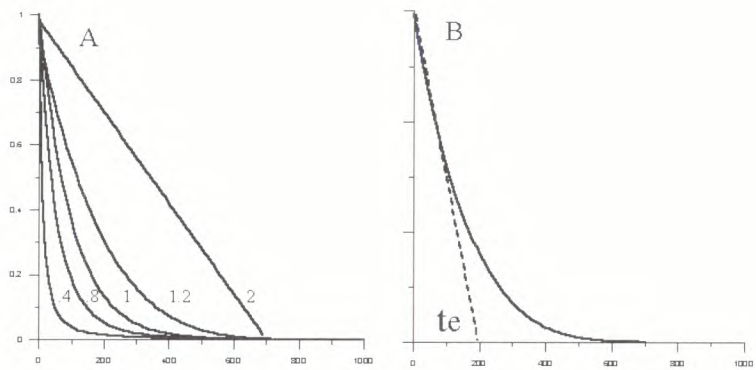


Figura 9. El momento del fallo del material corresponde a una fuerte aceleración en la derivada del observable. En la práctica se representa el inverso de la variación temporal del observable. El corte con el eje correspondería al momento del inicio de la erupción.

Evidentemente, los datos que se obtienen de la evolución de los distintos observables de la actividad del volcán presentan importantes fluctuaciones, por lo que deberá estimarse cual es la tendencia de la evolución. Para ello se han ensayado distintas posibilidades, incluyendo filtrados numéricos de las series de datos y distintos tipos de ajustes, aunque, en general, la calidad de los datos permite hacer poco más que un simple ajuste gráfico. Observables, como la energía sísmica liberada, presentan una evolución típicamente en forma de *escalera del diablo* (figura 10) que es necesario promediar, siendo los algoritmos

del tipo RSAM Real-time *Seismic Amplitude Measurement* (Endo y Murray, 1991) y SSAM *Real Time Seismic Spectral Amplitude Measurement* (Rogers y Stephens, 1995) los más utilizados. Otros datos, como la deformación medida con técnicas geodésicas tradicionales, tienen un periodo de muestreo demasiado grande para poder pronosticar el momento de la erupción. En este sentido es conveniente disponer de sistemas automáticos para la medida de la deformación, como pueden ser clinómetros y extensómetros electrónicos, gravímetros en registro continuo, distanciómetros operados automáticamente, GPS diferencial en operación permanente, etc.

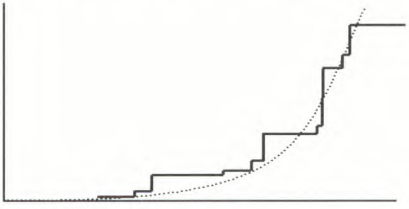


Figura 10. La evolución de los distintos observables de la actividad volcánica no es continua, sino que presenta frecuentes saltos y periodos de calma. Este tipo de evolución se denomina escalera del diablo (cada peldaño es distinto en altura y longitud). Un caso típico corresponde a la energía sísmica liberada.

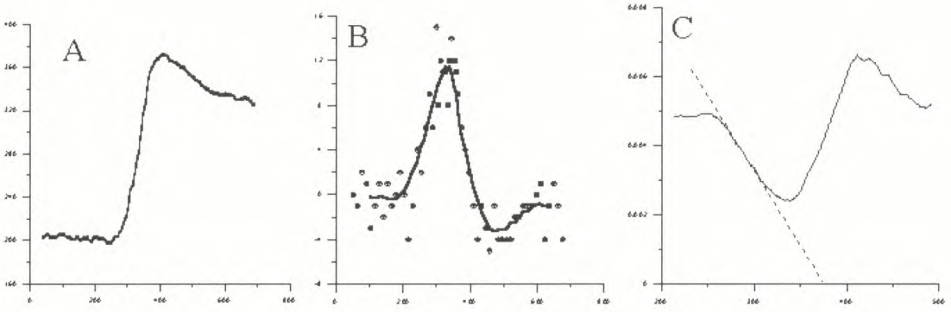


Figura 11. La figura muestra el análisis de una serie temporal para pronosticar el inicio de la erupción: A corresponde a la deformación de una caldera que experimenta un proceso de inflación. En B se representan los valores de la derivada temporal de la deformación (puntos) y el resultado de aplicar un filtro de suavizado (línea continua). Finalmente en C se representa el inverso del ajuste y la extrapolación de la rama descendente cuyo corte con el eje corresponde al pronostico del momento de inicio de la erupción. Ejemplo realizado sobre datos sintéticos obtenidos a partir de datos reales de la crisis de Campos Flegreos (Barberi et al., 1984).

La figura 11 muestra el proceso de análisis de datos para pronosticar el momento de la erupción en un supuesto proceso de deformación. El análisis de los observables de la actividad volcánica permite detectar fácilmente en que momento el volcán aumenta su actividad, y en muchos casos, la aceleración en el ritmo de variación de los observables, permite pronosticar el momento en el que se producirá la erupción. Sin embargo, la toma de la decisión de que se va a producir una erupción hay que hacerla mucho antes de que los indicadores hayan alcanzado un nivel lo suficientemente alto (si es que lo alcanzan y la erupción no se ha presentado antes) para que no exista duda. Esto implica que no es posible asegurar cual será la evolución del sistema (figura 12), existiendo tres posibilidades

- Continúa la aceleración de la actividad y se produce la erupción en el tiempo esperado
- La actividad se estabiliza y permanece durante mucho tiempo al nivel alcanzado
- La actividad se desacelera, disminuye y el sistema vuelve al estado de reposo

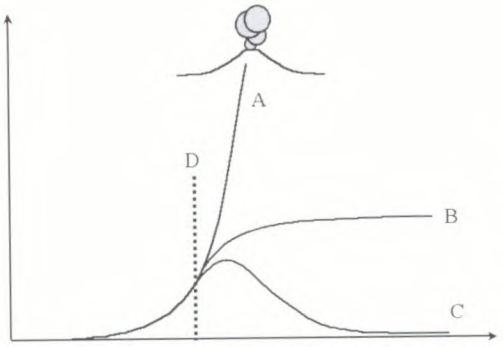


Figura 12. El problema es tener que realizar los pronósticos con suficiente tiempo para poder tomar decisiones. Al definirse claramente la aceleración de la variación temporal del observable se anuncia una posible erupción, que se presentará o no, evolucionando la actividad hacia valores cada vez mayores, estabilizándose durante mucho tiempo o cesando.

Finalmente destacar que el modelo nos indica que no siempre es posible pronosticar en que momento se va a producir la erupción ya que para determinados valores de α no se produce aceleración de la actividad. Pero siempre es claro que el volcán se ha reactivado y que más pronto o más tarde la erupción ocurrirá.

EL SEMÁFORO DEL VOLCÁN

Supongamos un volcán que se encuentra adecuadamente instrumentado y bajo continua vigilancia por un equipo científico y técnico cualificado. La cuestión es ahora como se puede en cada momento cuantificar la actividad del volcán y de que modo esta cuantificación se puede transmitir a la población y autoridades. Tras haberse ensayado múltiples y complejas escalas se ha llegado a que la mejor cuantificación de la actividad volcánica se reduce a un simple semáforo con tres niveles: verde, amarillo y rojo. Esto se debe a dos motivos: todo el mundo está familiarizado con el semáforo de tres colores y además nuestro conocimiento actual de la actividad volcánica no permite gestionar en la práctica más niveles (Ortiz, 1996; De La Cruz-Reyna, 1996).

El semáforo del volcán permite definir en cada momento como deben actuar los equipos técnicos que intervienen en la gestión de la crisis volcánica, así como las comunicaciones que deben establecerse con los estamentos de la Protección Civil (cuadro 1). Dentro de cada nivel, y para uso exclusivo de cada grupo, es posible establecer más niveles para uso interno. En general, la versión mayoritariamente aceptada del semáforo considera los tres colores (únicos niveles que trascienden fuera del estamento científico) divididos en cinco niveles más el cero. Los niveles cero, uno y dos, corresponden al color verde, el tres es el amarillo y el cuarto y quinto al rojo. Tan importante es establecer claramente la escala ascendente (inicio de una crisis volcánica) como la descendente (vuelta a la normalidad). Este concepto de semáforo, nacido originariamente para la gestión científica de una crisis volcánica, se puede aplicar también para la gestión de la emergencia, por ejemplo para la evacuación de las poblaciones situadas en las proximidades del volcán. En cada momento se puede tener un mapa del volcán, con un semáforo en cada sector, que se gestiona en función de la actividad. De este modo es posible actualizar en cada momento los mapas de peligrosidad y de riesgo volcánico en función de la evolución de la actividad.

Cuadro 1. Niveles de la actividad volcánica				
N	**Semáforo**	**Definición**	**Actuación**	**Comunicaciones**
0	Verde	Estado normal de la actividad	Rutina	Reuniones periódicas de los grupos científicos para análisis de datos y elaboración de boletines/informes anuales
1	Verde	Señales anómalas	Revisión de los instrumentos. Comprobación de los eventos	Consultas entre especialistas implicados
2	Verde	Continúan las señales anómalas	Despliegue instrumentación suplementaria - - - - - - - - - - - - - - - - - - Declaración, si procede, del paso a semáforo amarillo para su comunicación a las autoridades de Protección Civil. Designación de un Portavoz científico único	Reuniones de especialistas y responsables de los grupos científicos para el seguimiento y evaluación de las anomalías
3	Amarillo	Incremento de la anomalía o aparición de otros indicadores	Despliegue instrumentación de crisis. Delimitación geográfica - - - - - - - - - - - - - - - - - - Solicitar la Convocatoria del "Comité de Evaluación y Seguimiento de los fenómenos volcánicos" para declarar cuando proceda el paso a semáforo rojo	Comunicación permanente del Portavoz Científico con la autoridad responsable de Protección Civil Reunión de especialistas y responsables de los grupos científicos para el seguimiento y evaluación de las anomalías
4	Rojo	Aceleración de la actividad y/o evidencia de presencia de magma	Se espera inicio erupción	Comunicaciones en el marco del "Comité de Evaluación y Seguimiento..." ampliado en su caso con otros especialistas
5	Rojo	Erupción	Atención a la erupción	Ruedas de Prensa diarias del Portavoz Científico y los especialistas que se designen

Los niveles 0, 1 y 2 pertenecen únicamente al ámbito científico. Aunque la comunicación oficial a Protección Civil se produce al pasar de nivel 2 al 3, conviene realizar una comunicación personal al equipo técnico de Protección Civil cuando se alcanza el nivel 2.

Tan importante es la gestión ascendente de esta escala de niveles como la descendente. El regreso al nivel de base se realiza siempre en forma escalonada.

Tras la declaración de semáforo amarillo el único interlocutor con los medios de comunicación será el portavoz científico y los especialistas que se designen en el caso de ruedas de prensa.

La financiación de los gastos ocasionados por las actuaciones y reuniones de los científicos, en cada nivel, debe estar prevista o recabarse por las Instituciones y Organismos competentes.

BIBLIOGRAFÍA

- BARBERI, F.; CORRADO, G.; INNOCENTI, F.; LUONGO, G. (1984). *Phlegrean Fields 1982-(1984). Brief chronicle of a volcano emergency in a densely populated area.* Bull. Volcanol., **47:** 175-185
- DE LA CRUZ-REYNA, S. (1996). *Un código de alerta para el manejo de emergencias volcánicas*. En Riesgo Volcánico. Ortiz, R. editor. Serie Casa de los Volcanes. Cabildo de Lanzarote, **Nº 5**: 181-188
- ENDO, T. E.; MURRAY, T. (1991). *Real-time Seismic Amplitude Measurement (RSAM). A volcano monitoring and prediction tool.* Bull Volcanol., **53:** 533-545

- GASPARINI, P.; GRESTA, S.; MULARGIA, F. (1990). *Statistical analysis and eruptive activities at Mt. Etna during 1978-1987.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **40:** 317-325
- GRANDORI, G.; GUAGENTI, E.; PEROTTI, F (1988). *Alarm system based on a pair of short term earthquake precursors.* Bull Seism. Soc. Am.,, **78:** 1538-1549
- MATTHEWS, R. A. J. (1997). *Decision theoretic limits on earthquake prediction* Geophys. J. Int., **131:** 526-529
- MULARGIA, F. (1992). *Time association between series of geophysical events.* Phys. Earth Planet Inter., **71:** 147-153
- MULARGIA, F.; GASPARINI, P. (1996). *Precursor candidacy and validation.* Geophys. Res. Lett., **23:** 1323-1326
- MULARGIA, F. (1997). *Retrospective validation of the time association of precursors.* Geophys. J. Int., **131:** 500-504
- ORTIZ, R., editor (1996). *Riesgo Volcánico.* Serie Casa de los Volcanes. Cabildo de Lanzarote, **Nº 5**: 304 pp.
- ROGERS, J. A.; STEPHENS, J. A. (1995). *SSAM Real Time Seismic Spectral Amplitude Measurement on PC and its application to volcano monitoring.* Bull. Seism. Soc. Am., **85:** 632-639
- VOIGHT, B. (1988). *A method for prediction of volcanic eruptions.* Nature, **332:** 125-130
- VOIGHT, B.; CORNELIUS, R. R. (1991). *Prospects for eruption prediction in near real-time.* Nature, **350:** 695-698

TÉCNICAS INSTRUMENTALES PARA LA VIGILANCIA DE VOLCANES ACTIVOS

R. Ortiz

Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid

INTRODUCCIÓN

En los próximos capítulos se tratan en profundidad temas relacionados con el estudio instrumental de la actividad volcánica, limitándonos aquí a mostrar un esquema de las distintas metodologías en su conjunto y a hacer una introducción a las técnicas actualmente en desarrollo y de las que todavía no se tiene experiencia en el seguimiento de la actividad en volcanes, antes del desencadenamiento de una crisis. La bibliografía sobre técnicas instrumentales es escasa, siendo el libro más reciente el publicado por Scarpa y Tilling, en 1996 dedicado a la vigilancia y gestión del peligro volcánico.

Una erupción es un proceso en el cual se libera la energía contenida en el magma a la superficie de la Tierra, ya sea en la atmósfera o en el mar. La forma mayoritaria en la que esta energía está contenida en el magma es como energía térmica y su liberación se realiza en base a la expansión del gas contenido en el magma y por disipación térmica al ambiente. Antes de la erupción, el sistema magmático puede considerarse como un reservorio que se encuentra con una presión superior a la del medio que lo rodea; en caso contrario el magma no podría ascender y no se produciría erupción. Este sistema se encuentra en situación estable mientras la sobrepresión del reservorio sea menor que la tensión debida a la deformación de las rocas que lo rodean y sin alcanzar el punto de fractura. En estas circunstancias cualquier aumento de presión se traduce en un incremento de la deformación. En un volcán activo, aún en fase de reposo, se producen múltiples procesos asociados al movimiento de los fluidos magmáticos en el sistema o al reacondicionamiento del edificio volcánico. Muchos de estos procesos involucran niveles muy pequeños de energía, por lo que son difícilmente detectables.

En general, cuando el volcán está en reposo la mayor parte de la actividad se debe a la circulación de los gases a través del sistema de fracturas. Estos gases se mezclan con las aguas meteóricas, originando acuíferos geotérmicos más o menos desarrollados, fumarolas, fuentes termales y suelos calientes. La circulación de estos fluidos y especialmente los cambios de fase líquido – vapor, provocan la aparición de pequeños eventos sísmicos característicos que se conocen como temblores volcánicos (*tremor*). Los cambios de presión o el movimiento del magma provocan series de eventos sísmicos que rodean al sistema magmático. Los cambios en el interior del volcán, como la inyección de nuevo magma, el aumento de temperatura de los acuíferos o la entrada de agua en el sistema, provocan deformaciones del edificio volcánico y también incremento de la actividad sísmica. La dificultad radica en poder detectar estos fenómenos, identificar sus causas, establecer los pronósticos de evolución y con toda esta información poder de manejar el semáforo del volcán. El cuadro 1 muestra los distintos tipos de fenómenos que ocurren en el volcán y las técnicas que se utilizan para estudiarlos.

Cuadro 1. Fenómenos físicos relacionados con la actividad volcánica

Ámbito	Proceso	Técnica empleada en su estudio
Mecánica	Inyección de magma Cambios en la densidad	Gravimetría
	Deformación	Nivelación,redes geodésicas, extensómetros y clinómetros. GPS
	Fractura	Estudio de la sismicidad volcánica
Calor	Transmisión de calor	Termometría: suelos, fuentes termales, fumarolas.
	Termodinámica de gases	Análisis de gases en fumarolas Difusión del CO_2
Electricidad	Modificación en el campo electromagnético natural en el entorno del volcán.	Medida del campo magnético
		Potencial espontáneo
		Estudio de las corrientes telúricas
	Cambios en las propiedades electromagnéticas	Resistividad: dispositivos dipolo-dipolo. Magnetotelúrica
Átomo	Radioactividad	Medida Radón

ACTIVIDAD SÍSMICA

El seguimiento de la actividad sísmica es la más antigua de las técnicas de vigilancia de volcanes, desarrollándose ya a principios del siglo XIX los primeros instrumentos para el estudio de los temblores del Vesubio. Hoy, la instrumentación de cualquier volcán empieza siempre por la instalación de un sismómetro, añadiéndose más instrumentación a medida que las posibilidades económicas lo permitan. Del centenar escaso de volcanes instrumentados que existen hoy, sólo unos pocos cuentan con algo más que no sea vigilancia sísmica. Esto se debe a varios factores. En primer lugar, el mayor desarrollo que presenta la sismología en todas las Universidades y Centros de Investigación, el menor costo aparente de la instrumentación sísmica y la mayor facilidad para realizar un análisis elemental de los datos obtenidos. Además, al existir más volcanes con instrumentación sísmica, nos encontramos con mayor abundancia de datos, con buenos ejemplos de cómo ha evolucionado la sismicidad antes, durante y después de una erupción. Por consiguiente, cuando se plantea la instrumentación de un nuevo volcán casi sólo se considera la instrumentación sísmica.

La actividad sísmica presente en un volcán activo es difícil de clasificar y depende de cada escuela (Minakami, 1974). En general, esta actividad, incluso en periodos de reposo, puede ser muy intensa, con una gran cantidad de eventos de poca magnitud (<2) y que suelen presentarse en enjambres. El aumento de la actividad del volcán lleva asociado también un incremento de la actividad sísmica, además de la ocurrencia simultánea de varios tipos de eventos. Incluso durante las fases más activas, los eventos suelen ser de moderada magnitud, aunque en la zona puedan darse eventos de magnitud considerable asociados a otros procesos geodinámicos. La razón de la pequeña magnitud de los eventos asociados directamente con el volcanismo hay que buscarla en la escasa fracción de la energía disponible que puede liberarse como energía sísmica. Hay que tener también en cuenta que la capacidad de expansión de los gases disminuye con la presión. Ello implica que todos los eventos en los que intervenga la fase gaseosa deben ser superficiales y generalmente sólo registrados por estaciones muy

próximas (figura 1). Esto ha dado origen a múltiples fórmulas para el cálculo de los diversos parámetros sísmicos.

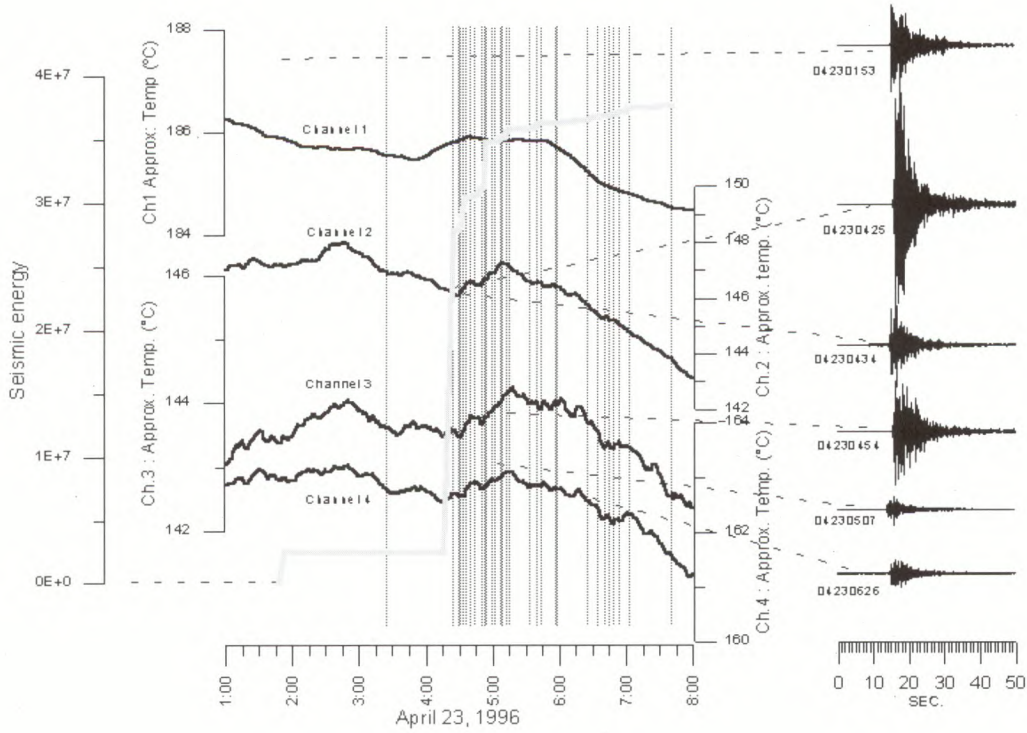


Figura 1. Los distintos procesos que tienen lugar en un volcán activo están relacionados entre sí. Para su comprensión debe hacerse un estudio conjunto, lo que requiere medir simultáneamente muchos parámetros. La figura muestra la actividad sísmica de Timanfaya (Lanzarote) y su relación con los cambios de temperatura de las anomalías térmicas. Esta actividad está asociada a la salida del gas por el sistema de fracturas de la erupción de 1730-36.

A fin de poder establecer comparaciones entre los eventos registrados en distintos volcanes, la *Commission on Volcano Geophysics* (IAVCEI) ha recomendado la utilización de una serie de fórmulas, en favor de la estandardización de los datos, aún a sabiendas de que en algunos casos puedan no resultar óptimas. La magnitud se calcula en función de la duración de los eventos mediante

$$M = 2.00 \log \tau + 0.0035 \Delta - 0.87$$

donde τ es la duración del evento en segundos y Δ la distancia epicentral en km (Lee y Steward, 1981). Esta fórmula es sencilla y fácil de utilizar. Sin embargo, cuando los eventos se superponen o se presentas eventos con coda anormal (*tremor, low frequency events*, etc.) hay que recurrir a una fórmula basada en la amplitud

$$M_L = \log A - \log A_0$$

donde M_L es la magnitud Richter local, A la semiamplitud (cero a pico) registrada en un sismómetro estándar Wood-Anderson y A_0 es la escala en función de la distancia R en kilómetros

$$-\log A_0 = \log R + 0.00301\, R + 0.70$$

La utilización de esta fórmula requiere transformar los registros obtenidos en sus equivalentes en un Wood-Anderson (To = 0.8, magnificación 2800, amortiguamiento 0.8). Cuando sólo se disponga de componente vertical, se asume que las componentes horizontales presentan una amplitud igual a la vertical.

Para los temblores volcánicos es preferible asignar el desplazamiento reducido (R. D.) definido en la forma (Aki y Koyanagi, 1981)

$$R.D. = \frac{A\, r}{2\sqrt{2}\, M}$$

siendo R. D. el desplazamiento reducido (cm^2), A la amplitud del movimiento (cm), r la distancia a la fuente (cm) y M la magnificación a la frecuencia del temblor. Cuando en el registro se tengan evidencias de que se trata de ondas superficiales, se debe utilizar la siguiente fórmula en la que aparece la longitud de onda λ

$$R.D. = \frac{A\sqrt{\lambda\, r}}{2\sqrt{2}\, M}$$

En algunos eventos sísmicos se produce también una onda sonora, especialmente cuando se trata de eventos superficiales y se está muy próximo al foco. Sin embargo, aquí nos referiremos sólo a ondas de presión que se originan en procesos volcánicos y cuyo espectro característico está casi totalmente contenido en el espectro sonoro. Este tipo de emisiones está asociada a la salida del gas a través de conductos, los cuales actúan a modo de resonadores (Seild et al., 1981; Schick et al., 1982). Este tipo de emisiones presenta un espectro muy complejo, en el que se superponen diversas fuentes y cada una de ellas puede emitir varios armónicos. Se admite que una fuente de orden 1 (monopolo) correspondería a un flujo unidimensional como sería un escape de vapor desde la región considerada como fuente. Se puede considerar en muchos casos que un conducto volcánico se comporta como un tubo de órgano. En tal caso, su emisión será función de la longitud del tubo l y de la velocidad del sonido v_s

$$\nu_0 = \frac{v_s}{2\, l}$$

para tubos abiertos o cerrados por ambos extremos, o

$$\nu_0 = \frac{v_s}{4\, l}$$

cuando el tubo está sólo cerrado por un extremo.

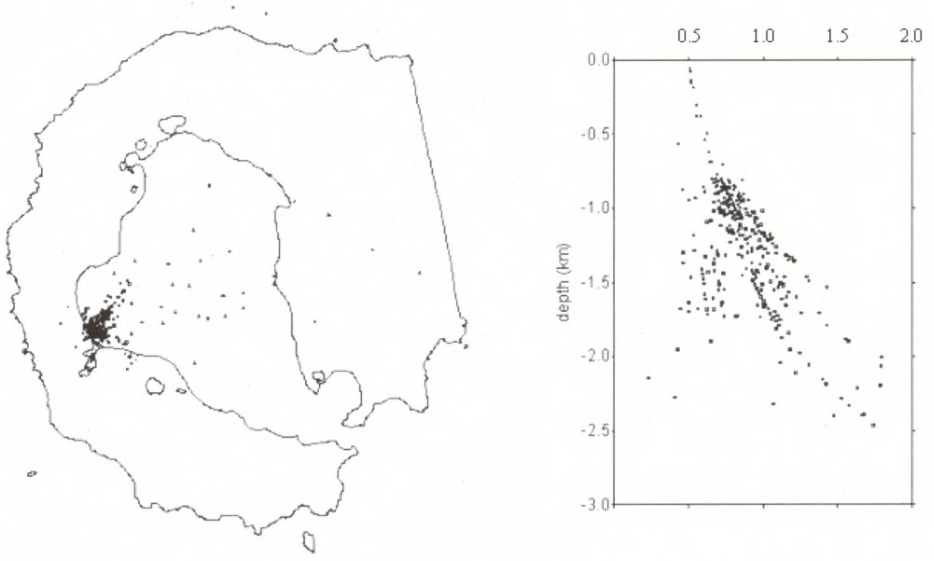


Figura 2. Localización de eventos sísmicos durante una crisis ocurrida en la isla Decepción (Antártida) en 1998-99

La velocidad del sonido v_s debe calcularse para el fluido causante de la emisión acústica, teniendo en cuenta que se trata generalmente de una mezcla fluidizada de gas y vapor más pequeñas partículas sólidas. Para ello se puede aplicar la expresión

$$v_s = \sqrt{\gamma R T}$$

donde T es la temperatura absoluta de la mezcla y γ y R las constantes de la mezcla fluidizada, que se pueden calcular mediante

$$\gamma_m = \frac{Cp}{Cv} = \frac{Cp + x\,Cs}{Cv + x\,Cs}$$

$$R_m = \frac{R}{1 + x}$$

siendo x la fracción en peso de la componente no gaseosa, Cp y Cv los calores específicos a presión y volumen constante para la fase gaseosa, Cs el calor específico equivalente para las otras componentes y R es la constante del gas (constante universal de los gases dividida por el peso molecular).

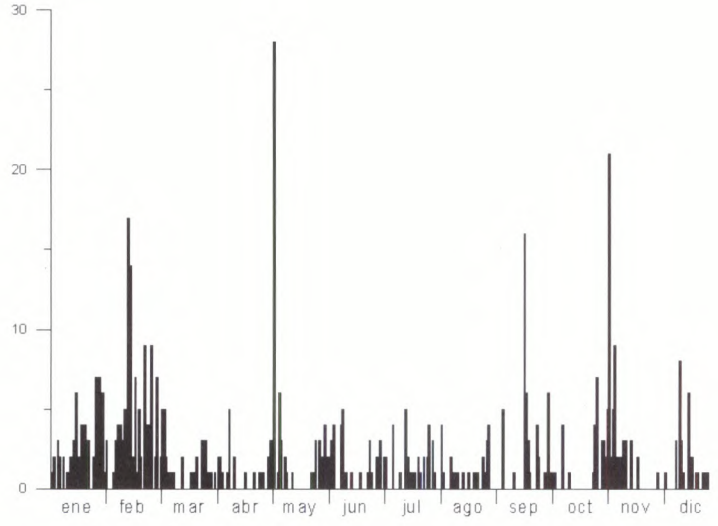


Figura 3. Estadística del número de eventos sísmicos ocurridos en el volcán Timanfaya (Lanzarote) durante 1999.

Hay que tener presente que estas expresiones corresponden al tubo de órgano ideal, pero proporcionan un grado de ajuste suficiente en muchos casos. El desconocimiento de la estructura y propiedades del medio en el aparato volcánico dificulta la aplicación de modelos más elaborados. La aplicación de métodos complejos de tratamiento de la señal permite obtener una mayor información a partir de los registros sísmicos (Seild et al., 1990). Además del contenido espectral de la señal es necesario conocer las variaciones que experimenta tanto temporales como espaciales.

La vigilancia sísmica de los volcanes parte por identificar claramente las pautas de la actividad sísmica durante la fase de reposo (línea de base) y controlar cuando esta actividad se va alejando de la línea de base, variando la distribución de los distintos tipos de eventos o la aparición de nuevas familias, así como la relación con otros fenómenos (Ortiz et al., 1992). Las técnicas tradicionales para el análisis de la sismicidad volcánica son la localización de los eventos (figura 2), la energía liberada o RSAM, el análisis espectral y la estadística del número de eventos (figura 3). En algunos volcanes se han podido establecer pautas de evolución de la actividad sísmica como la mostrada en la figura 4 en la que los distintos tipos de eventos se presentan secuencialmente a lo largo de la reactivación del volcán hasta llegar a la fase eruptiva. Estos modelo podemos utilizarlos como orientación en el seguimiento de una crisis, pero nada garantiza que el volcán que estamos estudiando responda de forma parecida.

Reposo	Inicio enjambres	Máxima actividad	Relativa calma	Erupción	Post erupción
Actividad de base	Enjambres de alta frecuencia (HF)	Eventos de baja frecuencia (LP)	Tremor	Eventos de explosión tremor	Eventos profundos (HF)
Actividad regional, sismicidad inducida térmicamente	Presión del magma, propagación de esfuerzos	Calor aportado por el magma. Cavidades llenas de fluidos	Vesiculación, interacción con acuíferos	Flujo y fragmentación del magma	Vaciado del sistema magmático
Tiempo ->					

Figura 4. Modelo genérico para la evolución de los enjambres sísmicos propuesto por McNutt (1996).

DEFORMACIÓN

El control de la deformación es otra de las técnicas de vigilancia de volcanes más extendidas y eficaces. Es especialmente útil en volcanes donde las características del magma haga esperar grandes deformaciones. Hay que tener presente que la deformación varía con la distancia. Una aproximación elemental puede obtenerse considerando una cámara magmática esférica situada a una profundidad h, cuyo radio pasa de R a R + dR (figura 5). Si aceptamos que el medio es ideal, el aumento de volumen debe mantenerse a cualquier distancia. En particular, en un punto de la superficie situado a una distancia x de la vertical de la cámara tendremos

$$4\pi R^2 dR = 4\pi (h^2+x^2)(dh^2+dx^2)^{1/2}$$

En general, desconocemos cuales son las dimensiones de la cámara y lo que éstas han variado, pero si conocemos dh y dx en cada punto, podremos calcular dónde está el centro de la deformación (x y h). La deformación vertical viene dada por

$$dh = \xi \frac{R^2\, dR}{\left(h^2 + x^2\right)^{3/2}} h$$

donde ξ es una constante (<1) que representa las propiedades elásticas de la corteza. El valor absoluto de la deformación horizontal viene dado por una expresión semejante dx

$$dx = \xi \frac{R^2\, dR}{\left(h^2 + x^2\right)^{3/2}} x$$

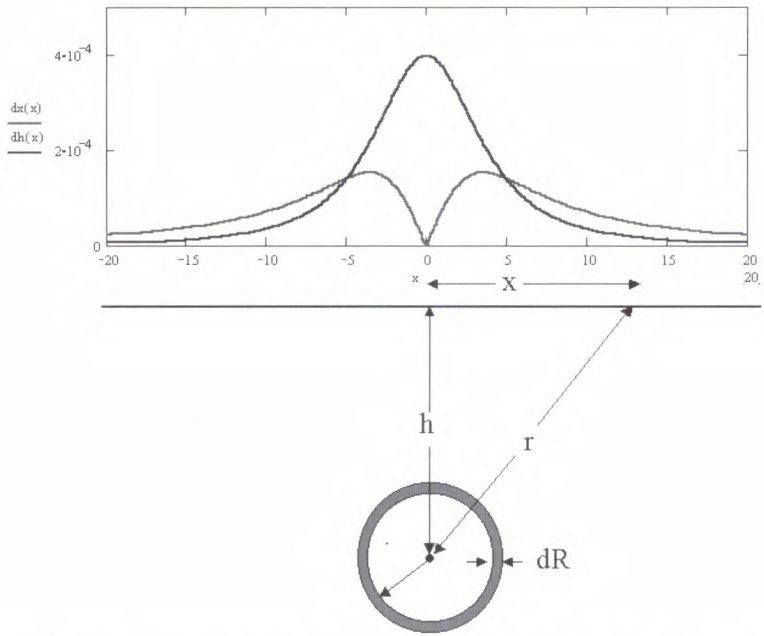


Figura 5. Modelo elemental para estimar la deformación provocada en superficie por una inyección magmática en una cámara esférica (modelo de Mogi).

tienen dirección radial y el máximo de deformación horizontal no está centrado sobre la fuente. Es importante realizar estos cálculos elementales para plantear la instalación de una red de control de la deformación y situar los instrumentos en la zona donde se esperan las máximas deformaciones. La evolución temporal de la deformación nos puede dar indicación de si este centro cambia con el tiempo, es decir si se está produciendo un proceso de ascenso del magma. Otra situación parecida es cuando la deformación está ligada al ensanchamiento del conducto. La relación es similar a la anterior, aunque ahora la dependencia es lineal con la distancia. Ahora R es el radio del conducto y x la distancia al eje

$$2\pi R dR = 2\pi x dx$$

Basándonos en esta relación, la variación de la deformación con la distancia permite discriminar ambos fenómenos: deformación de la cámara o de los conductos de emisión. En el primer caso la deformación varía con el cuadrado de la distancia, es decir, una deformación de un metro a un kilómetro de distancia es de sólo una micra. En el caso del conducto sería de sólo un milímetro, y esto considerando el caso ideal. Por consiguiente, la aplicación de un método de control de la deformación para vigilancia de la actividad volcánica debe presentar una elevada precisión, difícil de conseguir por métodos geodésicos convencionales y que exige la utilización de instrumentos de muy alta resolución y una muy cuidada instalación sobre el terreno. Es importante destacar que la forma de la curva no varía si no existe desplazamiento del centro de presión o se superan los

límites elásticos de las rocas de caja. Ello es muy importante a efectos de evaluación de la posibilidad inmediata de una erupción. Estas expresiones pueden referirse a presiones en el reservorio introduciendo los distintos coeficientes elásticos (Machado, 1974; Tryggvason, 1989). Modelos más evolucionados (Natale y Pingue, 1996) muestran que la deformación horizontal es menor que la pronosticada por el modelo elemental, mientras que existe una amplificación vertical del orden de h/R. El desconocimiento de la estructura del volcán o la presencia de importantes fracturas imposibilitan la aplicación práctica de los modelos más complejos.

Entre las técnicas tradicionales, la más extendida es el triángulo de nivelación (*dry-tilt*) consistente en nivelar periódicamente triángulos de aproximadamente 40 m de lado (figura 6) mediante un nivel y miras de alta precisión. Es importante diseñar los hitos de forma que las miras puedan colocarse exactamente en la misma posición. La deformación en microrradianes se calcula mediante las fórmulas prácticas (Yamashita, 1993)

$$\tau_N = \left[\begin{pmatrix} -\cos\Phi \\ X\ Y \end{pmatrix} sen(\Phi-\Theta) \right] \Delta(Y-X) - \left[\begin{pmatrix} \cos\Theta \\ X\ Z \end{pmatrix} sen(\Phi-\Theta) \right] \Delta(X-Z) \Big] 10^4$$

$$\tau_E = \left[\begin{pmatrix} sen\,\Phi \\ X\ Y\ sen(\Phi-\Theta) \end{pmatrix} \Delta(Y-X) - \begin{pmatrix} \sin\Theta \\ X\ Z\ sen(\Phi-\Theta) \end{pmatrix} \Delta(X-Z) \right] 10^4$$

siendo τ_N y τ_E las componentes norte y este del vector de deformación, XY y XZ las longitudes de los lados del triángulo en metros, Δ(Y-X) y Δ(X-Z) las diferencias de nivelación en centímetros, obtenidas en dos campañas distintas entre los vértices Y, X y X, Z.

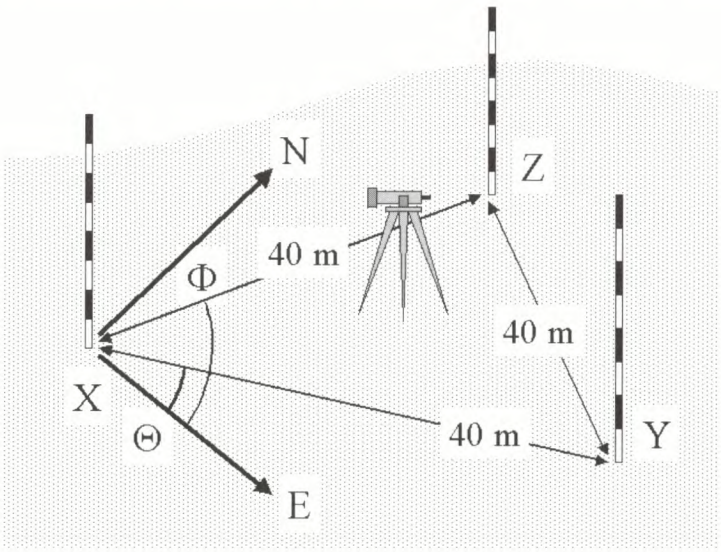


Figura 6. Triángulo de nivelación (dry-tilt). La longitud de los lados del triangulo es de aproximadamente 40 m. Esta distancia es un compromiso entre la precisión de las medidas y la realización práctica en terrenos volcánicos.

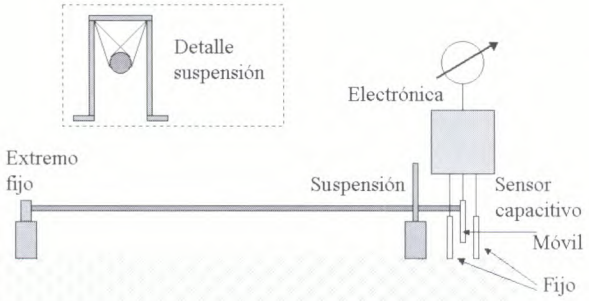


Figura 7. Esquema de un extensómetro de barra. Una barra está anclada por un extremo, mientras que el otro extremo está colgado de una suspensión que le permite desplazarse horizontalmente. En este extremo se dispone un sensor de desplazamiento (en la figura un sensor capacitivo diferencial).

Actualmente (figura 7), es posible disponer de sensores electrónicos para la medida de la deformación con sensibilidad suficiente para detectar estas pequeñas deformaciones (Van Ruymbeke y D'Oreye, 1991). Sin embargo el efecto de la temperatura, tanto sobre el instrumento como sobre el entorno, puede provocar variaciones más grandes que la deformación que queremos medir. Otro problema, más difícil de corregir, es la deformación causada por la presencia de acuíferos superficiales, suelos helados o glaciares. Instalar los instrumentos en cuevas o pozos profundos, y un exhaustivo conocimiento de la estructura del volcán son el único camino para que los datos obtenidos reflejen los cambios de actividad del volcán. La medida de la deformación mediante técnicas GPS todavía no ha alcanzado la resolución necesaria para la vigilancia de volcanes a costos competitivos. Además, plantea los mismos problemas derivados de las variaciones de temperatura, del nivel de acuíferos o de la presencia de hielo.

La medida de la deformación mediante la aplicación de técnicas convencionales (nivelación de alta precisión, distanciómetros electrónicos, etc.) exige utilizar instrumentación muy costosa y elevados gastos para la operación de los técnicos en el campo para poder alcanzar las precisiones requeridas. En muchos volcanes, las condiciones del terreno no permiten emplazar los dispositivos geodésicos en las zonas donde se esperan las máximas deformaciones. Es conveniente combinar las medidas de la deformación con medidas gravimétricas y de esta forma poder caracterizar la fuente (Brown y Rymer, 1991). También se están tratando de desarrollar técnicas remotas para el control de la deformación, como puede ser la interferometría de imágenes radar obtenidas mediante satélites o aviones de alta cota.

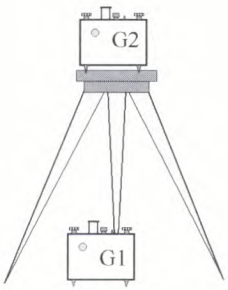


Figura 8. Aplicación del método del gradiente gravimétrico. Se utilizan dos gravímetros (es posible hacerlo tambien con uno solo). Midiendo a nivel de la superficie del suelo y a una cierta altura (el trípode). Hay que utilizar siempre el mismo dispositivo para evitar tener que introducir correcciones.

La gravimetría es otra técnica geodésica muy utilizada para el estudio de los volcanes activos. El problema sigue siendo poder discriminar los efectos superficiales de aquellos que tienen su origen en la actividad del volcán. Una posible solución es realizar periódicamente el levantamiento gravimétrico de todo el edifico volcánico, pero ello requiere además de recursos, mucho tiempo y no es factible hacerlo cuando el volcán entra en crisis. Otra solución es medir el gradiente gravimétrico en cada punto (figura 8) (Raymer, 1995). De esta forma poseemos una información suplementaria que nos permite caracterizar mejor la fuente de las posibles anomalías. Para una fuente plana e infinita se tiene

$$\frac{\Delta g}{\Delta h} = FAG + 2\pi G \rho$$

y para una fuente esférica puntual

$$\frac{\Delta g}{\Delta h} = FAG + \frac{4}{3}\pi G \rho$$

donde FAG es el gradiente aire libre medido directamente, G la constante gravitacional universal (6.672×10^{-11} N m^2 kg^{-2}) y ρ la densidad. Admitiendo una densidad estándar de 2600 kg m^{-3}, una elevación de 1 m supone un cambio de -200 μGal. Evidentemente, hay que utilizar gravímetros de muy alta calidad, operados cuidadosamente para alcanzar las precisiones requeridas por este método.

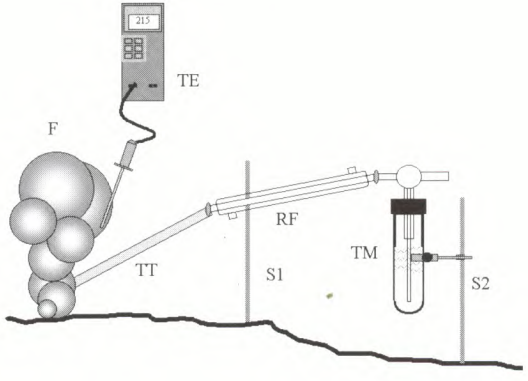


Figura 9. El estudio de los gases volcánicos implica todavía el muestreo manual de las emanaciones gaseosas. La figura muestra el dispositivo más ampliamente utilizado. F fumarola, TE termómetro, TT tubo titanio para muy altas temperaturas, RF refrigerante, S1 y S2 soportes, TM tubo de muestreo con una disolución alcalina para evitar las reacciones entre los distintos componentes de la muestra durante el tiempo que se tarda entre el muestreo y el análisis (Picardi y Cellini-Legittimo, 1982).

GASES

La composición química de las aguas o de los gases presentes en las emisiones de un volcán es un reflejo de su actividad. Los gases procedentes del magma circulan por el sistema de fracturas, interaccionando con los distintos acuíferos y saliendo a la superficie en forma de fumarolas o de fuentes termales. Es importante conocer que las composiciones

que nosotros observamos no corresponden a la composición inicial sino que son el resultado de todo un largo proceso en el que también puede intervenir actividad de tipo biológico. Las técnicas actuales de vigilancia geoquímica de los volcanes parten de considerar que las emisiones gaseosas están en equilibrio cuando el volcán se encuentra en reposo. Cuando el sistema volcánico evoluciona, se produce un desequilibrio más o menos fuerte en la composición de los gases y este desequilibrio es el indicador de la actividad. Para ello, además de la composición química de los gases, debemos conocer la temperatura a la que se ha tomado la muestra.

El gas volcánico tiene como componentes, además del vapor de agua que es mayoritario, SO_2, H_2S, CO_2, CO, HCl, HF y otros en mucha menor concentración. De todos éstos el SO_2 y el CO_2 se consideran los componentes más significativos de la presencia de magma. Los volcanes andesíticos se caracterizan por mostrar una abundante emisión de cloro. Las posibles reacciones entre estos componentes permiten establecer las temperaturas de equilibrio de la mezcla y compararla con la temperatura de la fumarola (Chiodini y Cioni, 1989)

El problema de la utilización de los gases como indicadores de la actividad del volcán radica en la necesidad de la intervención humana para obtener las muestras (figura 9). El elevado carácter corrosivo de los gases volcánicos destruye en poco tiempo cualquier instrumento que se sitúe en la zona de emisión. El muestreo manual obliga a llegar a las zonas de emisión, exponiendo al personal a un elevado nivel de riesgo. Y en muchos volcanes, por la propia constitución del edificio volcánico, es imposible obtener una muestra significativa. Por ello se está haciendo un gran esfuerzo para la medida remota de la composición química de los gases volcánicos. Todos los instrumentos actualmente operativos parten de analizar el espectro de la luz solar cuando atraviesa la nube de gases y cenizas, comparando la intensidad en longitudes de onda que son absorbidas con otras próximas que no lo son (Stoiber et al., 1983). Actualmente se tiene bastante experiencia en la medida remota del SO_2, aunque los resultados obtenidos en muchos casos no pasan de ser meramente cualitativos, pues el error introducido en la operación práctica del instrumento es muy grande. El desarrollo de la fotoelectrónica ha hecho posible que hoy estén disponibles sensores de infrarrojo lejano de bajo precio, que permiten desarrollar instrumentos para la medida del CO_2 de forma automática. Sin embargo, todavía no hay suficientes resultados para valorar esta técnica para la vigilancia de volcanes activos. También se están ensayando sensores de óxido metálico y semiconductores que son específicos para distintos gases (SO_2, H_2S, HCl) que aunque presentan interferencias, pueden dar una idea de los cambios relativos en la composición de las fumarolas.

OTRAS TÉCNICAS

La actividad volcánica origina una serie de perturbaciones en el campo geomagnético. Los orígenes de estas perturbaciones son muy variados, desde procesos electroquímicos asociados a la circulación de fluidos por fracturas hasta grandes anomalías debidas a la presencia de un cuerpo a temperatura superior a la temperatura de Curie (Hurst y Christoffel, 1973). También es frecuente la aparición de zonas anormalmente conductoras asociadas a la circulación de fluidos o a la presencia de material fundido o deposición de sales conductoras. Actualmente existe un gran interés por la aplicación de métodos electromagnéticos en la vigilancia de volcanes, utilizando campos naturales como el campo magnético y el estudio de los

potenciales eléctricos asociados a la circulación de fluidos sobre el edifico volcánico, o mediante campos creados artificialmente mediante la determinación de la estructura resistiva del volcán. Aunque la interpretación de estas anomalías es muy compleja, estos métodos se están extendiendo cada vez más para la vigilancia de volcanes, ya que son fenómenos fácilmente medibles con instrumentación electrónica sencilla. Sin embargo, hay muy pocos resultados ya que son muy pocos los volcanes donde se han implementado estas técnicas y en los que se hayan producido posteriormente erupciones importantes.

El seguimiento de las nubes de cenizas por su relevancia en el tráfico aéreo es otro tema que actualmente se esta estudiando intensamente. El problema radica en que las finas partículas procedentes del volcán sirven de núcleo de condensación y se recubren de agua, por lo que la imagen que ofrecen es similar a las nubes habituales y los sistemas de radar no son capaces de discriminar adecuadamente. La combinación en tiempo real de la información meteorológica y la volcanológica permite en algunos casos desarrollar sistemas automáticos para la alerta automática de la presencia de cenizas en volcanes que exhiban pautas repetitivas (figura 10).

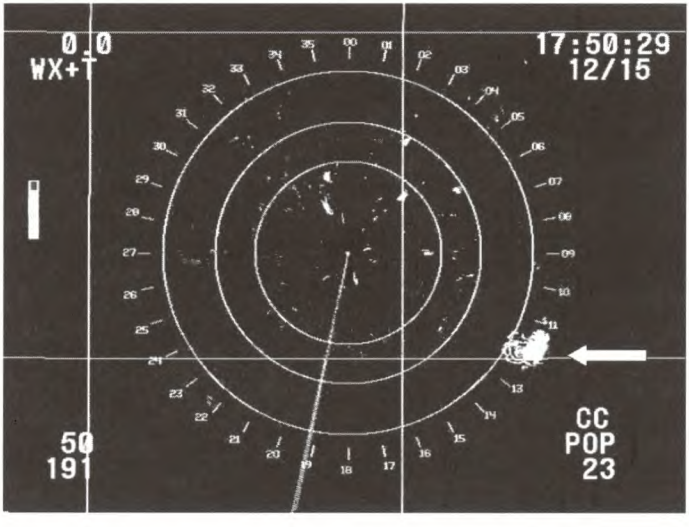


Figura 10. Imagen radar de una pequeña explosión ocurrida en el volcán mexicano Popocatépetl. El análisis de estas imágenes simultáneamente con la información sísmica permite la gestión de una alarma indicadora de la presencia de cenizas volcánicas en la zona y avisar automáticamente al aeropuerto. Cortesía CENAPRED México.

Igualmente, para volcanes en crisis o aquéllos que presentan actividad persistente es importante contar con un sistema de cámaras que permita la vigilancia visual de la actividad del volcán en forma remota. Hoy es fácil conectar una cámara a un computador y recibir las imágenes en el observatorio (figura 11). Para poder obtener imágenes del volcán durante la noche también se está ensayando la utilización de cámaras infrarrojas.

En la actualidad, se están desarrollando técnicas basadas en sensores remotos en satélites o aerotransportados. Sus aplicaciones incluyen, aparte de la cartografía tradicional de las formaciones volcánicas, la medida de temperaturas, el control de la deformación y el seguimiento de plumas volcánicas entre otras (Sabroux et al., 1990; Rothery, 1992). Algunos de estos sensores pueden ser aerotransportados, pudiéndose entonces trabajar a escalas mucho menores.

Figura

Figura 11. Secuencia de imágenes de una pequeña explosión ocurrida en el volcán mexicano Fuego de Colima. Está obtenida con un sistema de vídeo de baja velocidad y resolución (tres imágenes por minuto y solo 9 KByte por imagen). Cortesía Observatorio Volcanológico Universidad de Colima.

SISTEMAS DE TELEMETRÍA

Tan importante como adquirir los datos es que éstos lleguen al centro de procesado. Muchas tecnologías están hoy disponibles para la transmisión de datos, pero no todas ellas sirven para operar correctamente en volcanes activos. El agresivo ambiente y las temperaturas extremas constituyen una importante limitación, pero es el requerimiento de que el sistema siga funcionando cuando el volcán entra en crisis la limitación más importante. No se puede confiar ni en las conexiones telefónicas ni en las fuentes de energía convencionales, pues ambas fallan fácilmente en cuanto surge el menor problema. Esto exige el disponer de redes propias de comunicación, al menos para llevar los datos a un punto donde sea posible realizar el primer análisis, imprescindible para el seguimiento de la crisis. Por tanto sólo es posible utilizar enlaces radio, conexiones cable o enlaces vía satélite. Estos últimos tienen un costo elevado por el uso del segmento espacial, pero limitando el volumen de información a transmitir pueden resultar competitivos especialmente para el monitoreo de volcanes muy aislados o situados en zonas donde la saturación de los otros sistemas de comunicación sea muy elevada.

BIBLIOGRAFÍA

- AKI; KOYANAGI RY. (1981). *Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea Haway.* J. G. R. **86***: 7095-7110.*
- BROWN, G.; RYMER, H. (1991). *Microgravity monitoring at active volcanoes: A review of theory and practice.* Cahiers du Centre Européen de Geodynamique et de Séismologie, **4** **:**279-304
- CHIODINI, G.; CIONI, R. (1989). *Gas geobarometry for hydrothermal systems and its application to some Italian geothermal areas.* Applied Geochemistry, **4:** 465-472

- HURST, A. W.; CHRISTOFFEL, D. A. (1973). *Surveillance of White Island Volcano. 1968-1972. Part 3.- Thermo magnetic effects due to volcanic activity*. N. Z. J. Geol. Geophys., **16:** 965-972
- LEE, W.; STEWART, S. (1981). Principles and application of microearthquake networks. Academic Press, New York: 293 pp.
- MACHADO, F. (1974). *The search for magmatic reservoirs*. En Physical Volcanology. Civetta, L.; Gasparini, P.; Luongo, G.; Rapolla, A. editores. Elsevier. Amsterdam: 255-273
- MINAKAMI, T. (1974). *Seismology of volcanoes in Japan*. En Physical Volcanology. Civetta, L.; Gasparini, P.; Luongo, G.; Rapolla, A. editores. Elsevier.. Amsterdan :1-27
- MCNUTT, S. R. (1996). *Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: A review of the state of the art and case histories*. En Monitoring and mitigation of volcano hazards. Scarpa, R.; Tilling, R. I., editores. Springer-Verlag, Berlin: 99-146
- NATALE, G.; PINGUE F. (1996). *Ground deformation modeling in Volcanic areas*. En Monitoring and mitigation of volcano hazards. Scarpa, R.; Tilling, R. I., editores. Springer-Verlag, Berlin: 365-388
- ORTIZ, R.; CORREIG, A. M.; MUÑOZ M. L.; DIEZ-GIL J. L. (1992). *Aparent variation of coda-Q in the Phlegraean Fields (Italy) during the bradyseismic crisis of 1982-1984*. En Progress In Volcanic Seismology, P. Gasparini y R. Scarpa editores. Springer-Verlag. Heildelberg: 516-532
- PICARDI, G.; CELLINI-LEGITTIMO, P. (1982). *A sampling and chemical analysis procedure for fumarolic gases*. Mikrochim. Acta.: 159-167
- RAYMER, H. (1995). *Microgravimetry monitoring*. En Monitoring active volcanoes. McGuire, Kilburn, Murray, editores. UCL Press. Londres: 217-247
- ROTHERY, D.A. (1992). *Monitoring and warning of volcanic eruptions by remote sensing*. En Geohazards. Natural and man-made. McCall, Laming; Scott, (editores). Chapman & Hall, Londres: 227 pp.
- SCARPA, R.; TILLING, R. I., editores (1996). Monitoring and mitigation of volcano hazards. Springer-Verlag, Berlin: 841 pp.
- SABROUX, J.C.; VILLEVIEILLE, A.; DUBOIS, E.; DOYOTTE, C.; HALBWACHS, M.; VANDEMEULEBROUCK, J. (1990). *Satellite monitoring of the vertical temperature profile of Lake Nyos, Cameroon*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **42:** 381-384
- SCHICK, R.; COSENTINO, M.; LOMBARDO, G.; PATANE, G. (1982). *Volcanic tremor at Mount Etna. A brief description*. En Mount Etna volcano. Romano, R. Editor. Memorie della Societa Geologica Italiana, **23:** 191-196
- SEIDL, D.; KIRBANI, S.B.; BRÜSTLE, W. (1990). *Maximum entropy spectral analysis of volcanic tremor using data from Etna (Sicily) and Merapi (central Java)*. Bull. Volcanol., **52:** 460-474
- SEIDL, D.; SCHICK, R.; RIUSCETTI, M. (1981). *Volcanic tremors at Etna: a model for hydraulic origin*. Bull. Volcanol., **44:** 43-56
- STOIBER, R. E.; MALINCONICO, L. L.; WILLIAMS, S. N. (1983). *Use of correlation spectrometer at volcanoes*. En Forecasting volcanic events. Tazieff, y Sabroux editores. Elsevier. Amsterdam: 409-424
- TRYGGVASON, E. (1989). *Ground deformation in Askja, Iceland: its source and possible relation to flow of the mantle plume*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **39:** 61-71

- VAN RUYMBEKE, M.; D'OREYE, N. (1991) *Design and construcction of instruments adapted to volcanic zones*. Cahiers du Centre Européen de Geodynamique et de Séismologie, **4 :** 57-70
- YAMASHITA, K. (1993). *Nivelación de montaje único para vigilar el desplazamiento vertical (inclinación) en los volcanes de los Cascades*. En Vigilando volcanes: técnicas y estrategias empleadas por el personal del Observatorio Volcanológico Cascades 1980-90. Ewert y Swanson editores, U.S. Geological Survey Bulletin. Cascades Volcano Observatory, Vancouver, U.S.A. :163-170

SEGUIMIENTO DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA: ESTACIONES MULTIPARAMÉTRICAS Y SISTEMAS DE COMUNICACIONES.

M. Tárraga[1], R. Abella[1], R. Ortiz[1], A. García[1], M. Astiz[2]

[1] Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid

[2] Dpto. de Matemática Aplicada. E.T.S. Arquitectura. UPM. Avda. Juan de Herrera, 4. 28040 Madrid

INTRODUCCIÓN

La única manera de percibir y poder evaluar el estado de actividad de un volcán y el riesgo asociado, es a través de la observación y vigilancia sistemática mediante diversos métodos visuales e instrumentales. Si éstos se aplican de forma anticipada en las fases previas a un proceso eruptivo es posible, en la mayoría de los casos, detectar oportunamente un cambio cualitativo y cuantitativo de la actividad. Esto incluso puede conducir a una predicción a corto plazo de un proceso eruptivo inminente y poner en marcha un plan de emergencia previamente establecido.

En relación con la erupción volcánica, hay que considerar gran variedad de fenómenos: la emisión de lavas, piroclastos y gases, terremotos volcánicos, deformaciones corticales, procesos geotérmicos, etc. Por tanto, la vigilancia de volcanes debe cubrir todo este tipo de fenómenos.

El seguimiento de la actividad de un volcán, en general supone situar una serie de sensores en sus proximidades y recibir los datos con el mínimo retardo posible en el centro en el que se procede a su análisis. La instrumentación para el seguimiento de la actividad volcánica es muy variada; un resumen de los distintos equipos que se pueden instalar viene reflejado en la tabla 1.

A pesar de lo diferentes que son las medidas a realizar podemos simplificar conceptualmente toda esta instrumentación a tres elementos. En un primer lugar estarían los sensores característicos de cada magnitud a medir y, común a todos ellos, estarían por un lado los enlaces y líneas de transmisión y por otro los sistemas de registro y procesado de datos. Los métodos más utilizados para el seguimiento de la actividad volcánica son la medida de la actividad sísmica y la medida de deformaciones.

ESTACIÓN SÍSMICA DIGITAL DE 24 BITS

Las estaciones sísmicas tradicionales están compuestas por

Un geófono que convierte los movimientos del suelo en señales eléctricas
Un preamplificador encargado de amplificar la señal que pueda ser tratada por un sistema de adquisición de datos
Un filtro anti-aliasing para limitar la frecuencia de respuesta según la velocidad de muestreo del sistema
Un sistema de adquisición de datos con conversor analógico digital
Un ordenador.

INSTRUMENTACIÓN RECOMENDADA PARA EL SEGUIMIENTO DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA.	
SÍSMICA	• Una estación digital en registro continuo. • Red telemétrica en tiempo real (3 ó 4 estaciones). • Estaciones autónomas (4). • Array sísmico (4 módulos de 8 canales).
DEFORMACIÓN	• Clinómetros de dos componentes. • Distanciómetro.
METEOROLOGÍA	• Estación meteorológica: - Veleta. - Anemómetro. - Pluviómetro.
VOLCANOMAGNETISMO	• Red de magnetómetros
GASES	• Laboratorio para muestreo y análisis de gases: - CO_2, CO, SO_2, H_2S, H_2O
TEMPERATURA	• Termómetros: - Termopar para 1200 ºC. - Termómetro de radiación o cámara térmica.
EMISIÓN ACÚSTICA	• Microbarógrafo.
VISUAL	• Cámara y sistema de vídeo digital.

Tabla 1. Instrumentación recomendada para la instalación de un Observatorio Volcanológico.

El preamplificador es un elemento crítico en todo diseño ya que, si no se diseña con muchos circuitos integrados y muchos componentes, puede causar numerosos problemas porque introduce un nivel de offset, aumenta el nivel de ruido y limita el rango dinámico. Una solución a estos problemas es utilizar un conversor A-D de alta resolución como el AD7710 de Analog Device (Analog Device, 1991). Este conversor incorpora un preamplificador y un filtro digital, que, por ello, no depende de las variaciones de los sistemas analógicos. De esta manera, la estación sísmica queda reducida a un geófono, un conversor analógico digital y un ordenador.

Conversor Analógico Digital

La propiedad característica de un conversor analógico digital (CAD) es que es capaz de generar un registro digital a partir de una señal eléctrica analógica generada por un sensor. Este registro ya puede ser tratado y almacenado de forma digital.

El conversor cuantifica la señal analógica en distintas porciones del valor de un potencial de referencia usado. Un CAD tiene 2^N códigos, siendo N es el número de bits del

conversor. En la actualidad existen conversores de hasta 24 bits. Cuanto mayor es el número de bits, menor es el bit menos significativo LSB (Less Significant Bit) y por tanto mayor es la resolución del conversor. La resolución que tiene el CAD vendrá dada por la mínima cantidad que puede llegar a detectar. De esta forma, si el voltaje de entrada varía, por ejemplo, entre –3 y +3 Voltios, el LSB o una cuenta será

$$LSB = \frac{6voltios}{2^N}$$

En el caso de un CAD de 24 bits una cuenta será 0.36μV.

Los errores que tienen los CAD son:

Error de Cuantificación: la relación entre la entrada analógica (voltios) y la salida digital (números) es lineal, y la resolución es igual al incremento más pequeño que puede experimentar la señal digital. Entonces, el error es siempre menor al bit menos significativo.

Error de cero o de offset: para una tensión de entrada igual a cero le puede corresponder una salida digital distinta de cero.

Error de linealidad: la relación entre la señal analógica y la digital tiene ligeras variaciones de la dependencia lineal que debería tener. Este problema solo se puede compensar por software.

Error de amplificación: la discrepancia entre la salida real y la salida teórica aumenta con el valor de la entrada.

Error de monotonicidad: cuando a una señal creciente analógica no le corresponde una señal creciente digital.

Podemos dividir las distintas arquitecturas para los CAD en cuatro tipos bien diferenciados, cada una con sus particularidades características. Una representación de estos cuatro tipos en función de la resolución y la frecuencia de muestreo aparece en la figura 1.
Los cuatro tipos son
CAD flash: son conversores de gran velocidad de muestreo. La conversión se realiza con un solo pulso de reloj. Es utilizada para frecuencias muy altas (por encima de 1MHz), pero su resolución es baja (menor que 12 bits). Se utiliza para vídeo digital o radar.
CAD de aproximaciones sucesivas: son conversores utilizados con un rango de frecuencias intermedias, entre 10KHz y 1 MHz. Usados para multiplexar varios canales pero con baja información en frecuencias. Presentan una excelente linealidad y elevada precisión pudiéndose alcanzar hasta 16 bits de resolución a bajo costo. La conversión la hacen comparando con un valor: si es menor que este valor comparan con la mitad de éste y así sucesivamente; de igual modo se realiza si es mayor. Algunos de estos conversores se han utilizado en sísmica pero con baja resolución.

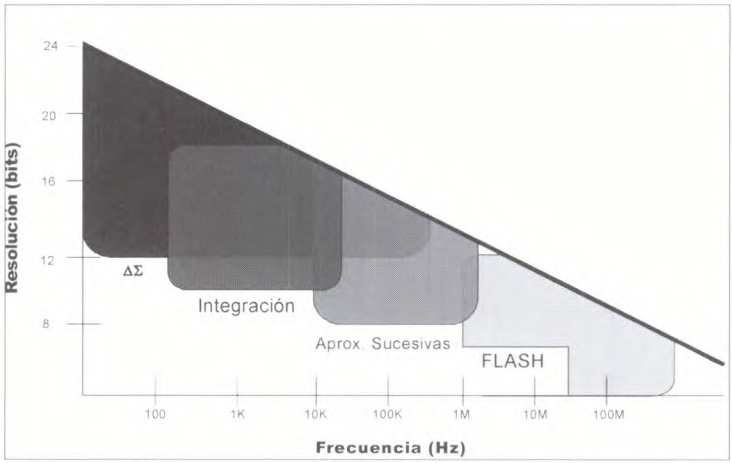


Figura 1. Relación entre la velocidad y la resolución de los CAD.

CAD de integración: para realizar la conversión, miden el tiempo transcurrido entre el momento en que se abre el interruptor y el momento en el que la carga del condensador del integrador hace conmutar al comparador, es decir el tiempo que tarda en alcanzar un valor determinado. Esta operación se realiza con N+1 golpes de reloj, siendo N el número de bits. La mayoría de los voltímetros digitales que se encuentran en el mercado operan con este tipo de conversores.

CAD ΔΣ: son conversores de sobremuestreo y actúan bien a frecuencias por debajo de 200 KHz. Tienen gran resolución conseguida gracias a un sobremuestreo y a un filtro digital. La comparación se realiza con un solo bit: si es mayor se le suma otro y así sucesivamente; por eso se le conoce también como conversor de seguimiento. Este proceso se realiza a frecuencias de muestreo muy rápidas en comparación con la frecuencia que está siendo digitalizada. El sobremuestreo por si sólo no es suficiente para conseguir esta alta resolución por lo que lleva además un filtro digital.

A pesar de que los conversores A-D tienen una resolución teórica de 24 bits trabajamos con una resolución de 16 bits. Para las señales sísmicas que nos interesa estudiar nos basta con una resolución de 2^{16}, ya que sólo con terremotos grandes se saturaría la señal. El ruido térmico generado por los componentes o los contactos es mayor que 2^{-16}. Esto implica que usando un sobremuestreo y un procesado digital posterior se pueden obtener mayores resoluciones. Con esta resolución tenemos un buen compromiso entre la calidad de los datos y la extensión de los ficheros

El CAD utilizado para las estaciones sísmicas es el AD7710 (Analog Device, 1991) de 24 bits que es un conversor para aplicaciones de medida de baja frecuencia. Acepta señales de bajo nivel directamente de un medidor de deformación, un transductor o una salida digital por puerto serie. Usa la tecnología Delta-Sigma y tiene un control de la amplificación con rango entre 2^0 y 2^7. La salida del modulador está procesada por un filtro digital anti-aliasing. De esta manera se puede conectar directamente el sensor al conversor sin necesidad de conectar ningún circuito auxiliar.

Este conversor puede operar con una resolución de 16 ó 24 bits. El límite de ruido que tiene el sistema dependerá de la resolución con la que estemos trabajando, de forma que a 24 bits el ruido está por debajo de 10 Hz, a 20 bits es del orden de 100 Hz y a 16 bits de 200 Hz. Esta limitación no presenta ningún problema para las aplicaciones relativas a la sismicidad volcánica y a otros tipos de señales volcánicas ya que el ruido propio del sensor está siempre por encima de estos límites.

El uso práctico de los conversores de 24 bits requiere el uso de la transferencia de datos vía serie. Esto no es un gran problema ya que la frecuencia de muestreo es relativamente lenta. Cuando se usan tres o cuatro componentes, el tiempo que se necesita para leer los datos es el mismo que si se tuvieran que leer series de 3 ó 4 bits. Cuando se usan estos conversores, hay que tener especial cuidado con el ruido ya que un aumento de la resolución del conversor bajo condiciones de ruido en la entrada provocaría un registro de datos inservibles por su mala relación señal-ruido.

Debido al sobremuestreo, un simple circuito RC hace de filtro antialiasing. Por lo tanto, debe ser cuidadosamente diseñado, debido a los altos valores de la resistencia de entrada ya que el ruido térmico generado es mayor que el bit menos significativo. El filtro incluido en este chip tiene una respuesta del tipo $((\text{sen}X)/X)^3$. El conversor AD7710 puede operar en diferentes modos, de esta manera se eligen la frecuencia de corte del filtro y la frecuencia de muestreo a través del código de 24 bits que es escrito en el registro de control.

El AD7710 opera con un reloj de 10MHz (reloj principal). Este reloj es tomado directamente de un oscilador de cristal de cuarzo interno. Si se quieren usar varios conversores sincronizados, se utiliza un oscilador externo.

Para la salida de los datos y la entrada del código de operación se usa un protocolo de comunicaciones serie con una línea bidireccional para los datos (SDATA, datos serie) y otra para el reloj.

MEDIDA DE DEFORMACIÓN

Cuando un volcán está en reposo, o bien el punto de observación está alejado, las deformaciones que se producen son muy pequeñas, tan pequeñas que están por debajo de la resolución de las técnicas geodésicas más avanzadas. Además, en muchos casos se desea la medida continua de la deformación, lo cual se realiza mediante una serie de instrumentos diseñados específicamente. El mayor problema radica en que estas pequeñas deformaciones que pretendemos medir son menores que los efectos provocados por otros factores como la temperatura, el viento, las mareas, los cambios de presión, etc. Por ello, cuando se pretende alcanzar un determinado nivel de detectabilidad, la instrumentación se complica, debiendo manejar cada vez más parámetros para poder corregir las lecturas de todos estos efectos indirectos.

La primera condición es que estos instrumentos van a requerir un emplazamiento muy bien seleccionado y donde las perturbaciones sean mínimas. Después se necesitará una fuente de energía relativamente importante porque van a ser muchos los instrumentos que van a operar y finalmente se requiere un sistema de telemetría, adquisición y proceso de datos. En general, estos instrumentos sólo se pueden disponer en galerías subterráneas (JMA, 1995),

donde la temperatura sea estable y en las que no circule agua en sus proximidades. Una solución alternativa es la utilización de cuevas, túneles lávicos (Arnoso et al., 1997), pozo ("borehole"), sondeos o incluso el sótano de algunos edificios.

Existe una gran variedad de instrumentos para la medida de pequeñas deformaciones, pero que en realidad se pueden reducir a dos tipos fundamentales: extensómetros y clinómetros, a los que debemos añadir los instrumentos de medida indirecta de la deformación, como son los gravímetros y mareógrafos (tabla 2).

Familia		Objetivo
Extensómetro		Medida de distancias entre dos puntos
Clinómetro	Nivel	Inclinación en larga base
	Péndulo	Inclinación puntual
Indirectos	Mareógrafo	Variación de nivel del mar o lago
	Gravímetro	Variación de la gravedad

Tabla 2. Instrumentación para pequeñas deformaciones

Todos ellos, gracias a los dispositivos electrónicos de que van dotados, pueden alcanzar una resolución muy elevada, pero que en la práctica está limitada por las perturbaciones de otros parámetros sobre el instrumento y lo que es más difícil de conocer, sobre el propio medio en el que está instalado. La investigación sobre el modelado de estos efectos indirectos es hoy el caballo de batalla para que estos instrumentos sean de utilidad práctica en la vigilancia de volcanes.

La base de todos estos instrumentos la constituye el sensor electrónico de desplazamiento. De estos hay múltiples tipos, aunque se pueden reducir a unas pocas familias. En la tabla 2 se recogen los tipos más utilizados

Familia		Montaje	Medida
Capacitivo	Simple	Oscilador	Frecuencia
	Diferencial	Montaje en puente	Tensión
Inductivo	Inductancia	Oscilador	Frecuencia
	Diferencial	Transformador diferencial	Tensión
	Reluctancia	Pérdidas circuito oscilante	Tensión
Magnético	Núcleo saturado	Transformador diferencial	Tensión
	Magnetorresistencia	Montaje en puente	Tensión
	Efecto Hall	Elemento Hall	Tensión
Óptico	Interferométrico	Láser	Frecuencia

Tabla 3. Tipos de sensores de desplazamiento

De todos los captadores de desplazamiento, el captador capacitivo es el más sencillo y económico y se puede construir sin demasiados problemas (figura 2). Además constituye una buena experiencia de tipo didáctico para familiarizarse con la medida de pequeños desplazamientos. En función de las características mecánicas del instrumento se elige el circuito de medida.

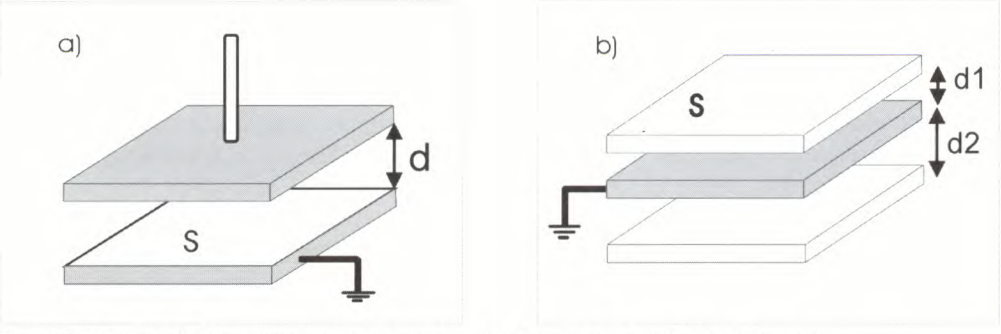


Figura 2. Principio de funcionamiento de un captador: (a) Capacitivo normal y (b) diferencial

En algunos casos se puede realizar un montaje diferencial que, si bien complica la mecánica permite obtener mejor linealidad y resolución, siendo especialmente menos sensible a las variaciones de temperatura (figura 2).

EXTENSÓMETRO

Un extensómetro es un instrumento muy simple y que, sin embargo, puede alcanzar grandes sensibilidades. Pueden utilizarse para aplicaciones típicas de ingeniería como es la medida directa de la deformación en una construcción, o para el registro de las mareas terrestres o sismología de banda ancha. Aplicaciones propias en volcanología incluyen el control de las fracturas abiertas en el curso de una erupción, evolución de un domo, control geodésico de intrusiones, colapsos de laderas, evolución de calderas, etc. Las dimensiones de los extensómetros van desde unos pocos milímetros, utilizados en la industria para la medida de la deformación en materiales o el control de grietas, a varias decenas de metros en las aplicaciones de geofísica básica y geodinámica.

Un extensómetro típico utilizado en volcanología (Agnew, 1986) consiste en una barra, tubo o hilo sujeto a la roca por un extremo y a un captador de desplazamiento en el otro. La deformación de la roca se traduce en una variación de la distancia entre el extremo libre del extensómetro y la roca; el captador de desplazamiento da la medida directa de la deformación. En función de la sensibilidad que se quiera alcanzar se puede utilizar uno u otro tipo de sensor. En cada caso es necesario ensayar cual puede ser la mejor solución.

Existen varios tipos de extensómetros que podemos clasificar en tres grupos diferentes: de hilo, de barra y ópticos. Para medir deformaciones muy pequeñas en grandes extensiones hay que acudir a un extensómetro de tipo rígido o de barra. Este extensómetro consta de un tubo de material no deformable y bajo coeficiente de dilatación térmica, como cuarzo, porcelana, invar o inox, sujeto firmemente por un extremo a la roca. En el extremo libre se sitúa un captador de desplazamiento que mide la distancia entre una armadura fija a la roca

y el extremo del tubo.Si el extensómetro es muy largo hay que incluir periódicamente un conjunto de soportes y suspensiones. Un sistema muy eficaz de suspensión desarrollado por el Prof. Cai Weixin del Instituto de Sismología del State Seismological Bureau de Wuhan (China) consiste en utilizar una suspensión de hilo doble. De esta forma es posible centrar el tubo del extensómetro en vertical y horizontal. Los pequeños desplazamientos de los dos hilos que forman la suspensión se consigue girando los tornillos que sujetan los hilos. La poca altura de estas suspensiones comparada con la longitud del extensómetro y la necesaria estabilidad térmica del emplazamiento, hacen que sea despreciable el efecto térmico sobre la suspensión. Esto permite construir los puentes y los soportes de las cabeceras en materiales fácilmente mecanizables como el latón. Algunos factores que deben considerarse al seleccionar el sensor son el margen de variación de longitud a medir, la amplitud de la oscilación de temperatura en el emplazamiento o la posibilidad de que el agua inunde al captor (figura 3)

La instalación de un extensómetro para aplicaciones geodésicas plantea muchos problemas en cuanto a estabilidad de la temperatura de la roca. Sólo instalaciones en túneles con más de 100 m de cobertera rocosa permiten eliminar la influencia de las variaciones estacionales de temperatura. Para poder determinar el estado tensional de la roca es necesario disponer de un mínimo de tres extensómetros a 120º.

El lugar más idóneo para la instalación de un extensómetro es en el interior de un túnel, en el cual las variaciones de temperatura son más suaves. Como esto, no siempre es posible, se realizan extensómetros de pequeñas dimensiones, y se entierran. A este tipo se le conoce como extensómetros de pozo o "borehole". Dependiendo del grado de deformación al que está siendo sometido el edificio volcánico podemos despreciar los efectos térmicos. Uno de los mayores problemas que hay que controlar, tanto en instalaciones en el interior de túneles como en el exterior, es el de la corrosión de los instrumentos debido a la humedad.

En volcanología, el monitoreo de la actividad del volcán a varios kilómetros del mismo, requiere también el emplazamiento de los extensómetros en túneles. Sin embargo, otras muchas de las aplicaciones se realizan con extensómetros de pequeñas dimensiones que se emplazan al aire libre, o a lo sumo con una pequeña protección. La gran magnitud de los fenómenos a controlar permite despreciar los efectos térmicos. Sin embargo, se deberá cuidar, especialmente en estos casos, el problema de la corrosión.

La evolución de un domo puede seguirse a distancia con extensómetros situados en los taludes del domo (siempre que alguien pueda instalarlos). Las fracturas activas en muchas áreas volcánicas son en ocasiones identificables y por ello se puede hacer un seguimiento instrumental. Extensómetros situados a cada lado de la fractura permiten hacer un seguimiento de la evolución de la misma. Esta misma técnica se utiliza para el control de la deformación en laderas o el colapso de taludes.

En todos los casos en que el extensómetro se emplace en el exterior deberá, en lo posible, aislarse térmicamente y protegerlo de las inclemencias del tiempo. Hay que cuidar que la protección no altere la marcha del instrumento, debe poderse deformar con el terreno y además ser lo suficientemente resistente.

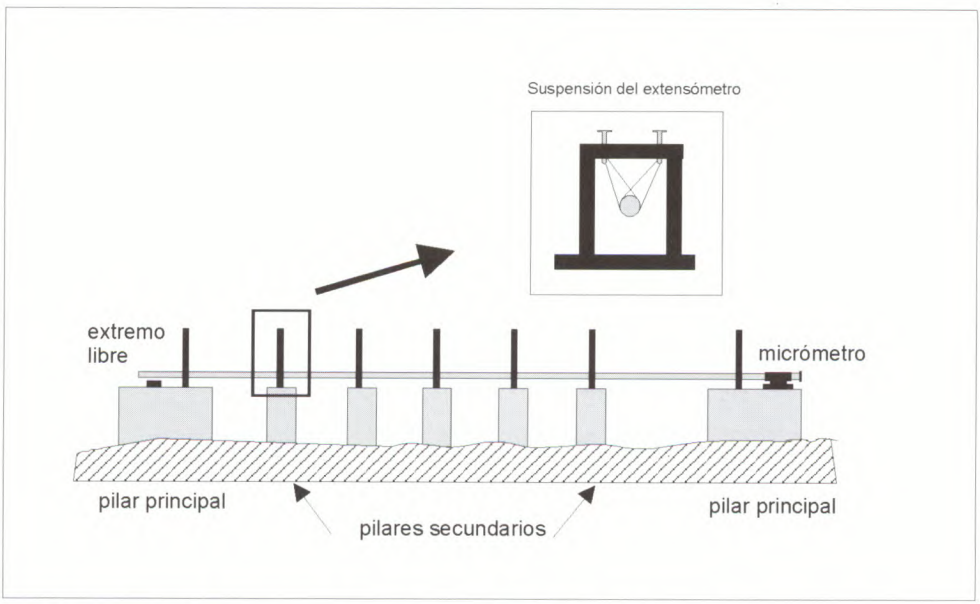


Figura 3. Esquema de un extensómetro horizontal. Detalle del sistema de suspensión.

El mismo tipo de protección se aplicará a la cabeza sensora, donde además habrá que cuidar la protección contra los gases, en caso de existir. Para ello lo mejor es encerrar todo el conjunto dentro de una caja hermética, entrando la barra del extensómetro a través de un fuelle. Para los extensómetros de cable se hará un pasamuros mediante una junta llena de grasa de silicona.

CLINÓMETROS

Otro de los sensores utilizados para la medida de la deformación son los clinómetros. En función del diseño de éstos, los podemos clasificarlos en clinómetros de base corta o base larga. De los de base corta tenemos tres tipos fundamentales: los péndulos horizontales, los clinómetros de burbuja y los péndulos simples.

Los péndulos horizontales basan su funcionamiento en la suspensión de Zölner. Este tipo de suspensión se fundamenta en la amplificación de las oscilaciones del péndulo mediante una suspensión bifiliar. En la actualidad es el péndulo de Verbaandert y Melchior (VM) el que mejores resultados proporciona, aunque existen otros más como los de tipo Ostrovsky, Blum, etc. Su uso más extendido es para el estudio de mareas. Estos péndulos VM constan de una estructura rígida fijada, mediante una basada, a 3 tornillos de nivelación (figura 4) . De su estructura principal pende el brazo del péndulo, en cuyo extremo se localiza la masa, que esta fijada en dos posiciones, de tal forma que permiten un movimiento de rotación cuyo eje es la línea que une los puntos A y B señalados en la figura. Descripciones más detalladas pueden verse en Agnew, (1986) y Vieira et al., (1989).

Los clinómetros de burbuja basan su funcionamiento en la sensibilidad a la inclinación que presenta una burbuja introducida en una superficie curva y con cuatro electrodos situados en forma de cuadrado, de forma que pueden detectar inclinación en los dos ejes. Si la

curvatura es pequeña, las pequeñas inclinaciones producirán desplazamientos grandes de la burbuja (figura 4)

El péndulo simple es mucho más fácil de construir que un péndulo horizontal y con sensores capacitivos puede alcanzar con longitudes de 300 mm sensibilidades de mareas. La instalación típica es en agujeros verticales subterráneos, por lo que se les conoce también como "borehole" ("hoyo perforado"). La instalación es muy complicada, ya que la inclinación del péndulo vertical no debe ser superior a 0.1 rad.

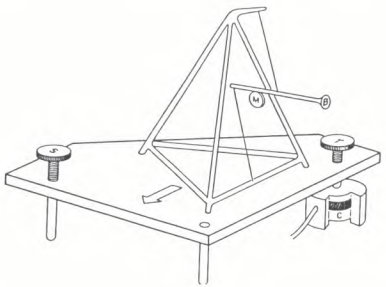
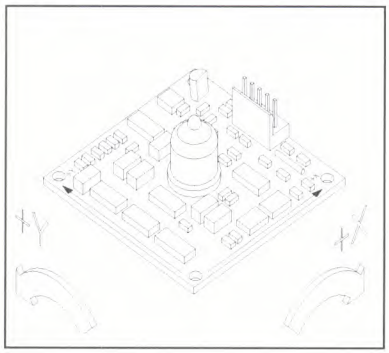


Figura 4. Péndulo horizontal de Verbaandert-Melchior



Clinómetro de burbuja con la plataforma niveladora

Clinómetro de larga base o de agua (Water Tube). Son instrumentos que presentan unas excelentes características, bajo costo y pueden construirse fácilmente. Su sensibilidad se puede adaptar con facilidad a las condiciones de trabajo más variables y sólo está limitada por las condiciones del emplazamiento, especialmente la estabilidad térmica del mismo. El empleo de agua como indicador también limita la utilización de estos clinómetros a zonas donde las temperaturas no desciendan por debajo de los 5 ºC.

El instrumento es un sistema de vasos comunicantes que consta de dos depósitos unidos por un tubo lleno de agua. Cuando se trata de instrumentos de considerable longitud se añade otro tubo para igualar la presión de los dos depósitos y disminuir el ruido provocado por la circulación de aire. Las dos cabezas se disponen sobre pilares sólidamente anclados en la roca. Para soportar el sistema de tubos se dispone una serie de pilares intermedios. Los mejores resultados se obtienen con tubos de unión entre los depósitos rígidos (tubo de vidrio), pero en muchos casos se pueden utilizar satisfactoriamente tubo de plástico flexible (figura 5).

Dentro de cada depósito hay un flotador cuya posición se mide mediante un sensor de desplazamiento, que puede ser capacitivo, de inducción o de reluctancia variable. En algunas realizaciones se ha dispuesto de un sistema interferométrico. Estos instrumentos tienen una gran tradición en la vigilancia de volcanes, pues fueron los primeros que se utilizaron en los volcanes hawaianos (Delaney et al., 1993). En estas primeras realizaciones la medida de las inclinaciones se realizaba mediante un sistema micrométrico que se observaba visualmente.

La distancia entre las dos cabezas suele ser del orden de varias decenas de metros y depende de la sensibilidad que se quiera alcanzar y de las disponibilidades de espacio. Como en todos estos instrumentos, las variaciones de temperatura establecen el límite de la sensibilidad del instrumento, tanto en sus efectos directos, que se pueden parcialmente corregir posteriormente en el procesado de los datos, como por su efecto en las rocas que es muy difícil de modelar.

Hay que disponer una capa de aceite encima del agua para evitar pérdidas por evaporación. Igualmente hay que cuidar que no exista ninguna pérdida por goteo. A pesar de todas las precauciones siempre se produce alguna pérdida de agua, por lo que es necesario colocar dos

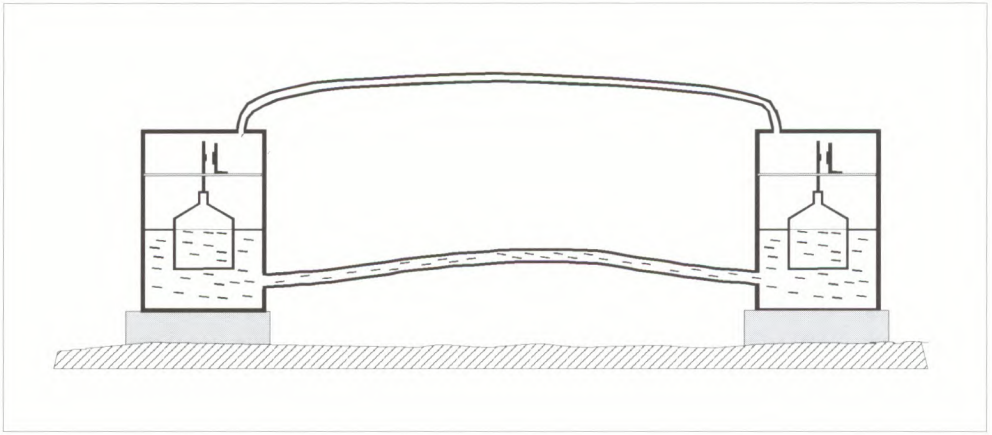


Figura 5. Esquema de un clinómetro de agua

cabezas activas para poder compensar las variaciones de nivel debidas a las pérdidas que afectan por igual a ambas cabezas. La relación de diámetros entre las cabezas y los tubos de conexión define la frecuencia propia del sistema. Es importante alejar esta frecuencia del ruido microsísmico de la zona, especialmente importante en regiones costeras.

CONTROLADOR

Los sistemas de adquisición de datos para las medidas de deformación son similares a los SAD utilizados para las estaciones sísmicas, ya que están basadas en el mismo CAD. El sistema de tiempo es también similar al descrito anteriormente.

El gran número de sensores que podemos tener instalado para realizar el seguimiento de la actividad volcánica hace necesaria la existencia de un controlador que regule la toma de datos. El hecho de que cada canal tuviera asociado un ordenador para el almacenaje de sus datos carece de sentido. Por este motivo, se ha desarrollado un concentrador de señales.

El controlador es un concentrador de señales que nos permite introducir hasta 8 canales con sus distintos sensores, como clinómetro, extensómetro, termómetro, GPS, etc.

Su funcionamiento es controlado por un microcontrolador PIC 16C54 que es el encargado de comprobar que canales están conectados y además gestiona la entrada de datos. El PIC se puede programar para que diferentes sensores tengan distintas frecuencias de muestreo aunque por lo general todos los sensores tienen la misma frecuencia. Las muestras son promediadas de forma que finalmente solo disponemos de una muestra por minuto.

El protocolo de comunicaciones que se ha elegido es el estándar 485, protocolo de bajo nivel, que nos permite mandar los datos vía puerto serie y comunica directamente en tiempo real los sensores con un computador central. También es posible mandar la señal por un modem radio hasta la estación central. Una de las características principales del controlador es que se puede instalar en modo cascada, esto es, por un canal podemos introducir los datos de otro concentrador y de esta forma podemos tener en lugar de 8, 16 o incluso más canales activos.

SISTEMAS DE COMUNICACIONES

Uno de los aspectos importantes en el seguimiento y evaluación inmediata de los fenómenos volcánicos es contar con un sistema de comunicaciones que permita la centralización y acceso inmediato a todos los datos disponibles (Quaas et al., 1995). Actualmente, existe un amplio desarrollo en tecnologías de la comunicación, pero con un coste demasiado elevado para su aplicación en regiones de riesgo volcánico moderado o para vigilar volcanes que no están en crisis; sin embargo, un cuidadoso estudio de las diferentes opciones permite aprovechar las ventajas que ofrecen las distintas tecnologías a un precio razonable. Telefonía móvil o fija, radioenlaces VHF, UHF y especialmente *spread spectrum* o satélite son algunas de estas tecnologías, a las que se debe añadir la conexión a la red INTERNET para el acceso remoto y múltiple a los datos. En general, la elección de un tipo de transmisión va a requerir adaptar, comprimir y, en algunos casos, reducir el volumen de datos a transmitir. Esta operación es muy delicada, debiéndose conocer muy bien cuál es la información importante a transmitir, de otro modo puede ser que se transmitan datos muy significativos, a efectos de investigación, pero poco relevantes para pronosticar cuál es la evolución del volcán o de una crisis. Es importante tener también presente que en caso de crisis muchas de estas tecnologías de comunicación fallan, por ello es imprescindible tener un sistema redundante que permita seguir recibiendo datos en el centro de control de la crisis. Un sistema radio punto a punto entre las estaciones remotas y los nodos, normalmente situados en los centros locales de recepción de datos (cercanos al volcán), combinado con un enlace entre éstos y el centro de registro o centro de recepción de datos situado a varios kilómetros del volcán, mediante vía telefónica en condiciones normales y satélite en caso de crisis, es hoy una de las mejores opciones. (figura 6)

El enlace entre los distintos instrumentos y los distintos nodos, puede hacerse por cualquiera de las técnicas habituales como VHF, UHF y, especialmente, mediante sistemas *spread spectrum* en función de las distancias y el volumen de datos a transmitir. La tecnología de enlaces digitales *frecuencia libre* o *spread spectrum* permite la implementación de redes de intercambio de datos de forma simple y eficiente. El sistema se basa en módulos bidireccionales (transmisor y receptor) que transmiten en la banda 2.4 GHz con modulación GFSK *spread spectrum*. Este tipo de enlace está variando continuamente en forma seudoaleatoria la frecuencia, buscando aquélla que está libre y que sólo la ocupa durante una breve fracción de segundo. De este modo, el sistema no produce ni sufre interferencias. La

única limitación radica en que al aumentar el número de unidades disminuye la capacidad de transmisión de las mismas. Con un 70% de frecuencias libres es posible alcanzar 115.2 KBaud. La potencia media del transmisor es de 400 mW, ajustable en función de las condiciones de cada enlace en particular. Estas unidades pueden configurarse en red con varios tipos de geometría, pudiendo actuar también como repetidoras. Existe gran variedad de antenas, direccionales y omnidireccionales en función de cada aplicación concreta y de la geometría de la red. La alimentación del sistema se realiza a 12V nominales, con un consumo máximo de 600 mA. Esto permite utilizar un sistema de paneles solares y baterías.

En muchos emplazamientos, y para poder garantizar su operación en caso de crisis, puede ser necesario disminuir considerablemente la potencia del transmisor, ya que no es posible utilizar un gran conjunto de paneles solares y baterías. Para estas situaciones se dispone de pequeños transmisores digitales de pocos mW de potencia, utilizando frecuencias previamente asignadas y que permiten realizar enlaces de pocos kilómetros hasta un pequeño computador, conectado a un módulo *spread spectrum* situado en un emplazamiento habitado. De esta forma, es posible conectar varios sensores distribuidos en la zona a un solo módulo, facilitando la operación y reduciendo los costos de instalación y mantenimiento. La utilización de enlaces punto a punto en VHF, UHF y *spread spectrum* exige visión directa o la utilización de múltiples repetidores. Además, el espectro está muy saturado y generalmente hay una falta absoluta de respeto a las frecuencias asignadas. Los sistemas *spread spectrum* presentan una relativa inmunidad a este tipo de interferencias, especialmente cuando no han de repartirse el espectro disponible muchas unidades de este tipo.

CENTRO DE RECEPCIÓN DE DATOS

El centro de recepción de datos es un observatorio automático situado a varios kilómetros del volcán. Está basado en la conexión, mediante una red local (LAN) (Sheldon, 1996), de los PC encargados de la adquisición y almacenamiento de datos procedentes de los sensores. Los datos se adquieren en modo continuo durante las 24 horas del día y se hace un resumen y compresión de los mismos, se transmiten a un ordenador central en el cual se procede al análisis de todos los parámetros y, en el caso de que haya alguna variación anómala de uno o varios de estos parámetros, se gestiona automáticamente la transmisión de alertas previamente establecidas (figura 6). Con este tipo de red se hará el seguimiento de la actividad volcánica, de forma que los PC de adquisición de datos transmitan toda la información (Ray, 1999) a otros que se encargaran del almacenamiento y procesado de los datos. Así, los PC de las estaciones remotas no ocuparán el disco duro cada poco tiempo y no será necesario el volcado manual de los datos. La transmisión de los datos hacia otros centros de control situados en difrentes lugares del mundo se hace de distintas formas; por un lado mediante la red Internet por correo electrónico utilizando las líneas de teléfono convencionales y RDSI, y por otro vía satélite.

El centro de recepción de datos debe contar con un computador de gran capacidad. Este computador controla el módulo central del sistema *spread spectrum* y dispone de ocho canales en serie para poder soportar otros tantos enlaces de conexión directa, radio y teléfono. La necesidad de que el sistema sea tolerante a fallos obliga a disponer de una fuente de alimentación ininterrumpida con reserva para 48 horas. El sistema de disco debe tener capacidad para almacenar más de un mes de registro continuo de todos los sensores

conectados. En este computador debe correr un programa de cualificación de la actividad que emita diariamente un informe de la misma.
En caso de presentarse una incidencia, el sistema debe comunicarla inmediatamente. Todos los equipos deben estar provistos de un circuito supervisor (*Watchdog*) que evite que el sistema se quede bloqueado. La triplicidad de los enlaces que se obtiene al utilizar simultáneamente redes RDSI, enlaces radio *spread spectrum* y enlaces satélite, permite garantizar la operación en caso de crisis sísmica o volcánica o, incluso, en un simple fallo de las líneas telefónicas o de energía. Todo el sistema es redundante con enlaces telefónicos RDSI, lo que le confiere una gran fiabilidad, especialmente en una aplicación donde el acceso a los datos en tiempo real es necesario para gestionar adecuadamente una crisis sísmica o volcánica, lo que implica rapidez, rigor y eficacia.

TRANSMISIÓN DE DATOS VÍA SATÉLITE

La utilización de enlaces a través de los sistemas de comunicación por satélite supone una importante mejora en la utilización práctica de las modernas estaciones para la vigilancia de volcanes (figura 7) ya que todavía se presentan problemas para la transmisión de la información, como son

- Muchos volcanes de alto riesgo están en zonas de difícil acceso y fuera de la cobertura de los sistemas de comunicación habituales.
- En caso de crisis sísmica o volcánica fallan las líneas telefónicas, la red eléctrica, etc., dejando así la zona incomunicada.
- La utilización de enlaces punto a punto en VHF o UHF exige visión directa o la utilización de múltiples repetidores.
- En el caso de que un volcán se reactive se hace necesario instalar rápidamente una (o varias) estaciones para el seguimiento en tiempo real de la crisis, sin exponer al personal técnico a riesgos inaceptables.

La transmisión vía satélite es una tecnología perfectamente conocida que permite mantener comunicaciones seguras de un gran volumen de datos, pero demasiado cara para transmitir datos referentes a la vigilancia de volcanes (Barberi et al., 1990). Al precio de explotación del enlace satélite hay que sumarle el de adquisición y mantenimiento de terminales y antenas. Por esto, el terminal debe ser de bajo coste (menos de 5000 $) y transmitir a bajas velocidades. Otra posibilidad es la utilización de un canal completo del satélite. Para que sea económico hay que ocuparlo completamente, con unas 70 estaciones aproximadamente, transmitiendo a 1200 bd. El coste de operación transmitiendo el resumen de la señal sísmica y la información de un clinómetro de 2 componentes y la temperatura, más 5 minutos de peticiones suplementarias de trazas sísmicas, debe reducirse a menos de un dólar diario por estación. El sistema está concebido para realizar la recepción de la señal en un centro de control de donde se distribuye vía Internet a los distintos usuarios. En caso de crisis puede utilizarse un terminal similar a las estaciones de campo para la recepción directa de los datos.

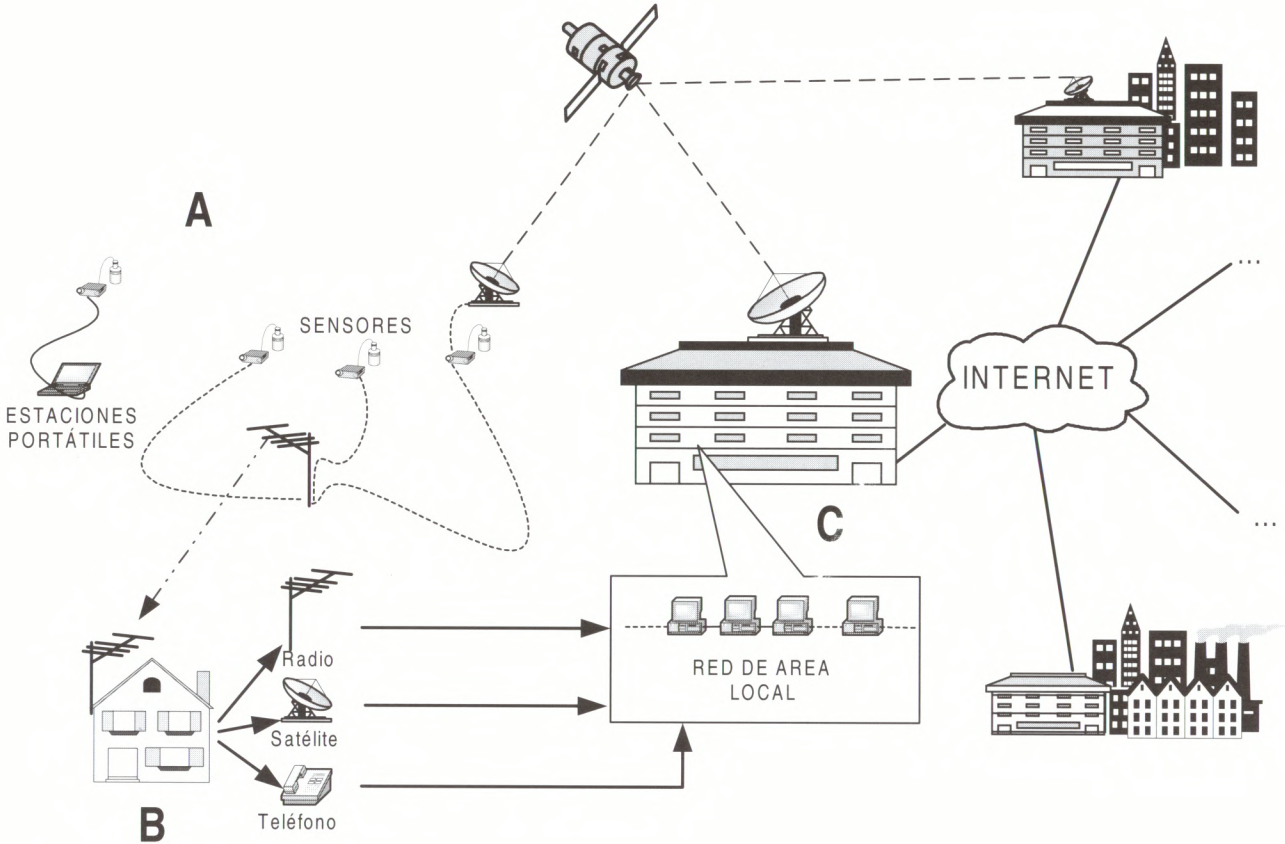


Figura 1. Esquema de un sistema de comunicaciones para vigilancia volcánica. (A) Estaciones remotas. (B)Centro local de recepción de datos (a pocos km del volcán). (C)Centro de recepción de datos (a varios km del volcán) donde se almacenan y procesan los datos.

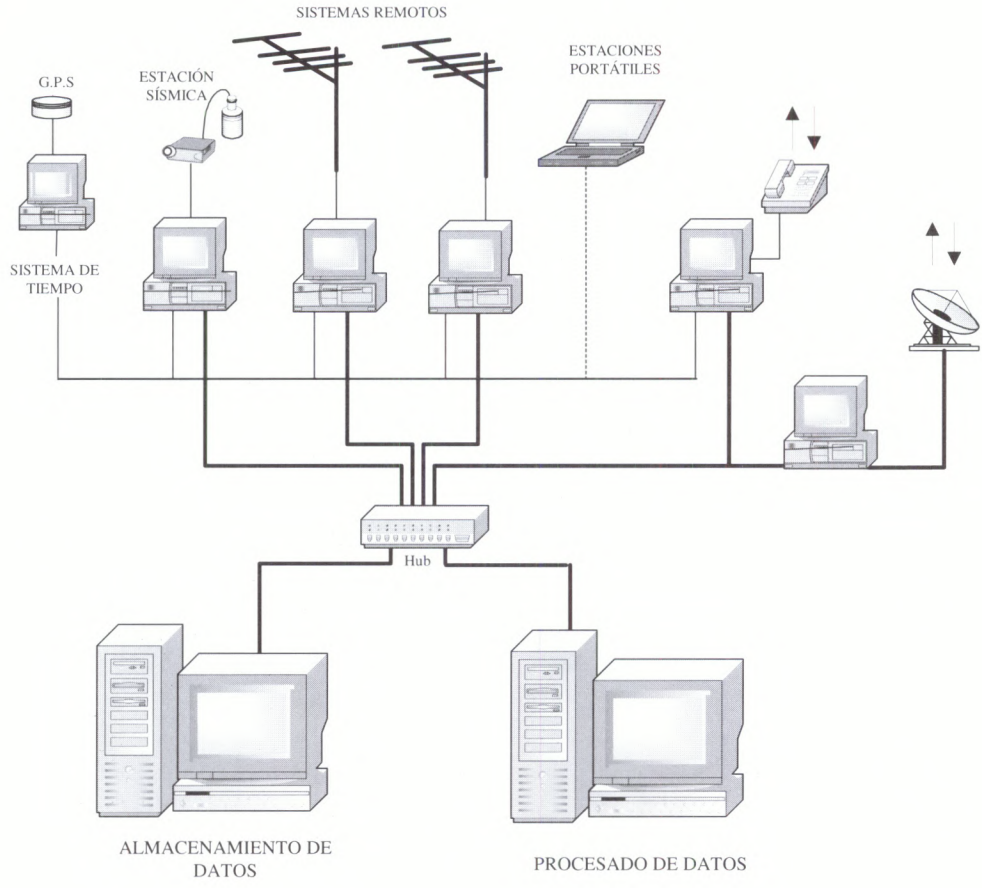


Figura 6. Esquema del centro de recepción de datos

Las posibilidades del sistema son:

- Acceso remoto a la información sobre la actividad del volcán.
- Acceso simultáneo por varios especialistas desde distintos centros a los mismos datos.
- Seguridad de acceso ante el posible fallo de todos los otros sistemas de comunicaciones.
- Posibilidad de adaptar la información según la evolución de la crisis volcánica.
- Automatización del análisis de los datos en circunstancias estacionarias.

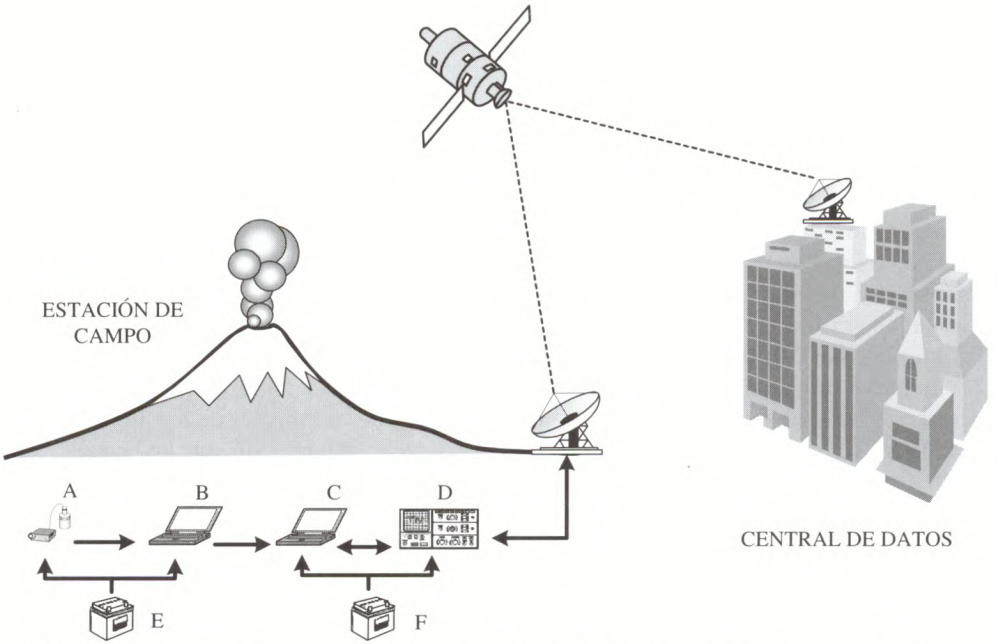


Figura 6. Esquema de transmisión de datos vía satélite. (A) Sensor. (B) PC de adquisición de datos. (C) Software de reducción del volumen de datos para que la transmisión sea de bajo coste (1 KB por estación al dia). (D) Modem. (E) y (F) Baterías (12V).

TIPOS DE USUARIOS EN UN SISTEMA DE VIGILANCIA VOLCÁNICA

Los volcanólogos y los observatorios volcanológicos mantienen fuertes restricciones al acceso a los datos. La distribución de la información en una red de vigilancia volcánica respeta la confidencialidad de los datos y por esto la información va dirigida a cuatro tipos de usuarios diferentes

1. Responsables de la vigilancia volcánica en cada volcán
    - Acceso libre a todos los datos (acceso directo a la red de vigilancia, datos manuales, archivos históricos, etc.).
    - Capacidad de configurar y modificar los parámetros del sistema de seguimiento.
2. Volcanólogos que colaboran con la vigilancia (o investigan) de cada volcán
    - Acceso libre a todos los datos del sistema de vigilancia (posible pago por utilización del sistema satélite)
3. Otros científicos
    - Sólo acceso a los datos autorizados (posible pago por uso)
4. Público general
    - Sólo acceso a la página web del volcán

REDUCCIÓN DEL VOLUMEN DE DATOS A TRANSMITIR

El seguimiento de una crisis volcánica exige la participación de especialistas de distintas disciplinas y la coordinación con Protección Civil. En general, es muy difícil que todos estos especialistas puedan estar en el mismo lugar durante toda la crisis, especialmente cuando ésta dura mucho tiempo o se desarrolla en un país con bajos recursos. Incluso en los países con grandes instituciones para atender una crisis volcánica se requiere la colaboración de otros colegas, con lo que se exige poder acceder a los datos en tiempo cuasi-real desde cualquier lugar del mundo. Esto es posible hacerlo a través de Internet a un precio razonable. El problema es que el volumen de datos que realmente se pueden transmitir por Internet es mucho menor que el teórico, especialmente cuando el acceso no se puede realizar a través de un canal de alta velocidad. Por ejemplo, para una estación sísmica de tres componentes a 50 muestras por segundo, utilizando un conversor de 16 bits se requiere transmitir permanentemente 5500 baudios. Esto imposibilita la utilización de enlaces telefónicos ya que, a pesar de que las velocidades nominales de los modems pueden alcanzar velocidades de 56000 baudios, las líneas telefónicas en las zonas rurales difícilmente mantienen 9600 bd.

Actualmente se está realizando un gran esfuerzo en el desarrollo de métodos para el procesado automático de los datos (Endo and Murray, 1991; Cornelius and Voight, 1996; Murray et al., 1996). De esta forma, será posible transmitir sólo el resultado del análisis reduciendo en varios ordenes de magnitud el volumen de datos. Por ejemplo, un sensor de deformación produce muy pocos datos al día ya que se suele transmitir a 1 muestra por minuto o menos. Es importante que esta muestra sea el valor medio de todo el intervalo de tiempo entre muestras para que cumpla el teorema de Nyquist.

La sísmica es una de las técnicas principales para el seguimiento de la actividad volcánica y es también la que más recursos exige para la transmisión de datos. Por eso se ha desarrollado un método para reducir el volumen de datos a transmitir manteniendo un nivel de información suficiente para la toma de decisiones. En caso de dudas sobre el contenido de la señal se puede realizar una petición de información complementaria. El método (Tárraga et al., 2000) consiste en sustituir la señal sísmica por el valor máximo y mínimo cada 6 segundos. Estos valores normalmente de 16 bits se transforman a 8 bits mediante una escala pseudologarítmica. Un fichero de una hora a 50 mps es de 360 KB por canal; por este método se reduce a 1.2 KB. Un fichero de 24 horas de registro se reduce a 28.8 KB. Estos ficheros, lógicamente, no permiten realizar un análisis completo de la señal sísmica pero contienen suficiente información para el seguimiento remoto de la actividad del volcán. El reducido tamaño de estos ficheros permite que puedan ser enviados por e-mail a todos los miembros del equipo científico encargado de la vigilancia del volcán. Mediante otro e-mail los usuarios (con diferentes niveles de restricciones de acceso) pueden pedir pequeños fragmentos del registro sísmico original para identificar claramente un evento o conocer otras características de la señal. Este procedimiento usado con buen criterio no aumenta demasiado el volumen de datos a transmitir. Para mayor facilidad de los usuarios el sistema opera bajo Windows 95/98. El software se ha desarrollado en C++ Builder 4 (Borland, 1999) por permitir realizar programas ejecutables más rápidos bajo el entorno Windows.

El sistema de tráfico de mensajes debe poderse utilizar en un amplio abanico de aplicaciones. Cada instrumento situado en un volcán es un sistema completamente distinto, cada usuario tiene una problemática diferente y además coexisten tecnologías muy diversas, muchas de ellas con muchos años de funcionamiento. Por ello, se propone un formato único para todos los mensajes, pero que en su interior pueda contener cualquier tipo de información, comando o parámetro. El responsable de cada estación remota será quien defina concretamente como será su mensaje. En algunos casos (muy pocos) las estaciones y los sensores van a poder aceptar comandos de calibración o cambio de escala. En general, los instrumentos van a funcionar siempre con los mismos parámetros y su modificación obliga a la visita de un técnico a la estación.

SOFTWARE

El sistema de comunicaciones debe disponer de un soporte informático adecuado para su operación. En él podemos distinguir tres paquetes independientes

- Operación de las estaciones de campo y comunicación de éstas con las unidades de acceso a la red.
- Adquisición de datos en las estaciones remotas.
- Preprocesado en las estaciones de campo.
- Transmisión punto a punto (estación de campo a nodo) y entrada en la red.
- Operación rutinaria de almacenamiento de datos, supervisión del funcionamiento y elaboración automática de informes.
    - Bases de datos.
    - Gestión automática de alertas en función de la actividad detectada.
    - Gestión de errores en el sistema.
    - Actualización automática de la página WEB.
    - Automatización del informe periódico de la actividad registrada y su envío mediante e-mail a la lista de usuarios.
    - Servicios de usuarios. Acceso a las bases de datos, información detallada en tiempo casi real. Acceso remoto por parte de los usuarios con tres niveles.
        - Usuarios responsables (instituciones responsables de la instrumentación).
        - Usuarios invitados (científicos autorizados con distinto nivel de acceso).
        - Acceso público a través de pagina WEB.

El software correspondiente a las estaciones de campo deberá desarrollarse específicamente para cada unidad, debido a que estos sistemas utilizan microcomputadores específicos ya que las disponibilidades de potencia no permiten el empleo de computadores estándar. Los programas correspondientes a las unidades centrales, es decir los de procesado, almacenamiento y transmisión de datos se desarrollan en C++ por su mayor eficiencia en cuanto a la gestión de los recursos de la máquina y la facilidad de exportación a otras plataformas.

CONCLUSIONES

La aplicación de las nuevas tecnologías en comunicaciones como parte integrante de los equipos de adquisición de datos permite el desarrollo de sistemas para la vigilancia remota de volcanes. Estos sistemas aportan información periódica sobre el estado del volcán con un bajo coste de instalación, operación y mantenimiento. Ello va a permitir instrumentar un elevado número de volcanes potencialmente peligrosos y que actualmente carecen de sistemas de vigilancia por las elevadas inversiones que suponen los métodos tradicionales.

BIBLIOGRAFÍA

- AGNEW, D.C. (1986). *Strainmeters and tiltmeters.* Reviews of Geophysics, **34-3:** 579-624
- ANALOG DEVICE (1991). *Evaluation board for the ADC AD7710, 24 bit Sigma Delta A/D Converter. Application note.* Analog Devices, One Technology Way, PO Box 9106, Norwood, MA 02062-9106. USA .29 pp.
- ARNOSO, J.; CAI,W.; VIEIRA, R.; TAN, S.; VÉLEZ, E. (1997). *Tidal tilt and strain measurements in the Geodynamics Laboratory of Lanzarote.* Procedings of the thirteenth International Symposium on Earth tides: 149-156
- BARBERI, F.; BLONG, R.; DE LA CRUZ, S.; HALL, M.; KAMO, K.; MOTHES, P.; NEWHALL, C.; PETERSON, D.; PUNONGBAYAN, P.; SIGVALSON, G.; ZANA, N. (1990). *Reducing volcanic disasters in the 1990's.* Bull. Volcanol. Soc. Japan., **35:** 80-95
- BORLAND C++ Builder 4. (1999). *Developer's Guide.* Inprise Corporation, 100 Enterprise Way, Scott Valley, CA 95066-3249, 982 pp.
- CORNELIUS, R.R.; VOIGHT, B. (1996). *Real – time seismic amplitude measurement (RSAM) and seismic spectral amplitude measurement (SSAM) analyses with the materials Failure Forecast Method (FFM), June 1991 explosive eruption at Mount Pinatubo.* En C.G. Newhall y R.S. Punongbayan (eds.), Fire and Mud. Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines, Philipine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, University of Washinton Press, Seattle and London: 249 – 267
- ENDO, E.T.; MURRAY, T. (1991). *Real-time Seismic Amplitude Measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool.* Bulletin of Volcanology, **53:** 533-545
- DELANEY, P.T.,MIKLIUS, A.; ARNADOTTIR, T.; OKAMURA, A. T., SAKO, M.K. (1993). *Motion of Kilauea Volcano during sustained Eruption from the Puu Oo and Kupaianaha Vents, 1983-1991.* Journal of Geophysical Research, . **98, No. B10**: 17.801-17.820
- JMA (1995). *Volcanoes, Monitoring and Disaster Reduction, IDNDR.* Japan Meteorological Agency
- MURRAY, J.L.; POWER J.A.; DAVIDSON, G.; MARSO, J. N. (1996). *A PC- based real – time volcano – monitoring data – acquisition and anallysis system.* En C.G. Newhall y R.S. Punongbayan (eds.), Fire and Mud. Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines, Philipine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, University of Washinton Press, Seattle and London: 225-232
- QUAAS, R.; GONZÁLEZ, R.; GUEVARA, E.; RAMOS, E.; DE LA CRUZ-REYNA, S. (1995). *Monitoreo Volcánico: Instrumentación y Métodos de Vigilancia.* En O. Zepeda y T.A. Sánchez (eds.), Volcán Popocatepetl, CENAPRED, México: 25-76
- RAY, J. (1999). *TCP/IP.* Ed. Prentice Hall, Madrid. 936 pp.
- SHELDON, T.(1996). *LAN TIMES Encyclopedia of NetWorking.* Ed. Osborne Mc Graw-Hill. 1156 pp.
- TÁRRAGA, M.; GARCÍA, A.; ORTIZ, R.; ABELLA, R.; PEÑA, J. (2000). *SANARIS Project: A Satellite Network for Natural Risk Monitoring.* Natural Hazards (en prensa).

- VIEIRA, R.; VAN RUYMBEKE, M.; FERNÁNDEZ, J.; ARNOSO, J.; TORO. C. (1989). *The Lanzarote underground laboratory. Geodynamical Instrumentation applied to volcanic areas.* Cahiers de Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie, **4:** 71-86

DISEÑO DE SOFTWARE PARA APLICACIONES EN TIEMPO REAL

A.Somerhausen

Real Observatorio de Bélgica. Av. Circulaire, 3. B1180 Bruselas. Bélgica

INTRODUCCIÓN

Los datos experimentales son la base de la ciencia y una absoluta necesidad en las tareas de vigilancia. La existencia de buenos especialistas en análisis de datos no debería ser un obstáculo para considerar el desarrollo instrumental y adquisición de datos como verdaderas ciencias. La medida, tal y como la definió Campbell en 1957, es la asignación de números para representar propiedades. Adquirir datos es automatizar el proceso de esta asignación. Además, el diseño de aplicaciones para la adquisición de datos requiere la gestión de las técnicas de transmisión. Según han aparecido nuevas tecnologías, los requerimientos de los usuarios se han ampliado. A continuación se presentan diferentes aspectos de sistemas en tiempo real, teniendo en cuenta tanto consideraciones de hardware como de software.

MUESTREO, ALIASING Y ANCHO DE BANDA

La adquisición de datos sucede en un ámbito discreto de tiempo en el que se miden las frecuencias en registro continuo, sin incidir en el problema del muestreo. Cuando se desarrollan los sistemas de adquisición de datos, es esencial considerar los límites de las frecuencias a detectar. La frecuencia discreta más alta que se distingue, es conocida como frecuencia de Nyquist, dada por dos puntos por ciclo o, en otras palabras, π radianes por punto. Esto nos lleva a otro aspecto fundamental del muestreo: el aliasing. El aliasing ocurre cuando la frecuencia continua supera la frecuencia de Nyquist. Si las frecuencias de interés están entre 2π y 4π, estando ausentes el resto, es posible aplicar la corrección propia y recuperar la frecuencia real. Esta técnica se conoce como muestreo de banda ancha (Bandpass).

INTERRUPCIONES, EVENTOS Y TIEMPO REAL

Actualmente la adquisición de datos requiere una base de tiempos de elevada precisión. Para mantener estos niveles altos de seguridad, se utilizan métodos como el proceso de interrupción controlada. En el trabajo secuencial hecho por una unidad de proceso, una señal externa a cualquier tiempo puede necesitar un proceso inmediato, deteniéndose la actividad corriente en el sistema al realizarse dicho proceso. Esto se conoce como interrupción. Una vez realizado el proceso requerido para que la interrupción se ejecute, el sistema vuelve a su actividad normal. Además, según los entornos multitarea aumentan, la noción de evento aparece de manera natural. En sistemas complejos, no siempre es necesario actuar inmediatamente a la ocurrencia de sucesos externos. Los cambios en el sistema pueden salvarse en lugares específicos y recuperarse después.

BASES DE TIEMPO Y SINCRONIZACIÓN

Cuando se miden los fenómenos geofísicos es fundamental tener una base de tiempos precisa. Existen varios métodos que permiten una sincronización temporal segura. La más usada en Europa es la emisora DCF (Meinberg, Alemania). DCF emite sobre una longitud de onda de 77 kHz, un pulso cada minuto y un mensaje a 1 kHz. La relativamente baja frecuencia usada por DCF permite recibir información en emplazamientos subterráneos, como en el laboratorio de Walferdange donde las señales se reciben por debajo de 100 m. Los receptores DCF son compatibles con ordenadores, adaptadores externos USB o puerto serie. Para las aplicaciones en lugares donde no se recibe DCF se requiere el uso de GPS. Los receptores GPS de una frecuencia son suficientes para la determinación del tiempo. Las frecuencias usadas por los satélites GPS son extremadamente altas. La penetración en sitios subterráneos es imposible si no existe una antena exterior y esto implica una posibilidad de daño o vandalismo. Finalmente, en estaciones donde son posibles conexiones permanentes o temporales a Internet, se puede sincronizar con los servicios NTP. Usando servidores Stratum-1, se puede alcanzar la precisión de 10 ms. Los sistemas autónomos tiene una deriva temporal típica de 1 minuto/semana para los osciladores clásicos de cuarzo. En comparación, las bases de tiempo TCXO, tienen una deriva de un minuto/año. Por ejemplo, los requerimientos GGP para gravímetros superconductores que registran las mareas terrestres son de 10 ms en UTC. Sin embargo, para este ejemplo, es imposible usar bases de tiempo autónomas. El seguimiento de parámetros ambientales en estaciones dinámicas no requiere una precisión mayor de un minuto/semana.

FIABILIDAD

Para la mayor parte de los data loggers usados en áreas de riesgo son indispensables las tareas que permitan tomar las decisiones en caso de crisis. Por ello, los sistemas deben ser altamente fiables. Además, hay que tener en cuenta las condiciones, a veces extremas, del entorno volcánico que pueden hacer peligrar físicamente los equipos. Hay que tener especial cuidado con los conectores, cables, así como con las cubiertas de los instrumentos más sensibles. Son frecuentes los fallos de alimentación, en particular durante las crisis, así que el equipo debe tener una batería. Los sistemas remotos pueden equiparse con paneles solares para tener una fuente de alimentación permanente de las baterías. Los dispositivos deben ser fácilmente reemplazables para asegurar los enlaces radio-satélite en seguimiento continuo. Toda la información importante que se registre debe ser retenida en RAM estática para ofrecer la posibilidad de recuperar los datos.

COMUNICACIÓN

Los recientes desarrollos en telecomunicaciones permiten el uso de enlaces satélite para las tareas de seguimiento y control. La mayoría de estos sistemas sólo dan conexiones a baja velocidad que permiten que sólo se envíe una parte limitada de información. De ahí que sea necesario un preprocesado de la información en el emplazamiento de registro. Donde existen líneas telefónicas, es posible enviar una gran cantidad de información. Sin embargo, el teléfono puede fallar en caso de crisis. Una buena combinación es la instalación de teléfonos basada en sistemas de recuperación de datos para periodos de reposo y conectar a enlaces satélite durante los periodos de tiempo en que las líneas telefónicas puedan ser vulnerables a fallos. En lugares donde es imposible tener teléfono y para pequeñas

distancias, es posible usar enlaces radio de bajo consumo, como los transmisores VHF. Usando el código DTMF, la red puede configurarse integrando varias estaciones aisladas cada una equipada con transmisores radio. En muchos laboratorios subterráneos es posible usar comunicaciones RS-485. Estas comunicaciones están diseñadas para ambientes muy perturbados y para grandes distancias (3 km). En laboratorios geodinámicos importantes existe la conexión a Internet. Las condiciones de trabajo son normalmente suficientes para instalar redes locales enlazadas a diferentes sistemas de adquisición de datos. Esto permite conexión permanente y directa a usuarios externos mediante conexión TCP/IP.

INTERFACES USUARIO

En el seguimiento, es esencial para el operador poder chequear los diferentes parámetros de trabajo del sistema. La mayor parte de los sistemas están diseñados para ser portátiles, legibles en diferentes pantallas. Para una verificación rápida de las condiciones del instrumento, es útil la posibilidad de disponer de gráficos sobre pantalla. Para comprobar la instalación del equipo, el usuario debe ser capaz de recibir en tiempo real y con total precisión el último valor registrado. Como el dato y el tiempo son críticos, debería actualizar ver permanentemente la pantalla. Todas las diferentes operaciones que pueden realizarse sobre los data loggers se hacen en modo automático, y cuando esto sea posible debe reseñarse en la pantalla.

FORMATOS DE FICHEROS

El principal objetivo del data logger es conseguir ficheros. Se deben considerar dos casos: primeramente, antes de transmitir el dato el fichero debe comprimirse. Después, cuando no se requiere transmisión o es posible la transmisión a alta velocidad, los ficheros de datos deben salvarse en formatos específicos. Los ficheros de datos están normalmente compuestos por una cabecera que contiene la información relativa a la estación, instrumento y configuración usada. Una segunda sección contiene el dato y la referencia de tiempo completa. Se recomienda usar el estándar ISO 8601 para dato y tiempo (YYYY-MM-DD HH NN SS), evitando dos dígitos para el año. Los nombre de los ficheros deben representar sus contenidos.

SISMICIDAD VOLCÁNICA

J.M. Ibáñez, E. Carmona

Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. Campus de Cartuja s/n. 18071 Granada

INTRODUCCIÓN

El estudio de una región volcánica, desde el punto de vista sísmico, es importante porque nos permite conocer diferentes aspectos del sistema volcánico. Entre otros: la dinámica y los mecanismos de transporte de fluidos, los efectos o consecuencias derivadas de esa la dinámica y el posible estado de esfuerzos local y regional (mecanismos de fuente sísmica). Esto hace que las señales que se puedan registrar en este tipo de ambientes sean diversas entre sí, y algunas de ellas muy diferentes a las que se pueden esperar en un ambiente puramente tectónico. Es evidente que la comprensión, desde un punto de vista sísmico de una región volcánica, puede llegar a ser una tarea complicada, pero no por ello se debe hacer un mero estudio superficial, sino aprovechar al máximo los datos e instrumentos de los que se dispongan. Estos estudios llevan asociados la aplicación de conceptos y técnicas que en muchos casos no son exclusivas de la Sismología Volcánica, sino que son conceptos y técnicas generales de la Sismología aplicadas a zonas volcánicas. En general las técnicas de análisis y los instrumentos son comunes para cualquier tipo de señal (volcánica o tectónica), sin embargo, las diferencias radican precisamente en el tipo de señal y sobre todo en la fuente que las generan. Así, no debemos hablar de terremotos volcánicos o tectónicos, sino simplemente de terremotos, y su "apellido" está relacionado con la fuente que origina la acumulación de esfuerzos. En las regiones volcánicas activas tienen lugar otra serie de eventos sísmicos cuyo origen está relacionado con la dinámica de fluidos que está presente en las mismas. En este mismo contexto, la instrumentación sísmica tampoco se diferencia en gran medida entre aplicaciones volcánicas y tectónicas, aunque, como en los casos anteriores hay modificaciones para poder aplicarla al tipo de registro que se desea obtener, sobre todo en la forma de configurarlos (redes sísmicas convencionales o antenas sísmicas).

El estudio y análisis de una región volcánica usando datos sísmicos requiere: detección y registro de las señales, identificación y clasificación y, finalmente, un análisis cuantitativo de la misma. En este caso, se podrá obtener información de numerosos aspectos, como los parámetros de la fuente (posición, evolución espacio-temporal, cuantificación energética, física y naturaleza, etc.) y del medio (estructura de velocidad, atenuación, respuesta local, heterogeneidades, etc.). En este capítulo nos vamos a centrar en el aspecto de clasificación e identificación de las señales sísmicas más típicas registradas en ambientes volcánicos.

TIPOS DE EVENTOS SÍSMICOS

Un primer paso para poder estudiar la sismicidad de una región es la determinación y caracterización de los diversos tipos de señales que se pueden obtener para su posterior identificación con un tipo u otro de fuente. Esta caracterización está condicionada por el tipo de instrumento usado y el contenido espectral de nuestra señal. Por otra parte, el estado de actividad del volcán también condicionará el tipo de señal y su clasificación. Si el

sistema se encuentra con actividad exterior, esto es, manifestación atmosférica de la dinámica (explosiones, emisiones de gas, etc), entonces las señales registradas también mostrarán este tipo de actividad (por ejemplo explosiones). Un factor importante a tener en cuenta es que las señales que estén directamente asociadas al movimiento de fluidos deben tener un periodo propio muy alto, como es de esperar de un fenómeno de transporte de masa. Por tanto, su registro se debe hacer usando sensores que registren anchos de banda muy grandes, con periodos de más de 1 minuto y un rango dinámico muy grande (24 bits). En general, el tipo de sensores que más se utilizan en ambientes volcánicos, debido sobre todo a su moderado coste y facilidad de despliegue y mantenimiento son los denominados de "corto periodo", con respuesta plana entre 1 y 30 Hz.

A continuación, vamos a describir algunas señales típicas que se pueden registrar en un volcán, cuando el sismómetro es de corto periodo, atendiendo exclusivamente a su forma en el dominio del tiempo, aunque utilizaremos para su descripción la información relativa a su contenido espectral. También se hará una pequeña descripción de las zonas focales de estas señales dentro del entorno volcánico. Posteriormente, se hará una breve descripción de los posibles modelos de fuente, para finalizar con algunos apuntes que relacionan la dinámica del volcán y la aparición de este tipo de señales.

Terremotos volcano-tectónicos

Un terremoto ocurrido en un ambiente volcánico recibe el nombre de terremoto volcano-tectónico. El registro de un terremoto está caracterizado por ser una señal de duración variable, desde los pocos segundos para los terremotos más pequeños, hasta algunos minutos para los más grandes. El comienzo de la señal suele ser más o menos impulsivo (llegada de la onda P) y es posible identificar la llegada de la onda S (especialmente si se tiene registro en tres componentes). En la figura 1 se presenta un ejemplo de terremoto volcano-tectónico registrado en la Isla Decepción (Antártida) en las tres componentes (vertical, N-S y E-W), donde se aprecia la llegada impulsiva de la onda P, la de la onda S en las componentes horizontales, así como lo que se define como coda.

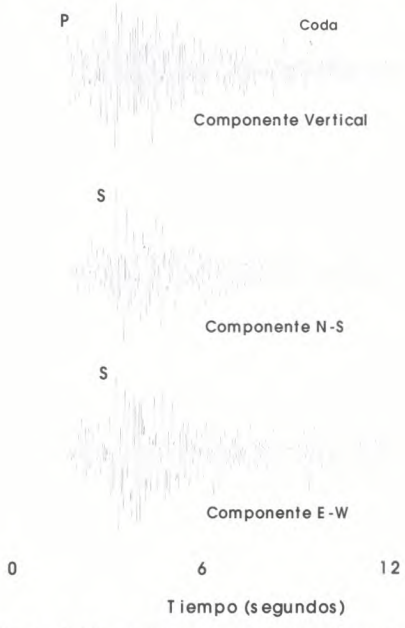


Figura 1. Un ejemplo de terremoto volcano tectónico registrado en la isla Decepción (Antártida) en las componentes vertical, N-S y E-W. Se puede apreciar la llegada de las ondas P y S, así como la coda

El contenido espectral es amplio, y es posible observar terremotos con espectros con frecuencias superiores a los 30 Hz. En la figura 2 se presenta un ejemplo del contenido espectral de un terremoto volcano-tectónico de la Isla Decepción. El espectro se muestra a través de lo que se denomina espectrograma, esto es, una

representación a lo largo del tiempo de la evolución espectral del registro sísmico. Su forma de onda es característica, representada por las llegadas de los paquetes de las ondas P y S, así como la contribución de ondas superficiales y un decaimiento final en forma de exponencial decreciente que es la coda. Los terremotos que se presentan en zonas volcánicas, suelen ser de menor magnitud que los que se observan en zonas puramente tectónicas. No es común registrar terremotos con magnitudes superiores a 4.

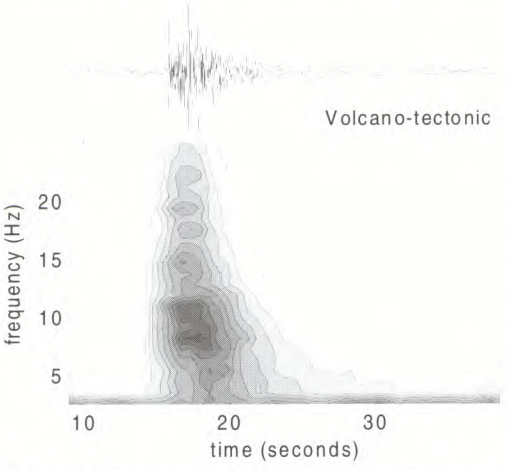


Figura 2. Un ejemplo del contenido espectral de un terremoto volcano-tectónico de la Isla Decepción (Antártida). Se puede apreciar como existe señal para frecuencias superiores a los 25 Hz.

La aparición de los terremotos en regiones volcánicas suele ser en forma de lo que se conoce como "enjambre sísmico", esto es, una secuencia de numerosos terremotos agrupados en el tiempo, de tamaño similar y compartiendo una misma zona epicentral. En la figura 3 presentamos un ejemplo de una hora de registro del volcán Timanfaya (Lanzarote), en donde se puede apreciar de manera clara un agrupamiento de la actividad sísmica en forma de enjambre.

Espacialmente, los terremotos volcano-tectónicos se suelen presentar en un amplio rango de profundidades, desde las decenas de kilómetros, hasta la misma superficie del edificio volcánico. En su proyección en superficie, la distribución es muy variada, entorno a un posible conducto, pero también a lo ancho de todo el sistema volcánico. En estructuras caldéricas, se puede apreciar una distribución de la sismicidad en forma de anillo.

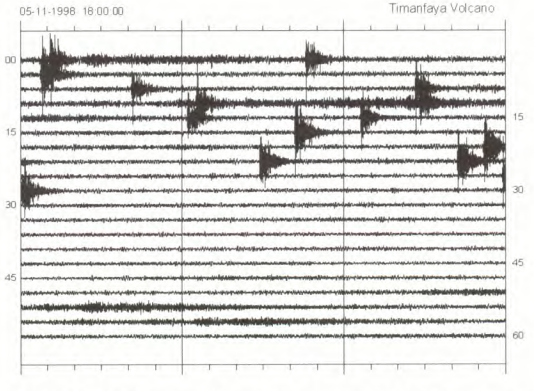


Figura 3. Ejemplo de una hora actividad sísmica en forma de enjambre registrado en el volcán Timanfaya (Lanzarote, Islas Canarias).

Temporalmente, este tipo de actividad sísmica se presenta de manera muy común en casi todos los ambientes volcánicos, independientemente del estado de actividad de la región. Es más, cuando la región a estudiar se encuentra en reposo, la presencia de los terremotos volcano-tectónicos representa el único síntoma de actividad de la región (podemos ver claros ejemplos en zonas tan significativas como el Teide, Timanfaya -Islas Canarias- o Vesubio –Italia-). La aparición de enjambres sísmicos en el momento de una posible erupción resulta difícil de modelizar. Es cierto que

previamente a erupciones se ha observado un brusco aumento de la actividad sísmica, pero existen enjambres sin una relación aparente con una erupción, y existen erupciones sin aumento significativo de la actividad sísmica (Beniot y McNutt, 1996).

Eventos de largo periodo

Los denominados Eventos de Largo Periodo –L.P.- (también se suelen conocer como Eventos de Baja Frecuencia – L.F.- o terremotos de tipo B) son señales típicas de ambientes volcánicos. Están caracterizados por tener una duración entre los pocos segundos hasta algo más de un minuto, y con un contenido espectral muy limitado a unas bandas de frecuencia relativamente estrechas ($0.5 < f < 5$ Hz). A menudo es posible encontrar eventos L.P. que aparecen precedidos por llegadas algo menos energéticas, a frecuencias algo mayores ($f > 5$ Hz), Ferrazzini y Aki (1992).

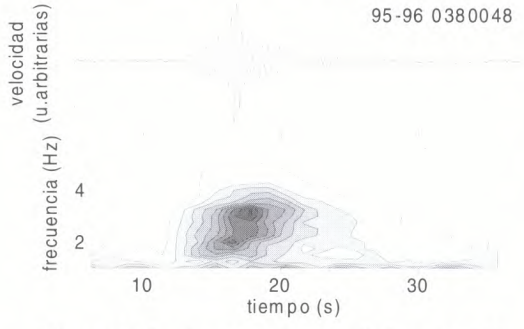


Figura 4. Un ejemplo de evento de largo periodo (LP) registrado en la isla Decepción. Obsérvese como su contenido espectral es mucho más limitado que el que presentan los terremotos de tipo volcano-tectónico.

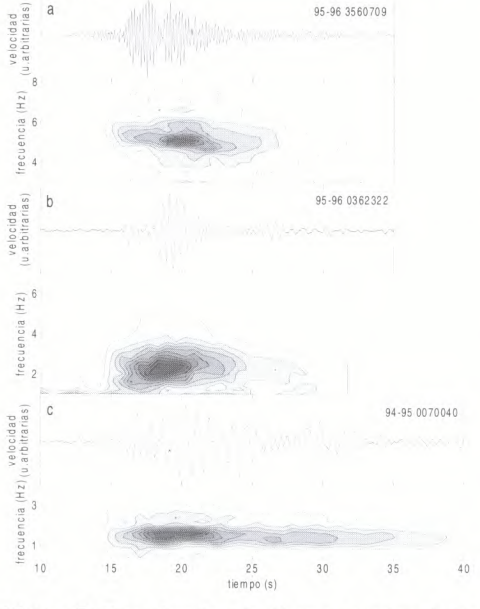


Figura 5. Tres ejemplos de diversos eventos de tipo LP, registrados en la Isla Decepción, en fechas muy similares y con el mismo tipo de instrumentos. Obsérvese como varían en el contenido espectral y en la forma de onda

Su comienzo suele ser emergente, por lo que resulta muy difícil determinar el momento exacto del comienzo de la señal. No presentan llegadas definidas de ningún tipo de fase, ni P ni S, y su forma de onda es similar a un "huso de tejer", tal como se observa en la figura 4. En algunas zonas, como en el volcán Galeras, aparecen unos eventos que espectralmente se podrían clasificar como eventos de largo período, pero que por su forma de onda han recibido un nombre más descriptivo, eventos "tornillo" (e.g. Gómez y Torres, 1997; Narváez et al., 1997), aludiendo a su forma de onda.

El contenido espectral de esta señal puede variar de volcán a volcán, e incluso dentro del mismo sistema volcánico. Por ejemplo, tal como se muestra en la figura 5, dentro de un mismo edificio volcánico es posible encontrar diversos tipos de eventos de tipo L.P.

Estos eventos, debido a su forma de onda y composición, son bastante difíciles de localizar usando técnicas clásicas. Lahr et al. (1994), estudiando el volcán Redoubt (Alaska), localizaron este tipo de eventos muy delimitados en el conducto volcánico y en la superficie, a una profundidad inferior al kilómetro. Sin embargo, también ha sido posible detectar señales parecidas a los L.P., a profundidades cercanas a los 20 km, como ha sido el

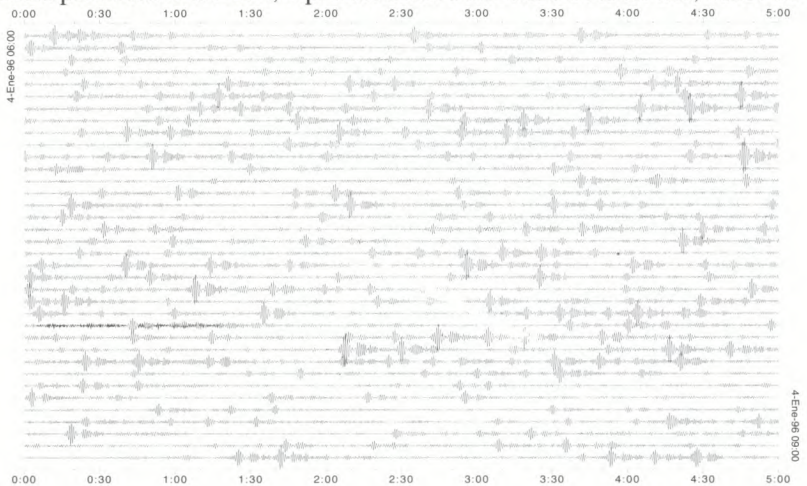


Figura 6. Un ejemplo de enjambre de eventos de tipo LP registrados en la Isla Decepción. Se muestra un registro de tres horas en donde se puede apreciar el elevado número de eventos detectados.

caso del volcán Pinatubo (Filipinas), o en Long Valley (California), (Chouet, comunicación personal).

La ocurrencia temporal de los eventos de tipo L.P. suele ser en forma de enjambre sísmico, a veces con un elevado número de eventos por hora, como se presenta en la figura 6. Se ha podido observar (Chouet, 1996) que existe una muy fuerte relación entre la ocurrencia de enjambres de eventos de tipo L.P. y la presencia muy cercana de erupciones volcánicas. Además, en algunas regiones, como el caso del volcán Pinatubo, previo a la ocurrencia de eventos de tipo L.P. en superficie, aparecieron este mismo tipo de señales a gran profundidad, habiéndose usado como elementos precursores de la posterior erupción (Chouet, comunicación personal).

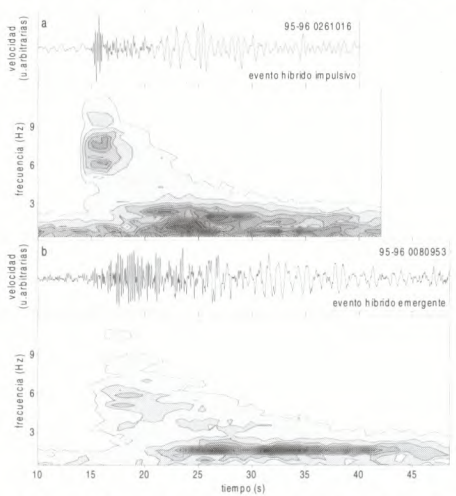


Figura 7. Dos ejemplos de eventos de tipo híbrido registrados en la Isla Decepción. Se puede comprobar la llegada inicial a altas frecuencias, más la señal similar a la de los eventos de tipo L.P.

Eventos híbridos

Este tipo de eventos tiene un comienzo caracterizado por señales a altas frecuencias, normalmente una amplia banda espectral (hasta más allá de 10 Hz), en donde se pueden identificar fases P y S, por

lo que normalmente se asocia a un pequeño terremoto. Después de la primera llegada aparece una señal muy similar en forma de onda, duración y contenido espectral, a los eventos de largo periodo, (figura 7). No debemos confundir los híbridos con eventos L.P., con una llegada en alta frecuencia inicial, como ya ha sido descrito en el párrafo anterior. Por regla general, la llegada en alta frecuencia de los híbridos debe presentar ondas P y S claras. Además, si estas señales a altas frecuencias son terremotos, cuando son registradas por una red sísmica convencional, deben presentar cambios en la dirección del primer impulso –se deberán observar diferentes polaridades para las llegadas de las ondas P, en función de las estaciones sísmicas (modelo de fractura de doble-par para los terremotos).

La presencia espacial y temporal de estas señales es muy similar a la ya descrita para los eventos de tipo L.P. Por tanto aparecen asociadas a episodios pre-eruptivos muy inminentes.

Tremor volcánico

El tremor volcánico es una señal sísmica caracterizada por mantener la amplitud constante

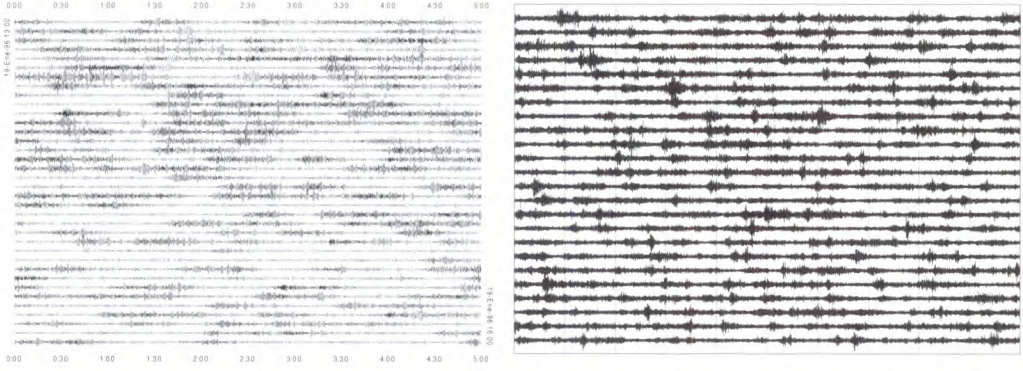


Figura 8. Dos ejemplos de registro de tremor volcánico. Izquierda, tres horas de tremor registrado en la Isla Decepción. Derecha, cuatro horas de tremor del Etna.

durante un largo período de tiempo (figura 8) que puede oscilar entre los varios minutos y las horas, con contenido espectral centrado en bandas de frecuencia relativamente estrechas. A lo largo de los numerosos estudios sobre el tremor volcánico se han observado una serie de características comunes que a continuación se enumeran

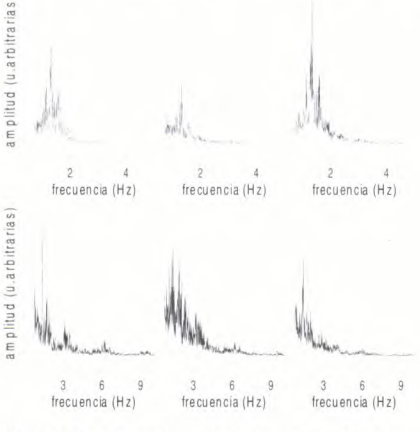


Figura 9. Ejemplos de espectros de tremor volcánico

- Su espectro está agudamente picado, mostrándose por regla general un pico dominante con algunos picos subdominantes (figura 9). Las frecuencias centrales de los picos dominantes son excepcionalmente estables y no suelen estar muy influenciadas por las características de la erupción. Muchas señales de tremor vienen precedidas

inicialmente por unas llegadas a altas frecuencias similares a las encontradas en algunos eventos de tipo L.P. (figura 10).

- No se puede identificar la presencia de llegadas de fases de tipo P o S. Algunos experimentos realizados con antenas sísmicas en volcanes como el Kilauea (Ferrazzini et al., 1991) han permitido caracterizar el campo de ondas del tremor como una superposición compleja de ondas superficiales de tipo Lg y Rg.

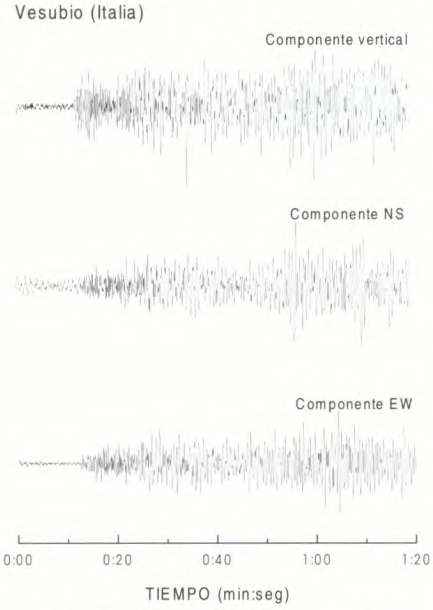


Figura 10. Un ejemplo de inicio de un tremor registrado en el volcán Vesubio (Italia). Se observa cómo el tremor comienza con señales a alta frecuencia

- Estudiando los patrones de polarización del tremor y de los eventos de tipo L.P. (por ejemplo Del Pezzo et al., 1992; Bianco et al., 1996) se ha comprobado que comparten patrones similares.

- No se suelen encontrar armónicos o sobretonos correspondientes a las frecuencias centrales de los picos espectrales. Sin embargo, en algunos volcanes donde hay dos conductos activos, como es el caso del volcán Arenal (Costa Rica), el tremor presenta modulaciones en amplitud debido a la interferencia de dos señales de tremor con frecuencias parecidas, tal como se muestra en la figura 11. Por otra parte, cuando el tremor es producto de una fuerte desgasificación en un conducto, si se pueden observar armónicos en el espectro (Ibáñez et al., 2000).

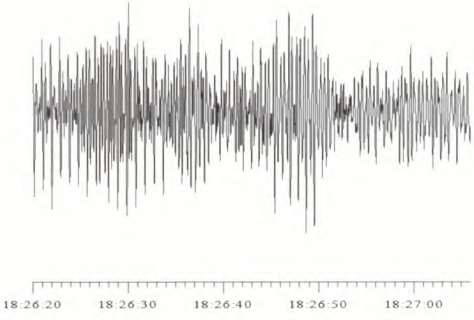


Figura 11. Un ejemplo de tremor del volcán Arenal (Costa Rica) donde se observa la modulación en amplitud debido a interferencias de dos señales con frecuencias muy parecidas.

- Como regla general, las envolventes de la amplitud del tremor se pueden modelar o con soluciones de ecuaciones diferenciales no lineales o simplemente por funciones exponenciales.

- Las frecuencias centrales de los picos dominantes son especialmente estables y no suelen estar influenciadas por las características de la erupción (figura 12) ni por la situación de las estaciones sísmicas.

- Por regla general, parece no existir una correlación entre la actividad volcánica visual y la envolvente del tremor. Un tremor fuerte no tiene por qué estar relacionado con una fuerte actividad volcánica visual, o una fuerte desgasificación no tiene por qué coincidir con un tremor fuerte. En algunas ocasiones, se observa tremor intenso cuando la actividad eruptiva es rítmica. En cuanto al tipo de

material emitido, las amplitudes del tremor están muy bien correlacionadas con las fuerzas de las erupciones de cenizas, vapor o gas, mientras que para erupciones de lava o flujos de lava, las amplitudes del tremor suelen ser más bajas. No se ha observado un desplazamiento en frecuencia de los picos espectrales durante los procesos eruptivos, afectando simplemente a la amplitud de la señal, por lo que parece derivarse que la amplitud de la señal parece estar más relacionada con la fuerza de la erupción que con el tamaño de la región fuente.

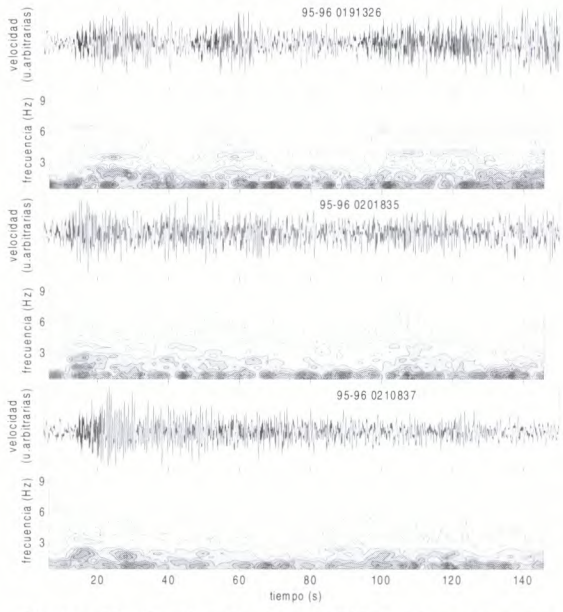


Figura 12. Un ejemplo de estabilidad del espectro del tremor registrado en la isla Decepción en tres momentos diversos de una crisis de tremor de tres días.

- En algunos volcanes, como el Stromboli (Neuberg et al., 1994), parece existir una correlación entre la amplitud del tremor y los cambios en presión atmosférica, caída de lluvia y cargas de mareas marinas.

Atendiendo al contenido espectral del tremor éste se ha dividido muchas veces en varios subgrupos:

T_H. Tremor volcánico con contenido en altas frecuencias (> 6 Hz). A veces aparecen después de explosiones y pueden durar horas. Un tipo de señal parecida a ésta es la que aparece asociada a los géiseres. Esta señal posee un contenido espectral con frecuencias incluso superiores a 25 Hz.

T_I. Tremor volcánico a frecuencias intermedias (1-6 Hz). Pueden ser vibraciones de diversa duración, entre minutos a varias horas. En algunos volcanes el contenido espectral de este tipo de tremor está relacionado con el tipo de actividad. Así, en fases tranquilas el tremor puede estar centrado a bajas frecuencias (1 Hz) y en fases preeruptivas la frecuencia variar hasta el orden de los 3 Hz. Es evidente que estos cambios están relacionados con la fuente.

T_L. Tremor a bajas frecuencias (alrededor de 0.5 Hz o menos) que requiere sensores de banda ancha para poder ser registrados.

La localización espacial de la fuente del tremor resulta complicada debido a la ausencia de fases identificables. La aplicación de varias antenas sísmicas en una misma región ha permitido comenzar a dibujar espacialmente la localización de estas fuentes y su evolución espacial. La ocurrencia temporal del tremor es continua en cualquier fase eruptiva, pre y post.

Explosiones

Quizás las señales provenientes de explosiones en los edificios volcánicos corresponden, junto al tremor, a las señales sísmicas más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo. En este caso, las explosiones aparecen superpuestas a una señal de tremor

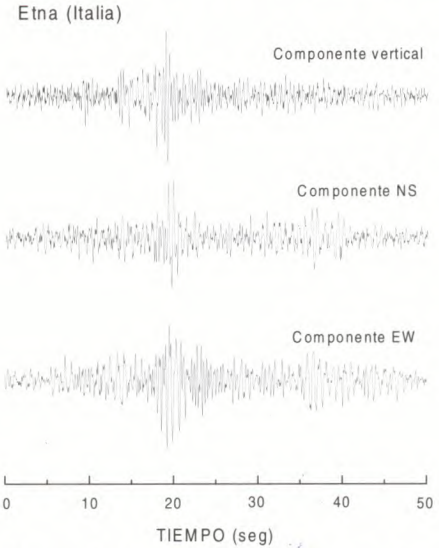


Figura 13. Un ejemplo de explosión del Etna que aparece superpuesta al tremor de fondo.

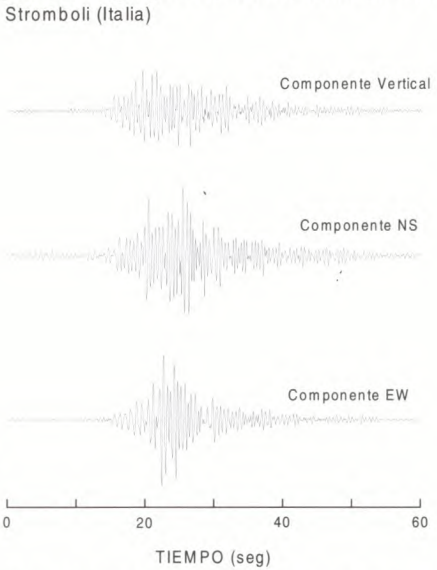


Figura 14. Un ejemplo de explosión en el volcán Stromboli.

de fondo (figura 13), y son identificables por el aumento brusco de amplitud de la señal y un incremento en las frecuencias de la misma. Por regla general, esta señal tiene al menos dos llegadas diferentes y claras. La primera asociada con la propagación en forma de ondas internas o superficiales de la explosión. La segunda es la llegada de lo que se conoce como ondas de aire, ondas de choque y ondas sonoras, con una velocidad de propagación clara de

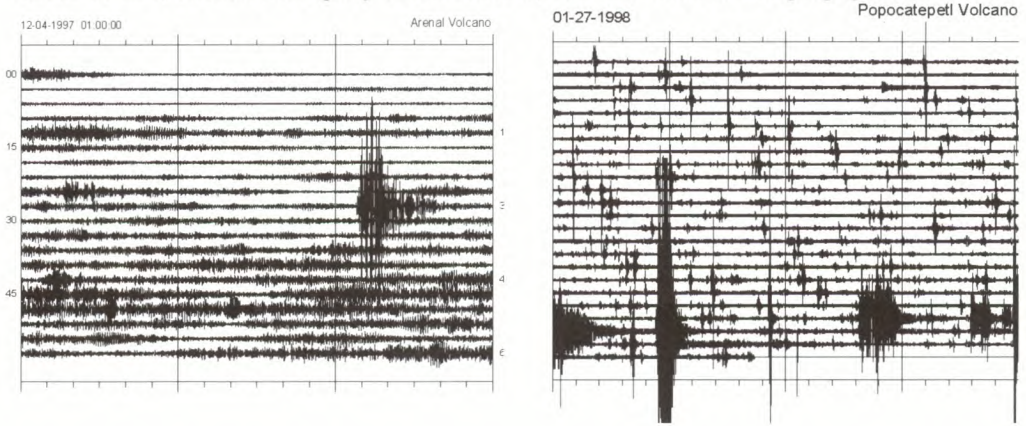


Figura 15. Dos ejemplos de registros en dos volcanes diferentes (Arenal, Costa Rica, a la izquierda y Popocatépetl, México, a la derecha) en donde sobresalen las señales de varias explosiones.

340 m/s. Esta velocidad de propagación tan lenta y clara es la forma más fácil de poder identificar este tipo de eventos sobre los sismogramas cuando no ha sido posible distinguirlos en el momento de su ocurrencia.

En volcanes donde la actividad explosiva es continua, caso del volcán Stromboli (Italia), las explosiones producto de procesos de desgasificación suele ser la señal sísmica predominante. En la figura 14 se presenta un ejemplo de explosión. La onda de aire de dicha explosión corresponde a las señales más energéticas que se observan en la figura. En la figura 15 se presentan dos ejemplos de registros en volcanes explosivos, Arenal (Costa Rica) y Popocatépetl (México) en donde se observan diversos procesos explosivos sobre un tremor continuo de fondo.

MODELOS DE FUENTE

La determinación del origen de las señales y la mecánica de la fuente que se han presentado son un paso fundamental para poder entender la dinámica de los procesos que están teniendo lugar. Resulta más o menos evidente que las señales clasificadas como explosiones tienen un modelo claro, un brusco proceso de desgasificación (aumento de presión) en los conductos volcánicos. Pero aún así, este modelo simple no es capaz de explicar la complejidad de las señales. Por ejemplo, Chouet et al. (1997) en el volcán Stromboli encuentran que estos procesos no tienen lugar simplemente en la superficie, sino que se originan inicialmente a profundidades del orden del kilómetro, y luego se propagan a lo largo del conducto.

A continuación vamos a hacer un pequeño repaso descriptivo de los modelos más aceptados para cada una de las clasificaciones anteriores.

Modelo de terremotos volcano-tectónicos

En la actualidad, el modelo que trata de explicar la ocurrencia de los terremotos está bastante aceptado: la acumulación de esfuerzos en una determinada región; cuando se supera el límite de resistencia del material (punto de ruptura) esta zona se rompe liberando, en forma de ondas sísmicas, parte de la energía acumulada. La magnitud del terremoto está relacionado con las dimensiones de la zona rota (Lee y Steward, 1981). Una de las mayores incógnitas es saber cual es el origen de esta acumulación de esfuerzos. Podemos pensar por ejemplo en dos de ellos: a) Transmisión de energía como producto de una dinámica tectónica regional, b) Transmisión de energía debido a la interacción con la dinámica de los fluidos que están presentes en el sistema volcánico. La identificación de estas causas es muy importante para explicar si el origen de la sismicidad detectada es puramente tectónico, está relacionada con la dinámica del volcán o ambos. Este es un paso previo para usar la información sísmica como posible elemento predictor de la dinámica del volcán.

Modelos de fuente de eventos L.P.

La evolución de los modelos de fuente de este tipo de eventos está relacionada con el avance de lo que se conoce como sismología volcánica cuantitativa. Inicialmente, muchos de los eventos descritos como L.P. eran clasificados como terremotos de tipo B; se explicaban como terremotos muy superficiales en donde los efectos de atenuación y la

respuesta de sitio modelizaban el contenido espectral. En la actualidad, esta explicación se va descartando. Por ejemplo, observando la figura 5, en una misma zona, con el mismo instrumento y mismas condiciones geológicas, aparecen diversos L.P. con diferente contenido espectral. Por tanto el efecto de camino no parece ser el condicionante fundamental para explicar las características espectrales de los L.P.y entonces parece lógico pensar en la influencia de la fuente.

En esta línea, los estudios de Chouet (1986, 1988) y resumidos en Chouet (1996), proponen un nuevo modelo de fuente para este tipo de señal que explica el contenido espectral y lo relaciona con la dinámica de los fluidos presentes en un volcán. El modelo se llama "modelo de fracturas controladas por fluidos". En este modelo los eventos L.P. se generan por resonancias en fracturas cerradas en sus extremos y rellenas de fluidos volcánicos (agua o magma) con un cierto nivel de gas disuelto en ellas, en los que se produce un brusco transitorio de presión. Este transitorio de presión es el origen de la perturbación que se propaga a lo largo de la fractura transmitiendo energía desde el fluido al entorno sólido que lo confina, generando las ondas sísmicas. La frecuencia central del pico espectral de la señal y su anchura, aportan información sobre el tamaño de la fractura que resuena, y del tipo y dinámica del fluido que la rellena (Nakano et al., 1998; Ibáñez et al., 2000).

Este modelo, que no tiene por qué ser único ni universalmente válido, tiene la ventaja de integrar procesos de dinámica de los fluidos del volcán, su composición y explicar las observaciones de las señales producidas. Una interpretación de estas señales basándose en este modelo también ha permitido predecir la ocurrencia de erupciones explosivas en función de la evolución espacio temporal de los L.P. La cuestión fundamental es delimitar cuál es el fluido que rellena la fractura (agua o magma) y su contenido en gas, así como la evolución espacio-temporal y energética de la fuente.

Modelos de fuente de los híbridos

Si se acepta la observación de que los híbridos son el producto de la suma de un pequeño terremoto y un evento de tipo L.P., con origen en la misma región y ocurridos simultáneamente, entonces un posible modelo de fuente sería: en la región fuente (una fractura) sellada y sometida a presión de los fluidos volcánicos, el aumento de presión lleva a la ruptura de la zona, produciendo un terremoto. La fractura se rellena de fluido y la resonancia del mismo, según el modelo de los L.P. produce la señal monocromática en bajas frecuencias. Este modelo asume que existe una presión de fluidos que rompe la fractura y le inyecta un fluido.

Modelos de fuente para los tremores volcánicos

El tremor volcánico puede ser la señal que más se ha registrado en los ambientes volcánicos, y sobre la que probablemente se hayan realizado más modelos, tanto de su fuente como de su campo de ondas. Sin embargo, la ausencia de fases sísmicas que permitan la localización espacial de la fuente y su posible evolución, han limitado de manera importante estos modelos. Por otro lado, su variedad espectral también implica la necesidad de múltiples modelos de fuente. Así, por ejemplo, el tremor que se ha denominado T_H puede ser explicado como la señal asociada a avalanchas, caídas de rocas desde el frente de lava o fuertes desgasificaciones en algunos cráteres. Por otro lado, el

tremor clasificado como T_L, está asociado directamente al transporte de masa (básicamente magma), a oscilaciones del conjunto de la cámara magmática o incluso a resonancia de tipo "tubo de órgano" de grandes conductos.

El tipo de tremor que más se suele registrar es, sin embargo, el denominado T_I (entre 1 y 6 Hz) y sobre el que también existen más modelos y a su vez mayor desconocimiento (Schick, 1992). Algunos modelos se han basado en desgasificaciones, fluctuaciones del gas, resonancias de conductos, etc. Los modelos de resonancia de conductos abiertos se han ido complicando según las estructuras de los edificios volcánicos y, aunque son capaces de explicar numerosos episodios de tremor, a veces no pueden integrar datos sobre la reología de los fluidos y su dinámica. Algunos resultados actuales que integran observaciones de tremor y L.P. muestran evidencias de que algunos tremores de algunas regiones volcánicas son la suma temporal de L.P. (Almendros et al., 1997). En este caso, los posibles mecanismos de tremor serían los mismos que los que generan los L.P., pero donde los transitorios de presión son continuos en el tiempo e integran una región más extensa (Ibáñez et al., 2000).

CONCLUSIONES

En el presente capítulo se ha hecho un repaso de algunos de los tipos de señales sísmicas típicas que pueden ser registradas en ambientes volcánicos, y especialmente en el rango del denominado corto periodo. Resulta evidente que la identificación y cuantificación de las mismas, así como su estudio estadístico, es importante para poder seguir e interpretar cual es la dinámica del volcán bajo estudio. Sin embargo, si esta clasificación y cuantificación no lleva asociada un estudio e interpretación en función de la fuente que lo produce, su utilidad queda muy limitada. Más aún, si el estudio se hace con la finalidad de interpretar la dinámica del sistema y su posible evolución, la sola clasificación y su interpretación estadística puede que no aporte ningún resultado significativo (ver por ejemplo las conclusiones del estudio de Beniot y MacNutt, 1996 o MacNutt, 1996). Si a este análisis se le añade la interpretación en términos de la fuente, entonces su utilidad se ve incrementada (por ejemplo Gil Cruz y Chouet, 1997 o Martinelli, 1997). Esto ha llevado incluso a poder predecir con gran precisión temporal la ocurrencia de erupciones, como el caso del volcán Redoubt en Alaska (Chouet et al., 1994) o del Pinatubo, Filipinas, (Chouet, comunicación personal).

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer la ayuda del Prof. Ramón Ortiz (CSIC) que nos ha cedido algunas de las figuras presentadas en este capítulo, sobre todo las relativas a los volcanes Arenal y Popocatépetl. Así, también agradecemos al Dr. Javier Almendros (IAG, Universidad de Granada) por cedernos el uso de algunas de sus figuras.

BIBLIOGRAFÍA

ALMENDROS, J.; IBÁÑEZ, J. M.; ALGUACIL, G.; DEL PEZZO, E.; ORTIZ, R. (1997). *Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica*, Geophys. Res. Lett., **24**: 3069-3072

BENIOT, J.P.; MCNUTT, R.; (1996). *Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration.* Annali di Geofisica, **vol XXXIX, n2**: 221-230

BIANCO, F.; CASTELLANO, M.; MILANO, G.; VILARDO, G.; (1996). *Shear-wave polaritazion alignment on the eastern flank of Mt Etna volcano (Sicily, Italy)* Annali di Geofisica, **vol XXXIX, n2**: 429-444

CHOUET, B. A.; (1986). *Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method,* J. Geophys. Res., **91**: 13967-13992

CHOUET, B. A.; (1988). *Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor*, J. Geophys. Res., **93**: 4375-4400

CHOUET, B. A.; (1996) *Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting*, Nature, **380**: 309-316

CHOUET, B.A.; PAGE, R.A.; STEPHENS, C.D.; LAHR, J.C.; POWER, J.A.; (1994). *Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: their origin and use as a forecasting tool,* J. Volcan. Geotherm. Res., **62**: 95-135

CHOUET, B.A.; SACCOROTTI, G.; MARTINI, M.; DAWSON, P.; DE LUCA, G.; MILANA, G.; SCARPA, R.; (1997). *Source and path effect in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli volcano, Italy,* J. Geophys. Res., **102**: 15129-15150

DEL PEZZO, E.; GODANO, C.; GORINI, A.; MARTINI, M.; (1992). *Wave polarization and location of the source of the explosion quakes at Stomboli volcano*, En *Volcanic Seismology* (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3), Aki, K., Gasparini, P. y Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag: 279-296

FERRAZZINI, V.; AKI, K.; CHOUET, B. A.; (1991). *Characteristics of seismic waves composing hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array*, J. Geophys. Res., **96**: 6199-6209

FERRAZZINI, V.; K. AKI; (1992). *Preliminary results from a field experiment on volcanic events at Kilauea using an array of digital seismographs.*. En Volcanic Seismology (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3), Aki, K., Gasparini, P. y Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag: 168-189

GIL CRUZ, F.; CHOUET, B. A.; (1997). *Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras volcano, Colombia, in 1991*, J. Volcan. Geotherm. Res., **77**: 121-158

GÓMEZ, D.M.; TORRES, R.A.; (1997). *Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes,* J. Volcanol. Geotherm. Res., **77**: 173-193

IBÁÑEZ, J. M.; DEL PEZZO, E.; ALMENDROS, J.; LA ROCCA, M.; ALGUACIL, G.; ORTIZ, R.; GARCÍA, A. (2000). *Seismovolcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: wave field analysis and source modeling.* J. Geophys. Res. En Prensa.

LAHR, J.; CHOUET, B.A.; STEPHENS, C.; POWER J.; PAGE, R.; (1994). *Earthquake classification, location and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt volcano, Alaska*, in *The 1989-1990 eruptions of Redoubt volcano, Alaska*, T. Miller, y B.A. Chouet editores, J. Volcanol. Geotherm. Res., **62**: 137-151

LEE W.H.K.; STEWARD, S.W.; (1981). *Principles and aplications of microearthquake networks.* Academic Press, Inc.: 293 pp.

MARTINELLI, B. (1997). *Volcanic tremor and short-term prediction of eruptions*, J. Volcanol. Geotherm. Res., **77**: 305-311
MCNUTT, S.R.; (1996). *Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the- and case histories.* En *Monitoring and mitigation of volcano hazards. Scarpa, Tilling* R. (eds), Springer-Verlag: 99-146
NAKANO, M.; KUMAGAI, H.; KUMAZAWA, M.;YAMAOKA, K.;CHOUET, B.A.; (1998). *The excitation and characteristic frequency of the long-period volcanic event: An approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system*, J. Geophys. Res., **103**: 10031-10046
NARVÁEZ, L.; TORRES, R.A.; GÓMEZ, D.M.; CORTÉS, G.P.; CEPEDA, H.; STIX, J.; (1997). *"Tornillo"-type seismic signals at Galeras volcano, Colombia, 1992-1993*, J. Volcanol. Geotherm. Res., **77**: 159-171
NEUBERG, J.; LUCKETT, R.; RIPEPE, M.; BRAUN, T.; (1994). *Highligts from a seismic broadband array on Stromboli volcano*, Geophys. Res. Lett., **21**: 749-752
SCHICK, R.(1992). *Volcanic tremor: seismic signals of (almost) unknown origin*, in *Volcanic Seismology* (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3), Aki, K., Gasparini, P. y Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag: 157-167

USO DE ANTENAS SÍSMICAS EN AMBIENTES VOLCÁNICOS

M. Abril, J.M. Ibáñez

Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. Campus de Cartuja s/n. 18071 Granada

INTRODUCCIÓN

Una antena (o *array*) sísmica es un conjunto numeroso de sismómetros distribuidos en una superficie reducida, según una configuración que puede ser ordenada o aleatoria. Por tanto, una de las características fundamentales de las antenas sísmicas es la distribución densa de estaciones, que deben tener características instrumentales conocidas y lo más parecidas posibles, además de un muestreo sincronizado en todas ellas y una homogeneidad en el terreno de despliegue (figura 1).

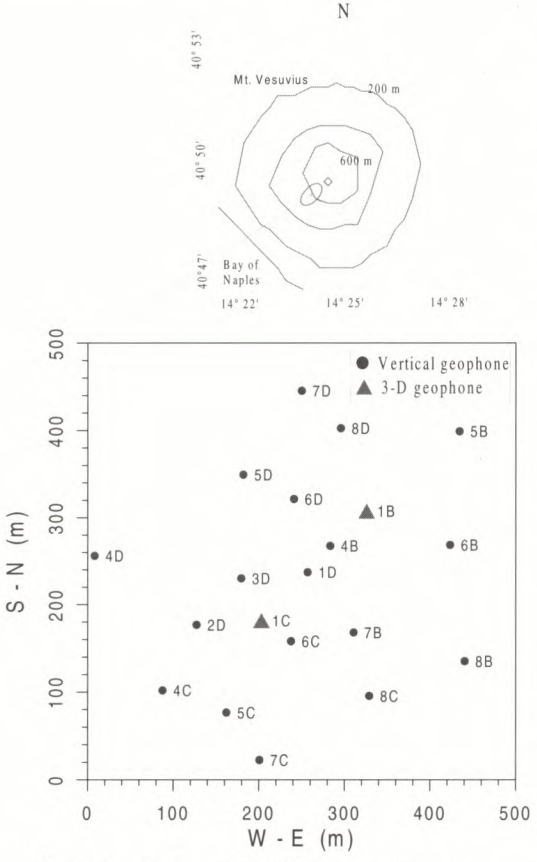


Figura 1.- Configuración utilizada en una antena sísmica desplegada en el volcán Vesubio en 1998.

Hoy en día el uso de las antenas sísmicas para el estudio de la sismicidad volcánica comienza a estar muy extendido. En ambientes volcánicos aparecen una serie de señales sísmicas -como son el tremor volcánico o los eventos de largo periodo- donde la fuente de los mismos no puede ser localizada siguiendo los procedimientos asociados a las redes sísmicas clásicas. Las antenas sísmicas (y las técnicas de análisis derivadas de ellas) permiten, entre otros estudios, la determinación y el seguimiento de la evolución espacio-temporal de la zona fuente de estas señales asociadas a movimientos de fluidos.

Como ejemplo de la versatilidad de las antenas sísmicas podemos citar el volcán Kilauea (Hawaii), en el que diversos experimentos con distintas antenas y diversas configuraciones han servido para estudiar, entre otras cosas, la estructura interna del sistema volcánico, la composición del tremor volcánico (ondas Lg y/o Rg) y la localización y características de las fuentes de señales de eventos de largo periodo y terremotos -utilizando una o, simultáneamente, dos o tres antenas-.

Además, estos estudios se han llevado a cabo en distintas bandas de frecuencia, desde corto periodo hasta ultra largo periodo (Ferrazzini et al., 1991; Ferrazini y Aki, 1992; Goldstein y Chouet, 1994; Chouet, 1996).

Otros volcanes que han sido estudiados de manera exhaustiva utilizando las antenas sísmicas son el Stromboli (Chouet et al., 1997; Saccorotti et al., 1998), Etna (Del Pezzo et al., 2000), Vesubio (Del Pezzo et al., 1999) todos en Italia, Teide en España (Del Pezzo et al., 1997; Almendros et al., 2000), Masaya en Nicaragua (Metaxian et al., 1997), o la isla volcánica de Decepción en la Antártida (Ibáñez et al., 1997; Almendros et al., 1997, Ibáñez et al., 2000). En todos estos volcanes se han aplicado diversas configuraciones y número de antenas sísmicas, con el fin de estudiar las características de la fuente sismo-volcánica y de su estructura.

ANTENAS FRENTE A REDES SÍSMICAS CONVENCIONALES

Una red sísmica convencional está compuesta por varias estaciones sísmicas emplazadas a lo largo de una región más o menos extensa (desde decenas a miles de km^2), y preferiblemente en torno a la zona donde se espera que se produzcan las señales sísmicas (zona sismogenética). Este tipo de configuración es el que se usa de manera extendida para estudiar la sismicidad de una región. Sin embargo, el uso de redes sísmicas en áreas volcánicas presenta serias dificultades. Esta configuración está pensada para el estudio de terremotos, en los cuales es posible identificar la llegada de diversas fases sísmicas (ondas P, S, superficiales,...). Tal como se ha dicho (Ibáñez y Carmona, este volumen), un volcán no sólo genera este tipo de señales, sino que aparecen otras asociadas a la dinámica de los fluidos, en donde estas fases o no son facilmente identificables, o ni siquiera existen. Las antenas sísmicas (y las técnicas derivadas de ellas) permiten la determinación de la posición de la fuente de estas otras señales que no son terremotos propiamente dichos.

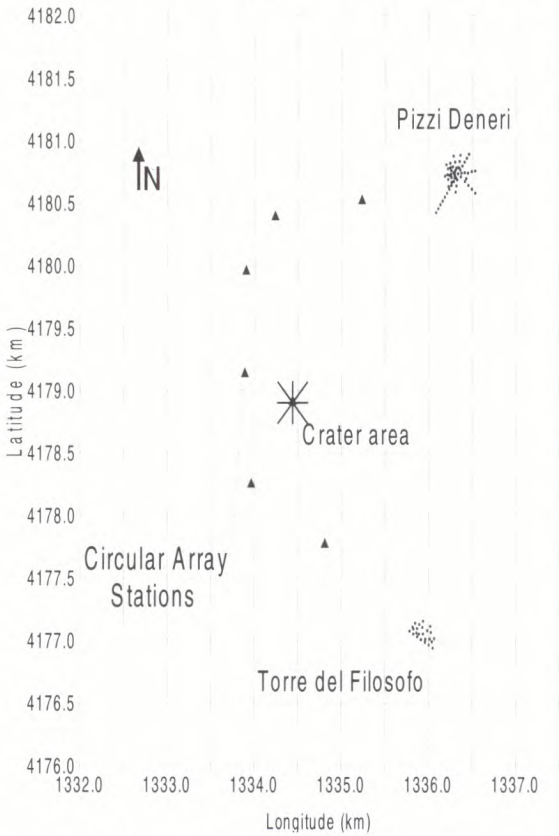


Figura 2. Ejemplo de situación idónea para el estudio sísmico de un volcán: combinación de dos antenas sísmicas y una red clásica en torno a la zona de interés. Combinación usada en una campaña en el volcán Etna en Septiembre de 1999.

Por otra parte, una red sísmica requiere que la zona de despliegue de estaciones sea a lo largo de toda la región volcánica, y, preferentemente, en torno a la zona de interés. En muchas regiones la orografía, la vegetación, la fauna y la

propia actividad del volcán dificultan tanto el despliegue como el mantenimiento de la instrumentación. Las antenas sísmicas, al sólo necesitar una o dos pequeñas superficies de despliegue, pueden ser operadas con mayor facilidad.

Figura 3. Ejemplo de la localización de un evento explosivo y determinación del error mediante el uso combinado de dos antenas en la isla de Stromboli.

Las técnicas de localización de las antenas sísmicas suministran, como primer dato, el valor de la velocidad aparente con que las ondas atraviesan la superficie de las antenas, y el azimut epicentro-antena de la fuente sísmica. Si se combina este dato con el de datos de lectura P y S y trazado del rayo, entonces es posible determinar la posición del foco de estos terremotos. Para las otras señales, en las que se carece de fases reconocibles, una sola antena sólo da información de la dirección de la fuente y de la propagación de las ondas. Si se usan combinadamente dos de ellas, como se muestra en las figuras 2 y 3, entonces es posible determinar la posición de la zona epicentral. Esta determinación es casi imposible usando una red sísmica convencional.

Las redes sísmicas, por su parte, tienen otras características interesantes para su aplicación en entornos volcánicos. En primer lugar, si las estaciones de la red se disponen en torno al volcán, permiten una localización más precisa de los terremotos asociados al proceso volcánico, así como la determinación del mecanismo de fuente de un modo más simple que utilizando antenas. Al igual que con las antenas, es posible realizar estudios de polarización de las ondas, siempre que se utilicen estaciones de tres componentes. Y, sobre todo, permiten caracterizar mejor que las antenas si el contenido espectral de la señal está asociado a procesos de fuente o de camino.

Según lo visto, la configuración idónea para el estudio de la actividad en un entorno volcánico sería una combinación de una red sísmica dispuesta en torno a la zona activa más dos o más antenas sísmicas (ver figura 2 como un ejemplo idóneo). Sin embargo, teniendo en cuenta las dificultades que suele entrañar el despliegue y mantenimiento de una red en este tipo de entornos, normalmente la solución adecuada puede ser una o varias antenas trabajando en modo combinado.

TÉCNICAS DE LOCALIZACIÓN USANDO ANTENAS SÍSMICAS

En primer lugar debemos definir qué se entiende por localizar con una antena sísmica. Supongamos que tenemos una antena sísmica formada por N sismómetros situados sobre un plano horizontal en las posiciones $\mathbf{r}_j$, con los que se han tomado los registros de una componente de la velocidad, $u_j(t)=u(\mathbf{r}_j,t)$ (figura 4). Suponiendo que se trata de ondas planas, tratamos de determinar el azimut de donde proceden (back-azimut) y la velocidad aparente con la que atraviesan la antena, o lo que es lo mismo, el vector lentitud **s**, que tiene la misma dirección y sentido que el vector número de onda **k** y módulo dado por $s=k/2\pi f$.

Por tanto, se entiende por localización usando antenas sísmicas la determinación del back-azimut y de la lentitud aparente de las ondas incidentes.

Las técnicas de localización de las antenas sísmicas están basadas en la búsqueda de la máxima coherencia de la señal registrada en las estaciones sísmicas de la antena. Puesto que se usan paquetes de ondas más o menos largos, para estimar esta coherencia no es necesaria la identificación de las primeras llegadas impulsivas. Si entre las estaciones que forman la antena hay alguna de tres componentes y se conoce con algún detalle la estructura del terreno, se puede conocer además el ángulo de incidencia de la señal. Este ángulo también se puede determinar por simples razones trigonométricas si se conoce la velocidad aparente y la velocidad teórica de la onda. En el caso de poder identificar más de una fase y conocer su velocidad media de propagación es posible estimar la distancia hipocentro-antena e incluso inferir su profundidad focal.

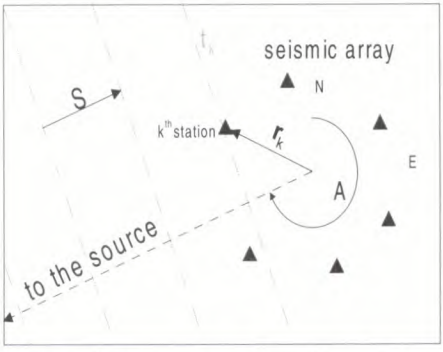


Figura 4. Planteamiento del problema de la localización con antenas sísmicas.

Esta búsqueda de la máxima coherencia se puede realizar a través de diversas técnicas, tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia. En el dominio del tiempo, una de las técnicas más comunes es la denominada de correlaciones cruzadas (Zero Lag Cross Correlation -ZLCC-), ver por ejemplo Frankel et al. (1991) o Del Pezzo et al. (1997). En el dominio de la frecuencia existen múltiples técnicas, destacando la denominada MUSIC (Goldstein y Archuleta, 1987), la "Beam Forming" (LaCoss et al., 1969), o la "High Resolution" (Capon, 1969).

Debido a la complejidad de formulación que harían que este texto fuese innecesariamente largo, en este capítulo nos vamos a dedicar exclusivamente a estudiar cómo se localiza usando la técnica ZLCC que trabaja en el domino del tiempo.

Técnica de localización ZLCC

El proceso de cálculo en esta técnica parte de la selección de un intervalo de señal en donde se espere obtener coherencia y su filtrado en la banda de frecuencias de interés, con el fin de eliminar influencias de otras señales. La duración del intervalo se elegirá en función de la longitud de onda (son necesarios al menos dos o tres periodos), de la apertura de la antena (hay que estar seguros de que la señal está presente en todas las ventanas), y de la velocidad aparente esperada (a mayor velocidad menor ventana). Una vez seleccionada la señal y una estación de referencia, se procede a la estimación de la coherencia en función de sucesivos azimutes y velocidades aparentes, desplazando los intervalos de señal en función de llegadas teóricas. Aquella dirección y velocidad aparente que presente la mayor coherencia se puede considerar como la dirección de incidencia (ver figura 5). Hay que asegurarse de que la coherencia obtenida sea suficientemente significativa. Si esta técnica se realiza a lo largo de la señal es posible no sólo estimar el origen de la fuente, sino su duración en función de la estabilidad del azimut foco-estación. Por otra parte, también se

puede usar para identificar la posición de alguna heterogeneidad lateral suficientemente grande para producir ondas que sufren un proceso de *scattering* con suficiente energía. El mayor inconveniente que presenta esta técnica es la gran cantidad de tiempo de computación requerido y la sensibilidad de la coherencia en función de la longitud de la ventana. Veamos a contiuación con algo más de detalle qué significa obtener la máxima correlación cruzada.

Determinación de la correlación cruzada máxima

Si tenemos dos señales f y g, definimos su función de correlación del siguiente modo

$$R(\tau) = < f(t)\, g^{*}(t+\tau) >$$

donde <·> representa el promedio temporal. Si registramos una señal u(**r**,t), que se propaga con un cierto vector lentitud **s,** en dos estaciones del array de modo que tengamos $u_j(t)=u(\mathbf{r}_j,t)$ y $u_k(t)=u(\mathbf{r}_k,t)$, su correlación será máxima cuando el retraso τ coincida con el tiempo efectivo que la onda invierte en llegar de la estación j a la k, τ_{jk}, que vale

$$\tau_{jk} = \vec{s} \cdot (\vec{r}_j - \vec{r}_k)$$

El método consiste en suponer que el vector lentitud toma valores dentro de una malla en la que s_x y s_y van desde $-s_{máx}$ hasta $s_{máx}$ con un cierto incremento s_{inc}. Calculamos las correlaciones de todas las trazas mediante la expresión

$$R_{jk}(\tau_{jk}(\vec{s})) = < u_j(t)\, u_k^{*}(t+\tau_{jk}(\vec{s})) >$$

donde $\tau_{jk}(\mathbf{s})$ es el retraso que la onda tendría entre las dos estaciones si se propagara con vector lentitud **s**. Definimos el coeficiente de correlación medio normalizado como

$$\rho(\vec{s}) = \frac{1}{N^2} \sum_{j,k=1}^{N} \frac{R_{jk}(\tau_{jk}(\vec{s}))}{\sqrt{R_{jj}(0)\, R_{kk}(0)}}$$

El coeficiente de correlación no alcanza nunca la unidad, debido principalmente a la presencia de ruido sísmico y a la distorsión de la señal. La presencia de efectos de sitio muy locales puede provocar que la señal que registramos en diferentes estaciones de una antena no sea exactamente la misma. Al máximo de este coeficiente de correlación dentro del plano de lentitud se le conoce con las siglas MACC (Maximum Average Cross Correlation).

El vector lentitud que se obtiene como resultado es el correspondiente al máximo o máximos del coeficiente de correlación (MACC), y nos da

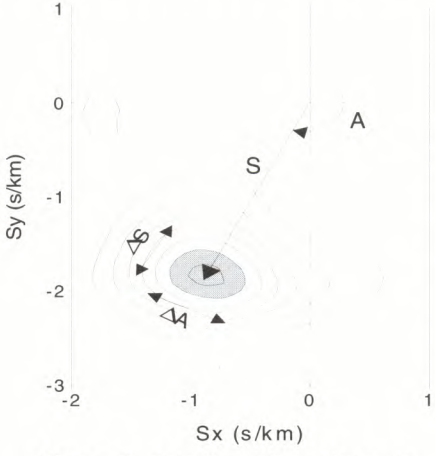


Figura 5. Solución del problema de localización, con los errores de lentitud aparente (ΔS) y azimut (ΔA) en el plano de lentitud aparente.

información tanto de las direcciones de las que provienen las ondas como de sus velocidades aparentes (figura 5). Este método es muy flexible ya que permite utilizar longitudes de ventana arbitrarias. Sin embargo, tiene poca resolución ya que no es capaz de separar bien llegadas de ondas diferentes al mismo tiempo. Para conseguir mayor resolución, se utiliza otro método que se conoce como MUSIC (Goldstein y Archuleta, 1987).

Aplicaciones

El concepto de localización usando las antenas sísmicas puede tener un significado más amplio que la sola determinación de las coordenadas espaciales de la fuente. Puesto que estas técnicas se aplican a diversas ventanas temporales de la señal, podemos obtener información de la posible evolución espacio-temporal de la fuente, como veremos más adelante.

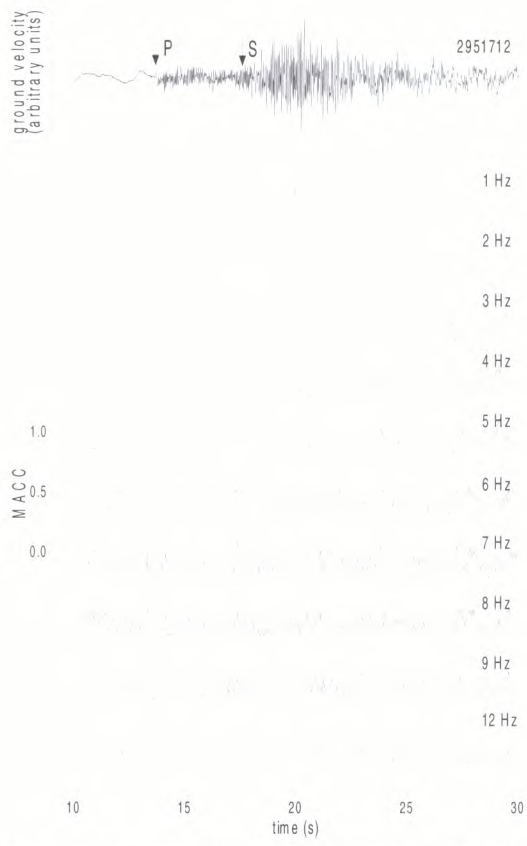


Figura 6. Evolución de la correlación máxima en función del tiempo y la frecuencia para un terremoto registrado en una antena en la Cañada de Diego Hernández (Tenerife). Obsérvese como la máxima correlación aparece con la llegada de la onda P y existe otra correlación significativa para la llegada de la onda S.

En la figura 3 se muestra un ejemplo de cómo el uso combinado de dos antenas puede dar información de cuál es la región fuente donde se originó la señal analizada. Además, es posible determinar cuál es el error esperado en ese cálculo.

Es posible aplicar esta técnica de localización sobre todo el sismograma. Cuando éste corresponde al registro de un terremoto, como es el caso de la figura 6, sea cual sea la banda de análisis, los valores altos de correlación sólo corresponderán a la llegada de la fase P, y puede que algo a la de la S. El resto de la señal, al estar compuesta por llegadas de fases no coherentes (Del Pezzo et al., 1997), presentará valores bajos de correlación. Este resultado nos indica que una fuente sísmica sólo actuó en el momento de generación o de ruptura, y el resto del sismograma lo componen llegadas que han sufrido múltiples procesos en su propagación. Sin embargo, si la señal corresponde a la de un tremor, como se presenta en la figura 7, se observa que aparecen llegadas coherentes a lo largo de todo el sismograma (flechas de mayor tamaño en la figura). Este hecho nos revela en qué momentos ha estado

actuando la fuente, cual es su dirección, y si ha sufrido un proceso ascendente o descendente (en función de cómo varía la velocidad aparente). Por tanto, no sólo se puede obtener información de la posición de la fuente, sino de su evolución espacio-temporal.

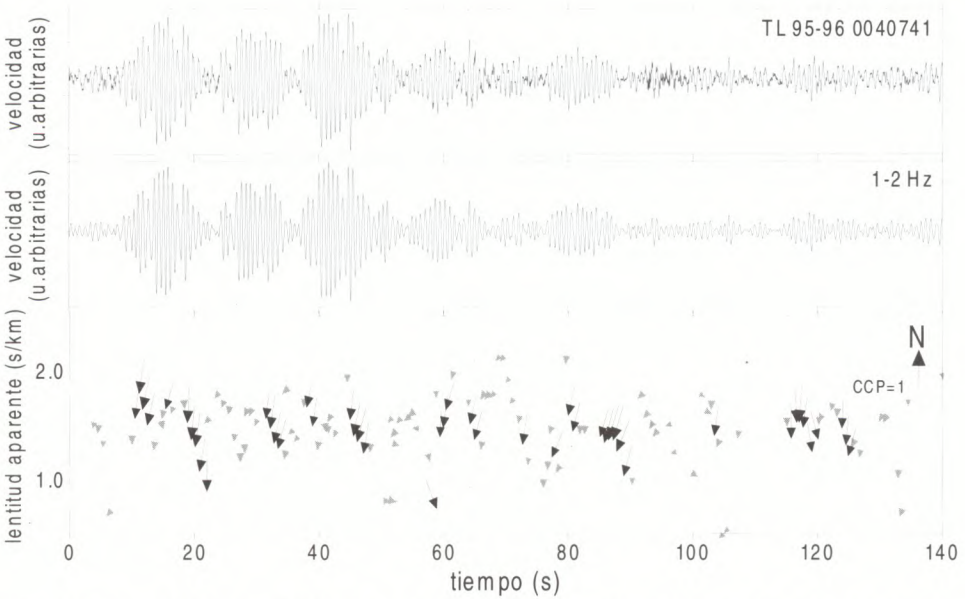


Figura 7. Resultados del método de la ZLCC a lo largo del tiempo para un episodio de tremor de baja frecuencia T_L.

DISEÑO PRÁCTICO DE ANTENAS

Las antenas sísmicas tienen diversas aplicaciones directa o indirectamente relacionadas con el estudio de la estructura terrestre, por lo que el primer factor que condiciona su diseño es el campo de aplicación en el que se va a utilizar. En esta discusión nos ceñiremos al diseño de antenas con aplicación a la Sismología y Volcanología.

1. El primer factor que hay que tener en cuenta en el diseño de una antena sísmica es el **tipo de señal** objeto de nuestro estudio. El rango espectral de la señal que se pretende registrar determina, en primer lugar, la mínima frecuencia de muestreo que se debe emplear. Según el teorema de Shannon, ésta debe ser al menos el doble de la máxima frecuencia que queremos registrar, para evitar la aparición del fenómeno de *aliasing*. En la práctica, se suele muestrear a una frecuencia, como mínimo, cuatro o cinco veces mayor que la máxima frecuencia de la señal. El rango de frecuencias de interés en Sismología Volcánica es aproximadamente 1-15Hz. Las señales de tremor y eventos de largo periodo (LPs) suelen estar en el rango 1-3Hz, mientras que los híbridos y terremotos volcano-tectónicos pueden llegar hasta los 15Hz o más. Según este razonamiento, bastaría con fijar la frecuencia de muestreo de una antena en unos 60Hz. Sin embargo, las técnicas de análisis de antenas sísmicas se basan en la búsqueda de correlación de señales que atraviesan la zona de la

antena con alta velocidad aparente, por lo que en la práctica se utilizan frecuencias de muestreo mayores, como mínimo de 100Hz.

Además de la frecuencia de muestreo, el rango espectral condiciona la configuración espacial de la antena: apertura, separación media entre estaciones y disposición espacial de las mismas. Si la separación entre estaciones es demasiado grande, aparecerá el fenómeno de *aliasing espacial,* análogo al *aliasing* que se presenta en el dominio del tiempo si la frecuencia de muestreo es demasiado baja. En este caso, para evitar este efecto de pérdida de información, la separación entre estaciones debe ser siempre menor que la mitad de la longitud de onda de la señal a registrar. También existe un límite inferior del diámetro o apertura total de la antena, que debe ser tan grande al menos como la longitud de onda más larga que nos interese (Asten y Henstridge, 1984). Así, si pretendemos registrar señales en el rango 1-3Hz en un medio donde la velocidad de las ondas es de 1km/s, tendremos

$$v = \lambda \cdot f \Rightarrow \lambda_{min} = 333m, \lambda_{max} = 1000m$$

Por tanto, la apertura total debe ser al menos de 1km, y la configuración debe ser tal que, mirando desde cualquier dirección, haya estaciones con una separación menor de 165m.

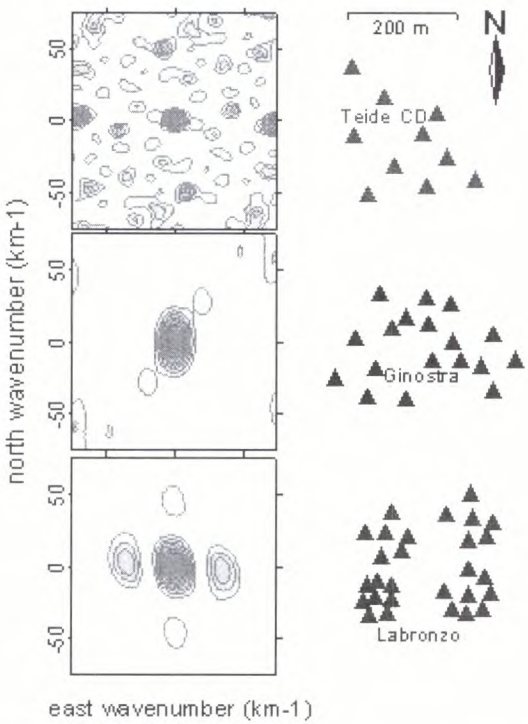


Figura 9. Distintas configuraciones de antena, junto a sus capacidades de resolución espacial. De arriba abajo, configuración triangular (Teide), aleatoria (Ginostra, Stromboli), y grupo de cuatro sub-antenas circulares (Labronzo, Stromboli). Es destacable la disminución del efecto de aliasing espacial en el segundo caso.

La disposición espacial de los sensores condicionará la resolución de la antena. La respuesta de la antena viene determinada por la separación y orientación de los sismómetros. Así, como se observa en la figura 9, diversas configuraciones presentan distintas respuestas o capacidades de resolución espacial. Por otro lado, el objetivo del estudio también determinará la configuración de los sensores. Si se desea, por ejemplo, estudiar la estructura de velocidad justo debajo de las antenas, éstas deberán configurarse de manera geométrica e isoespaciada, preferiblemente en configuración semicircular e incluyendo sensores de tres componentes. Este tipo de distribución tiene el problema de un posible *aliasing* espacial. La mejor forma de resolverlo es la distribución casi aleatoria de las estaciones, con algunas direcciones preferentes hacia la posible región fuente (figura 9).

Por su parte, la resolución mínima del sistema de adquisición viene determinada por el rango dinámico de las señales que se pretende registrar. En nuestro caso, éste suele ser bastante grande, sobre todo si se pretende obtener un sistema de uso general, capaz de registrar desde el ruido de fondo de un volcán hasta las señales sísmicas de máxima amplitud sin saturarse. Afortunadamente, la tecnología actual permite utilizar conversores analógico/digital con una resolución de hasta veinticuatro bits, con bajo consumo y precio muy asequible.

2. El segundo factor que condiciona el diseño de una antena sísmica es su **portabilidad.** Las variables de diseño son distintas en el caso de que se desee un sistema portátil o uno fijo. En el primer caso hay una serie de factores condicionantes como son el consumo, peso, volumen o facilidad de despliegue. En caso de que el sistema que se diseña sea fijo, habrá que adaptarse a las condiciones existentes en el emplazamiento definitivo de la antena, y, probablemente, no serán tan condicionantes algunos de los factores anteriores. Teniendo en cuenta que en este caso las condiciones serían muy particulares y distintas en cada aplicación, nos ceñiremos en la discusión al caso más general de una antena portátil.

En el caso de una antena portátil, uno de los factores más determinantes en el diseño es el **consumo**. Teniendo en cuenta que los ambientes volcánicos normalmente carecen de una infraestructura básica, la alimentación del sistema se realizará a través de baterías. En caso de que las zonas de despliegue de la instrumentación sean de difícil acceso, se puede contemplar la posibilidad de alimentar las baterías a base de paneles solares para evitar, en la medida de lo posible, tareas de mantenimiento. No obstante, si en la fase de diseño se ha tenido en cuenta el factor consumo, es posible conseguir sistemas con una autonomía considerable incluso sin paneles solares ni otro tipo de recarga. Se pueden utilizar, por ejemplo, microcontroladores de bajo consumo en los puntos de adquisición, con un único PC portátil que concentre los datos de todos los puntos. Si el PC portátil se sustituye por una tarjeta de PC industrial el consumo se reduce aún más, hasta el orden de pocos watios para todo el conjunto. Esto supone una autonomía de varios días con baterías de camión normales (por ejemplo 135 Ah), pudiendo llegar a semanas si se utilizan trenes de baterías de alta capacidad.

El diseño reducido en **peso** y **volumen** es otro factor a tener en cuenta en un *array* portátil, sobre todo si se desea contar con un instrumento de intervención rápida para crisis volcánicas. El peso y volumen de todo el conjunto deben ser tales que permitan el transporte como equipaje de mano en un avión.

La **facilidad de instalación** también es importante, ya que normalmente no se cuenta con mucho tiempo desde que se tiene constancia de una posible crisis hasta que ésta se produce. En este sentido hay varios factores que se deben tener en cuenta en la fase de diseño, a saber: modularidad, tipo de transmisión de datos y flexibilidad de instalación.

Un diseño por módulos independientes es recomendable, ya que facilita tanto las tareas de desarrollo como las de instalación y mantenimiento (sustitución de módulos averiados, por ejemplo). Un diseño típico podría ser el que se muestra en la figura 10; varios módulos de adquisición de datos, con un módulo central que concentra los datos de todos los puntos de adquisición, y que sincroniza todo el proceso con la ayuda de un módulo de reloj. Este conjunto debería tener capacidad para operar aisladamente o en conjunción con otros

subsistemas similares. En este sentido, también es aconsejable realizar un diseño flexible del dispositivo. Esto es, dotar al sistema de capacidad de operación con distintas configuraciones. Si, por ejemplo, se desea una antena con 32 canales de adquisición, se puede orientar el diseño hacia cuatro subsistemas de ocho canales cada uno. A su vez, cada subsistema se puede dotar de flexibilidad para operar con los ocho canales o menos, o incluso como una sola estación con una o tres componentes.

En cuanto al sistema de transmisión de datos, prácticamente siempre se utilizará la telemetría por cable, que permite velocidades de transmisión altas y es más inmune a las interferencias electromagnéticas que la telemetría radio. Sólo en casos de extremada necesidad se considerarán posibilidades alternativas como la transmisión telefónica o vía radio. Pero incluso en zonas extremadamente abruptas o inaccesibles, el tendido de cables suele ser posible dado el reducido espacio en el que normalmente se disponen las antenas sísmicas. Un cable de tipo telefónico sin apantallamiento puede resolver nuestras necesidades, aunque uno apantallado es recomendable para distancias de transmisión altas.

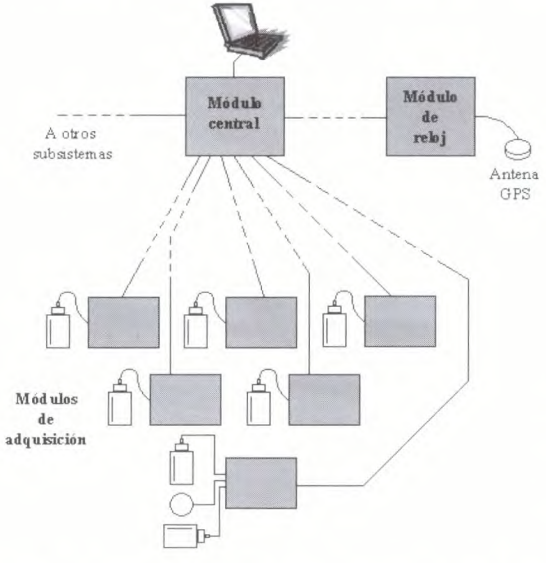


Figura 10. Esquema de diseño de una antena sísmica, donde se presentan los elementos principales: sensores, módulos de adquisición, módulo central controlado por un PC portátil y sistema de sincronismo de tiempo GPS.

3. Un factor de vital importancia en las antenas sísmicas es el **sistema de sincronización** de todo el dispositivo. Para que el resultado de la aplicación de técnicas de análisis de *array* sea bueno, hay que tener la certeza de que la adquisición de los datos se realiza de forma simultánea en todos los puntos.

En los sistemas modernos, normalmente la tarea de sincronización recae sobre receptores GPS, que representan una posibilidad de implementación sencilla y con un coste relativamente bajo (existen tarjetas receptoras por menos de 200 Euros, incluida la antena). En operación normal (una vez recibidos los satélites e inicializado el receptor) el equipo suministra al usuario una señal de un pulso por segundo, cuyo flanco inicial está sincronizado con el tiempo universal con una precisión de 1μs. Además, en cualquier momento el usuario puede pedir al receptor, usando un protocolo estándar, una serie de datos entre los que se encuentra la información completa de tiempo real. El usuario puede utilizar toda esta información para llevar a cabo la sincronización de la adquisición de datos en todos los puntos de muestreo. Se puede emplear, por ejemplo, el pulso de segundo para incrementar un reloj *software* interno en cada módulo de adquisición, y realizar con él la temporización del proceso. A su vez, se puede solicitar al receptor la información de tiempo real cada cierto tiempo (por ejemplo,

una vez al día, o cada vez que se detecte un evento) y utilizar dicha información para sincronizar los relojes *software* de los módulos de adquisición.

En principio, sólo en casos donde la utilización de un receptor GPS sea imposible (emplazamientos sin visibilidad GPS, antenas subterráneas,...) se debería contemplar la posibilidad de utilizar sistemas alternativos, como recepción de señales horarias vía radio o patrones de tiempo atómicos.

4. Un último factor que hay que tener en cuenta en el diseño de una antena sísmica es el tipo de **ambientes** en el que se pretende desplegar. Si se busca un instrumento capaz de operar en ambientes hostiles, con condiciones extremas de temperatura o humedad, hay que cerciorarse de que el rango de temperatura de funcionamiento de los componentes utilizados sea el adecuado. Si los componentes estándar no lo cumplen, es posible elegir componentes con rango de temperatura extendida, que implicarán un aumento, normalmente razonable, del precio.

Del mismo modo, para ambientes extremos es recomendable la utilización de cajas y conectores adecuados, que a la larga pueden ahorrar muchos quebraderos de cabeza y sinsabores al personal que se ocupe del mantenimiento de los equipos. En este caso, sin embargo, el aumento de precio sí que puede ser muy elevado, hasta el punto de que los conectores y cajas pueden llegar a costar varias veces más que la propia electrónica del sistema. Por eso, en este punto más que en ningún otro, es necesario llegar a un compromiso entre las prestaciones (en términos de estanqueidad, grado de aislamiento y fiabilidad de los contactos de los conectores) y precio. A título de ejemplo, el conjunto conector macho para chasis más conector hembra para cable, de 6 vías, de plástico y sin un aislamiento especial, puede costar del orden de 4 Euros. El mismo conjunto, en formato militar y con contactos chapados en oro cuesta del orden de 75 Euros.

CONCLUSIONES

El uso de las antenas sísmicas para el estudio sísmico de una región volcánica supone un especial avance, tanto desde el punto de vista de la información adicional que suministran, como en los procesos de despliegue y mantenimiento. Las antenas suponen una de las pocas herramientas que permiten el estudio de la fuente de las señales puramente volcánicas como son el tremor volcánico y los eventos L.P.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer al prof. Edoardo Del Pezzo, y a los doctores Gilberto Saccorotti y Javier Almendros por permitirnos usar algunas de las figuras que se presentan en este texto.

BIBLIOGRAFÍA

- ALMENDROS, J.; IBÁÑEZ, J.M.; ALGUACIL, G.; DEL PEZZO, E.; ORTIZ, R. (1997). *Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica*. Geophys. Res. Lett., **24**: 3069-3072

- ALMENDROS, J.; IBÁÑEZ, J. M.; ALGUACIL, G.; MORALES, J.; DEL PEZZO, E.; LA ROCCA, M.; ORTIZ, R.; ARAÑA, V.; BLANCO, M. J. (2000). *A double seismic antenna experiment at Teide Volcano: Existence of local seismicity and lack of evidences of volcanic tremor.* J. Volcanol. Geotherm. Res., en prensa.
- ASTEN, M.W.; HENSTRIDGE, J.D. (1984). *Array estimators and the use of microseism for reconnaissance of sedimentary basins.* Geophysics, **49**: 1828-1837
- CAPON, J. (1969). *High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis.* Proc. IEEE, **57**: 1408-1418
- CHOUET, B. A. (1996). *Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting*. Nature, **380**: 309-316
- CHOUET, B.A.; SACCOROTTI, G.; MARTINI, M.; DAWSON, P.; DE LUCA, G.; MILANA, G.; SCARPA, R. (1997). *Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli Volcano, Italy.* J. Geophys. Res., **102**: 15129-15150
- DEL PEZZO, E.; LA ROCCA, M.; IBÁÑEZ, J.M. (1997). *Observations of high-frequency scattered waves using dense arrays at Teide volcano.* Bull. Seism. Soc. Am., **87**: 1637-1647
- DEL PEZZO, E.; CASTELLANO, M.; CAPELLO, M.; GIUDICEPIETRO, F.; LA ROCCA, M.; MARTINI, M.; PETROSINO, S.; SACCOROTTI, G.; IBÁÑEZ, J. M.; ABRIL, M.; ALMENDROS, J.; CARMONA, E.; MARTÍNEZ, C.; VÍLCHEZ, J.; PRIVITERA, E.; ALPARONE, S.; DI GRAZIA, G.; GRESTA, S. (2000). *A Double Seismic Array Experiment on Mt. Etna.* Open file del Osservatorio Vesuviano, 1/2000. www.osve.unina.it.
- DEL PEZZO, E.; BIANCO, F.; CASTELLANO, M.; PETROSINO, S.; PINGUE, F.; CAPELLO, M.; ESPOSITO, T.; AUGUSTI, V.; SACCOROTTI, G.; LA ROCCA, M.; MARESCA, R.; GALLUZO, D.; CIRILLO, A.; GROZEA. B.; IBÁÑEZ, J. M.; CARMONA, E.; ALGUACIL, G. (1999). *A seismic array on Mt. Vesuvius.* Open file del Osservatorio Vesuviano, 3/1999. www.osve.unina.it.
- FERRAZZINI, V.; AKI, K.; CHOUET, B.A. (1991). *Characteristics of seismic waves composing hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array.* J. Geophys. Res., **96**: 6199-6209
- FERRAZZINI, V.; AKI, K. (1992). *Preliminary results from a field experiment on volcanic events at Kilauea using an array of digital seismographs.* En Volcanic Seismology, editado por K. Aki, P. Gasparini, y R. Scarpa. Springer-Verlag, Berlin: 168-189
- FRANKEL, A.; HOUGH, S.; FRIBERG, P.; BUSBY, R. (1991). *Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California.* Bull. Seism. Soc. Am., **81**: 1900-1922
- GOLDSTEIN, P.; ARCHULETA, R.J. (1987). *Array analysis of seismic signals.* Geophys. Res. Lett., **14**: 13-16
- GOLDSTEIN, P.; CHOUET, B.A. (1994). *Array measurements and modeling of sources of shallow volcanic tremor at Kilauea Volcano, Hawaii.* J. Geophys. Res., **99**: 2637-2652
- IBÁÑEZ, J. M.; MORALES, J.; ALGUACIL, G.; ALMENDROS, J.; ORTIZ, R.; DEL PEZZO, E. (1997). *Intermediate-focus earthquakes under South Shetland Islands (Antarctica).* Geophys. Res. Lett., **24**: 531-534
- IBÁÑEZ, J. M.; DEL PEZZO, E.; ALMENDROS, J.; LA ROCCA, M.; ALGUACIL, G.; ORTIZ, R.; GARCÍA, A. (2000). *Seismovolcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: wave field analysis and source modeling*. J. Geophys. Res. En Prensa

- LACOSS, R.T.; KELLY, E.J.; TOKSOZ, M.N. (1969). *Estimation of seismic noise structure using arrays.* Geophysics, **34**: 21-38

- METAXIAN, J.P.; LESAGE, P.; DOREL, J. (1997). *Permanent tremor of Masaya volcano, Nicaragua: wave field analysis and source location.* J. Geophys. Res., **102**: 22529-22545
- SACCOROTTI, G.; CHOUET, B.; MARTINI, M.; SCARPA, R. (1998). *Bayesian statistics applied to the location of the source of Stromboli volcano, Italy.* Bull. Seism. Soc. Am., **88**: 1099-1111

ESPECTROGRAMAS BASADOS EN FUNCIONES WAVELETS

J. Peña

Dep. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid

INTRODUCCIÓN

Las wavelets son funciones matemáticas que se pueden utilizar para filtrar series temporales de datos y analizar la variación de su contenido espectral, ofreciendo una representación tiempo-frecuencia más precisa para las señales no estacionarias (sismos de origen tectónico y volcánico) que el análisis tradicional de Fourier. Representando la evolución temporal del espectro de la señal se puede localizar en el tiempo la ocurrencia de discontinuidades, impulsos y variaciones que escapan a los métodos habituales de análisis. La teoría de wavelets y algunas de las aplicaciones más comunes se explican en los trabajos de Daubechies (1992), Kaiser (1994) y Burrus *et al.* (1998). El fundamento es análogo al del análisis tradicional de señales: una función periódica puede representarse como una suma infinita de otras funciones, por ejemplo una base de exponenciales complejas en el caso de las series de Fourier. La transformada de Fourier permite analizar señales periódicas y es reversible, es decir, permite pasar de un dominio a otro (tiempo y frecuencia en este caso), pero no conserva la información relativa al tiempo estando en el dominio de la frecuencia, y viceversa. La transformada de wavelet también es reversible, con la diferencia de que cualquier base de funciones wavelets es de soporte compacto, lo que permite localizar simultáneamente en tiempo y frecuencia.

Los algoritmos de transformada rápida de Fourier (FFT) y de transformada localizada de Fourier (STFT) son la alternativa clásica cuando se busca la evolución temporal de un espectro de frecuencias. En estos métodos se aplican y solapan ventanas temporales con el objeto de localizar las frecuencias en el tiempo. El inconveniente es que la resolución está dada por el tamaño de la ventana, que es fijo. La STFT utiliza el algoritmo FFT en ventanas de longitud fija, pero pierde resolución temporal a frecuencias mayores que la que corresponde a la longitud de la ventana. Con el solapamiento de ventanas se reduce este problema aunque no se resuelve por completo. Una posible solución sería utilizar ventanas de longitud variable en función de la frecuencia buscada, descartando la información que dan para frecuencias mayores. Esta operación es más simple con un algoritmo basado en la transformada de wavelet; no se calcula ningún promedio sino que se identifica la frecuencia de un determinado ciclo de la serie temporal y se da su posición. Después, los espectrogramas resultantes sirven para detectar patrones de comportamiento en la variación del espectro de manera que las señales se pueden agrupar según esos cambios, identificando cada tipo de evento en un volcán particular.

LA TRANSFORMADA CONTINUA DE WAVELET (CWT)

Hay dos tipos de transformada de wavelet. La transformada discreta (DWT) actúa sobre la señal de forma semejante a un banco de filtros pasa-altos y pasa-bajos, separando las contribuciones de alta y baja frecuencia de la señal. La transformada continua (CWT) actúa como un filtro pasa-banda, dejando sólo las componentes de frecuencia deseadas. Aunque ambas transformadas pueden utilizarse para tratar el problema de resolución que presenta la STFT, aquí vamos a describir únicamente la transformada continua porque es más eficaz en el estudio de series temporales de datos cuya variación es suave. La transformada discreta se utiliza normalmente para series de datos que presentan grandes variaciones y discontinuidades, como por ejemplo en el tratamiento de imágenes.

La transformada continua se define como una convolución en el tiempo de la señal con la función wavelet (Daubechies, 1992), es decir, se filtra la señal con una función que cumple el mismo papel que la ventana en la STFT, en este caso una ventana de longitud variable en función de la componente espectral deseada. La escala **s** de la wavelet determina su tamaño relativo y es proporcional al inverso de la frecuencia, por lo tanto, contiene la información relativa a las componentes espectrales de la señal. En general, no se puede dar una relación más precisa entre la escala y la frecuencia, siempre va a depender de la función que se utiliza y hay que averiguarla en cada caso. Discretizando, la CWT de una serie de **N** puntos $\mathbf{x_n}$, igualmente espaciados una distancia $\Delta\mathbf{t}$, se define como la convolución de dicha serie con una versión dilatada y trasladada de la wavelet $\Psi(\mathbf{t})$ (Torrence y Compo, 1998):

$$CWT_x(n,s) = \frac{1}{\sqrt{s}} \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \Psi^* \left(\frac{n'-n}{s} \Delta t \right) \quad n = 0 K N-1$$

Ya que hay que hacer este producto **N** veces para cada escala que se considera, si **N** es muy elevado es más rápido hacer los cálculos con algoritmos FFT que aplicando la definición. Teniendo en cuenta el teorema de convolución (Proakis y Manolakis, 1998), resulta que la CWT se puede obtener a partir de la transformada de Fourier inversa del producto de las transformadas directas de la señal y la wavelet:

$$CWT_x(s) = IFFT\left(\frac{1}{\sqrt{s}} FFT\left(x(n,\Delta t)\right) FFT\left(\Psi(n,\Delta t,s)\right) \right)$$

Como **s** es el único parámetro del que depende la transformada, el cálculo de la CWT se puede realizar con algoritmos FFT para cada escala, y de forma simultánea, para todos los puntos de la serie. Un espectrograma se representa habitualmente como el módulo al cuadrado de los coeficientes que resultan de la STFT. De forma similar se utilizan los coeficientes de la CWT en función de la escala en representaciones también llamadas espectrogramas o escalogramas (Rioul y Vetterli, 1995). Estos coeficientes indican el parecido entre la señal y las funciones de la base. Para filtrar los datos se ha elegido la función de Morlet, que es una de las más utilizadas (Torrence y Compo, 1998). También se ha calculado una relación sencilla entre escala y frecuencia que sirve para representar el espectrograma en función de la frecuencia y no de la escala, de manera que la

interpretación de los resultados es más intuitiva. Ya que se está tratando con series de datos puede buscarse esa relación de forma numérica. El método que se ha desarrollado consiste en aprovechar la ordenación de la matriz de resultados del algoritmo FFT (Press et al., 1992). Los coeficientes de la transformada rápida de Fourier están ordenados en función del intervalo de muestreo y el número de puntos, de manera que conociendo su posición en la matriz se sabe a qué frecuencia corresponden. La FFT de la función wavelet depende de tres parámetros: número de puntos **n**, intervalo de muestreo **Δt** y escala **s.** El número de puntos se refiere a la longitud total de la matriz de datos. Dando valores de escala, para un muestreo y longitud fijas se calcula la FFT de la wavelet. Se localiza el pico o máximo de cada transformada y se identifica su frecuencia por su posición en la matriz de resultados. Con un pequeño programa se puede iterar el proceso para todas las escalas y buscar los picos cercanos a las frecuencias deseadas. Interpolando los puntos obtenidos se tiene una expresión analítica sencilla que relaciona escala y frecuencia.

ANÁLISIS CON FUNCIONES WAVELETS

Una vez definidas la función wavelet y su relación frecuencia-escala, se codifican junto con las rutinas de FFT en un programa informático que realiza la convolución y presenta en pantalla el espectrograma del registro a partir del módulo de los coeficientes de la CWT. El esquema de cálculo es el siguiente. Se calcula la FFT del registro, luego se calcula la FFT de la función wavelet escogida para la primera escala considerada, se realiza el producto de convolución, se calcula la FFT inversa y se pintan los coeficientes. El proceso se repite después para todas las escalas restantes. Examinando en el espectrograma la posición de los máximos, se puede localizar el instante en el que ocurren y utilizarlos para distinguir y clasificar los eventos. Al comparar un espectrograma con la FFT se aprecian las diferencias entre el significado de los coeficientes de la FFT y los de la CWT. En el caso de la transformada de Fourier los picos de frecuencia se refieren a todo el registro analizado, y no se conoce si la amplitud de cada pico del espectro corresponde a una zona u otra del registro. Tampoco se conoce si la amplitud de los picos más altos corresponde a unos pocos ciclos de la señal muy energéticos, o si por el contrario es el resultado de sumar las contribuciones de muchos ciclos de menor amplitud que suceden a lo largo de toda o una parte de la señal. Es decir, existe un problema de indeterminación sobre cual es la contribución relativa de cada ciclo de la señal a la amplitud de unos determinados picos del espectro FFT, según su frecuencia. Los coeficientes de la CWT resuelven este problema y asignan una posición temporal y una amplitud relativa a cada ciclo del registro. Así, se puede conocer cual es la contribución relativa de cada frecuencia y en que instante al espectro de la señal.

En sismología volcánica hay varios tipos de sismos, cada uno con un significado diferente, y que nos indican cuales son los procesos que tienen lugar en el interior del edificio volcánico. No es conveniente comparar sismos de unas estaciones con otras sin conocer el efecto de sitio, que normalmente se desconoce, ya que podrían asignarse efectos de camino a la fuente. Para ilustrar el efecto de comparar los espectrogramas de señales registradas en estaciones sísmicas diferentes se han elegido unos registros del Volcán Popocatépetl (México). Se trata de una pequeña explosión ocurrida el 10 de Abril de 1999 y registrada en tres estaciones sísmicas de la red de vigilancia del Popocatépetl (figura 1): Canario (PPP), Juncos (PPJ) y Cuervos (PPQ). En los sismogramas (figura 2) la amplitud de cada registro

viene en unidades arbitrarias y los coeficientes de los espectrogramas están normalizados. Las transformadas de Fourier (FFT) muestran casi los mismos picos de frecuencia aunque sus amplitudes difieren por el llamado efecto de sitio. La estación PPQ es la más alejada al cráter y las altas frecuencias están prácticamente ausentes, por lo que esta atenuación seguramente se debe a un efecto de camino. Los espectrogramas confirman esta hipótesis. En PPP y PPJ aparecen altas frecuencias al comienzo del registro, simultáneamente al comienzo en baja frecuencia. Conforme avanza el registro la alta frecuencia desaparece y la baja permanece. A la vista de los espectrogramas, la interpretación del evento sería una pequeña explosión causada por una acumulación de gases a alta presión, que remueve y rompe el material frágil que pueda estar obstruyendo los conductos (fracturas y explosiones originan altas frecuencias), continuando luego la emisión del fluido restante por los conductos ya abiertos (el movimiento de fluidos produce frecuencias más bajas, que se mezclan con las codas). El posible significado de las altas y bajas frecuencias usado para esta interpretación se encuentra en Ibáñez (1997). En la estación PPQ sólo aparece una banda de frecuencia muy estable a 4 Hz ya que la alta frecuencia se ha atenuado.

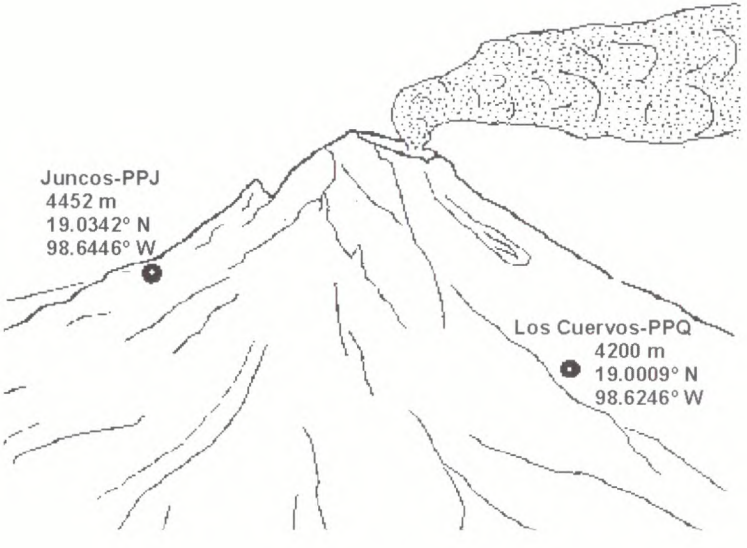


Figura 1. Esquema del Volcán Popocatépetl (México) visto desde el lado suroeste, con la ubicación de las estaciones sísmicas utilizadas para este análisis. La estación PPQ está situada en la ladera sur y la estación PPJ en la ladera noroeste. La estación PPP (no representada en la figura) está en la ladera norte, a 4170 metros de altitud sobre el nivel del mar, siendo sus coordenadas: 19.0412° N, 98.6280° W. Como referencia, el cráter es una elipse de 800x 600 metros y está situado a 5426 metros de altura.

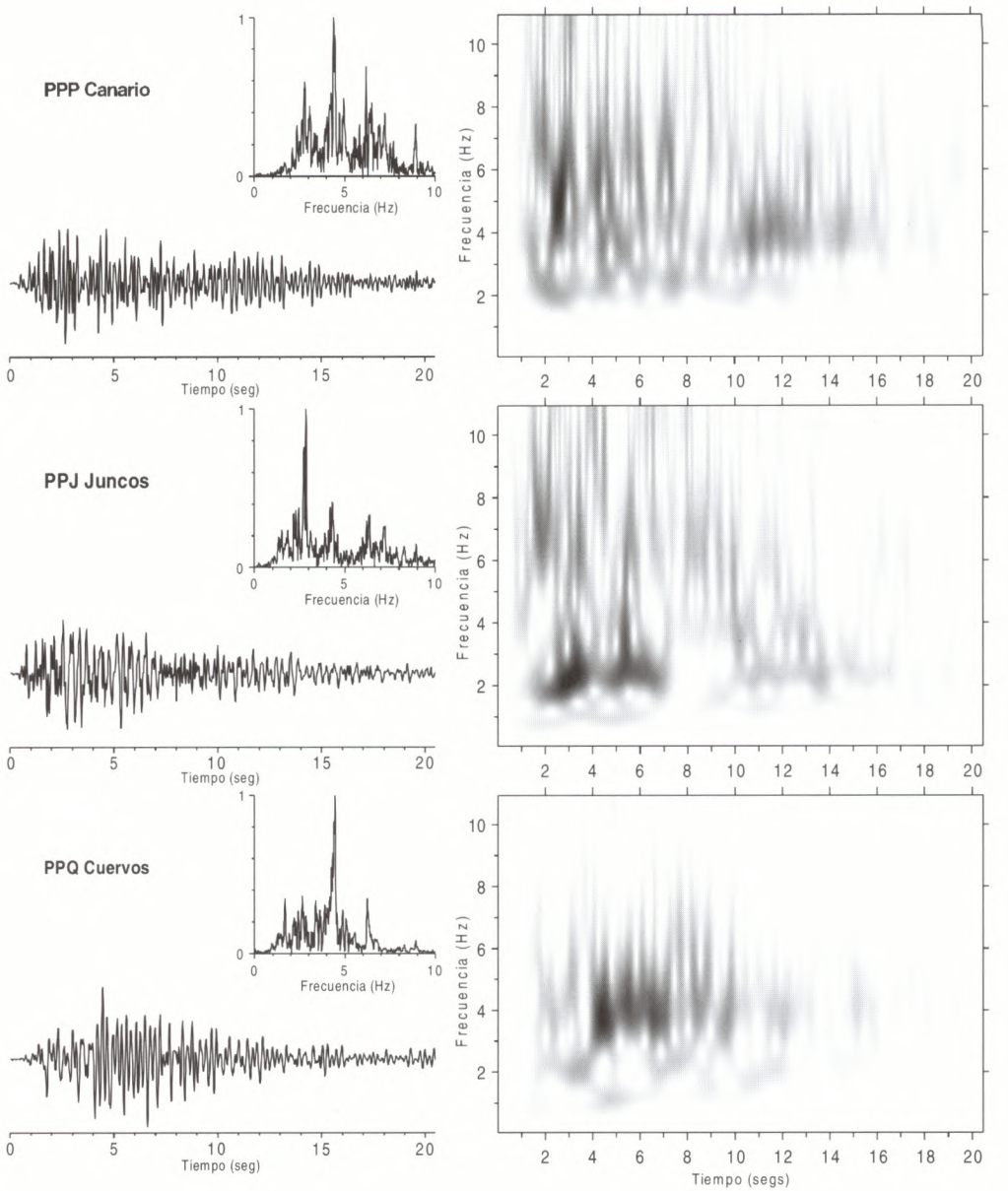


Figura 2. Sismogramas (componente vertical de periódo corto), FFT y espectrogramas de una explosión ocurrida el 10 de abril de 1999 en el Volcán Popocatépetl. A la derecha de cada sismograma se encuentra el espectrograma correspondiente. La primera fila corresponde a la estación Canario, la segunda a la estación Juncos y la tercera a la estación Cuervos. La hora de inicio es 02:11:40 (hora local) y la frecuencia de muestreo 50 Hz.

CONCLUSIONES

La transformada continua de wavelet (CWT) puede utilizarse para realizar representaciones tiempo-frecuencia de una serie temporal de datos, en particular de datos sísmicos. Existen otros métodos que trabajan a escalas temporales más grandes, como el SSAM (Seismic Spectral Amplitude Measurement) (Rogers y Stephens, 1995), pero con técnicas de análisis de funciones wavelets se consigue analizar los datos a una escala más fina que la que hace la transformada localizada de Fourier (STFT) (Bartosch y Seidl, 1999). Aparte de la ventaja que proporciona el análisis de la señal a pequeña escala, la principal ventaja práctica de la transformada continua de wavelets es que puede resolverse con la ayuda de los algoritmos tradicionales de transformada de Fourier (FFT), que son métodos suficientemente probados y de uso común en el análisis de señales.

Una vez que se ha conseguido el espectrograma se tiene la herramienta adecuada para analizar la variación espectral de las señales. Estas variaciones o cambios se estudian en el plano temporal, de forma que se puede averiguar el momento de ocurrencia de un determinado pulso. Por esta razón, la CWT da una información más precisa que la que información "estática" que proporcionan los algoritmos FFT por sí solos. Gracias a esta técnica se ha observado cómo los espectrogramas de las señales volcánicas presentan grandes diferencias que permiten distinguir la ocurrencia de unos tipos u otros de eventos (Peña, 1999). En los ejemplos anteriores también se aprecia como los efectos de sitio modifican el espectro de la señal, por lo que esta técnica podría emplearse para el estudio de atenuaciones, análisis de codas, etc.

REFERENCIAS

- BARTOSCH, T.; SEIDL, D. (1999). *Spectrogram analysis of selected tremor signals using short-time Fourier transform and continuous wavelet transform.* Ann. Geofis. **42 (3)**: 497-506.
- BURRUS, C.S.; GOPINATH, R.A.; GUO, H. (1998). *Introduction to Wavelets and Wavelet Transforms: A Primer.* Prentice Hall. New Jersey. 267 pp.
- DAUBECHIES, I. (1992). *Ten Lectures on Wavelets.* Society for Industrial and Applied Mathematics. Philadelphia. 357 pp.
- IBÁÑEZ, J. (1997). *Apuntes de sismología volcánica.* Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Dep. Volcanología - CSIC. Madrid. 89 pp.
- KAISER, G. (1994). *A Friendly Guide to Wavelets.* Birkhaüser. Boston. 300 pp.
- PEÑA, J. (1999). *Algoritmos de clasificación automática de eventos sísmicos de origen volcánico. Análisis de los datos del Volcán Popocatépetl (México).* Tesis de licenciatura. Dep. Volcanología - CSIC. Madrid. 100 pp.
- PRESS, W.H.; TEUKOLSKY, S.A.; VETTERLING, W.T.; FLANNERY, B.P. (1992). *Numerical Recipes in C. The Art of Scientific Computing (2ª ed.).* Cambridge University Press. New York. 994 pp.
- PROAKIS, J.G.; MANOLAKIS, D.G. (1998). *Tratamiento digital de señales (3ª ed.).* Prentice Hall. Madrid. 976 pp.

- RIOUL, O.; VETTERLI, M. (1995). *Wavelets and Signal Processing.* Signal Processing Technology and Applications. Ackenhusen, J.G. (ed.). IEEE Technical Activities Board. New York. pp. 85-109.
- ROGERS, J.A.; STEPHENS, C.D. (1995). *SSAM: real-time seismic spectral amplitude measurement on a PC and its application to volcano monitoring.* Bull. Seism. Soc. Am. **85**: 632-639.
- TORRENCE, C.; COMPO, G.P. (1998). *A practical Guide to Wavelet Analysis.* Bull. Amer. Meteor. Soc. **79**: 61-78.

GASES VOLCÁNICOS Y EVENTOS ERUPTIVOS

M. Martini

Dep. Ciencias de la Tierra. Univ. de Florencia. Vía La Pira, 4. 50121 Florencia (Italia)

INTRODUCCIÓN

La desgasificación del magma aparece ya en las primeras investigaciones científicas jugando un papel primordial en la actividad volcánica (Dolomieu, 1788; Spallanzani, 1792); una primera síntesis de la información disponible, sin embargo, aparece algunas décadas más tarde. Basándose en las observaciones de las fumarolas del Vesubio, Sainte-Claire Deville (1856) propuso la clasificación siguiente:

1) Fumarolas secas, emitidas directamente de las lavas incandescentes.
2) Fumarolas ácidas conteniendo ácidos clorhídrico y sulfuroso además de vapor de agua.
3) Fumarolas con vapor de agua y sulfuro de hidrógeno.
4) Mofetas, emiten vapor de agua y dióxido de carbono.
5) Emisiones de vapor de agua.

Sainte-Claire Deville enunció también las leyes:

a) La naturaleza de las exhalaciones emitidas en el mismo sitio cambia con el tiempo transcurrido desde el inicio de la erupción.
b) La naturaleza de las exhalaciones emitidas en diferentes puntos cambia con la distancia al centro eruptivo.

Los primeros datos químicos de fumarolas volcánicas publicados por Fouque en 1865 (Tabla 1) están de acuerdo con esta clasificación.

Fumarola		1	2	3	4
Temperatura	°C	360	250	150	100
Ácidos Clorhídrico y Sulfuroso	%	73,80	66,00	27,19	7,30
Ácido carbónico	%	23,40	22,00	59,62	68,80
Oxígeno	%	0,52	2,40	2,20	2,70
Nitrógeno	%	2,28	9,60	10,99	11,20
Sulfuro de Hidrógeno	%	-	-	-	10,70

Tabla 1. Análisis químico de las fumarolas de Vulcano (Fouque, 1865).

El conocimiento de los componentes químicos de los gases volcánicos y sus concentraciones ha ido incrementándose desde entonces y se cuenta con recopilaciones muy significativas (Allen, 1922; Sicardi, 1940; Jaggar, 1940; White y Waring, 1963). Las relaciones entre la composición química de las fases gaseosas y la actividad volcánica, sin embargo, no eran el principal propósito de investigación no existiendo, por ello, demasiados ejemplos válidos (Tazieff y Tonani, 1963; Iwasaki et al., 1963; Noguchi y Kamiya, 1963; Elskens et al., 1969; Menyailov, 1975). De ahí que el uso de la geoquímica de gases en investigación volcanológica no esté muy extendido. Además, "cada volcán

presenta variaciones únicas de los procesos generales del volcanismo, y la historia de un volcán no puede ser siempre usada para diagnosticar los síntomas de otro" (Decker, 1974).

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS GASES VOLCÁNICOS Y SU RELACIÓN CON LA ACTIVIDAD ERUPTIVA

Matsuo (1960) introdujo la diferencia fundamental entre gases procedentes de la corteza terrestre (vapor de agua y dióxido de carbono) y los originados en el magma (otros componentes); de acuerdo con ello, la variación en la composición química de los gases volcánicos, según la actividad de un sistema volcánico, puede ser considerada como una contribución variable de estas dos fuentes.

Los gases son liberados de un magma que contiene volátiles al disminuir la presión confinante; esta disminución puede ser resultado de la apertura de fracturas o de un movimiento ascensional del magma. Los coeficientes de reparto entre el vapor y el magma son parcialmente conocidos; los datos experimentales obtenidos hasta ahora (Wyllie y Tuttle, 1961; Kilinc y Burham, 1972; Mysen et al., 1976; Manning et al., 1980; Matsuo, 1986; Carrol y Rutherford, 1987; Shinohara et al., 1989; Webster, 1992), sin embargo, parecen suficientes para inducir el siguiente orden de liberación o escape de volátiles: C > S > Cl > H_2O > F. Las concentraciones de los diferentes elementos en los gases fumarólicos a temperatura y presión constantes aumentan de F a C, mientras que a temperaturas mayores y presiones confinantes más bajas se favorece la liberación de componentes menos volátiles. Las concentraciones de agua observadas en gases volcánicos, se incrementan notablemente por las fuertes contribuciones corticales, como sugirió Matsuo (1960), y las composiciones isotópicas en relación a δD y $\delta^{18}O$ permiten distinguir diferentes procesos naturales (Allard, 1986).

Los datos disponibles de las composiciones químicas de los gases fumarólicos de diferentes sistemas permiten obtener unas reglas generales (Martini, 1989). Los óxidos de carbono representan la componente más importante de los gases secos. La contribución del metamorfismo térmico del material carbonático de la corteza a los gases volcánicos es muy probable, salvo algunas excepciones de sistemas hidrotermales a lo largo de los ejes de expansión del fondo oceánico, en los que el manto aparece como la fuente más importante (Mizutani y Sugiura, 1982; Allard, 1983; Gerlach y Thomas, 1986; Menyailov et al., 1986). La intrusión de un cuerpo magmático en la corteza también provoca reacciones entre el magma y la roca encajante, en las que también interviene el agua. De acuerdo con estudios teóricos previos (Ellis, 1957; Matsuo, 1960; Heald et al., 1963; Gerlach y Nordlie, 1975; Volkov y Ruzaykin, 1976; Sabroux, 1979) y con los datos termodinámicos disponibles, el azufre y el hidrógeno aparecen como los principales productos gaseosos de tales procesos; si el agua salada participa en las reacciones, puede producirse también ácido clorhídrico (Gay-Lussac, 1823; Ellis, 1957).

Para un sistema dado, cualquier cambio en la composición de las rocas corticales que reaccionan con el magma intruido, probablemente requiere largos periodos de tiempo, mientras que la cantidad y salinidad de agua de los acuíferos que participan en las reacciones, puede variar mucho más rápidamente.

Una tendencia general que puede ser válida para todo sistema, se ilustra proyectando los componentes C – S – ($HCl+H_2$) en un diagrama ternario (Figura 1). Incluso, si imaginamos diferentes orígenes para todos los componentes, la importancia del carbono siempre se intensifica a bajas temperaturas, como resultado de una contribución magmática menor o por la absorción de elementos más ácidos por acuíferos someros y superficiales.

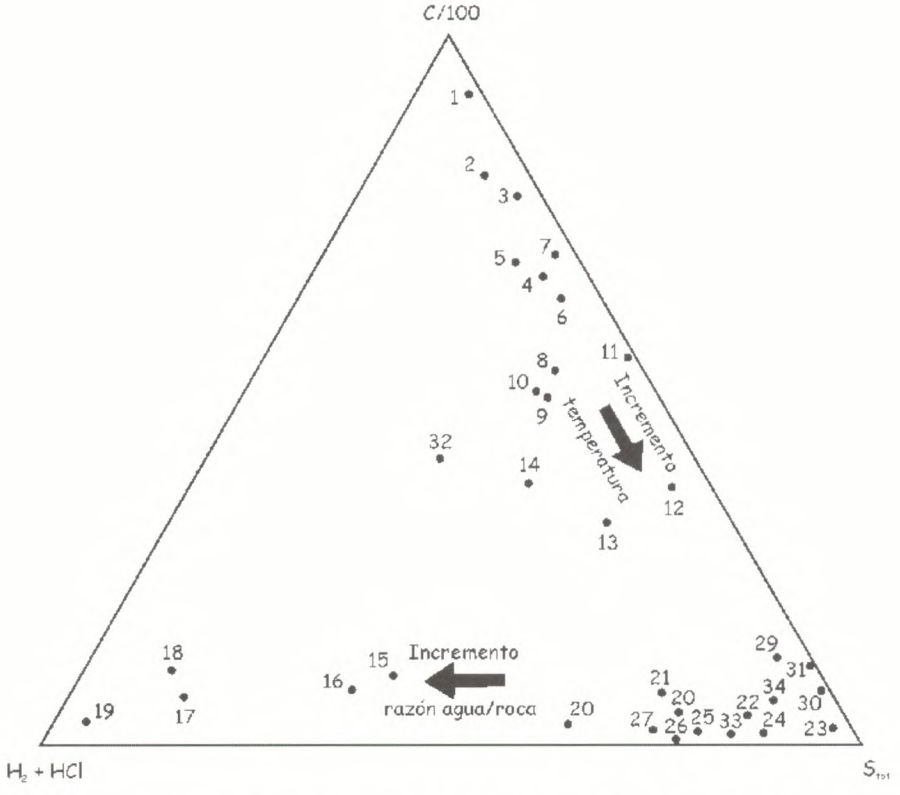


Figura 1. Distribución de carbono, azufre, hidrógeno, y ácido clorhídrico en gases fumarolicos de áreas volcánicas diferentes. 1, Caldeira Velha, Azores; 2, Ribeira Grande, Azores; 3, Furnas, Azores; 4, Esguicho, Azores; 5, Pisciarelli, Italia; 6, Solfatara, Italia; 7, Casa Diablo, E.U.A.; 8, Makaroyen, Indonesia; 9, Lahendong, Indonesia; 10, Tizate, Nicaragua; 11, San Jacinto, Nicaragua; 12, Los Azufres, México; 13, Lassen, E.U.A.; 14, Vulcano (playa), Italia; 15, Vulcano (cráter), Italia; 16, Usu, Japón; 17, Usu, Japón; 18, Showa-shinzan, Japón; 19, Tolbachik, Rusia (Fedotov, 1984); 20, Noboribetsu, Japón; 21, Nevado del Ruiz, Colombia; 22, San Cristobal, Nicaragua (IA Menyailov, com. pers.); 23, Momotombo, Nicaragua; 24, Kilauea, E.U.A. (Greenland, 1984); 25, Erta Ale, Etiopía (Giggenbach y Le Guern, 1976); 26, Arenal, Costa Rica (JL Cheminee, com. pers.); 27, Poas, Costa Rica; 28, White Island, Nueva Zelanda; 29, Ebeko, Rusia (Menyailov et al., 1985); 30, Ontake-san, Japón (Ossaka et al., 1980a); 31, Popocatépetl, México; 32, Irazú, Costa Rica; 33, Puracé, Colombia; 34, Galeras, Colombia.

Contribuciones más importantes de gases magmáticos o la influencia limitada de acuíferos, pueden producir concentraciones más altas de azufre. El hidrógeno y el ácido clorhídrico se cree que se producen por reacciones que ocurren en la corteza con la participación de agua. Sin embargo, las concentraciones actuales de agua observadas en emisiones gaseosas parecen ser contribución de acuíferos superficiales o someros, que no pueden modificar la contribución de otros componentes. El vértice del carbono puede ser entonces considerado

como un límite inferior de temperatura y el azufre puede considerarse como el principal indicador de la influencia magmática; el hidrógeno y el ácido clorhídrico indicarían la importancia de la participación del agua en las reacciones entre magmas intrusivos y rocas corticales. La información existente en los volcanes cuyos puntos representativos se muestran en la figura 1, parece suficientemente consistente con este esquema general.

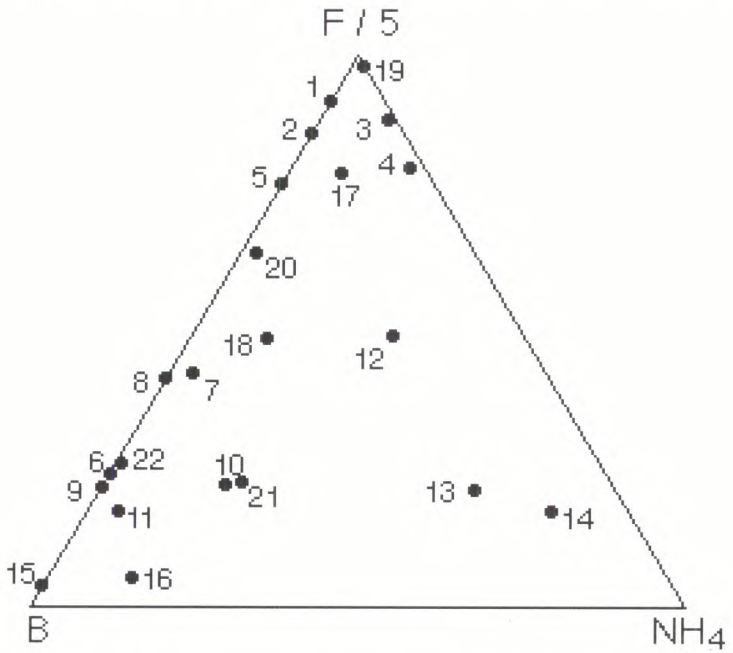


Figura 2. Distribución de flúor, boro y amoníaco en condensados de gases fumarólicos de diferentes áreas. 1, Poás, Costa Rica; 2, Stromboli, Italia; 3, Nevado del Ruiz, Colombia; 4, Galeras, Colombia; 5, Colima, México; 6, Usu, Japón; 7, Momotombo, Nicaragua; 8, Mount St. Helens, E.U.A.; 9, Showa-shinzan, Japón; 10, White Island, Nueva Zelanda; 11, Puracé, Colombia; 12, Mutnovsky, Rusia; 13, El Chichón, México; 14, Lonquimay, Chile; 15, Vulcano (1978), Italia; 16, Vulcano (1992), Italia; 18, Vulcano (1999), Italia; 19, Kilauea, E.U.A.; 20, Merapi, Indonesia; 21, Irazu, Costa Rica; 22, Papandayan, Indonesia.

A veces, sólo aparecen en la superficie de los sistemas volcánicos los condensados de fases gaseosas o emisiones de gas a baja temperatura; la mayor parte de los principales componentes de los gases fumarólicos no puede ser recogida cuantitativamente a las temperaturas de condensación (Piccardi, 1982) y el diagrama ternario de las figuras 2 y 3, representa un intento de utilizar la composición química con relación a los elementos menores en condensados y gases a baja temperatura. Debido a su correlación positiva con la temperatura, observada siempre en gases volcánicos, el flúor representa mejor la importancia de una contribución magmática; el boro es movilizado principalmente en fase gaseosa (Pauling, 1964; Tonani, 1970), y el amoníaco deriva de la disolución de amoníaco gaseoso formado, incluso a bajas temperaturas, al descomponerse la materia orgánica. El grupo de puntos próximos a los vértices de F, B y NH_4 (Figura 2) debería proporcionar una indicación preliminar respecto al proceso principal que actúa en el área: entrada de gases magmáticos, vaporización de agua, o desgasificación a baja temperatura.

Generalmente, las fumarolas de baja temperatura pueden representar el resultado de un enfriamiento de gases de alta temperatura, con la consiguiente condensación de vapor de agua, disolución de elementos ácidos y aumento de las concentraciones de H_2 con respecto a H_2S por sus diferentes solubilidades. Si las salidas de gas son alimentadas por sistemas geotérmicos, también pueden observarse cantidades comparables de CH_4. El grupo más próximo al vértice del hidrógeno en la Figura 3, puede pertenecer a gases originados a mayores temperaturas, el sulfuro de hidrógeno y el metano indican desgasificación predominante a baja temperatura o procesos geotérmicos, respectivamente.

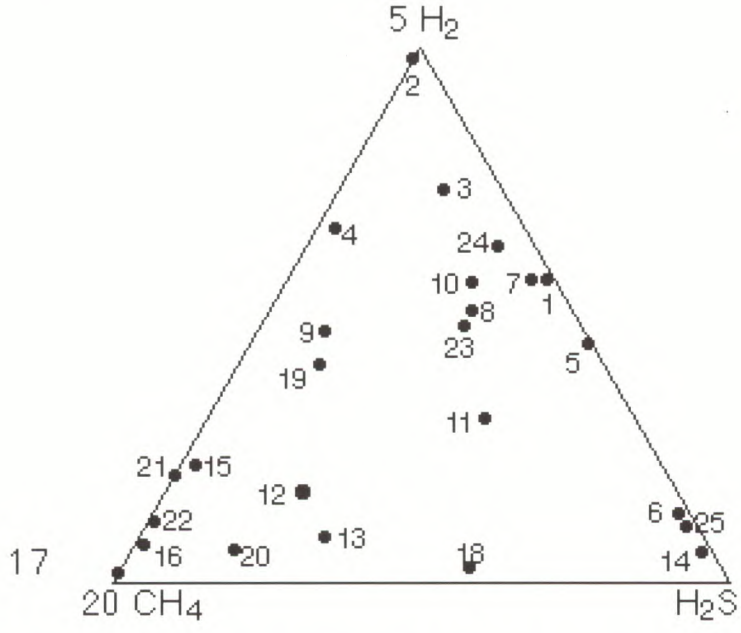


Figura 3. Distribución de hidrógeno, sulfuro de hidrógeno y metano en condensados de gases fumarólicos de diferentes áreas. 1, El Chichón, México; 2, Teide, Islas Canarias; 3, Usu, Japón; 4, Vulcano, Italia; 5, Galeras, Colombia; 6, Poás, Costa Rica; 7, Furnas, Azores; 8, Lassen, E.U.A.; 9, Momotombo, Nicaragua; 10, Campos Flegreos, Italia; 11, Los Azufres, México; 12, Long Valley, E.UA.; 13, El Valle del Géiser, Rusia; 14, Tacaná, México; 15, Ketetahi, Nueva Zelanda; 16, Panarea, Italia; 17, Lipari, Italia; 18, Whakarewarewa, Nueva Zelanda; 19, Tizate, Nicaragua; 20, Uzon, Rusia; 21, Copahue, Argentina; 22, Miravalles, Costa Rica; 23, Rincón de la Vieja, Costa Rica; 24, San Vicente, El Salvador; 25, Tangkubanparahu, Indonesia.

Al investigar la historia y actividad de un determinado volcán, no es fácil encontrar un criterio general para estudiar la evolución del fenómeno; basándonos en los datos disponibles sólo podemos dar interpretaciones tentativas, que representan hipótesis de trabajo que pueden ser mejoradas por otros resultados posteriores. Los sistemas naturales siguen reglas bastante más estrictas, pero lo que nosotros podemos observar en la superficie es, a menudo, resultado de diferentes procesos, así que la composición química presente en elementos liberados en profundidad no es fácilmente detectable. Por ello, las relaciones entre la composición química de los gases fumarólicos y la actividad volcánica se investiga aquí estudiando los caracteres y cambios observados en varios sistemas volcánicos, durante crisis ocurridas en las últimas décadas.

		Momotombo	Nevado del Ruiz	Tacaná	Poás
Temp. (°C)		835	85,5	89,3	117
H_2O	% vol.	94,00	96,80	98,70	88.46
CO_2	% gases secos	57,00	52,80	82,31	42,37
H_2S	%	5,00	2,80	11,54	11,61
SO_2	%	22,33	36,80	-	34,14
HCl	%	5,83	3,70	-	11,26
HF	%	0,30	0,62	-	0,25
B	%	0,082	0,0021	0,0015	0,0056
Br	%	0,0088	0,00030	-	0,0066
NH_4	%	0,0088	0,018	0,0028	0,00034
H_2	%	8,50	0,65	0,063	0,26
O_2	%	0,0017	0,028	0,0012	0,00013
N_2	%	0,78	0,75	1,46	0,0028
CO	%	0,25	0,00005	-	0,00003
CH_4	%	-	-	0,011	

Tabla 2. Composición química de los gases fumarólicos de cuatro volcanes.

MOMOTOMBO (Nicaragua)

Desde su último episodio eruptivo en 1905, se han venido observando fumarolas de baja temperatura en el interior del cráter. Desde los 203°C medidos en 1973, la temperatura máxima aumentó a 740°C en 1978 (Allard, 1980), 802°C en 1981 (Allard, 1986), 835°C en 1983 (Martini, 1986[a]; Menyailov et al., 1986) y 886°C en 1986 (Toutain, 1987). La composición química de los gases fumarólicos en 1983 aparece en la Tabla 2.

Una contribución magmática directa, como también se deriva de las figuras 1 y 2, puede confirmarse por la observación de lava incandescente a través de las grietas del cráter. Un incremento en la relación S/C y una disminución del contenido en agua, apuntan a un descenso en la contribución de acuíferos someros, posiblemente por la explotación de un campo geotérmico próximo. El consumo progresivo de estas masas de agua, actuando como regulador químico y térmico situado entre el magma y la superficie, produce una disminución de la capacidad de enfriamiento. Por esto, el magma podría expandirse hacia la superficie, incluso si no hay fuerzas tectónicas activas. De acuerdo con esta hipótesis, no debería continuar la actividad volcánica (Martini et al., 1991b) y de hecho no ha habido ningún evento eruptivo hasta ahora.

NEVADO DEL RUIZ (Colombia)

Tras un reposo de 140 años, el volcán Nevado del Ruiz mostró síntomas de una posible reactivación en noviembre de 1984, con un incremento notable de actividad sísmica. También aumentaron las fumarolas del cráter Arenas y se estableció una situación de alerta.La composición de los gases recogidos en el fondo del cráter el 19 de octubre de 1985 (Tabla 2), a pesar de su baja temperatura, permitió detectar una contribución magmática muy importante; los puntos en las figuras 1 y 2, de hecho, se sitúan cerca de los vértices de alta temperatura. Teniendo en cuenta también el prolongado periodo de calma

relativa, esta evidencia se interpretó como indicadora del ascenso de una columna de magma profundo con un aumento notable de flujo de calor (Barberi et al., 1990). El 13 de noviembre de 1985, tuvo lugar una pequeña erupción y, debido a la fusión parcial del glaciar de la cima del volcán, se desarrollaron lahares que mataron alrededor de 25000 personas de las ciudades de Armero, Chinchina y Mariquita.

TACANÁ (México)

La actividad del Tacaná, volcán de 4050 m de altura en la frontera entre México y Guatemala, se caracteriza durante este último siglo por actividad sísmica de pequeña intensidad, pequeñas fumarolas y emisiones de ceniza (Mooser, 1951). En diciembre de 1985, comenzó una nueva fase sísmica que culminó con un enjambre sísmico y una explosión freática el 7 de mayo de 1986. Como consecuencia, se formó una nueva fumarola con fuertes emisiones de vapor blanco (De la Cruz, comunicación oral). Un gran temor se apoderó de las autoridades y la población, al recordar las trágicas consecuencias de la erupción de 1982 en el Chichón, volcán localizado en el mismo estado de Chiapas. La composición de los gases recogidos de la todavía fuerte emisión fumaroliana, en abril de 1987, indicó que los acuíferos reaccionaban en profundidad con los gases magmáticos, produciendo el flujo intenso de vapor hacia la superficie. Por ello, se estimó como poco probable una actividad volcánica posterior (Martini et al., 1987).

POÁS (Costa Rica)

El Poás tiene una estructura volcánica impresionante, formada por un enorme cráter normalmente lleno de agua, dando lugar en ocasiones a géiseres. Uno de éstos, producido por la emisión explosiva de gases bajo el agua, alcanzó en 1910, siete km de altura y las cenizas emitidas cubrieron una gran superficie. Tras un nuevo episodio eruptivo fuerte en 1953, el lago intracratérico se formó de nuevo, mientras que desde un pequeño domo situado en el borde, se emitían gases fumarólicos de alta temperatura (Casertano et al., 1987). La superficie del lago presentó burbujas de gas y, a veces, aparecían surtidores de agua a modo de géiser, todo ello hasta 1988. Probablemente por la apertura de nuevas fracturas en la base del cráter, el nivel del agua empezó a decrecer quedándose casi seco. La composición de los gases recogidos de una fumarola en ese suelo seco en 1992 (Tabla 2), a una relativa baja temperatura, mostró una evidencia clara de contribución directamente magmática (Figuras, 1, 2 y 3).

CAMPOS FLEGREOS (Italia)

El área de los Campos Flegreos, al NO de Nápoles, se caracteriza por movimientos verticales conocidos desde la época romana, llamados bradisismos y que pueden alcanzar los 10 metros. En 1970-72 se aceleró el proceso de levantamiento produciéndose una elevación de 0,7 m que, tras un periodo estacionario de diez años, se reanudó en 1982. En otoño de 1984 se había medido un levantamiento de 1,5 metros, comenzando en 1985 un suave proceso de hundimiento (Barberi et al., 1984; Martini, 1986b). Las manifestaciones térmicas relacionadas con la actividad volcánica pasada, cuyo último episodio ocurrió en 1538 cuando se formó el cono Monte Nuovo, está representadas por las fumarolas Solfatara (160°C) y Pisciarelli (98°C).

Casertano et al., (1976) dieron la hipótesis de que un flujo convectivo de gases podría ser responsable de una transferencia de calor a la formación piroclástica saturada en la antigua caldera y que ello produciría un incremento de volumen por expansión térmica en los poros. De acuerdo con Sartoris (comunicación oral), aparece una variación en el campo local de esfuerzos como si se hubiera producido una contracción de la cámara magmática, con la apertura de fracturas preexistentes en las rocas circundantes. Puede ocurrir un aumento de flujo de calor hacia la superficie, produciendo un incremento de la circulación hidrotermal y cambios en las emisiones fumarólicas. La temperatura de las manifestaciones superficiales no puede sobrepasar el punto de ebullición de los acuíferos más someros.

La observación sistemática de la composición química de estas fumarolas comenzó en 1980, así que se dispone de esa información del periodo antes, durante y después del último proceso de levantamiento (Martini et al., 1991c). Las observaciones periódicas en lapsos breves pueden inducir a errores, especialmente por la influencia de las condiciones meteorológicas, y sólo con datos recogidos en grandes periodos de tiempo se obtiene una imagen representativa de las variaciones químicas presentes en el área. Los datos analíticos recogidos en la fumarola Bocca Grande de Solfatara, de la que hay un ejemplo en la Tabla 3, han sido usados en estudios estadísticos para interpretar los cambios de la composición química.

	CAMPOS FLEGREOS		VULCANO		
	1983	1998	1983	1991	1999
Temperatura (°C)	155	160	160	408	326
H_2O (% volumen)	84,00	79,35	95,30	87,36	91,48
CO_2 (% gases secos)	98,80	98,75	79,80	78,04	92,29
H_2S	1,25	0,76	4,46	6,11	1,19
SO_2	-	-	3,19	8,25	3,90
HCl	0,012	0,028	10,40	5,02	0,82
HF	0,0001	0,0001	0,011	1,23	0,119
B	0,042	0,044	0,27	0,065	0,020
Br	0,0001	0,0001	0,0028	0,0059	0,0005
NH_4	0,042	0,056	0,0064	0,063	0,073
H_2	0,27	0,23	0,015	0,12	0,10
O_2 + Ar	0,0027	0,0005	0,0013	0,0045	0,0065
N_2	0,25	0,27	0,78	0,88	1,59
CO	-	0,00012	-	0,0020	0,0094
CH_4	0,019	0,12	-	-	0,0007

Tabla 3. Composición química de gases fumarolianos de Campos Flegreos y Vulcano.

Los coeficientes de correlación representan la forma más simple de obtener información sobre las relaciones entre las variables químicas; el tratamiento de estos coeficientes según la técnica de análisis de grupos (Davis, 1973) pone en evidencia diferentes componentes de un sistema natural. De acuerdo con este procedimiento, el dendrograma de la figura 4 muestra tres brazos principales, posiblemente correspondientes a los tres mecanismos naturales principales que contribuyen a la composición química observada. La rama que contiene H_2O debería estar relacionada con las condiciones de aumento de flujo convectivo

en profundidad; en esas condiciones se favorece la vaporización de agua. CO y H_2 deberían encontrarse principalmente en el flujo gaseoso. Se produce H_2S, posiblemente, por reacciones de soluciones ácidas con azufre y/o sulfuros dispersos (Cellini Legittimo y Martini, 1989). CH_4 puede considerarse como un producto menor del mismo proceso. Las ramas de la parte derecha del diagrama representan una desgasificación "normal" en un área geotérmica. CO_2, como está relacionado con los procesos termometamórficos, es el componente más importante, al que están principalmente asociados los gases atmosféricos. NH_4 y B, componentes menores típicos de los fluidos geotérmicos, caracterizan la otra rama, junto con Cl, Br y F que se derivan de las soluciones salinas superficiales, recicladas en el flujo de vapor.

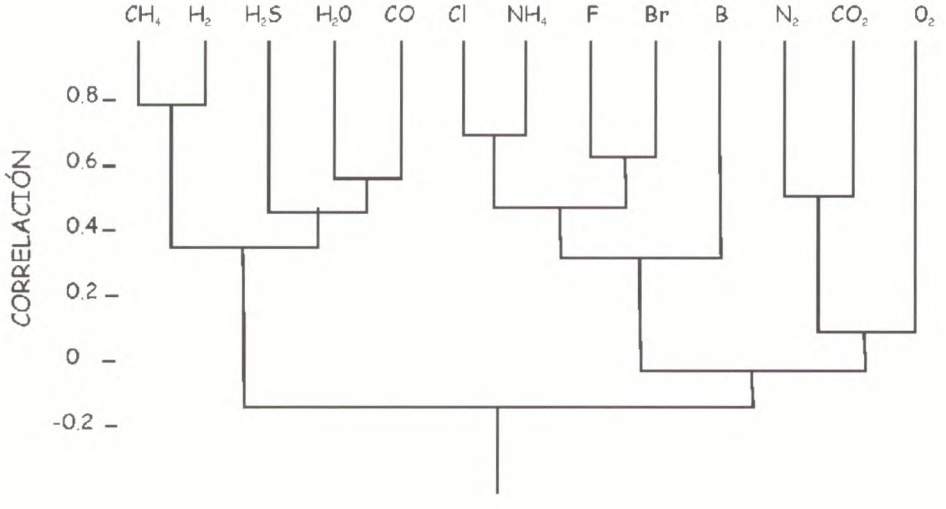


Figura 4. "Dendrograma" de la composición de los gases fumarólicos de Solfatara (ver texto).

Siguiendo esta interpretación, incluso como hipótesis de trabajo, las razones cuantitativas entre los elementos que pertenecen a diferentes ramas pueden dar una estimación de la importancia relativa de los componentes mencionados. De acuerdo con esto, H_2S/CO_2 y H_2/N_2 han sido utilizados desde 1980 como indicadores de la evolución de la deformación del suelo; sus cambios con el tiempo permitieron, en diciembre de 1984, pronosticar el final del levantamiento. La concordancia con la situación actual del fenómeno (Figura 5) parece confirmar la premisa inicial, así que estas razones pueden considerarse como un parámetro útil.

La evolución temporal de la composición de los gases fumarólicos ha sido investigada por medio del análisis del factor estadístico. Por este procedimiento se obtiene una simplificación del sistema, trabajando con un reducido número de factores relacionados con las diferentes variables, que pueden explicar las variaciones temporales (Joreskog et al., 1976).

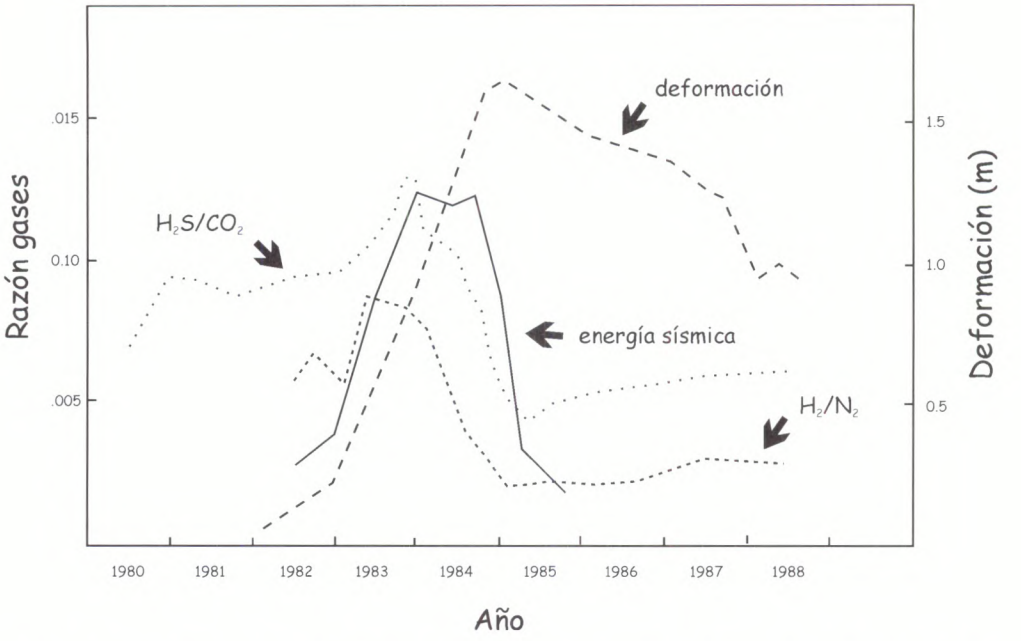


Figura 5. Variación con el tiempo de las razones H_2S/CO_2 y H_2/N_2 para las fumarolas de Solfatara; también se muestra al mismo tiempo la variación en la deformación del terreno y la energía sísmica liberada (Extraído de Martini et al., 1991c).

De acuerdo con los resultados de la Tabla 4, el factor 1 está posiblemente relacionado con el flujo de calor de origen profundo antes mencionado, explicando el 39% de la varianza total, y aparece como el mecanismo natural más importante que actúa durante el periodo considerado. Su variación temporal, que puede representar las condiciones generales del sistema, se muestra en la figura 6; los valores positivos, que culminan al final de 1983, pueden asociarse con las condiciones favorables para el levantamiento del suelo, mientras que el fuerte decrecimiento posterior se asocia con los valores negativos hasta mediados de 1987. La situación "tranquila" que continúa desde entonces, parece consecuencia del agotamiento del proceso. Una contracción de la cámara magmática, localizada a una profundidad de varios km, se había supuesto previamente como el mecanismo natural responsable del fenómeno bradisísmico; los últimos datos recogidos parecen ajustarse a esta hipótesis con bastante exactitud.

Factor	Variables asociadas	Varianza
1	H_2O, H_2S, H_2, CH_4	0.39
2	HCl, B, NH_4	0.23
3	N_2, O_2	0.14

Tabla 4. Resultados del análisis para las muestras recogidas en Bocca Grande, Campos Flegreos, de 1980 a 1992.

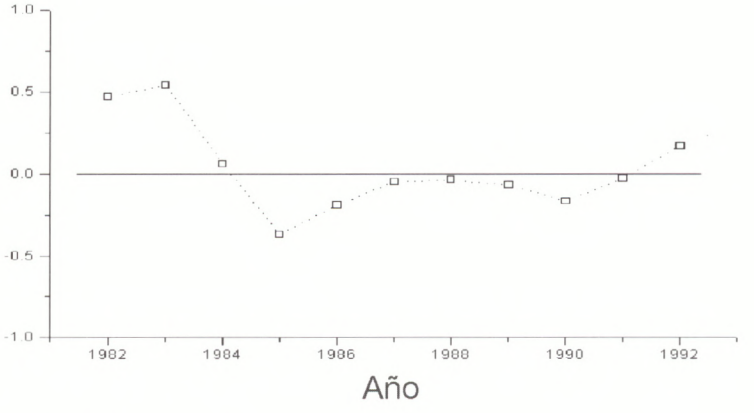


Figura 6. Resultado del análisis (ver texto).

VULCANO (Italia)

El último proceso eruptivo en Vulcano comenzó en agosto de 1888 y se prolongó hasta marzo de 1890; desde entonces continúan las descargas significativas de gases de intensidad variable. La observación sistemática de la composición química de los gases fumarólicos empezó en 1977 y se han recogido muestras a intervalos regulares hasta 1999. Los cambios temporales de las temperaturas máximas se muestran en la figura 7. Con respecto a la composición química de las emisiones gaseosas, desde 1978 se ha seleccionado una fumarola representativa situada dentro del cráter, cuyas variaciones se muestran en la Tabla 3.

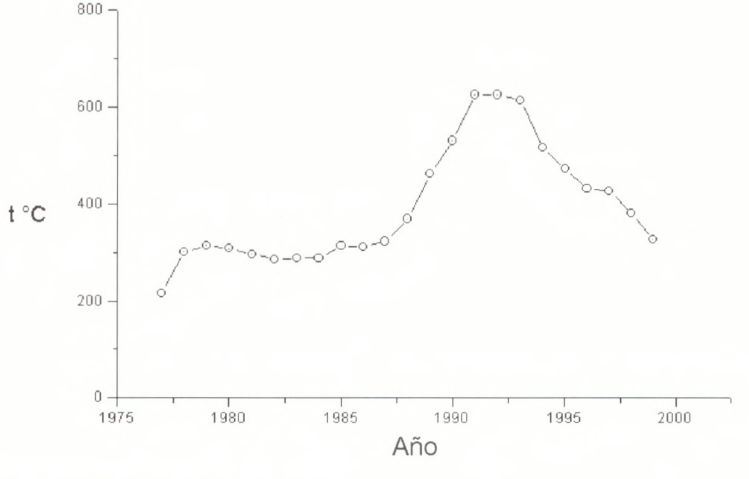


Figura 7. Cambios en el tiempo de la temperatura máxima en Vulcano.

La historia reciente de Vulcano se caracteriza por cambios en las concentraciones relativas de dióxido de carbono, azufre y ácido clorhídrico de los gases fumarólicos. Según puede verse en la figura 8, en la que se presenta una secuencia cronológica desde 1977 a 1993, hubo en un principio contribuciones variables de HCl, para una razón constante de C/S; después, diferentes contribuciones de CO_2, modificaron el sistema para razones S/HCl constantes. La figura 9 muestra que la variable C/S es debida principalmente a fluctuaciones en las concentraciones de H_2S. Además, los cambios temporales en la concentración de agua y de la razón H_2S/CO_2 coinciden (Figura 10). La interpretación de estos datos se resume a continuación (Martini, 1993).

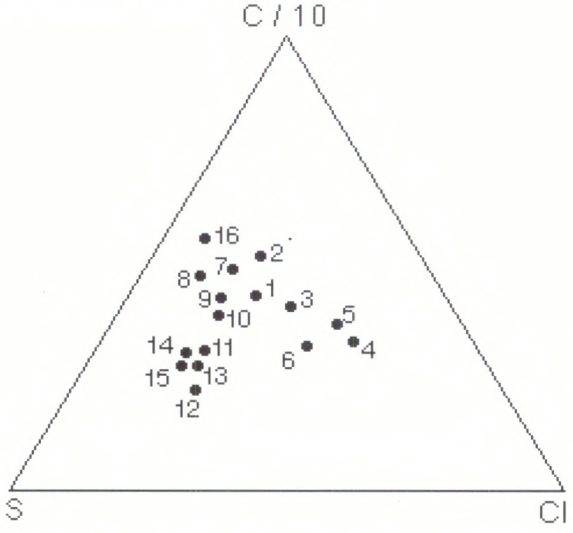


Figura 8. Diagrama de la composición media anual de C-S-Cl en Vulcano desde 1977 hasta 1993.

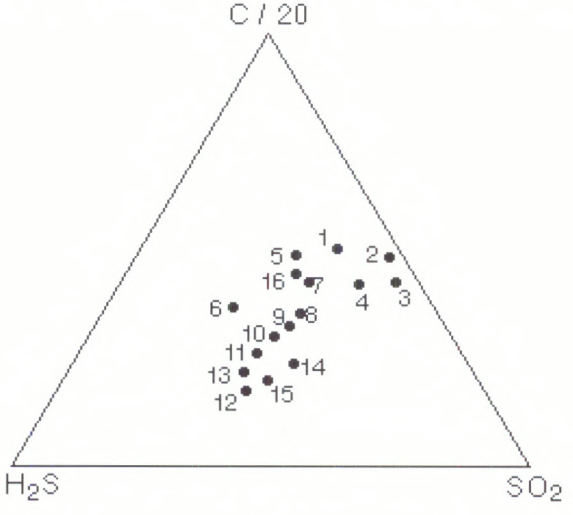


Figura 9. Diagrama de la composición media anual de C-H_2S-SO_2 en Vulcano desde 1977 hasta 1993.

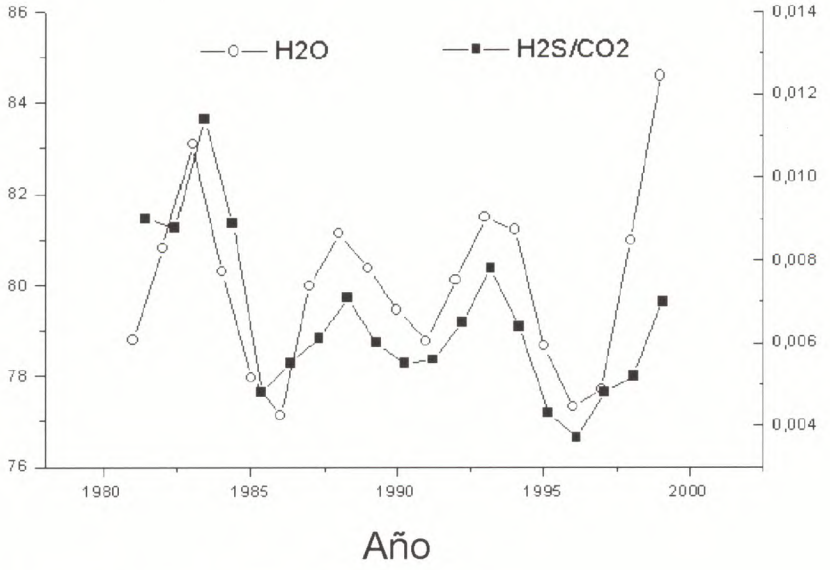


Figura 10. Variación en tiempo de agua y razón H_2S/CO_2 en Vulcano.

El periodo de 1977 a mediados de 1984 se caracteriza por un aporte al sistema de aguas con alto contenido en cloruros (posiblemente de agua de mar, salobres) en respuesta al incremento de permeabilidad producida por los esfuerzos que culminaron con los eventos sísmicos de 1978 y 1984. En 1984 pudo ocurrir un aumento de la contribución de los fluidos magmáticos caracterizados por una elevada relación de gas/agua. En 1985 empezó una recarga más significativa de agua del subsuelo al sistema, con entrada de H_2S como consecuencia de las reacciones de las soluciones ácidas antes mencionadas con sulfuros y azufre dispersos.

De acuerdo con el resultado del tratamiento del análisis del factor estadístico (Tabla 5), el factor 1 se asocia con la contribución de agua caliente (recarga caliente), el factor 2 con las componentes marinas en los acuíferos someros (recarga fría) y el factor 3 con gases magmáticos secos. La variación temporal de los valores de los diferentes factores (Figura 11) indica un aumento de la importancia del factor 1 desde 1985 a 1992; el factor 2 presenta un pico correspondiente al evento sísmico de 1984, mientras que el factor 3 tiene menos variaciones. Por ello, el aporte de gases magmáticos secos parece ser el principal proceso desde 1977 a 1982. En 1984 se produce la recarga fría acompañada de sismicidad, y la recarga caliente caracterizó el periodo de máxima inestabilidad del sistema.

Factor	Variables asociadas	Varianza
1	Temp., H_2S, HF, NH_4	0.39
2	HCl, B, Br	0.26
3	SO_2, CO_2	0.20

Tabla 5. Resultados del análisis para muestras recogidas en Vulcano desde 1977 a 1993.

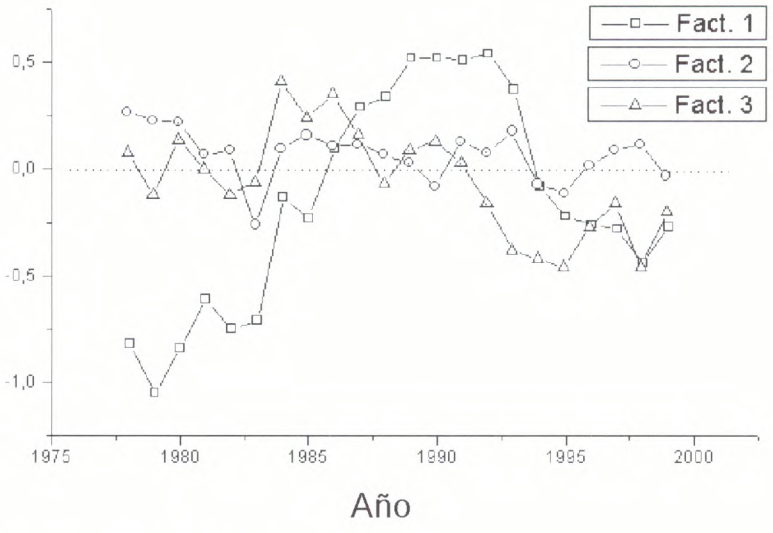


Figura 11. Resultado del análisis (ver texto).

ISLAS CANARIAS (España)

Las manifestaciones de Teneguía y Timanfaya indican una contribución muy importante de gases atmosféricos y parecen fundamentalmente producidas por procesos conductivos; en la composición de las fumarolas del Teide, por el contrario, se detecta una influencia magmática, aunque débil (Tabla 6).

		TEIDE	TENEGUÍA	TIMANFAYA
Temp.	ºC	85	290	610
CO_2	%	98,15	1,00	0,03
CH_4	%	0,0037	0,0014	0,0020
H_2	%	0,72	0,001	0,01
N_2	%	1,01	79	99
O_2	%	0,017	20	0,8
He	%	-	0,001	0,002
H_2S	%	0,067	-	-
CO	%	0,018	-	-

Tabla 6. Emanaciones gaseosas actuales en Canarias.

PRECURSORES QUÍMICOS DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA

No se tiene todavía suficiente información sobre los datos químicos recogidos durante periodos largos de tiempo en fumarolas volcánicas (Ossaka et al., 1980b; Hirabayashi et al., 1982; Menyailov et al., 1985; Giggenbach, 1987). Teniendo en cuenta los datos de Campos Flegreos y Vulcano, sin embargo, parece posible formular indicaciones generales (Martini et al., 1991a).

La ocurrencia de variaciones significativas en la composición química de los gases fumarólicos no puede ser considerada por sí misma como un precursor de actividades eruptivas; los volcanes deben considerarse sistemas fluctuantes que, ocasionalmente, culminan en una erupción. Debido a su naturaleza, los elementos gaseosos son sensibles a cualquier cambio físico-químico que sucede en profundidad y los sistemas volcánicos, que son cerrados con respecto a la ascensión del magma, no lo son con respecto a los gases. ¿Podemos establecer entonces algún tipo de umbral, a partir del cual los cambios químicos pueden ser relevantes para pronosticar una actividad eruptiva inminente?. La respuesta no es fácil, principalmente porque existen muy pocos casos históricos de los que se tengan suficientes datos químicos para comparar. Sin embargo, algo se puede deducir o inferir, incluso sin un amplio paquete de información.

El paso de la situación de reposo a la erupción, ocurre tras una perturbación de la situación de equilibrio. Las temperaturas de equilibrio aparente pueden calcularse a partir de la composición de los gases fumarólicos. Por comparación de estas temperaturas con las medidas directamente en la salida de las fumarolas, se puede obtener una indicación preliminar sobre el equilibrio o desequilibrio entre los elementos químicos (Gerlach, 1980; Giggenbach et al., 1986; Giggenbach, 1987).

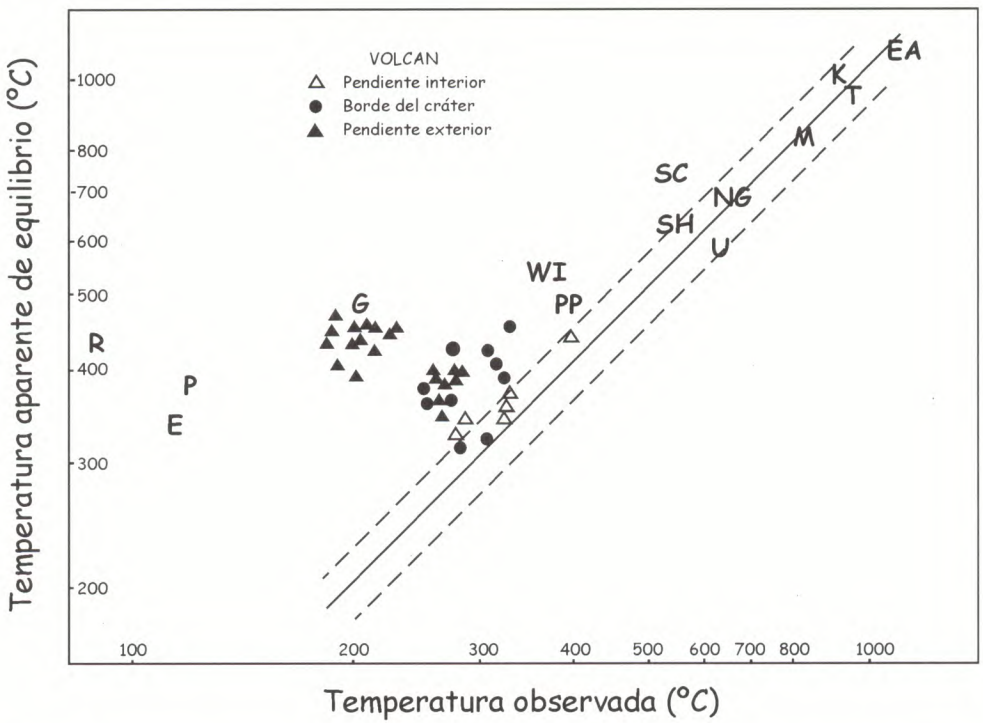


Figura 12. Comparación entre temperaturas de equilibrio aparentes, calculadas según Greenland (1984), y temperaturas observadas para diferentes volcanes. EA, Erta Ale (Giggenbach y Le Guern, 1976); K, Kilahuea (Greenland, 1984); T, Tolbachik (Fedotov, 1984); M, Momotombo; NG, Ngauruhoe (Giggenbach et al., 1986); SC, San Cristobal (IA Menyailov, com. pers.); U, Usu; SH, Mount St. Helens; WI, White Island; PP, Papandayan (Giggenbach et al., 1986); G, Galeras; P, Poas; E, Ebeko (Menyailov et al., 1985); R, Nevado del Ruiz.

La Figura 12 muestra las temperaturas observadas en diferentes volcanes, proyectadas en función de la temperatura de equilibrio aparente calculada, teniendo también en cuenta las reacciones en las que interviene el agua, el carbono y el azufre (Greenland, 1984). Los valores de la línea de puntos, que representan un intervalo de confianza del cálculo, son considerados como indicadores de las condiciones de equilibrio, esto es, no ocurrió enfriamiento conductivo o adiabático durante el ascenso del gas a la superficie.

Para San Cristóbal y White Island, aparecen diferencias de más de 100°C entre las temperaturas observadas y las calculadas, que se atenúan por reacciones con aguas subterráneas. Las condiciones más evidentes de desequilibrio aparecen en el Nevado del Ruiz, Ebeko, Galeras, Poás y Vulcano. Erupciones explosivas ocurrieron en Nevado del Ruiz en 1985, en Ebeko en 1987 y en Galeras en 1993; los cambios significativos en la actividad desgasificadora continúan desde 1988 en Poás, mientras que nuevas fumarolas, emitiendo gases a alta temperatura, aparecieron en Vulcano a comienzos de 1987.

El amortiguamiento del ascenso de gases a alta temperatura se considera que ocurre principalmente por la interacción con agua subterránea (Giggenbach et al., 1986), que debe asimismo producir vaporización y aumento de presión. Presiones mayores pueden ser asociadas a niveles más altos de amortiguación, que corresponden a mayores discrepancias entre la temperatura de equilibrio y la observada. Desde que se desata la actividad eruptiva, cuando la presión interna sobrepasa la presión confinante, la influencia de un incremento de presión no parece despreciable en el seguimiento de la actividad volcánica.

Si se tienen datos de la observación periódica de la composición química de los gases de un sistema volcánico dado, los cambios en las reacciones gas-agua pueden derivarse de las diferencias presentes entre las temperaturas de equilibrio y observada, y un aumento en el desequilibrio puede interpretarse como un aumento de la perturbación dentro del sistema. Un aumento del desequilibrio representa una condición necesaria, pero no suficiente, para la ocurrencia de actividad eruptiva, y entonces sólo se puede inferir un incremento de la probabilidad de ocurrencia de algún tipo de evento eruptivo. El aumento de probabilidades, sin embargo, aunque no representa una predicción a corto plazo, podría ser suficiente para establecer una alerta preliminar y preparar a Protección Civil ante posibles desastres producidos por la actividad volcánica.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLARD, P. (1980). *Composition isotopique du carbone dans les gaz d'un volcan d'arc: le Momotombo (Nicaragua).* C.R. Acad. Sci., París, **290**: 1525-1528
- ALLARD, P. (1983). *The origin of hydrogen, carbon sulphur, nitrogen and rare gases in volcanic exhalations: evidence from isotope geochemistry.* En Tazieff H. y Sabroux J.C. (eds.). Forecasting volcanic events, Elsevier, Amsterdam: 337-386
- ALLARD, P. (1986). *Geochimie isotopique et origine de l'eau, du carbone et du soufre dans les gaz volcaniques: zone de rift, marges continentales et arc insulaires.* Tesis Doctoral. Universidad de Paris VII: 361 pp.
- ALLEN, E.T. (1922). *Chemical aspects of volcanism with a collection of the analyses of volcanic gases.* Franklin Institute Jour., **193**: 29-80

- BARBERI, F.; CORRADO, G.; INNOCENTI, F.; LUONGO, G. (1984). *Phlegrean Fields 1982-1984: brief chronicle of a volcano emergency in a densely populated area.* Bull. Volcanol., **47**: 175-186
- BARBERI, F.; MARTINI, M.; ROSI, M. (1990). *Nevado del Ruiz (Colombia): pre-eruption observations and the november 13, 1985 catastrophic event.* Jour. Volcanol. Geotherm. Res., **42**: 1-12
- CARROL, M.R.; RUTHERFORD, M.J. (1987). *The stability of igneous anhydrite: experimental results and implication for sulfur behavior in the 1982 El Chichòn trachyandesite and other evolved magmas.* Jour. Petrol., **56**: 659-678
- CASERTANO, L.; OLIVERI DEL CASTILLO, A.; QUAGLIARELLO, M .T. (1976). *Hydrodynamics and geodynamics in the Phlegrean Fields area.* Nature, **264**: 161-164
- CASERTANO, L.; BORGIA, A.; CIGOLINI, C.; MORALES, L.D.; MONTERO, W.; GOMEZ, M.; FERNANDEZ, J.F. (1987). *An integrated dynamic model for the volcanic activity at Poas volcano, Costa Rica.* Bull. Volcanol., **49**: 588-598
- CELLINI LEGITTIMO, P.; MARTINI, M. (1989). *The ecological significance of the coexistence of sulphur dioxide and hydrogen sulphide in volcanic fumaroles.* Chem. Ecology, **4**: 15-20
- DAVIS, J.C. (1973). *Statistics and data analysis in geology.* Wiley and Sons, New York: 543 pp.
- DECKER, R.W. (1974). *State-of-the-art in volcano forecasting.* Bull. Volcanol., **37**: 372-393
- DOLOMIEU, D. (1788). *Memoire sur les iles Ponces et catalogue raisonne des produits de l'Etna.* Paris: 525 pp.
- ELLIS, A.J. (1957). *Chemical equilibrium in magmatic gases.* Am. Jour. Science, **255**: 416-431
- ELSKENS, I. ; TAZIEFF, H. ; TONANI, F (1969). *Investigations nouvelles sur les gaz volcaniques.* Bull. Volcanol., **32**: 523-574
- FEDOTOV, S.A. (1984). *Large Tolbachik fissure eruption. Kamchatka 1975-76.* Nauka, Moscu: 637 pp.
- FOUQUE, F. (1865). *Sur les phenomenes eruptifs de l'Italie meridionale,* Comptes Rendus, **61:** 564-569
- GAY-LUSSAC, J.L. (1823). *Reflexions sur les volcans.* Ann. Chimie et Physique, **22**: 415-429
- GERLACH, T.M. (1980). *Investigation of volcanic gas analyses and magma outgassing from Erta 'Ale lava lake, Afar, Ethiopia.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **7**: 415-441
- GERLACH, T.M.; NORDLIE, B.E. (1975). *The C-O-H-S gaseous system. Part II: temperature, atomic composition and molecular equilibria in volcanic gases.* Am. J. Science, **275**: 377-394
- GERLACH, T.M.; THOMAS, D.M. (1986). *Carbon and sulphur isotopic composition of Kilauea parental magma.* Nature, **319**: 480-483
- GIGGENBACH, W.F. (1987). *Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand.* Appl. Geochem., **2**: 143-161
- GIGGENBACH, W.F.; LE GUERN, F. (1976).*The chemistry of magmatic gases from Erta Ale, Ethiopia.* Geochim. Cosmochim. Acta, **40**: 25-30
- GIGGENBACH, W.F.; MARTINI, M.; CORAZZA, E. (1986). *The effects of hydrothermal processes on the chemistry of some recent volcanic gas discharges.* Per. Mineral. **55**:, 15-28

- GREENLAND, L.P. (1984). *Composition of the January 1983 eruption at Kilauea volcano, Hawaii.* Geochim. Cosmochim. Acta, **48**: 193-195
- HEALD, E.F.; NAUGHTON, J.J.; BARNES, I.L. (1963). *The chemistry of volcanic gases. 2. Use of equilibrium calculations in the interpretation of volcanic gas samples.* J. Geophys. Res., **68**: 545-557
- HIRABAYASHI, J.; OSSAKA, J.; OZAWA, T. (1982). *Relationship between volcanic activity and chemical composition of volcanic gases. A case study on the Sakurajima volcano.* Geochem. J., **16**: 11-21
- IWASAKI, I.; OZAWA, T.; YOSHIDA, M.; KATSURA, T.; IWASAKI, B.; KAMADA, M. (1963). *Nature of volcanic gases and volcanic eruption.* Bull. Volcanol., **26**: 73-81
- JAGGAR, T.A. (1940). *Magmatic gases.* Am. J. Science, **238**: 313-353
- JORESKOG, K.G.; KLOVAN, J.E.; REYMENT, R.A. (1976). *Geological factor analysis.* Elsevier, Amsterdam: 178 pp.
- KILINC, I.; BURNHAM, C.W. (1972). *Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars.* Econ. Geology, **67**: 231-235
- MANNING, D.A.C.; HAMILTON, D.L.; HENDERSON, C.M.B.; DEMPSEY, M.I. (1980). *The probable occurrence of interstitial Al in hydrous F-bearing and F-free aluminosilicate melts.* Contrib. Mineral. Petrol., **75**: 257-262
- MARTINI, M. (1986a). *Quiescent volcanism in Italy: surveillance and precursors of new activity.* Per. Mineral., **55**: 29-37
- MARTINI, M. (1986b). *Thermal activity and ground deformation at Phlegrean Fields, Italy: precursors of eruptions or fluctuations of quiescent volcanism? A contribution of geochemical studies.* Jour. Geophys. Res., **91**: 12255-12260
- MARTINI, M. (1989). *The forecasting significance of chemical indicators in areas of quiescent volcanism: examples from Vulcano and Phlegrean Fields (Italy).*, En J.H. Latter (ed.). Volcanic Hazards, Springer, Berlin: 372-383
- MARTINI, M. (1993). *Water and fire: Vulcano island from 1977 to 1991.* Geochem. J., **27**: 301-307
- MARTINI, M.; CAPACCIONI, B.; GIANNINI, L. (1987). *Ripresa dell'attivitá sismica e fumarolica al vulcano Tacaná (Chiapas, Messico) dopo un quarantennio di quiescenza.* Boll. G.N.V.: 467-470
- MARTINI, M.; GIANNINI, L.; CAPACCIONI, B. (1991a). *Geochemical and seismic precursors of volcanic activity.* Acta Vulcanologica, **1**: 7-11
- MARTINI, M.; GIANNINI, L.; CAPACCIONI, B. (1991b). *The influence of water on chemical changes of fumarolic gases: different characters and their implication in forecasting volcanic activity.* Acta Vulcanologica, **1**: 13-16
- MARTINI, M.; GIANNINI, L.; BUCCIANTI, A.; PRATI, F.; CELLINI LEGITTIMO, P.; IOZZELLI, P.; CAPACCIONI, B. (1991c). *1980-1990: ten years of geochemical investigation at Phlegrean Fields (Italy).* J. Volcanol. Geotherm. Res., **48**: 161-171
- MATSUO, S. (1960). *The origin of volcanic gases.* J. Earth Sci. Nagoya, **8**: 222-245
- MATSUO, S. (1986). *Activity report of Japanese group for the chemical prediction of volcanic eruption.* Per. Mineral., **55**: 39-53
- MENYAILOV, I.A. (1975). *Prediction of eruptions using changing composition of volcanic gases.* Bull. Volcanol., **39**: 112-125
- MENYAILOV, I.A.; NIKITINA, L.P.; SHAPAR, V.N. (1985). *Results of geochemical monitoring of the activity of Ebeko volcano (Kurile islands) used for eruption prediction.* J. Geodyn., **3**: 259-274

- MENYAILOV, I.A.; NIKITINA, L.P.; SHAPAR, V.N.; GRINENKO, V.A.; BUACHIDZE, G.I.; STOIBER, R.; WILLIAMS, S. (1986). *Khimichesky sostav, metallosnos i isotopiya fumarol'nikh gasov vulkana Momotombo (Nicaragua)v 1982.* Vulkanol. Seismol., **2:** 60-70
- MIZUTANI, Y.; SUGIURA, T. (1982). *Variations in chemical and isotopic compositions of fumarolic gases from Showashinzan volcano, Hokkaido, Japan.* Geochem. Jour., **16**: 63-71
- MOOSER, F. (1951). *Catalogue of the active volcanoes of the world.* Part VI. Napoli
- MYSEN, B.; EGGLER, D.H.; SEITZ, M.G.; HOLLOWAY, J.R. (1976). *Carbon dioxide solubility in silicate melts and crystals. Part I. Solubility measurements.* Am. J. Sci., **276**: 455-479
- NOGUCHI, K.; KAMIYA, H. (1963). *Prediction of volcanic eruption by measuring the chemical composition and amounts of gases.* Bull. Volcanol., **26**: 367-378
- OSSAKA, J.; HIRABAYASHI, J.; OZAWA, T.; KIMISHIMA, K. (1980a). *Geochemical study of the 1979 eruption of the On-take volcano (volcanic ashes and spring waters).* Rept. Coord. Comm. Prediction Volcanic Eruption, **18**: 12-17
- OSSAKA, J.; OZAWA, T.; NOMURA, T.; OSSAKA, T.; HIRABAYASHI, J.; TAKAESU, A.; HAYASHI, T. (1980b). *Variation of chemical compositions in volcanic gases and waters at Kusatsu-Shirane volcano and its activity in 1976.* Bull. Volcanol., **43:** 207-216
- PAULING, L. (1964). *College chemistry.* Freeman and Co., San Francisco: 832 pp.
- PICCARDI, G. (1982).*Fumarole gas collection and analysis.* Bull. Volcanol.,**45**: 257-260
- SABROUX, J.C. (1979). *Equilibre thermodynamique en phase gazeuse volcanique.* En Hautes temperatures et sciences de la terre. CNRS, Toulouse : 37-46
- SAINTE-CLAIRE DEVILLE, C. (1856). *Memoire sur les emanations volcaniques.* Bull. Soc. Geol. France, **14**: 254-279
- SHINOHARA, H.; IYAMA, T.J.; MATSUO, S. (1989). *Partition of chlorine compounds between silicate melt and hydrothermal solutions. I. Partition of NaCl-KCl.* Geochim. Cosmochim. Acta, **53**: 2617-2630
- SICARDI, L. (1940). *Il recente ciclo dell'attivita' fumarolica all'isola di Vulcano.* Bull. Volcanol., **7**: 83-139
- SPALLANZANI, L. (1792). *Viaggi alle Due Sicilie ed in alcune parti dell'Appennino.* Pavia, 632 pp.
- TAZIEFF, H. ; TONANI, F.(1963). *Fluctuations rapides et importantes de la phase gazeuse eruptive.* C.R. Acad. Sci. Paris, **257**: 3985
- TONANI, F. (1970). *Geochemical methods of exploration for geothermal energy.* U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources,Pisa: 492-515
- TOUTAIN, J.P. (1987). *Contribution a l'etude des sublimes volcaniques.* These, Universite Paris VI, 190 pp.
- VOLKOV, V.P.; RUZAYKIN, G.I. (1976). *Equilibrium calculations in volcanic gases.* Bull. Volcanol., **39:** 47-63
- WEBSTER, J (1992). *Fluid melt interactions involving Cl-rich granites: experimental study from 2 to 8 kbar.* Geochim. Cosmochim. Acta, **56**: 659-678
- WHITE, D.E.; WARING, G.A. (1963). *Volcanic emanations.* USGS Prof. Paper **440-K**
- WYLLIE, P.J.; TUTTLE, O.F. (1961). *Experimental investigation on silicate system containing two volatile components. Part II. The effects of NH_3 and HF, in addition to H_2O on the Melting temperatures of albite and granite.* Am. Jour. Science, **259**: 128-143

VOLCANOMAGNETISMO

R. Abella[1], J. Zlotnicki [2], A. García [1]

[1] Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.
[2] Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, LGO-CNRS, Orleans, Francia

INTRODUCCIÓN

Una de las técnicas más recientes aplicadas al seguimiento de la actividad volcánica es el estudio de las señales volcanomagnéticas. Desde Wilson (1922), las variaciones locales del campo magnético terrestre se consideran originadas por procesos endógenos. A mitad de siglo son realizadas las primeras observaciones de elementos magnéticos en áreas volcánicas activas (Rikitake, 1951; Yokoyama, 1957). Sin embargo, la observación continua de la intensidad del campo magnético no llega hasta la aparición de los actuales magnetómetros de protones y, con ello, su aplicación como técnica de seguimiento y vigilancia de actividad volcánica. Las señales volcanomagnéticas han sido observadas en numerosos volcanes del mundo: Ruapehu, Nueva Zelanda (Jonhston y Stacey, 1969); Kilauea, Hawaii (Davis et al., 1979); Pitón de la Fournaise, I. Reunión (Zlotnicki, 1986; Zlotnicki y Le Mouël, 1988; Zlotnicki et al., 1993); Aso, Japón (Tanaka, 1993); Vulcano, Italia (Del Nero et al., 1994); Decepción, Antártida (García et al., 1997); etc. En estos trabajos se evidencia la existencia de señales del orden de decenas de nanoTeslas (nT), asociadas a la actividad volcánica.

CAMPO VOLCANOMAGNÉTICO

Describir claramente las variaciones magnéticas asociadas con la actividad volcánica significa aislar variaciones de pocas nT entre las variaciones de origen no local que pueden alcanzar cientos de nT (durante las tempestades magnéticas), dentro de un campo medio de 30000 a 50000 nT.

Se puede expresar el campo magnético en un punto P de la superficie de un volcán, en el instante t, como la superposición de tres términos

$$B(P,t) = B_p\,(P,t) + B_t\,(P,t) + B_v\,(P,t)$$

B_p es el campo fundamental, suma de un campo magnético regular, generado por flujos de corriente en el núcleo interno de la Tierra, y del campo cortical, inducido por las rocas magnetizadas por debajo de la temperatura de Curie. El orden de magnitud del campo regular depende de la situación terrestre del volcán. El campo regular está sometido a una variación lenta que en la escala espacial de un volcán, generalmente de 20 km x 20 km, se asume uniforme. El campo magnético cortical puede considerarse compuesto por dos términos: una parte invariante, generada principalmente por la magnetización inducida y remanente de las rocas, y una segunda parte que podría relacionarse con la actividad volcánica. El término invariante es a menudo fuertemente inhomogéneo en la superficie de un volcán y es muy habitual encontrar gradientes locales de varios cientos de nT por metro.

Sólo la parte invariante del campo cortical es considerada como campo principal, el término variable puede considerarse como campo volcanomagnético.

B_t es el campo magnético transitorio. Está compuesto de un campo transitorio primario externo y de un campo transitorio secundario interno. El campo transitorio primario tiene su origen en las corrientes eléctricas que fluyen en la Ionosfera y Magnetosfera a altitudes de 100 km o más. Este campo induce un campo magnético transitorio secundario, generado por las corrientes eléctricas que circulan en las rocas conductoras existentes en la superficie del volcán. Las constantes de tiempo del campo magnético transitorio cubren una escala muy amplia: desde pulsos magnéticos (cientos de segundos) al ciclo solar (once años). Hasta ahora, los estudios magnéticos asociados a la actividad volcánica incluyen esencialmente variaciones de algunos segundos hasta varios años. En el dominio del tiempo las variaciones características principales son la variación solar diurna S_R y las tempestades magnéticas. La variación diurna, de 24 horas de periodo fundamental, oscila entre 20 y 100 nT, dependiendo de la localización del volcán y de las estaciones. Las tempestades magnéticas inducen variaciones transitorias rápidas de segundos a horas pudiendo durar varios días. Durante las tempestades magnéticas la amplitud puede alcanzar pocos cientos de nT. Si se tiene en cuenta la altitud de las fuentes primarias, las variaciones magnéticas transitorias temporales se podrían considerar homogéneas sobre estructuras geológicas tabulares conductivas. La mayor parte de las fallas, medios conductores heterogéneos (diques, acuíferos, áreas térmicamente anómalas, ...) que están sobre un macizo volcánico, inducen variaciones transitorias internas anómalas. En superficie, las variaciones anómalas pueden alcanzar una amplitud de una decena de nT en varios cientos de metros (Pozzi et al., 1979; Zlotnicki y Le Mouël, 1988).

B_v es el campo volcanomagnético. Este campo puede generarse por varios mecanismos. El primero es el llamado termomagnetismo (Rikitake, 1952; Rikitake y Yokoyama, 1955). Al enfriarse los flujos de lava bajo el campo magnético terrestre, se produce una variación en las isotermas de las rocas magnetizadas del volcán (Sasai et al., 1990; Yukutake et al., 1990a, 1990b; Tanaka, 1993). Un segundo mecanismo es el piezomagnetismo (Kapitsa, 1955). Una variación de presión en el interior de un reservorio magmático, modifica las magnetizaciones inducida y remanente de las rocas circundantes por debajo de la temperatura de Curie. El tercer mecanismo se basa en los efectos electrocinéticos (Nourbehecht, 1963). Está relacionado con el movimiento de los fluidos a través de las redes de poros interconectados y se perturba debido a los gradientes de presión de los poros. Un último mecanismo podría ser la variación de la resistividad de las rocas debida a las variaciones del campo de esfuerzos dentro del volcán (Jackson y Keller, 1972; Zlotnicki, 1986). Dependiendo de los mecanismos considerados para un determinado volcán, la amplitud del campo volcanomagnético varía en un orden de magnitud. Excepto para las señales termomagnéticas, que pueden alcanzar varias decenas de nT, las señales volcanomagnéticas son menores de 15 nT. Igualmente las constantes de tiempo de las señales volcanomagnéticas dependen estrechamente del mecanismo. Un incremento lento del campo de esfuerzos dentro del volcán o el asentamiento de un cuerpo magmático a baja profundidad, pueden producir señales volcanomagnéticas lentas durante varios meses o años (Yukutake et al., 1990a), mientras que las erupciones basálticas fisurales, como las del Pitón de la Fournaise, pueden generar señales rápidas (minutos o menores) (Zlotnicki y Le Mouël, 1988).

MÉTODO

La detección de las variaciones volcanomagnéticas, requiere estabilidad a largo plazo, magnetómetros de alta resolución y eliminar las perturbaciones de origen ionosférico y magnetosférico. Las variaciones de los campos magnéticos principal y transitorio se eliminan con la diferencia entre los campos medidos en dos puntos P_i y P_j, en el mismo tiempo t y separados varios kilómetros

$$\Delta B(P_i, P_j,t) = [B_p (P_i, t) - B_p (P_j, t)] + [B_t (P_i, t) - B_t (P_j, t)] + [B_v (P_i, t) - B_v (P_j, t)]$$

Como se ha mencionado, la existencia de contrastes de la resistividad en el terreno provoca variaciones en el campo magnético transitorio de varios nT. Se han usado varios métodos para eliminar estas perturbaciones. Rikitake (1966) propuso el método de las diferencias estimadas pero resultó ineficiente. Más tarde, Beahm (1976), Ware (1979) y Davis et al., (1979) trataron de usar funciones de transferencia o filtros predictivos multicanales para reducir las variaciones de la diferencia a 1 nT o menos. Estas técnicas eran generalmente difíciles de usar en el seguimiento continuo de un volcán y requerían magnetómetros de tres componentes altamente estables. La mejora al usar estos métodos no es muy notable. En la actualidad, se sigue usando el cálculo de las diferencias simultáneas simples entre intensidades de campo. Estas diferencias son promediadas a una hora (valores medios horarios) y cada día (valores medios diarios). Los valores medios diarios de la diferencia ΔB (P_i, P_j, t) eliminan principalmente las variaciones magnéticas transitorias anómalas (menores que 1 ó 2 nT dependiendo de la estructura geológica del volcán) excepto durante las grandes perturbaciones magnéticas, por ejemplo las tempestades. Este método tan simple de reducción de variaciones magnéticas no locales es apoyado por las siguientes razones: la mayor parte de los registros magnéticos de un volcán durante varios años, indican que las señales volcanomagnéticas que aparecen antes de una erupción alcanzan varios nT. Es muy fácil analizar rápidamente la evolución de una diferencia ΔB (P_i, P_j, t) y este método puede ser implementado siempre para el seguimiento de la actividad volcánica. Los magnetómetros escalares usados para tal efecto son fáciles de situar y no se requieren magnetómetros de tres componentes. Los cálculos de todas las diferencias simultáneas permiten el estudio de las diferentes longitudes de onda de las variaciones volcanomagnéticas.

MECANISMOS

Termomagnetismo

La desmagnetización o remagnetización de las rocas está sometida a los cambios de temperatura que modifican el campo magnético cortical estático (Rikitake, 1952; Rikitake y Yokoyama, 1955). Los efectos termomagnéticos ocurren de diferentes maneras. Los flujos de lava o depósitos piroclásticos en enfriamiento adquieren una magnetización remanente (Stacey y Barnejee, 1974). Dependiendo del contenido en minerales magnéticos, los depósitos pueden alcanzar una magnetización superior a 10 A/m, por lo que el campo magnético estático local se modifica lentamente y la constante de tiempo (de varias semanas a años) depende del enfriamiento de los depósitos.

Los efectos termomagnéticos más interesantes inducidos por la actividad volcánica son observados principalmente en áreas fumarólicas, solfataras, suelos calientes (Emeleus, 1977; Tanaka, 1993; García et al., 1997), por efecto de la inyección de un dique o recalentamiento/realimentación de la cámara magmática (Yukutake et al., 1990a; 1990b; Sasai et al., 1990; Hamano et al., 1990). Las variaciones volcanomagnéticas inducidas por efectos térmicos se deben a cambios conductivos o convectivos. Los cambios convectivos ocurren si los fluidos o gases se calientan rápidamente (White I. en Nueva Zelanda o Aso en Japón). En este caso, si alguna zona del volcán está saturada de agua se observan variaciones volcanomagnéticas de largo periodo y también rápidas. Si los cambios térmicos son esencialmente generados por conducción, sólo se observan variaciones volcanomagnéticas lentas como los precursores de la erupción del Oshima en 1986.

Piezomagnetismo

Cuando se aplica un campo de fuerzas a una roca, sometida a un determinado campo magnético, se modifican su magnetización inducida y remanente Para campos tensionales uniaxiales, las susceptibilidades y magnetizaciones remanentes son proporcionales a la variación de carga axial aplicada a la roca, si el máximo campo tensional permanece por debajo de 30 MPa. Las magnetizaciones inducidas y remanentes dependen ampliamente de la naturaleza y cantidad de los minerales magnéticos de la roca (Stacey y Jonhston, 1972; Kean et al., 1976; Hamano et al., 1989), del ciclo tensional y del tamaño del dominio magnético.

Para estimar si el piezomagnetismo es responsable de las señales volcanomagnéticas observadas en un volcán, deben conocerse las leyes experimentales entre las magnetizaciones inducida y/o remanente en función del campo tensional. La variación de magnetización inducida, ΔJ, está relacionada con la variación del campo tensional, $\Delta\sigma_{kn}$, por una relación tensorial de cuarto orden (Zlotnicki et al., 1981):

$$\Delta J_i = P_{ijkn} \Delta\sigma_{kn} J_{oj}$$

donde J_{0j} es la magnetización inducida causada por el campo magnético y P_{ijkn}, es un tensor de cuarto orden llamado tensor piezomagnético.

Se pueden asumir varias conclusiones. Las constantes de tiempo del campo piezomagnético son las del campo de fuerzas, de varios años a varios segundos o menores. Si las condiciones mecánicas del volcán pueden considerarse elásticas, el campo piezomagnético debería correlacionarse con las deformaciones del terreno. Si la magnetización del volcán es inicialmente uniforme, el campo piezomagnético es máximo linealmente sobre el reservorio. El orden de magnitud de 1 nT por 10MPa, parece no ser relevante para explicar todas las señales volcanomagnéticas observadas en volcanes. Esta consideración parece soportarse por la existencia de grandes señales volcanomagnéticas en volcanes basálticos fisurales. En cualquier caso, las estructuras magnetizadas de manera inhomogénea, podrían ser consideradas en los cálculos piezomagnéticos (Zlotnicki y Cornet, 1986). Los fenómenos no eléctricos se asocian al piezomagnetismo.

Electrofiltración

Los fenómenos electrocinéticos tienen su origen en la existencia de una doble capa eléctrica en la interfase entre la roca y la red fluida de poros. Para minerales silicatados, los iones adsorbidos son usualmente negativos y el exceso de iones positivos puede fluir en el líquido. Cuando se aplica un campo eléctrico a una roca, se mueven principalmente los iones de la capa doble y el líquido; este efecto se llama electro-ósmosis. Por el contrario, cuando el líquido fluye en un medio poroso, debido al gradiente de presión en los poros, se induce una corriente eléctrica a través del líquido; este efecto se llama efecto electrocinético. La electrocinética es un efecto irreversible que obedece las leyes termodinámicas (Nourbehecht, 1963).

Los efectos electrocinéticos requieren la existencia de fluidos en el interior del volcán: un régimen de lluvias abundante, existencia de acuíferos, fisuras más o menos saturadas, etc. Los gases o flujos de magma también pueden influir en los efectos electrocinéticos. Las constantes de tiempo de las señales electrocinéticas son gobernadas por las del campo de fuerzas como en el piezomagnetismo, pero también por las modificaciones térmicas o químicas de los fluidos cuando están conectados con fisuras. Las señales electrocinéticas están localizadas a lo largo de los canales de fluidos. Las señales se pueden asociar con deformaciones del terreno. La principal diferencia entre electrofiltración y piezomagnetismo es que el campo magnético electrocinético debe asociarse con el campo eléctrico electrocinético.

Variaciones de Resistividad

La resistividad de las rocas de la corteza terrestre depende de la conductividad del fluido poroso y del volumen y geometría de la red de poros interconectados (Brace et al., 1965). La salinidad, viscosidad, permeabilidad y porosidad, son parámetros que inducen a variar la resistividad de las rocas en uno o dos órdenes de magnitud. La resistividad eléctrica de las rocas también es altamente dependiente de la temperatura (Keller y Frischknecht, 1966).

Partiendo del mecanismo explicado por Zlotnicki y Le Mouël (1988), si la estructura se considera uniformemente tabular, los campos eléctrico normal E_n, y magnético B_n, están relacionados con el potencial vector A_n

$$E_n = \frac{\partial A_n}{\partial t}$$

$$B_n = \nabla x A_n$$

En la aproximación cuasi-estática (Le Mouël y Menvielle, 1982) la distribución de carga, ρ, se espresa por el campo transitorio normal E_n, y el campo transitorio anómalo E_a, debido a una conductividad heterogénea anómala, σ, por:

$$\rho = \varepsilon\sigma(E_n + E_a).\nabla(\frac{1}{\sigma})$$

donde ε es la constante dieléctrica, σ es la suma de la conductividad normal, σ_n, correspondiente a la estructura estratificada, y la conductividad anómala, σ_a.

Las constantes de tiempo de este campo magnético de resistividad anómala siguen las del campo tensional, aunque las modificaciones químicas y térmicas de las rocas y fluidos que fluyen en su interior pueden inducir cambios de resistividad. El campo magnético puede ser muy heterogéneo dependiendo de la distribución de resistividades del volcán y de los canales fluidos. Este mecanismo no excluye las señales electrocinéticas y piezomagnéticas. Las deformaciones del terreno también pueden asociarse con los cambios de resistividad.

No se ha realizado un cálculo preciso de este mecanismo. Sólo puede referirse a las observaciones de campo. Se han observado variaciones superiores al 50% en el volcán Oshima en relación con la erupción de noviembre de 1986 (Yukutake et al., 1990b). Para Zlotnicki y Le Mouël (1988) los cambios de resistividad se evidencian directamente en los registros magnéticos.

EL VOLCANOMAGNETISMO COMO TÉCNICA DE VIGILANCIA

La vigilancia de la actividad volcánica exige la medida del campo magnético en varios puntos del edificio volcánico. Generalmente las diferencias ΔB (P_i, P_j, t) se calculan primero con respecto a una misma estación de referencia. La localización de esta estación de referencia está sometida a varios criterios

La estación deberá estar emplazada suficientemente lejos del volcán para no detectar señales volcanomagnéticas.

- No debe estar sobre o cerca de accidentes tectónicos (fallas, bordes de acantilados, costas, etc.) para evitar detectar variaciones anómalas locales.
- El gradiente estático local debe ser bajo, menor que 10 ó 20 nT por metro.
- El registro magnético en esta estación debe ser suficientemente homogéneo con respecto a las otras estaciones, para reducir las variaciones transitorias anómalas en las diferencias y facilitar el análisis de la evolución temporal de cualquier señal volcanomagnética.

Redes magnéticas

El equipamiento y la manera de realizar las medidas en un volcán depende fundamentalmente del objetivo a investigar.

Red magnética en tiempo real. En volcanes activos, y en áreas con un cierto nivel de desarrollo, como el Pitón de la Fournaise (I. Reunión), Mihara (Japón), Etna (Italia), etc., es posible tener soporte logístico para mantener un observatorio y se puede implementar una red en tiempo real. Una estación estándar se compone de un magnetómetro escalar con resolución de 1/10 nT a 1/100 nT controlado vía serie por ordenador. Generalmente, el campo se registra cada minuto. Los valores se almacenan y se envían más tarde en paquetes al observatorio vía modem o radio. La alimentación depende de baterías recargadas, cuando es posible, por paneles solares. A veces, por problemas topográficos, es necesario usar repetidores. Entonces, un receptor y un computador en línea recogen todos los valores de la red. Se puede hacer cualquier cálculo en ese punto intermedio, sobre todo las diferencias

simultáneas con la estación de referencia y realizar su gráfica. Además se pueden hallar los valores medios horarios, diarios, etc. Uno de los problemas es la simultaneidad, por lo que cada estación debe disponer de un reloj estable y preciso (sobre 10^{-8}). En la actualidad, se está incorporando el uso de receptores GPS (Global Positioning System) para alcanzar precisiones mejores de 1/100 s. Otra posibilidad es usar transmisiones bidireccionales, el ordenador central manda la orden de medida a cada estación y sólo se requiere un reloj muy preciso en el observatorio.

Generalmente, los observatorios están lejos de los Centros de Investigación donde están los grandes ordenadores y el equipo de investigación que realiza el procesado y modelización de los datos. Entonces, todos los datos recogidos en el observatorio se envían vía modem al Centro. Por ejemplo, los datos de cada día de una red de ocho estaciones que miden un dato por minuto, se comprimen en un fichero menor de 15 Kb. El fichero es enviado automáticamente a 2400-9600 baudios en menos de un minuto al Centro que puede estar a varios kilómetros de distancia. Si se necesita vigilar un volcán lejano con difícil acceso, una forma es emplazar estaciones autónomas con paneles solares o generadores eólicos. La transmisión vía satélite puede llevar los datos a cualquier parte del mundo en poco tiempo. En estos momentos, se está trabajando en este tipo de emisión que permite el envío de un gran volumen de datos y no falla durante una crisis eruptiva. El problema es el coste, aunque se está avanzando muy rápidamente para obtener emisores y precios de transmisión asequibles.

Estudios de series largas. Los estudios magnéticos necesitan series muy largas para evaluar las líneas de base características de cada volcán y así detectar su reactivación. Yukutake et al. (1990a), han apuntado que las variaciones volcanomagnéticas del Oshima empezaron en 1981, cinco años antes de la erupción de noviembre de 1986. Desde hace varios años existen magnetómetros que almacenan en su propia memoria, aunque con capacidad limitada, entre 6000 y 87000 medidas. Ahora, con magnetómetros con línea serie es posible adaptar un ordenador portátil de bajo consumo con memoria elevada. Estos sistemas pueden abandonarse durante varios meses en zonas de difícil acceso, sin más que mantener la alimentación.

Una red se puede mejorar integrando puntos fijos sobre los que medir regularmente. Las series individuales de medidas se hacen con un magnetómetro calibrado en cada punto fijo. La medida se hace a una cierta altura mínima para atenuar el gradiente estacionario local. Los valores se reducen con una estación. El método no da resultados muy fiables debido a la variación solar diurna remanente en las diferencias. Un método mejor es hacer registro continuo de varias horas o varios días en cada marca. En este caso, las variaciones magnéticas pueden eliminarse por el calculo de las diferencias.

ALGUNOS EJEMPLOS DE SEÑALES VOLCANOMAGNÉTICAS OBSERVADAS

M. Saint Helens (Volcán andesítico)

M. St. Helens es un estratovolcán andesítico (Estados Unidos, 46°11 N, 122°10 W). El volcán presenta un incremento de actividad sísmica en Marzo de 1980, arrojando vapores y cenizas desde el domo y aumenta fuertemente la actividad sísmica a finales de ese mismo

mes. Se instalan tres magnetómetros (con sensibilidad de 0.25 nT y una muestra cada 10 min) en el volcán diez días antes de la catastrófica erupción del 18 de Mayo de 1980. Dos de los magnetómetros son destruidos por la erupción y se ven obligados a usar estaciones de reducción muy lejanas para evaluar las señales volcanomagnéticas (Davis et al, 1981). La única estación operativa, localizada a 5 km al oeste del cráter, no evidencia señales precursoras (durante diez días de registro) antes del 18 de Mayo, pero se aprecia una tendencia positiva cuando estalla el domo. Dado el campo de fuerzas tensional existente, se calcula el campo piezomagnético generado por una fuente esférica o cilíndrica de 1 km de radio y 5 km de profundidad, con una sobrepresión de 100 MPa. Las variaciones magnéticas transitorias se asocian a tres erupciones: 18 y 25 de Mayo y 13 de Junio. Algunas señales volcanomagnéticas transitorias ocurrieron varias horas antes de la erupción del 25 de Mayo y las perturbaciones ionosféricas inducidas por las ondas de presión atmosférica se propagaron a distancias de 1000 km.

Oshima (Volcán basáltico)

El Oshima es un estratovolcán basáltico (34°44 N; 139°1 E) localizado en la isla de Oshima (Japón). Cada 100-150 años ocurren grandes erupciones interrumpidas por pequeñas erupciones como las de 1974 y 1986. Yukutake et al., (1990c) indican que la actividad volcánica del Oshima comenzó en 1981 con grandes terremotos de magnitud 7.0 y 6.7 ocurridos cerca de la isla y perturbando la distribución tensional regional. Al tiempo, la variación secular, hasta entonces anómala, del Oshima regresó a su tendencia normal excepto al sur del cono central donde el campo magnético total empezó a disminuir (Yukutake et al., 1990a). Paralelamente, empezaron a observarse variaciones de resistividad pequeñas y lentas (Yukutake et al., 1990b). El campo magnético decrecía 0.44 nT por mes, aumentando esta tendencia hasta abril de 1985 que llego a 2.2 nT por mes. La amplitud alcanzó -27 nT cuando la erupción comenzó. Igualmente se aceleraron las variaciones de resistividad desde julio de 1985, con cambios superiores al 50%. No se registró actividad sísmica antes de la erupción ni hubo señales precursoras en las medidas geodésicas. Precursores magnéticos de corto periodo (Sasai et al., 1990) y de resistividad (Yukutake et al., 1990b) se registraron antes y después de octubre de 1986. Las variaciones magnéticas bruscas con constantes de tiempo de pocos minutos se asociaron con el principio de la erupción del 15 de noviembre. También se observaron emisiones de ondas electromagnéticas a 82 KHz (Yoshino y Tomizawa, 1990). Fuera de la caldera del Oshima no se observaron señales magnéticas anómalas en los meses siguientes. Pero desde marzo de 1987 se volvieron a observar grandes señales volcanomagnéticas (Hamano et al., 1990). Estas señales precedieron a la explosión gaseosa del 16 de noviembre de 1987.

Yukutake et al., (1990a; 1990b) y Sasai et al., (1990) proponen que las señales magnéticas de largo periodo y las de resistividad se dispararon por las perturbaciones tectónicas regionales de 1981. Gases y fluidos a alta temperatura se escaparon del reservorio magmático y las redes de poros se llenaron y recalentaron con aguas meteóricas, provocando la desmagnetización de las rocas. Una intrusión de magma llegando a superficie aceleró las señales magnéticas y de resistividad. Las variaciones bruscas se interpretaron como materiales magnéticos diseminados al principio de la erupción, mientras que las variaciones magnéticas que se recuperaron después de la erupción, se asocian con un efecto piezomagnético

Pitón de la Fournaise (Volcán basáltico y físural)

El Pitón de la Fournaise es un volcán basáltico en escudo (2632 m) emplazado en el SE de la isla Reunión (21°20 S; 55°40 E). Dentro de la caldera más joven (10 km x 15 km) y abriéndose por su parte este hacia el océano Indico, está creciendo un cono. Se aprecian numerosas fracturas fuera del cono y una zona de grandes fracturas corta todo el volcán. Las erupciones son esencialmente fisurales y con descarga de flujos fluidos basálticos. Las erupciones ocurren cada 18 meses excepto durante el periodo 1985-88 cuando hubo 19 erupciones. Antes de una erupción se registran terremotos de pequeña magnitud (<2) a 2.5 km de profundidad o más profundos de 4 km (Hirn et al., 1991). Las deformaciones del terreno son principalmente alrededor del cono, donde se observan variaciones de inclinación de varios cientos de microradianes, al este de la zona de grandes fracturas asociadas con la migración de magma (Delorme et al., 1989). A menudo el magma que llega a la superficie del volcán se encaja en fracturas preexistentes (Lenat et al., 1989).

Los principales resultados obtenidos durante 1985-88 (Zlotnicki y Le Mouël, 1988) son

Precursores.- La mayoría de las erupciones están precedidas por señales magnéticas en general de varios días de duración. Algunas de ellas aparecen pocas semanas antes de la erupción. La mayor parte de las señales magnéticas precursoras aparecen progresivamente en los últimos días antes de las erupciones. Estas señales, de menos de 5 ó 6 nT, son observadas principalmente en las estaciones próximas al cráter. Generalmente, no se registran este tipo de señales en la estación de referencia; la extensión espacial de las señales volcanomagnéticas es del orden de seis km.

Crisis intrusivas y señales de corto periodo. - Cuando suceden las crisis sísmicas de pocas horas (o días), precediendo a una salida de lava, la sismicidad, deformaciones y variaciones volcanomagnéticas están correlacionadas. Las crisis sísmicas que suceden al abrirse fisuras activas, pueden durar desde varios minutos a varias horas. Durante este periodo ocurren migraciones de diques hacia la superficie y se producen señales volcanomagnéticas. Las variaciones magnéticas rápidas parecen correlacionarse con la migración de magma, así como las señales más largas parecen observarse en la proximidad de las bocas. La amplitud de aquéllas puede alcanzar alrededor de 15 nT. La mayor parte de estas señales rápidas tiene tendencia a desaparecer después de las erupciones.

Señales magnéticas durante las erupciones. - Estas variaciones son difíciles de estimar. Parece que las variaciones volcanomagnéticas están correlacionadas con la ocurrencia de temblores (variaciones de cantidad de flujos de lava, actividad explosiva, etc.). Generalmente, el final de las erupciones no se observa en los registros magnéticos.

Perturbaciones en las variaciones solares diurnas.- Cuando se calculan las diferencias magnéticas simultáneas entre dos estaciones, variaciones como la secular o la ionosférica transitoria primaria, se eliminan. En los volcanes no desaparecen todas las variaciones de campo transitorio. Las variaciones transitorias anómalas locales debidas a los contrastes de conductividad eléctrica permanecen con amplitudes superiores al 25% de la intensidad del campo magnético (Pozzi et al., 1979; Zlotnicki, 1986; Zlotnicki y Le Mouël, 1988). La componente principal del campo transitorio es la variación solar diurna S_R de 24 horas. En

algunos casos la variación solar diurna casi desaparece. Esta característica anormal de la variación solar diurna en las diferencias permanece pocos días.

Señales magnéticas lentas. - Las variaciones de largo periodo se evidencian por las medias mensuales de las diferencias. Se aprecian dos características principales (Zlotnicki et al, 1992): variaciones irreversibles, para la escala de tiempo de los registros, con amplitudes de 10 nT y 50 nT. Cuando la actividad efusiva permanece confinada al área sumital del volcán, se registran derivas de largo periodo en la cima. Esta tendencia termina cuando las erupciones se desplazan a los flancos del volcán. Las variaciones magnéticas lentas aparecen en la base del cono norte cuando las erupciones comienzan en el flanco norte del cono. El máximo decrecimiento en las diferencias (22 nT/año) ocurre en 1988, cuando se registran las erupciones más importantes en el intervalo 1986-91.

Las variaciones largas anuales, de una decena de nT, se observaron en varias estaciones y en equipos autónomos en 1990 y 1991. La distribución espacial de la amplitud de la onda anual es fuertemente inhomogénea.

Origen de las señales volcanomagnéticas. - Dentro del volcán Pitón de la Fournaise tienen lugar variaciones moderadas del campo de esfuerzos. Se intruyen pequeños diques desde el sistema magmático localizado entre 2.5 y 4.5 km de profundidad. Las deformaciones del terreno se registran principalmente cuando el magma migra hacia la superficie (Delorme et al., 1989) y afectan a escalas espaciales pequeñas alrededor de los diques y los cráteres (500 m). Las señales volcanomagnéticas mayores aparecen a veces lejos del reservorio magmático. Entonces se podrían considerar más los efectos electrocinéticos que los piezomagnéticos para explicar las señales volcanomagnéticas. El edificio volcánico está sobre intensas circulaciones de agua debidas a las lluvias estacionales. Estas salidas se canalizan a lo largo de las grandes fracturas hacia el océano, como confirman las fuertes anomalías de Potencial Espontáneo y las salidas de agua dulce al océano. Una modificación de este régimen cuasiestacional induce perturbaciones locales del campo magnético. Las constantes de tiempo y la distribución espacial de las variaciones magnéticas son las del régimen convectivo. Las variaciones de conductividad también contribuyen. Estas perturbaciones se continúan a lo largo de las principales fracturas donde las salidas de agua son más importantes. Esto podría explicar por qué las señales magnéticas largas e inhomogéneas están cerca de las zonas de fractura. Las señales pueden aparecer mucho tiempo antes del inicio de la erupción, dependiendo de las perturbaciones de las salidas de agua. Cuando aumenta la actividad sísmica, las señales aumentan y las variaciones solares diurnas anómalas se observan en las diferencias magnéticas. Los desplazamientos de largo periodo pueden generarse también por modificaciones lentas de salidas de agua cuando los diques cortan las fracturas. Esto se mantiene como actividad global del Pitón de la Fournaise.

Isla Decepción (estratovolcán)

La Isla Decepción (62^0 59'S, $60^0$41'W; Shetland del Sur, Antártida), está situada sobre el eje de expansión en el rift del Estrecho de Bransfield, cerca de la Península Antártica y es uno de los pocos focos de actividad volcánica en la Antártida. Es un estratovolcán (<0.75 Ma) con forma de herradura de 25 km de diámetro en la zona basal sumergida y de unos 15 km de diámetro en la zona emergida (Smellie, 1988). El volcán Decepción ha tenido sus

últimas erupciones en 1967,1969 y 1970, las cuales destruyeron las bases británica y chilena y cambiaron la morfología de la isla, generándose un islote durante 1967 que se anexionó a la isla en 1970 (González Ferrán et al, 1971).

Desde 1987, el Dpto de Volcanología del CSIC, realiza el seguimiento de la actividad volcánica de Decepción (Ortiz et al., 1992; Ortiz et al., 1997). Cada verano austral se despliega una red geofísica de seguimiento al tiempo que se han llevado a cabo numerosas investigaciones de carácter básico que han permitido un profundo conocimiento del volcanismo de la isla. Entre éstas, se ha realizado una magnetometría en la superficie accesible de la isla (marina y terrestre), obteniéndose el complejo mapa de anomalías que se presenta en la figura 1. La red de seguimiento está actualmente compuesta por una densa disposición de estaciones sísmicas (Ibáñez et al., 2000) y tres magnétómetros de protones emplazados como red fija en modo continuo y autónomo (Abella et al.,1997). En ocasiones, se ha contado con otro tipo de instrumentos que han complementado la red como variómetros, Fluxgate o más protones, usados para evaluar la línea de base o como estaciones móviles. Al comienzo de esta investigación se usó como estación de referencia la estación polaca de Arctowski a 150 km. Desde 1994, la estación de referencia se emplaza a 35 km, en la isla vecina de Livingston, donde opera la estación magnética de la base antártica española Juan Carlos I (Torta et al., 1999).

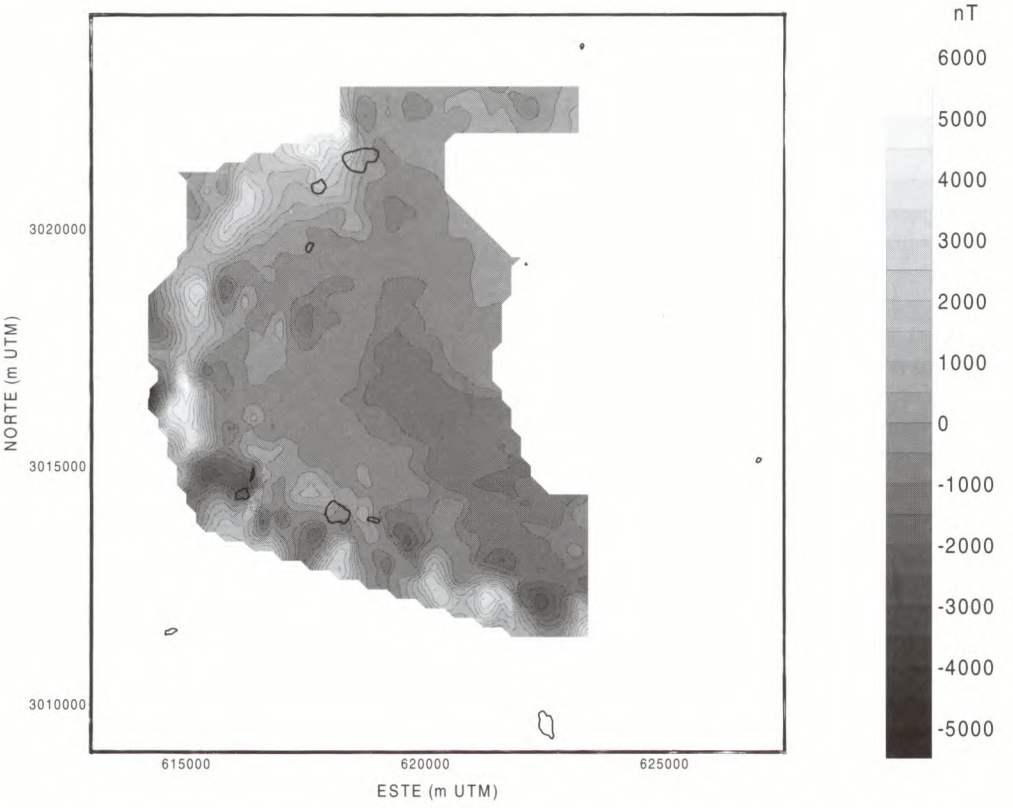


Figura 1. Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo (considerando D= 13^0; I= -70^0). Obsérvese la complejidad y amplio rango de variación de las anomalías.

Las últimas crisis sísmicas ocurridas en Decepción fueron en 1991 y 1999. La primera comenzó el 31 de diciembre (1991) y finalizó el 25 de enero (1992). Este escaso periodo de registro, sin embargo, permitió realizar una aproximación para la caracterización de una fuente que origina un cambio de +12 nT en campo total (F), con respecto a la variación predicha para la zona y época por el modelo del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (*International Geomagnetic Reference Field*, IGRF; IAGA, 1990) (Blanco et al., 1996). Durante la campaña 1991-92, se observa un cambio de signo entre las diferencias de la media diaria de F de Arctowski, tomada como referencia, y Decepción, nueve días después del final del incremento de la actividad sísmica. Este cambio en las diferencias, que se mantiene hasta finales de enero de 1994, se puede explicar como una variación del campo producida por una pequeña inyección de magma hacia la superficie.

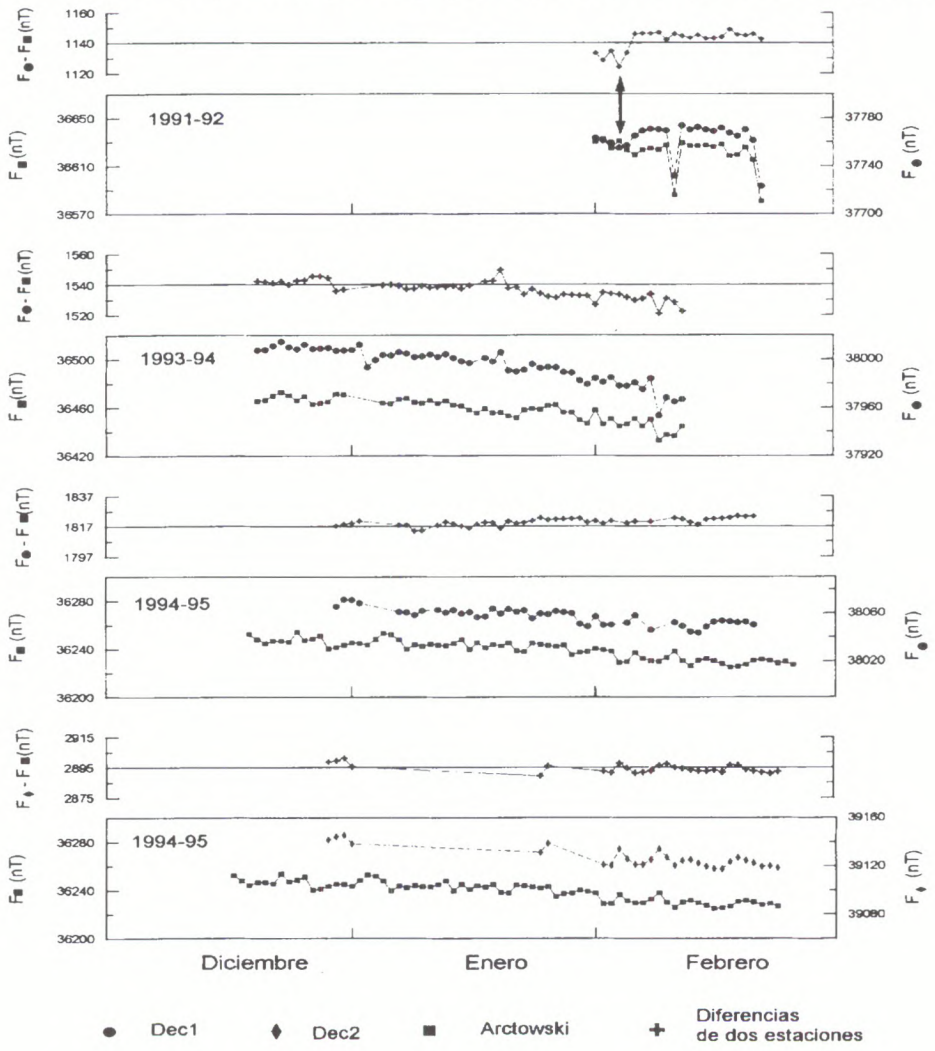


Figura 2. Registros magnéticos obtenidos durante las campañas australes 91-92; 93-94 y 94-95.

Este ascenso que origina la sismicidad (por lo tanto un cambio en el campo de esfuerzos) se asocia a un efecto piezomagnético que se manifiesta en el aumento brusco de F. Una vez emplazado, el material se enfría y va tomando la magnetización inducida por el terreno que lo rodea. Esta inyección está apoyada por la existencia de terremotos sentidos durante la reactivación (Ortiz et al., 1997). En la campaña 1993-94 se observa que la tendencia de las diferencias va disminuyendo, lo que podría asociarse con un efecto termomagnético (enfriamiento del material). Este proceso se ve terminado ya en la campaña 1994-95 donde las diferencias entre las estaciones son casi constantes y el ajuste de la variación de las medias diarias de F es bastante mejor. Los registros obtenidos en campañas sucesivas (1994-98) no evidencian la existencia de señales volcanomagnéticas, sin embargo, si muestran diferencias estructurales (variaciones de resistividad) entre estaciones (Garcia et al., 1997) (Figura 2).

BIBLIOGRAFÍA

- ABELLA R.; ASTIZ M.; BLANCO I.; GARCÍA A.; CATALÁN M. (1997). *Análisis de los registros magnéticos de la Isla Decepción. Correlación con la actividad volcánica.* Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.), **93 (1-4):** 123-133
- BEAHM, T.J. (1976). *Geomagnetic field gradient measurements and noise reduction techniques in Colorado.* J. Geophys. Res., **81**: 6276-80
- BLANCO, I; GARCÍA, A.; CATALÁN, M.; TORTA, J.M. (1996). *Análisis del registro magnético continuo durante las crisis sísmicas en la Isla Decepción (Campaña 91-92).* Actas del V Simposio Español de Estudios Antárticos. CICYT, Madrid: 137-146
- BRACE, W.F.; ORANGE, A.S.; MADDEN, T.R. (1965). *The effect of pressure on the electrical resistivity of water saturated crystalline rocks.* J. Geophys. Res., **70**: 5669-79.
- DAVIS, P.M.; JACKSON, D.B.; SEARLS, C.A.; MCPHERRON, R.L. (1981) *Detection of tectonomagnetic events using multichannel predictive filtering.* J. Geophys. Res., **86**: 1731-1737
- DAVIS, P.M.; STACEY, F.D.; ZABLOCKY, C.J.; OLSON J.V. (1979). *Improved signal discrimination in tectonomagnetism: Discovery of a volcanomagnetic effect at Kilauea, Hawaii.* Phys. Earth Planet. Inter., **19**: 331-336
- DEL NERO, C.; BUDETTA, G.; FERRUCCI, F. (1994). *Volcanomagnetic anomalies: a review and the computation of the piezomagnetic field expected at Vulcano (Aeolian Islands, Italy).* Annali di Geofisica, **37**: 1167-1183
- DELORME, H.; BACHELERY, P.; BLUM, P.A.; CHEMINEE, J.L.; DELARUE, J.F.; DELMOND, J.C.; HIRN, A.; LEPINE, J.C.; VINCENT, P.M.; ZLOTNICKI, J. (1989). *March 1986 eruptive episodes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island).* J. Volcanol. Geotherm. Res., **36**:199-208
- EMELEUS, T.G. (1977). *Thermo-magnetic measurements as a possible tool in the prediction of volcanic activity in the volcanoes of the Rabaul caldera, Papua New Guinea.* J. Volcanol. Geoth. Res., **2**: 343-359
- GARCÍA, A.; BLANCO, I.; TORTA, J.M.; ASTIZ, M.; IBÁÑEZ, J.M.; ORTIZ, R. (1997). *A Search for the volcanomagnetic signal at Deception Volcano (South Shetland I., Antarctica).* Annali di Geofísica, **40**: 319-327

- González-Ferrán, O.; Muñizaga F.; Moreno R. (1971). *Síntesis de la evolución volcánica de la Isla Decepción y la erupción de 1970.* INACH Serie Científica, II, **1**: 1-14.
- Hamano, Y.; Boyd, R.; Fuller, M.; Lanham, M. (1989). *Induced susceptibility anisotropy of igneous rocks caused by uniaxal compression.* J. Geomagn. Geoelectr., **41**: 203-220
- Hamano, Y.; Utada, H.; Shimomura, T.; Tanaka, Y.; Sasai, Y.; Nakagawa, I.; Yokoyama, Y.; Ohno, M.; Yoshino, T.; Koyama, S.; Yukutake, T.; Watanawe, H. (1990). *Geomagnetic variations observed after the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano.*, J. Geomag. Geoelectr., **42**: 319-335
- Hirn, A.; Lepine, J.C.; Nercessian, A. (1991). *Episodes of Pit-crater collapse documented by seismology at Piton de la Fournaise.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **47**: 89-105
- Ibáñez, J.M.; del Pezzo, E.; Almendros, J.; La Rocca, M.; Alguacil, G.; Ortiz, R.; García, A. (2000). *Seismovolcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: Wave field analysis and source modeling.* J.Geophys. Res., **105**: 13905-13931
- Jackson, D.B.; Keller, G.V. (1972). *An electromagnetic sourronding survey of the summit of Kilauea volcano, Hawaii.* J. Geophys. Res., **77**: 4957- 4965
- Johnston, M.J.S.; Stacey, F.D. (1969). *Transient magnetic anomalies accompanying volcanic eruptions in New Zealand.* Nature, **224**: 1289-1290
- Kapitsa, S.P. (1955). *Magnetic properties of eruptive rocks exposed to mechanical stresses. Izu. Akad. Nauk.* USSR Ser. Geofiz., **6**: 489-504
- Kean, W; Day, R.; Fuller, M.; Schmidt, V. (1976). *The effect of uniaxial compression on the initial susceptibility of rocks as a function of grain size and composition of their constituent titanomagnetites.* J. Geophys. Res., **81**: 861-872
- Keller,G.V.; Frischknecht, F.C. (1966). *Electrical Methods in Geophysical Prospecting.* Oxford Pergamon Press: 572 pp.
- Le Mouël J.L.; Menvielle M. (1982). *Geomagnetic variations anomalies and deflection of telluric events.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **68:** 575-587
- Lenat, J.F.; Bachelery, P.; Bonneville, A.; Tarits, P.; Cheminee, J.L.; Delorme, H. (1989). *The December 4, 1983 to February 18, 1984, eruption of Piton de la Fournaise (La Reunion, Indian Ocean): description and interpretation.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **36**: 87-112
- Nourbehecht, B. (1963). *Irreversible thermodynamical effects in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems.* Ph. D. Thesis Mass. Inst. Technol., Cambrigde: 189 pp.
- Ortiz, R.; Vila, J.; García, A.; Camacho, A.; Diez, J.L;, Aparicio, A.; Soto, R.; Viramonte, J.G.; Risso, C.; Menegatti, N.; Petrinovic, I. (1992). *Geophysical Features of Deception Island.* Recent Progress in Antartic Science, Terrapub, Tokio: 443-448
- Ortiz, R; García, A.; Aparicio, A.; Blanco, I; Felpeto, A.; Del Rey, J.; Villegas, M.T.; Ibáñez, J.M.; Morales, J.; Del pezzo, E.; Olmedillas, J.C.; Astiz , M.; Vila, J.; Ramos, M.; Viramonte, J.G.; Risso, C.; Caselli, A.; (1997). *Monitoring of the volcanic activity of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica (1986-1995).* Proccedings VII ISAES 1995, Siena, Italy: 1071-1076

- POZZI, J.P.; LE MOUËL, J.L.; ROSSIGNOL, J.C.; ZLOTNICKI, J. (1979). *Magnetic observations made on La Soufriere Volcano (Guadaloupe) during the 1976-1977 crisis.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **5**: 217-237
- RIKITAKE, T. (1951). *Changes in magnetic dip that accompanied the activities of volcano Mihara.* Bull. Earthq. Res. Inst., **29**: 499-502
- RIKITAKE, T. (1952). *On magnetization of volcanoes.* Bull. Eartq. Res. Inst., **30:** 71-82
- RIKITAKE, T. (1966). *Elimination of non local changes from total intensity values of the geomagnetic field.* Bull. Earthq. Res. Inst., **88**: 1041-1070
- RIKITAKE, T.; YOKOYAMA, I. (1955). *Volcanic activity and changes in geomagnetism.* J. Geophys. Res., **60:** 165-172
- SASAI, Y.; SHIMOMURA, T.; HAMANO, Y.; UTADA, H.; YOSHINO, T.; KOYAMA, S.; ISHIKAWA, Y.; NAKAGAWA, I.; YOKOYAMA, Y.; OHNO, M.; WATANAWE, H.; YUKUTAKE, T.; TANAKA, Y.; YAMAMOTO, T.; NAKAYA, K.; TSUNOMURA, S.; MUROMATSU, F.; MURAKAMI, R. (1990). *Volcanomagnetic effect observed during the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano.* J. Geomag. Geoelectr., **42**: 291-317
- SMELLIE, J.L. (1988). *Recent observation on the volcanic history of Deception Island, South Shetland Islands.* British Antarctic Survey Bulletin, **81**: 83-85
- STACEY, F.D.; BARNEJEE, S.K. (1974). *The physical principles of rock magnetism.* Amsterdam. Elsevier Scientific Publishig Company: 237 pp.
- STACEY, F.D.; JONHSTON M.J.S. (1972). *Theory of piezomagnetic effect in titanomagnetite-bearing rocks.* Pure Appl. Geophys., **97**: 146-155
- TANAKA, Y. (1993). *Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989-1990 activity of Aso Volcano.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **56**: 319-338
- TORTA, J.M.; GAYA-PIQUÉ, L.; SOLE, J.G.; BLANCO, I.; GARCÍA, A. (1999). *A new geomagnetic observatory at Livingston Island (South Shetland Islands): Implications for future regional magnetic surveys.* Annali di Geofisica, **42**: 141-151
- WARE, R.H. (1979). *High-accuracy magnetic field difference measurements and improved noise reduction techniques for use in tectonomagnetic studies.* J. Geophys. Res., **84**: 6291-6295
- WILSON, E. (1922). *On the susceptibility of fleebly magnetic bodies as affected by compression.* Proc. R. Soc. London Ser. A, **101**: 445-452
- YOKOYAMA, I. (1957). *Geomagnetic studies of Volcano Mihara. The 8th paper (continuos observations in geomagnetic declination during the period 1955-56).* Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo, **35**: 567-572
- YOSHINO, T.; TOMIZAWA, I. (1990). *Observation results of low frequency electromagnetic emissions as precursors of volcanic eruption at Mihara in November, 1986.* J. Geomagn. Geoelectr., **42**, 225-235
- YUKUTAKE, T.; UTADA, H.; YOSHINO, T.; WATANABE, H.; HAMANO, Y.; SASAI, Y.; KIMOTO, E.; OTANI, K.; SHIMOMURA, T. (1990a). *Changes in the Geomagnetic Total Intensity observed before the eruption of Oshima Volcano in 1986.* J. Geomag. Geoelectr., **42**: 277-290
- YUKUTAKE, T.; YOSHINO, T.; UTADA, H.; WATANABE, H.; HAMANO, Y.; SHIMOMURA, T. (1990b). *Changes in the electrical resistivity of the central cone, Mihara-yama, of Oshima Volcano observed by a direct current method.* J. Geomag. Geoelectr., **42**: 151-168

- YUKUTAKE, T.; UTADA, H.; YOSHINO, T.; KIMOTO E.; SHIMOMURA, T. (1990c). *Regional secular change in the goemagnetic field in the Oshima volcano during a tectonically active period.* J. Geomag. Geoelectr., **42**: 257-275
- ZLOTNICKI, J. (1986). *Magnetic measurements on la Soufriere Volcano, Guadeloupe (Lesser Antilles), 1976-1984: A re-examination of the volcanomagnetic effects observed during the volcanic crisis of 1976-1977.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **30**: 83-116
- ZLOTNICKI, J.; LE MOUËL, J.L. (1988). *Volcanomagnetic effects observed on Piton de la Fournaise Volcano (Reunion Island): 1985-1987.* J. Geophys. Res., **93**: 9157-9171
- ZLOTNICKI, J.; LE MOUËL, J.L.; DELMOND, J.C.; PAMBRUN, C.; DELORME, H. (1993). *Magnetic variations on Piton de la Fournaise volcano. Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30, 1987, eruption,* J. Volcanol. Geotherm. Res., **56**: 281-296
- ZLOTNICKI, J.; LE MOUÉLI J.L.; PAMBRUN C. (1992). *Variations anormales lentes du champ magnétique terrestre sur le Piton de la Fournaise,* C.R. Acad. Sci., Paris, **314**(2): 661 –669
- ZLOTNICKI, J.; POZZI, J.P.; CORNET, F.H., (1981). *Investigation of induced magnetization variations caused by triaxial stresse.* J. Geophys. Res., **86**: 11899-11909
- ZLOTNICKI, J.;CORNET, F.H. (1986). *A numerical model of earthquake-induced piezomagnetic anomalies.* J. Geophys. Res., **91**: 709-718

RED DE VIGILANCIA VOLCÁNICA DEL CENTRO GEOFÍSICO DE CANARIAS DEL INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL

M.J. Blanco, B.J. Casas, M.J. Moreno

Centro Geofísico de Canarias. Instituto Geográfico Nacional. C/ La Marina 20, 2º. 38006. Santa Cruz de Tenerife.

En el Centro Geofísico de Canarias del Instituto Geográfico Nacional (**CGC**) se realizan diversas actividades, principalmente relacionadas con la Geofísica (Sismología, Geomagnetismo), aunque también en el ámbito de la Geodesia y Cartografía.

El Centro comenzó su funcionamiento en 1952, con un sismógrafo Victoria instalado en el Cabildo Insular de Tenerife e incorporando una estación mareográfica que funcionaba desde 1926 en el muelle de Santa Cruz de Tenerife. Posteriormente se fue construyendo la red sísmica del archipiélago y los dos Observatorios Geofísicos que de él dependen. A continuación se describen sus instalaciones y actividades.

VIGILANCIA SÍSMICA

En la actualidad, el Instituto Geográfico Nacional está cambiando la Red Sísmica en el ámbito nacional pasando de sismómetros de periodo corto y componente vertical a unos de banda ancha y tres componentes, mayoritariamente con transmisión digital mediante satélite. Este cambio amplía las posibilidades de estudio sísmico y también volcánico en España.

Red Sísmica Analógica

La Red Sísmica actual del IGN en Canarias permite el control de los eventos sísmicos que ocurran en el archipiélago con magnitud superior a 2.5 (Mezcua et al., 1990).

La instrumentación tipo en las estaciones está formada por (Mezcua, 1995) (Fig.1):

- Sismómetro de tipo electromagnético con bobina móvil y frecuencia natural de 1Hz con una bobina de calibración. Casi todas las estaciones son de componente vertical.
- Sistema amplificador de señal y modulador. La señal del sismómetro pasa por un amplificador de ganancia variable con un rango de 30-90 dB en pasos de 6 dB. Posteriormente la señal es filtrada en dos filtros activos de paso alta y paso baja y con una atenuación de 12 dB/octava y frecuencias de corte seleccionable entre (0.003, 0.3, 3 Hz y 5, 10 y 30 Hz) y (0.03, 0.3 Hz y 5.0, 12.5, 25.0, 50.0 y 100 Hz) dependiendo del tipo de modulador.
- Calibración: el módulo envía de forma automática una señal de calibración cada 24 horas consistente en un impulso de corriente conocido.
- Unidad de alimentación, que permite el funcionamiento ininterrumpido de la estación mediante la inclusión de baterías y paneles solares.

La señal procedente del sismómetro, amplificada y filtrada, pasa a un modulador de frecuencia (VCO) para su transmisión vía radio o teléfono al centro de recepción de datos.

Una vez que la señal está en el centro, se procede a invertir la modulación mediante un sistema de discriminación y previo paso por un filtro y amplificador de ganancia variable, pasa a ser grabada en registradores gráficos en papel termosensible que sirven de monitores permanentes del funcionamiento de la red.

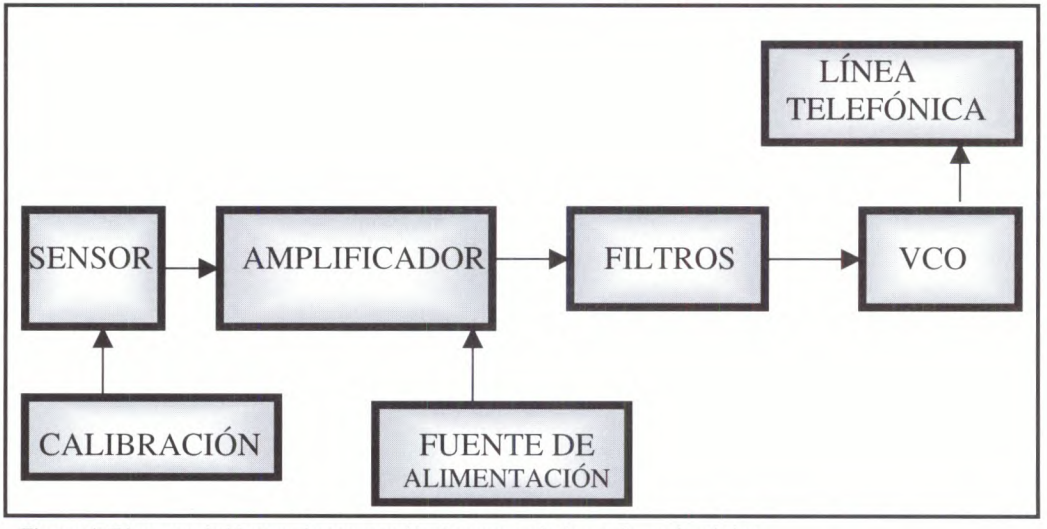


Figura 1. Diagrama de bloques de una estación de corto periodo y enlace telemétrico

La base de tiempo incorporada a los registros digitales y analógicos se obtiene de la constelación GPS tanto en el Centro de Recepción de Datos de la Red Sísmica Nacional del Instituto Geográfico Nacional en Madrid (**RSN**), como en el CGC.

Las señales demoduladas en los discriminadores son tratadas con un sistema de adquisición de datos Preston, y una vez digitizadas pasan al sistema integrado de procesado de señales sísmicas SAIC (*Science Application International Corporation*) que proporciona: cálculo automático de parámetros hipocentrales, revisión de datos, edición de boletines, comunicación automática de alertas, etc. En un futuro, las señales digitales de la nueva red sísmica entrarán directamente en este sistema SAIC.

Actualmente esta red está constituida en Canarias por 7 estaciones, que envían su señal mayoritariamente vía telefónica en tiempo real hasta este CGC y al Centro de Recepción de Datos de la RSN (Figura 2, Tabla 1). En la RSN hay personal técnico de servicio las 24 horas del día, calculando los datos hipocentrales de todo evento sísmico localizable en todo el territorio nacional, diseminando la información siguiendo los protocolos adoptados con la Dirección General de Protección Civil.

En caso de ocurrencia de un terremoto en el área del archipiélago los parámetros hipocentrales son comunicados automáticamente al técnico del Centro Geofísico de Canarias en alerta.

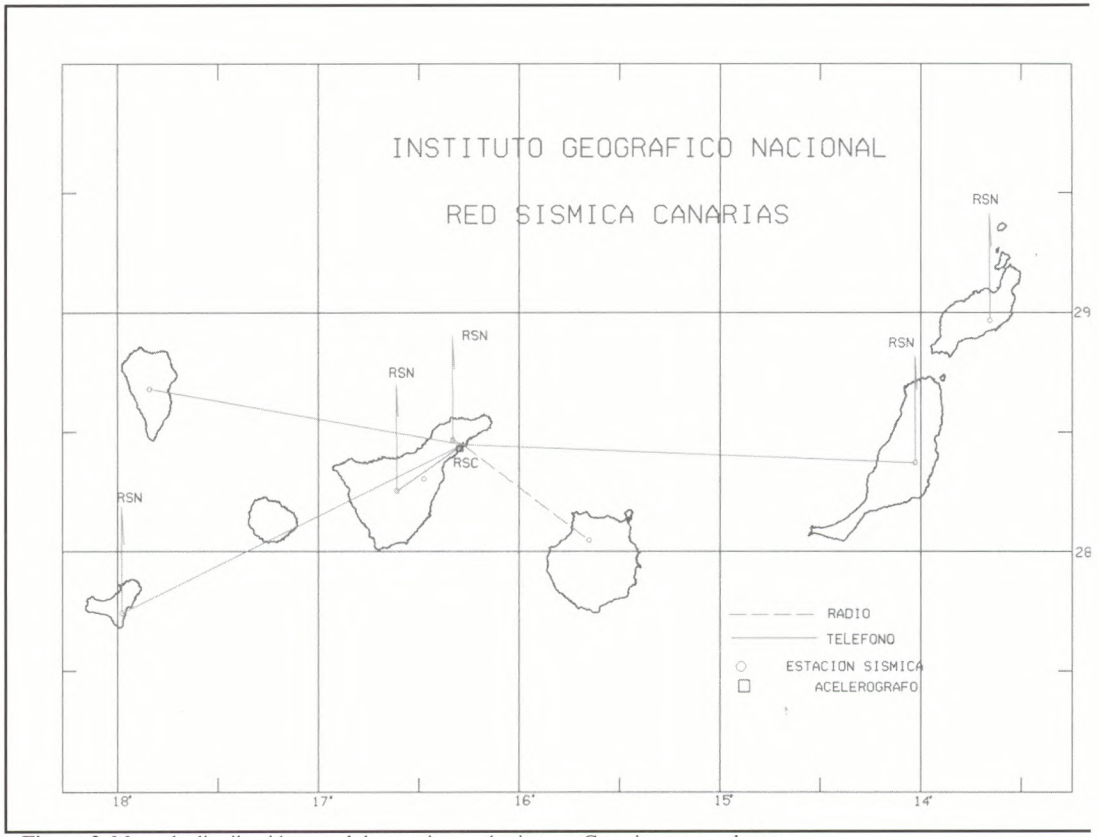


Figura 2. Mapa de distribución actual de estaciones sísmicas en Canarias y sus enlaces.

ESTACION	FILTROS (Hz)	ENLACE	INSTRUMENTACIÓN	RECEPCION	ISLA
CFTV	0.3/12.5	Telefónico	Kinemetrics	RSN/CGC	Fuerteventura
CLAN		Telefónico	Kinemetrics	RSN	Lanzarote
GGC	OUT/5	Radio	Lennartz	CGC	Gran Canaria
CTFE (Z) (N) (E)	0.3/10 OUT/5 OUT/10	Radio In situ In situ	Kinemetrics Lennartz Lennartz	CGC/RSN	Tenerife
CCAN	0.5/20	Rad./Telef.	Kinemetrics	CGC/RSN	Tenerife
CHIE	0.3/5	Telefónico	Kinemetrics	CGC/RSN	El Hierro
TBT	0.3/12.5	Telefónico	Kinemetrics	CGC	La Palma

Tabla 1. Datos de la Red Sísmica del Centro Geofísico de Canarias (IGN).

Red Sísmica Digital

La nueva *Red Sísmica Digital Española* debe cumplir satisfactoriamente la detección, identificación y evaluación en tiempo real de los terremotos que ocurran en el territorio nacional y áreas adyacentes. Ha de cumplir, por tanto, sus cometidos tanto de red de vigilancia sísmica y volcánica como de red de estudios sísmicos y volcánicos.

La distribución de las estaciones de la nueva red sísmica cubre todo el territorio nacional y ha de contar con estaciones sísmicas digitales de tres componentes, unas de Banda Ancha (BB) formando una *red sísmica básica*, y otras de corto periodo formando una *red sísmica complementaria*. Además, la nueva red contará con estaciones sísmicas portátiles que puedan desplegarse en áreas en las que es posible un aumento de la actividad sísmica, pudiendo formarse al menos dos redes sísmicas portátiles.

En el caso del archipiélago canario la distancia entre las estaciones de banda ancha de la *red sísmica básica* será de 100 Km. Con el fin de tener una mayor densidad de estaciones en algunas zonas de relevancia sísmica o volcánica se colocarán estaciones de corto periodo situadas entre las estaciones BB, quedando a una distancia aproximada entre estaciones de 60 Km., formando una *red sísmica complementaria*, de gran interés en vigilancia sísmica y detección de microterremotos, sirviendo además para seguimiento inmediato de crisis sísmicas y/o volcánicas.

Las estaciones de **banda ancha** tendrán:
- un ancho de banda de 0.01 a 50 Hz (o bien de 0.03 a 50 Hz, en función del emplazamiento)
- un rango dinámico de más de 140 dB
- un conversor analógico/digital de 24 bits
- un sistema de tiempo con sincronismo externo por GPS

Las estaciones de **corto periodo** tendrán:
- un ancho de banda de 0.5 a 20 Hz
- un rango dinámico de más de 90 dB
- un conversor analógico/digital de 24 ó 16 bits
- un sistema de tiempo con sincronismo externo por GPS

Para una mayor robustez del sistema de transmisión, éste se hará de dos formas: uno vía satélite y otro vía telefónica. De este modo ambos sistemas, o cada uno por separado, han de servir para el seguimiento en tiempo real de la actividad sísmica.

Vía satélite, con transceptor VSAT (*Very Small Aperture Terminal*) en 32 estaciones (en el caso de Canarias, habrá una por isla):
- permite ubicaciones de bajo ruido sísmico y una mejor cobertura del territorio nacional
- forma de transmisión comprimida con referencia de tiempo absoluto GPS/UTC
- uso de una anchura de banda de satélite (segmento de uso) menor, lo que implica un bajo costo
- posibilidad de usar cualquier satélite estándar

Vía telefónica en dos formas:
- 10 estaciones de la red sísmica básica seguirán transmitiendo en continuo por vía telefónica, con circuitos de transmisión punto a punto, para dar robustez al sistema
- varias estaciones (10 de la red básica y otras de la complementaria) podrán ser interrogadas vía telefónica para transferir la información de los eventos registrados a requerimiento del Sistema Automático de Adquisición y

Evaluación, lo que redunda en la robustez del sistema y en la reducción drástica de los costes de enlace telefónico.

Cada estación remota de la Red Sísmica Digital Vía Satélite (estación de adquisición de datos en tiempo real situada en el campo) deberá transmitir en continuo, vía satélite, datos sísmicos digitales desde el emplazamiento remoto hasta el Centro de Recepción de Datos Sísmicos de la Red Sísmica Nacional.

En cada estación remota estarán instalados el sismómetro, el sistema de adquisición (SAD), el sistema de transmisión conectado a una antena satélite y el sistema de alimentación compuesto por paneles fotovoltáicos y baterías. El sistema de adquisición contiene un digitizador de 24 bits con un rango dinámico de 132 dB, opera con un muestreo de 100 mps en cada canal; incorpora un oscilador interno digitalmente compensado, sistema de tiempo sincronizado en fase con el que se recibe vía GPS para asegurar una referencia de tiempo UTC. Asimismo, dispone de un sistema de almacenamiento de la señal para hacer frente a pérdidas de enlace con el satélite o para facilitar la corrección de errores y el consiguiente reenvío de datos. El módulo de calibración y control de la transmisión asegura la calidad de los datos, vigilar el funcionamiento interno y la necesidad de correcciones o mantenimiento.

El sistema de comunicación se basará en VSAT como plataforma de campo y una estación HUB localizada en las dependencias del Instituto Geográfico Nacional. Las estaciones de campo VSAT son de bajo consumo.

La estación de recepción y control actuará como receptor de datos sísmicos de las estaciones remotas que transmitan por VSAT, controlará y gestionará la red sísmica vía satélite, incluyendo la monitorización del sistema de comunicaciones satélite. La estación central consta de una antena, la unidad de recepción/transmisión de RF, un sistema que contiene los moduladores y demoduladores y un equipo de adquisición de datos sísmicos.

Los datos se recibirán en forma continua desde las estaciones remotas y, por tanto, la estación central debe incluir todos los equipos necesarios: módem, hub, tarjetas de comunicaciones, etc. Y además ha de tener una unidad de almacenamiento masivo que permita el almacenamiento continuo de los datos de toda la red vía satélite, al menos durante una semana. El hub se conectará directamente a la red de área local LAN (en la que se integra este Centro Geofísico de Canarias) y será integrado en el sistema SAIC.

La estación central tiene todo el software necesario de gestión de comunicaciones satélite, adquisición y almacenamiento de datos, así como los de comunicaciones con el sistema central de adquisición de datos de la Red Sísmica Nacional.

VIGILANCIA GEOMAGNÉTICA

En la Isla de Tenerife, la mayor del Archipiélago Canario, con una extensión de 2.034,21 km^2 y para colaborar con el Año Geofísico Internacional, el IGN acordó en el año 1957 crear el Observatorio Geofísico de LAS MESAS (Lat: 28º28'35" N; Lon: 16º15'40" W; Alt: 310 m), que desde el año 1961, fecha de publicación de su primer anuario, ha funcionado sin interrupción.

Desde sus comienzos, el Observatorio contaba con un equipo analógico de variómetros La Cour (registro 200 mm/hora), ampliado posteriormente con otro semirrápido a 270 mm/hora que proporcionaba el registro continuo de las componentes del campo magnético terrestre (H, D, Z). Para la determinación de valores absolutos, primeramente se utilizaron un BMZ, dos QHM y un declinómetro que fueron sustituidos en los años 70 por un magnetómetro vector G826 con bobina vertical para la determinación de F y H y un declinómetro QD6 (colocado sobre una base goniométrica y anteojo de colimación Askania) para la determinación de D. Mediante observaciones absolutas semanales, se proporcionaban valores medios horarios, diarios y mensuales de las componentes magnéticas H, D, Z y F.

Este Observatorio de Las Mesas (TEN) al estar ubicado próximo a la ciudad de Santa Cruz de Tenerife y a 900 metros de un Centro Repetidor de Radio Nacional de España (RNE), sufría interferencias en los equipos electrónicos, por lo que en 1993 fue sustituido por el nuevo Observatorio Geofísico de Güímar (Lat: 28°19'15" N; Lon: 16°26'26" W; Alt: 868.2 m).

El nuevo observatorio de Güímar se encuentra a 4 km de la ciudad que le da el nombre y a 30 km de Santa Cruz de Tenerife, en una zona libre de perturbaciones externas, en veinte hectáreas de pinar cedidas por el Excelentísimo Ayuntamiento de Güímar.

La instrumentación instalada es digital y de nueva generación. El equipo de registro estándar continuo es un Observatorio Automático (GEOMAG), que consta de:

- Magnetómetro Vector de Núcleo Saturado, de tres ejes
- Magnetómetro escalar de efecto Overhauser
- Sistema digital de Adquisición de datos.

Con las siguientes características:

Magnetómetro Vector de tres ejes

Resolución:	0.1 nT
Rango dinámico	+/- 70.000 nT
Ancho banda:	DC. a 0.008 Hz
Frecuencia de muestreo:	1.0 minutos
Estabilidad térmica:	< 0.25 nT/ºC
Estabilidad a largo plazo:	< 3 nT/año

Magnetómetro Escalar

Resolución:	0.01 nT
Precisión:	0.2 nT
Frecuencia de muestreo:	1.0 min

Sistema de Adquisición de datos

Almacenamiento medio:	1.44 Mb
Capacidad de almacenamiento:	4 semanas
Frecuencia de muestreo de entrada:	5 segundos
Frecuencia de muestreo de salida:	1.0 min

Como equipo de apoyo, desde noviembre de 1995, se tiene instalado otro Magnetómetro Fluxgate de tres ejes DANI-FGE, sobre plataforma nivelante, que proporciona las variaciones relativas de las componentes H, D y Z por diferencias de potencial (1 volt = 100 nT) con las siguientes características.

Resolución:	0.2 nT
Rango dinámico:	64.000 nT
Ancho de banda:	DC a 1 Hz
Frecuencia de muestreo:	1.0 min
Estabilidad térmica:	< 0.25 nT/ºC
Estabilidad a largo plazo:	< 3 nT/año

Ambos equipos generan ficheros diarios con valores medios cada minuto de las componentes magnéticas.

Para la determinación del valor absoluto, el observatorio dispone, como equipo estándar, de un magnetómetro de núcleo saturado (fluxgate) MAG-01H inclinómetro/declinómetro con sensor MAG A Bartington montado sobre teodolito amagnético ZEIS THEO 010B. La resolución del fluxgate es de 0.1 nT con una deriva <0.01 nT/ºC para la determinación de D e I. También se dispone de un magnetómetro de efecto Overhauser para definir F.

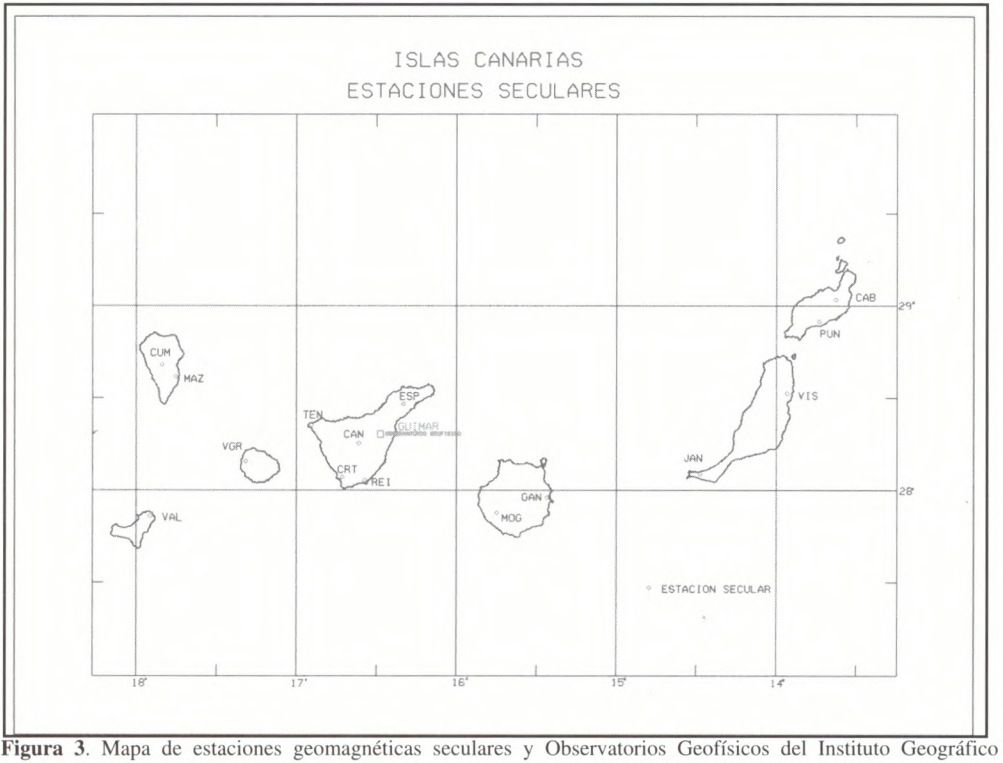


Figura 3. Mapa de estaciones geomagnéticas seculares y Observatorios Geofísicos del Instituto Geográfico Nacional en Canarias.

Con los resultados obtenidos, se confeccionan:

- Boletines magnéticos mensuales conteniendo los índices trihorarios (K), variaciones rápidas (ssc, sfe, si...) que se remiten a la I.A.G.A.
- Información geomagnética mensual con valores medios horarios, diarios y mensuales de H, D, Z, y F.
- Anuario elaborado por el Servicio de Geomagnetismo del IGN aunando los datos de los dos Observatorios Geomagnéticos actualmente existentes (Güímar-Tenerife y San Pablo-Toledo)

Desde 1997 los dos Observatorios Geomagnéticos del IGN (GUI y SPT) forman parte del proyecto INTERMAGNET, en el que un grupo de 30 países con un centenar de Observatorios intercambian información vía satélite (METEOSAT o GOES) o por e-mail y confeccionan anualmente un CD-ROM con los valores de las componentes magnéticas de todos ellos.

Para monitorizar el campo magnético en el Archipiélago Canario, existe una red de 15 estaciones seculares repartidas por todas las islas (Figura 3, Tabla 2) que ayudan a definir la variación secular de las componentes H, D, Z y F determinando anualmente sus valores instantáneos referidos al año medio respecto al Observatorio Geomagnético de Güímar

M.T.N.	NOMBRE Y SIGLAS	LATITUD	LONGITUD	ALT.
1104.1	LA ESPERANZA (ESP)	28°27'41"	-16°22'49"	1030
1124.3	LOS CRISTIANOS (CRT)	28°03'55"	-16°42'39"	150
1118.9	REINA SOFIA (REI)	28°02'15"	-16°35'22"	96
1102.9	TENO (TEN)	28°21'38"	-16°54'43"	70
1110.1	LAS CAÑADAS (CAN)	28°16'09"	-16°33'06"	2075
1126.5	GANDO (GAN)	27°55'06"	-15°23'41"	71
1125.8	MOGAN (MOG)	27°52'56"	-15°43'18"	350
1090.9	MAZO (MAZ)	28°37'17"	-17°45'23"	85
1090.2	LA CUMBRECITA (CUM)	28°41'53"	-17°51'46"	1341
1098.9	EL VISO (VIS)	28°31'22"	-13°53'48"	277
1122.7	JANDIA (JAN)	28°04'06"	-14°30'16"	46
1127.3	VALVERDE (VAL)	27°48'54"	-17°53'16"	71
1088.3	LAS CABRERAS (CAB)	29°01'57"	-13°32'44"	249
1088.6	PUNTA MONTAÑOSA (PUN)	28°56'05"	-13°36'36"	3
1116.5	VALLE GRAN REY (VGR)	28°05'58"	-17°20'50"	50

Tabla 2. Red de estaciones seculares geomagnéticas en Canarias: denominación y coordenadas geográficas.

La Sección de Geomagnetismo colabora en los siguientes proyectos: OERSTED del I.P.G.P. (desde 1993 se coordinan internacionalmente los valores medios mensuales de las componentes magnéticas), INTERMAGNET (comenzó en 1997 y está enlazado con el proyecto OERSTED) y ha participado en los proyectos Antárticos:

- 1991: "Proyecto para la instalación de un Observatorio Geomagnético permanente en el área de la B.A.E. *'Juan Carlos I'*, Isla Livingston" (Casas, 1992).
- 1998-2000: "Sistema de comunicación vía satélite entre los Observatorios de la I. Livingston y del Ebro y desarrollo de metodologías para controlar la actividad geomagnética e ionosférica en el entorno de la B.A.E." (Torta et al., 1997, 1999, 2000).

GEODESIA, CARTOGRAFÍA Y MAREÓGRAFO

Independientemente de los trabajos puramente geofísicos, este Centro realiza y colabora con el Instituto Geográfico Nacional en otros cometidos básicos para el estudio de cualquier materia que requiera una georreferenciación, como son la geodesia y la cartografía

Desde 1926 venían funcionando en el muelle sur, y, posteriormente en el norte de la isla de Tenerife, dos mareógrafos marca Mier y Thompson. El primero de ellos fue retirado del funcionamiento en 1982, continuando el segundo hasta septiembre de 1990. Con los datos obtenidos con esta instrumentación se definió el nivel medio del mar en la zona del archipiélago canario, adoptándose como origen altimétrico de Canarias el nivel medio obtenido durante la década de los sesenta.

Desde enero de 1992 funciona un nuevo mareógrafo OTT analógico con flotador, provisto de codificador digital y captador de datos.

En 1999, se instaló en colaboración con la Autoridad Portuaria de Puerto del Rosario, un mareógrafo OTT con codificador digital que envía sus datos vía radio al mareógrafo perteneciente a la Autoridad Portuaria de Las Palmas de Puertos del Estado. El mareógrafo es propiedad del Instituto Geográfico Nacional, el mantenimiento rutinario y las observaciones periódicas son efectuados por el personal de la Autoridad Portuaria y el mantenimiento ocasional lo realiza el personal técnico de este Centro Geofísico de Canarias.

El Instituto Geográfico Nacional llevó a cabo en 1994 la construcción y observación de la red geodésica del archipiélago mediante GPS, obteniéndose así por primera vez un sistema de referencia geodésico enlazado tanto con el continente africano como con el europeo. El marco de referencia geodésico definido se denomina REGCAN95 y es en el que deben encuadrarse todos los trabajos geodésicos, topográficos y cartográficos que se lleven a cabo en el archipiélago canario.

En 1997 el Instituto Geográfico Nacional llevó a cabo el cálculo de la red geodésica de cuarto orden construida y observada con la financiación del Gobierno de Canarias, enmarcada en REGCAN95, definiéndose un punto con coordenadas precisas cada 1000 ha, esto es con triángulos de lado 3.5 km.

Una vez definido el origen altimétrico en cada isla, ha de proporcionarse altura ortométrica a una serie de puntos que permitan la definición altimétrica de la topografía de cada isla. El Instituto Geográfico Nacional, financiado por el Gobierno de Canarias, llevó a cabo la nivelación de precisión de las islas orientales, proporcionando a cada clavo coordenadas GPS y valor de gravedad. Con estos tres datos (H, h, g) se tiene definida la carta de ondulación del geoide, imprescindible para poder obtener altitudes ortométricas a partir de observaciones GPS (Sánchez Sobrino, 2000). Durante el año 2000 el Instituto Geográfico Nacional acometerá la nivelación de precisión de las islas occidentales.

Con el marco geodésico correctamente definido, tanto planimétrica como altimétricamente, se procedió a la restitución de un vuelo fotogramétrico en color 1:18.000 del Gobierno de Canarias y a la formación del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000 (MTN25) de Canarias, que estará totalmente editado en papel a mediados de 2000, y que estará disponible también en formato digital (microstation, *.dgn).

A partir de esta cartografía digital se obtiene el Modelo Digital del Terreno con 25 m de ancho de malla (MDT25) y la Base Cartográfica Nacional a escala 1:25.000 (BCN25), fundamentales tanto para cualquier simulación de erupción volcánica, como en la movilización de recursos y minimización de efectos ante una erupción.

BIBLIOGRAFÍA

- CASAS, B.; AVALOS, J.A.; MARÍN, V.; MERINO, J.; SOCÍAS I. (1992). *Levantamiento magnético en la I. Livingston, islas Shetland del Sur.* Geología de la Antártida Occidental. J. López Martínez Editor :241-250
- MEZCUA, J.; GALÁN, J.; RUEDA, J.J.; MARTÍNEZ, J.M.; BUFORN, E. (1990). *Sismotectónica de las islas Canarias, estudio del terremoto del 9 de mayo de 1989 y su serie de réplicas.* MOPU. Instituto Geográfico Nacional. Pub. Téc. **nº 23**
- MEZCUA, J. (1995). *Redes Sísmicas Regionales.* Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Monografía **nº 11**
- SÁNCHEZ SOBRINO, J.A. (2000). *Determinación del geoide de las islas Canarias y nivelación.* Procc. Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Lagos (Portugal): 73-74
- TORTA, M.; SOLÉ, J.G.; ALTADILL, D.; UGALDE, A.; CURTO, J.J.; SANCLEMENT, E.; ALBERCA, L.F. (1997). *Estación magnética en la Base Antártica Española Juan Carlos I.* Rev. Geol. Chile**, 23:** 3-20
- TORTA, M.; CASAS, B.J.; GAYA-PIQUÉ, L.; CURTO, J.J.; SANCLEMENT, E.; SOLÉ J.G.; ALTADILL, D.; APOSTOLOV, E.M.; ALBERCA, L.F.; GARCÍA, A. (1999). *Observatorio geomagnético de la isla Livingston. Boletín 1998.* Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Publicaciones del Observatori de l'Ebre. Miscelánea **42**
- TORTA, M.; CASAS, B.J.; GAYA-PIQUÉ, L.; CURTO, J.J.; SANCLEMENT, E.; SOLÉ J.G.; ALTADILL, D.; APOSTOLOV, E.M.; ALBERCA, L.F.; GARCÍA, A. (2000). *Observatorio geomagnético de la isla Livingston. Boletín 1999.* Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Publicaciones del Observatori de l'Ebre. (en prensa).

DIEZ AÑOS DE INVESTIGACIONES GEOFÍSICAS DEL REAL OBSERVATORIO DE BÉLGICA EN LOS LABORATORIOS DE LA ISLA DE LANZAROTE

M. van Ruymbeke y A. Somerhausen

Real Observatorio de Bélgica, Avenida Circulaire, 3. B1180 Bruselas; Bélgica

INTRODUCCIÓN

Esta investigación es el resultado del progreso científico en el campo de la Geodinámica, reconocido durante el XI Symposium on Earth-Tides, organizado en Helsinki (1989). Una recomendación, preparada por Ricardo Vieira (IAG) y Michel van Ruymbeke (ROB), fue aceptada para poner en marcha la iniciativa de un Grupo de Trabajo (WG) dedicado al seguimiento de las mareas en áreas sísmicas y volcánicas (Vieira y Van Ruymbeke, 1993).

Desde 1990, el Real Observatorio de Bélgica (ROB) ha tenido la oportunidad de colaborar en un programa de investigación geodinámica, coordinado desde el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (C.S.I.C.), con el Instituto de Astronomía y Geodesia, IAG, (CSIC-UCM) y el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (MNCN-CSIC). Con un extraordinario apoyo del Cabildo Insular de Lanzarote y la Casa de los Volcanes, hemos acometido una amplia aproximación de diferentes temáticas relacionadas con el seguimiento de los peligros naturales, en especial en áreas volcánicas, mediante el desarrollo de metodologías de investigación originales. Tras diez años, el maravilloso entorno de Lanzarote se ha convertido en un punto clave de nuestras actividades científicas y técnicas. Como fruto de este trabajo iniciado con el I.A.G. han surgido otros aspectos que han ampliado el marco de esta colaboración: el ROB ha participado en varios proyectos europeos dentro de los EVOP (Environmental Volcanological Program) con el CSIC, desarrollados en la década de la Mitigación de los Desastres Naturales (1990-2000) proclamada por Naciones Unidas, cuyos objetivos científicos se encuadran en el desarrollo tecnológico e instrumental para el seguimiento de la actividad volcánica. Paralelamente, el ROB participa en el Curso Internacional de Volcanología y Geofisica Volcánica (CIVGV) desde 1995, siendo responsable de las actividades dedicadas al desarrollo instrumental específico en la Estación Geodinámica de la Cueva de los Verdes y el laboratorio de Timanfaya, como se expone en detalle a lo largo de este trabajo.

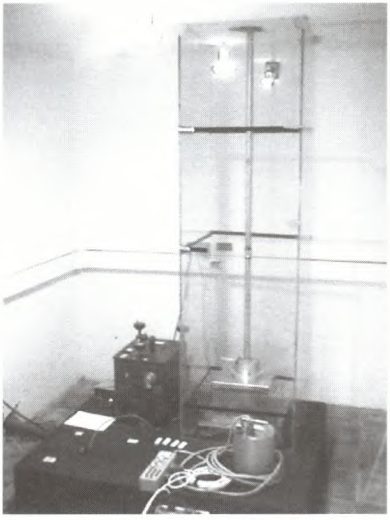
El WG antes mencionado, ha promovido varios proyectos para que nuestro laboratorio adaptara la instrumentación existente para el seguimiento de áreas activas. El objetivo principal es la medida de la deformación del terreno junto con otros parámetros geofísicos. El registro de señales muy pequeñas ha exigido una mejora, a veces muy costosa en tiempo y esfuerzo, de los instrumentos. Debido a la baja relación señal ruido que todavía presentan las medidas experimentales, el pronóstico de la posible ocurrencia un fenómeno catastrófico permanece enmascarado por las perturbaciones espúreas inducidas por la climatología, los fenómenos oceánicos, o por simples limitaciones instrumentales. Para reducir éste problema, es recomendable estudiar las diferentes interacciones entre los elementos. Así, la investigación de los peligros naturales requiere una aproximación multiparamétrica para obtener un mejor conocimiento de los procesos que intervienen y que

permita disminuir la posibilidad de falsas alarmas. Para el estudio de las complejas interacciones inducidas por la actividad tectónica con origen profundo (volcánica, sísmica) o procesos superficiales (deslizamientos, erosión, etc) la tecnología actual presenta una amplia diversidad de sensores, pero su aplicación en este ámbito es muy difícil para científicos con un limitado conocimiento de la metrología.

Todos los procesos naturales se producen por modificaciones del balance de energías con transferencias ocasionales dentro o fuera del medio. La preparación del dispositivo experimental para el seguimiento de la actividad de un volcán, debe adaptarse a los límites de variación que en cada punto exhiben los distintos fenómenos (climatología, reología, acústica, termodinámica, fluidización, reacciones químicas, campo gravimétrico, campo electromagnético, deformación...) Nosotros perseguimos este objetivo con una experiencia tecnológica que se remonta a 1970 con los problemas específicos encontrados en laboratorios subterráneos como Walferdange (Gran Ducado de Luxemburgo), (Van Ruymbeke, 1991; Van Ruymbeke y d'Oreye, 1991). En 1980, se diseñaron y experimentaron una serie de equipos, en colaboración con científicos del grupo de Wuhan del State Seismological Bureau of China. Con ello se introduce nuestros métodos en el laboratorio de Huangshi (Rep. De China) (Cai Weixin et al., 1984; Cai Wei Xin et al., 1986; Van Ruymbeke et al., 1993). La participación del ROB en los proyectos europeos EVOP, inicia una serie de investigaciones internacionales (El Wahabi et al., 1998). La transferencia de métodos para el seguimiento de los desastres naturales es hoy una realidad prioritaria y conseguir instrumentos y técnicas cada vez más precisos, una de las circunstancias que nos permitirá enfrentarnos mejor al futuro. Para alcanzar los objetivos fijados, se han desarrollado una serie de prototipos que se integran en la cooperación con los equipos españoles durante estos diez años.

LABORATORIOS DE LA ISLA DE LANZAROTE

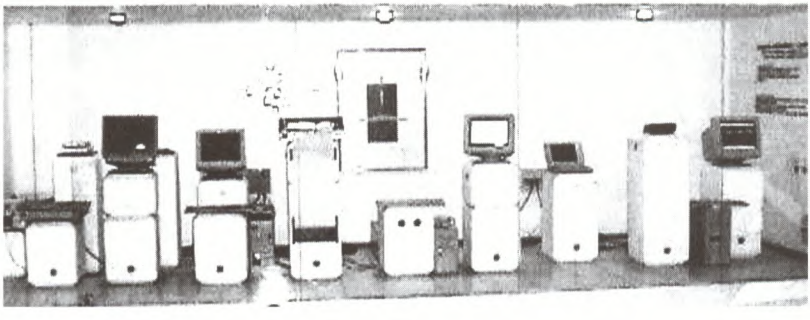
En los laboratorios de Lanzarote, es posible observar muchos tipos de fenómenos, teniendo la oportunidad de desarrollar experiencias de laboratorio en condiciones naturales. Es una ocasión única tener unas condiciones tan favorables a nuestra disposición y, sobre todo, al trabajar en investigación y no sólo en aspectos puramente metrológicos. El primer paso fue emplazar la instrumentación en el túnel volcánico de la Cueva de los Verdes. Las condiciones ambientales eran muy similares a las típicas estaciones para el estudio de las mareas terrestres, presentando un buen basamento rocoso y con una variación anual de temperatura sobre un grado. El volcán "La Corona" formó este túnel de 7 km que es uno de los más largos del mundo acondicionados para su visita. Dentro del túnel, se ha montado una pequeña habitación donde se han emplazado los gravímetros, un péndulo vertical y un sismómetro de largo periodo. Alrededor de este recinto se han instalado inclinómetros de amplia base, extensómetro, termómetros..., cuyos datos se registran en sistemas de adquisición de datos (data logger), emplazados a tal efecto. La conexión por cable permite la transferencia de ficheros al servidor local en el centro del la Casa de los Volcanes. La Cueva de los Verdes está a un kilómetro de la línea de costa. Los parámetros de marea gravimétrica muestran un buena calidad respecto a la carga oceánica, reflejando los registros típicos. Esto confirma la rigidez de los flujos de lava alrededor del túnel.



Interior de la habitación del laboratorio de la Cueva de los Verdes, donde están instalados los gravímetros, el sismómetro de largo periodo y el péndulo vertical.

Laboratorio "Jameo del Agua" en el lugar donde la superficie del agua del mar se mueve bajo los efectos de las mareas oceánicas

Transferencia de los ficheros registrados desde la Cueva (arriba) a la Casa de los Volcanes (abajo).



El segundo emplazamiento de observación llamado "Jameos del Agua" se encuentra en el mismo túnel, que se prolonga hacia el mar más de un kilómetro y medio. En el laboratorio "maregraph", tenemos acceso al agua del mar. Las variaciones de los niveles de agua con la marea pueden alcanzar hasta tres metros con movimientos muy suaves. Este proceso actúa como un filtro de las ondas de periodo corto y es el resultado de pequeñas aberturas entre las partes del túnel que se encuentran por debajo y por encima del mar. Ésta es una condición idónea para el control de las variaciones de largo periodo del nivel del mar. Sin embargo, la deformación local del terreno debería estudiarse con técnicas como el GPS permanente, que permite asumir una correción fija de la marea. En paralelo con el receptor GPS podrían instalarse otros equipos para el registro geodinámico de mareas, curvatura del suelo, modulaciones de temperatura, etc.

El tercer laboratorio donde el ROB ha instalado instrumentos es en el área de Timanfaya. Las sondas se han instalado en un recinto subterráneo preparado para el registro sísmico y de la deformación. De manera complementaria, se está controlando con termómetros de alta temperatura, una zona próxima con anomalías muy elevadas de flujo térmico.

EL SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS AMBIENTALES –EDAS- (ENVIRONMENTAL DATA ACQUISITION SYSTEM) DESARROLLADO POR EL ROB

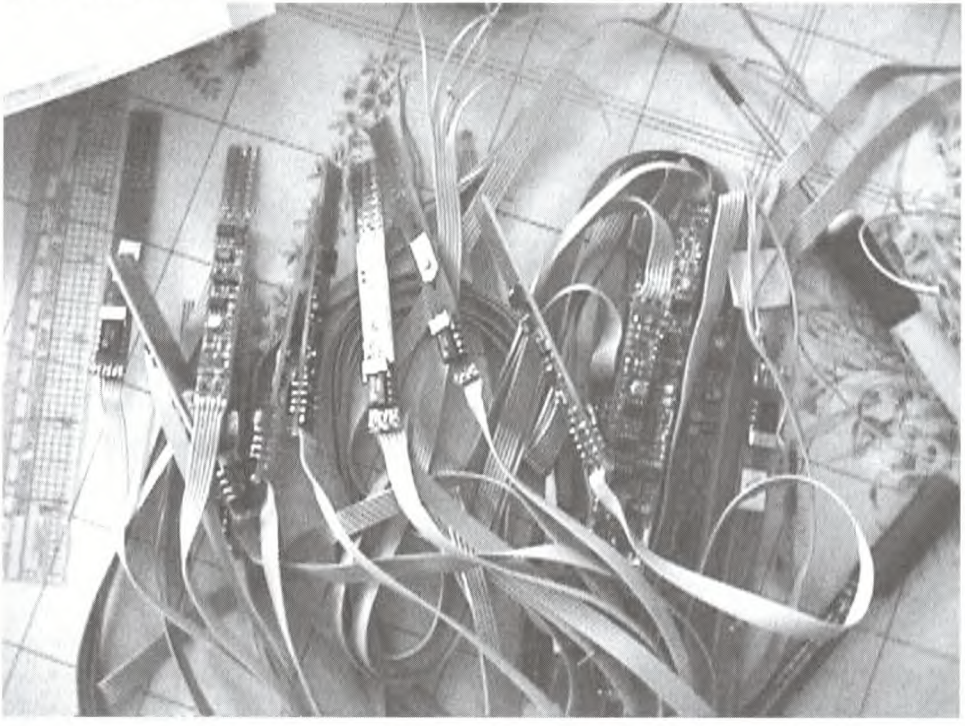
El concepto del EDAS es una respuesta al problema de la medida de múltiples parámetros. Para ello, es necesario aceptar que la deformación del terreno en un área volcánica activa puede considerarse como un producto indirecto de una señal global inducida por la inyección de energía bajo los volcanes. Para modelizar un fenómeno tan complejo como éste, que incluye varios procesos, es necesario desarrollar métodos específicos, teniendo en cuenta algunos principios fundamentales:

- Una única señal de salida puede ser el resultado de una interacción compleja que afecta a diversos parámetros en diferentes formas. También puede darse una interacción entre estos mismos parámetros. Estas consideraciones deben aplicarse a cada uno de los pasos de la función de transferencia.
- Es preciso identificar y separar el ruido instrumental de la señal.
- Muchos aspectos de los procesos físicos se caracterizan por sus frecuencias. La vigilancia continua permite establecer el patrón de transferencia de energía de cada uno de ellos en el dominio de frecuencias y así poder separar los diferentes procesos que deben ser analizados.
- La autocorrelación confirma las periodicidades. Las correlaciones cruzadas entre dos señales revelan las amplitudes de entrada de las diferentes partes del espectro y la diferencia de fase, las cuales ayudan a modelizar el contenido físico que proporcionan los modelos físicos.

Observamos procesos geológicos periódicos y no periódicos (cosísmicos o no), que se encuentran en un intervalo de periodos desde unos pocos minutos a años, por lo que puede seleccionarse un intervalo de muestreo de un minuto. A un dato por minuto, los ficheros diarios contienen 1440 datos, lo que constituye un buen compromiso entre el tamaño de los ficheros y la precisión en el dominio de tiempos. Con un tratamiento matemático específico

es posible mantener un ritmo horario, suficiente para analizar desde ondas de marea diurnas y semi-diurnas hasta las de largo periodo como las modulaciones térmicas anuales.

Los test diseñados en el ROB se han desarrollado teniendo en cuenta el medio donde los instrumentos serán posteriormente instalados, ya que constituyen una parte intrínseca del transductor. Del amplio espectro de propuestas disponibles en el ROB, se han seleccionado algunos estándares iniciales. Estas propuestas fueron confirmadas por geofísicos europeos en reuniones organizadas en Walferdange (1993), Aussoie (1994) y Lanzarote (1995). El resultado es el establecimiento de un concepto llamado EDAS (Environmental Data Acquisition System o Sistema de Adquisición de Datos Ambientales) (Van Ruymbeke et al., 1993a; Van Ruymbeke et al., 1993b). El núcleo base de este sistema de adquisición de datos, el DAS, μDas y nanoDAS, es un dispositivo para la medida de señales de frecuencia modulada mediante conteo y almacenamiento en memorias NOVRAM o Flash. El conteo del número de pulsos proporcionados por una señal de frecuencia modulada en un intervalo de tiempo concreto (un minuto) presenta una respuesta equivalente a un filtro pasa bajo (Van Ruymbeke y Ducarme, 1978).



Interfaces de la electrónica estándar del EDAS para transductores. La anchura de 9,5 mm permite su instalación dentro de tubos o volúmenes estrechos.

Se utilizan sensores resistivos, inductivos y capacitivos (R, L, C) (Van Ruymbeke, 1983). Para aumentar la precisión del sensor, evaluado por la relación señal-ruido, se seleccionan sistemáticamente transductores pasivos que necesitan un mínimo de transferencia de energía desde el medio circundante. Se minimiza así el efecto del sensor en el medio. Todos los circuitos operan utilizando baterías y conexiones estándares. Los sensores ópticos basados en

detecciones on/off son adaptables a la electrónica del EDAS. El sistema se fundamenta en la implementación de transductores resistivos y capacitivos mediante interfaces de forma que constituyen sensores con salidas analógicas en frecuencia modulada. Todos ellos poseen una anchura de 9.5 mm que permite su instalación dentro de tubos o volúmenes estrechos. Los ficheros de salida siguen una secuencia estándar en ASCII con la fecha, hora y los valores registrados en distintas columnas. Estos ficheros pueden a su vez ser vistos y analizados utilizando programas informáticos como el MGR.EXE creado específicamente para los ficheros del EDAS (Van Ruymbeke et al., 1997a). En las tablas siguientes (1 y 2) se muestran algunos ejemplos y se describen los patrones para el ensayo con EDAS.

Tabla 1. Listado de ensayos multiparamétricos desarrollados en el concepto EDAS. Todos estos instrumentos utilizan interfaces EDAS y se registran con sistemas de adquisición DAS, μDAS y nanoDAS.

CATEGORÍAS GEODINÁMICAS	PARÁMETROS GEOFÍSICOS	TIPO DE INSTRUMENTOS EN LOS ESTÁNDARES DEL EDAS
Acuíferos	Nivel del agua	Nivocap (nivel capacitivo)
C, F, G, T	Temperatura	Termómetro MicroKelvin
Atmósfera	Presión	Barocap (barómetro capacitivo)
	Temp. del aire	Termómetro EDAS
	Insolación	Luxímetro
	Lluvia	Pluviómetro
	Humedad	Humicap (psicómetro capacitivo)
Mareas terrestres	Campo gravitatorio	Gravímetro (control de realimentación para el gravímetro a fuerza nula)
C, G, T	Inclinación	Péndulos horizontal y vertical. Water-tube (nivel de agua)
	Deformación	Extensómetros horizontal y vertical
Zonas geotérmicas	Campo gravitatorio	Gravímetro (control de realimentación para el gravímetro a fuerza nula)
C, F, T	Inclinación	Péndulo vertical
	Temperatura	Termómetro de alta temperatura
Mareas oceánicas	Nivel del mar	Medidor de marea con tubo y célula aneroide, Mareógrafo autoescalable
Zonas sísmicas	Inclinación	Péndulos horizontal y vertical, Water tube
F, G, T	Temperatura	Termómetro de alta temperatura
Zona volcánica	Campo gravitatorio	Gravímetro (control de realimentación para el gravímetro a fuerza nula)
C, G, T	Inclinación	Péndulo vertical
	Temperatura	Termómetro de alta temperatura

C: Climatología. F: Procesos de fluidización. G: Variaciones de gravedad. T: Actividad tectónica.

La evaluación del transductor se lleva a cabo en el laboratorio, donde se establece la admitancia de varios parámetros que pueden interferir en la señal de salida. Para operaciones in situ, se lleva a cabo un procedimiento que permite asegurar que cada sensor está funcionando de forma apropiada dentro de su rango, y un chequeo rápido posterior confirmará que los instrumentos van a proporcionar la misma función de transferencia que en el laboratorio. Los ensayos de alta resolución tienen un rango limitado por lo que a menudo necesitan un procedimiento de re-centrado que podría modificar la función de transferencia. Los experimentos de laboratorio necesitan un apoyo logístico diferente de los ensayos de campo, especialmente en el caso de instrumentación adaptada al ambiente volcánico, donde debe prestarse mucha atención a la manipulación de equipos complejos con largos procedimientos de instalación, calibración y mantenimiento.

Con la mejora de la precisión de la instrumentación para el estudio de las mareas, dispositivos como gravímetros, inclinómetros y extensómetros, pueden mostrar algunos efectos de origen ambiental, no detectables anteriormente, pero que ahora pueden ser observados en la señal residual. El concepto EDAS es la respuesta al seguimiento del máximo número posible de parámetros con el mínimo de dificultades. Los programas informáticos adaptados están preparados para detectar interacciones significativas antes del análisis detallado con herramientas más elaboradas.

Tabla 2: Descripción de varios instrumentos según el concepto de EDAS.

Parámetro	X (1)	Y (2)	Z (3)	Valor máx.	Nivel de ruido	**Utilidades**
Temperatura del aire	P	R	O	50 °C	1 m°C	Climatología
Temperatura del agua	S	R	F	5 °C	0.1 m°C	Sondeos
Temperatura	P	R	F	2 °C	10 μK	Medidas de alta precisión
Temperatura diferencial	P	R	F	2 °C	10 μK	Bolometría, Oscilador térmico, Flujo de fluidos
Alta temperatura	S	C	O	600 °C	0.1 °C	Alta Temperatura
Presión	S	C	O	200 mBar	10 μBar	Climatología
Presión	P	C	F, G	100 mBar	1 μBar	
Nivel de agua	S	C	O	1→ 3 m	30→100 μm	Sondeos, mareógrafos
Inclinación	P	C	F, G	1 mRad	10 nanoRad	Péndulo vertical RPH, Water tube
Gravímetro	P	C	M	4 cms^{-2}	10 nms^{-2}	Sistema de realimentación de máximo voltaje (M.V.R.)
Luz	P	R	-		10^{-4} fondo de escala	Climatología

(1): Diseño Simple o en Puente
(2): Principio Resistivo o Capacitivo
(3): Circuito EDAS asociado: F = Puente flotante; G = Puente a masa; T = oscilador 556; O=Oscilador; V = Convertidor V-F; M.V.R. = Realimentación Máximo Voltaje.

MEDIDA DE LA DEFORMACIÓN DEL SUELO CON LOS MÉTODOS EDAS.

Existen dos aproximaciones a la observación de las deformaciones del terreno (Van Ruymbeke, 1990):

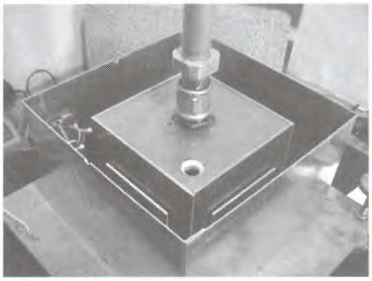
- Seguimiento del vector de gravedad g. Este vector está definido por su norma, considerada como la gravedad local, y por su orientación en el sistema de referencia del laboratorio, observado por inclinómetros.
- Control de las distancias entre distintos puntos mediante extensómetros.

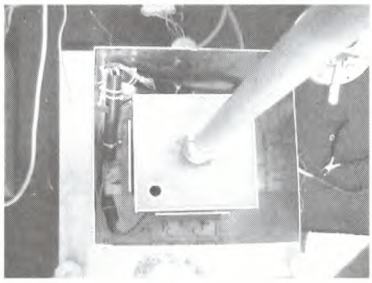
Laboratorio interior de la "Cueva" con el pilar soportando el gravímetro LaCoste&Romberg 003 del ROB. El gravímetro de origen español LaCoste&Romberg 434 ha estado registrando la mareas desde 1989 en la misma localización. Las ondulaciones anuales parecen estar relacionadas con varios parámetros. Podemos ver el transductor del péndulo vertical en la parte posterior de un sismómetro Guralp de banda ancha.

Los gravímetros situados en la Cueva registran la variaciones mareales y no mareales de la gravedad. El análisis de los registros muestra unos patrones clásicos incluyendo los efectos de la carga oceánica. Después de la sustracción del modelo teórico, la curva residual mantiene algunas señales sistemáticas que están relacionadas con la presión atmosférica, la humedad, el nivel medio del mar, etc. El interés de la observación gravimétrica se encuentra en la posibilidad de investigar una amplia zona de interacción. Si un cambio global de origen tectónico se produjera en un volcán, el medio altamente fracturado mostrará señales muy heterogéneas. El gravímetro integra todos los efectos locales en una señal de salida suavizada. Desde un punto de vista geodinámico, es posible realizar estas investigaciones con una relación señal/ruido de $3{,}0 \times 10^{-9}$, que corresponde a un desplazamiento de 1 cm en la componente vertical de la gravedad. Las limitaciones propias de los gravímetros pueden hacer disminuir las posibilidades de este método. Asimismo, grandes inclinaciones modifican la señal de salida, y la temperatura y la humedad pueden influir en los registros. Sin embargo, en aproximaciones multiparamétricas el gravímetro es un buen instrumento para completar las técnicas de observación. El sistema de realimentación evita la modulación que podría aparecer debido a la elevada sensibilidad del aparato.

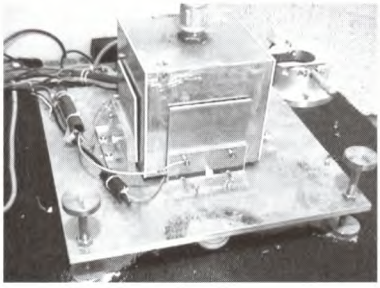
Un segundo tipo de instrumentos adaptados para registrar la deformación del terreno es el inclinómetro, que utiliza como referencia la vertical definida por la línea de la plomada, que es perpendicular a la superficie de un fluido en un recipiente. Los dos principios (la línea de

la plomada y el fluido) se aplican a nuestros instrumentos en Lanzarote. El instrumento más simple consiste en una masa que cuelga de un hilo marcando la vertical. Si el emplazamiento experimenta una inclinación, la masa muestra un movimiento diferencial proporcional a la inclinación. Con un transductor de dos ejes podemos construir condensadores con placas metálicas paralelas. Las variaciones en la distancia entre las placas inducen cambios en la capacidad.

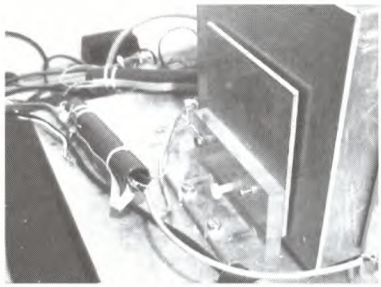


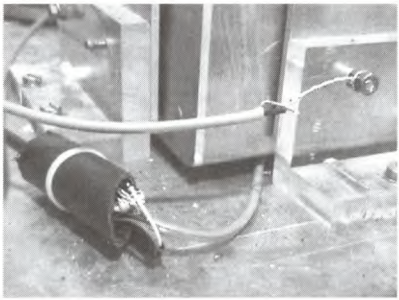


Una caja cúbica llena con 10 kg. de plomo, es la masa colgante en la parte superior de la galería por un tubo de 6 m.



Placas externas fijas a la base en el suelo, están conectadas a la electrónica EDAS.

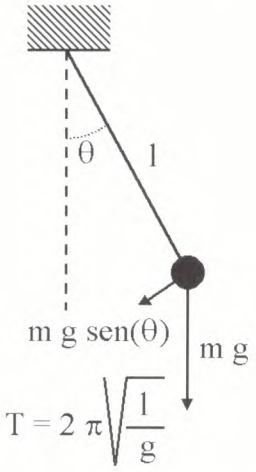




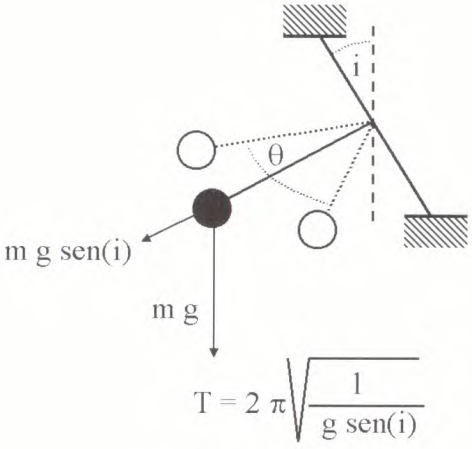
Adicionalmente a los dos componentes horizontales midiendo en el eje del túnel y en la perpendicular, añadimos un tercer transductor capacitivo para registrar las variaciones en la distancia entre el suelo de la caja y la base. Este es un ejemplo de extensómetro vertical. (Van Ruymbeke, 1977; Van Ruymbeke, 1980).

Es posible aumentar drásticamente la sensibilidad del péndulo con una inclinación del eje de rotación (Van Ruymbeke, 1985). La fuerza de la gravedad que actúa sobre la masa de un péndulo vertical está relacionada con el periodo de oscilación. Si inclinamos el eje de rotación, la fuerza que actúa sobre la masa es la proyección de la fuerza de la gravedad. Si disminuimos el ángulo entre el eje de rotación y la vertical hasta llevarlo casi a cero, el periodo de oscilación aumenta con la sensibilidad. Sin embargo, existe algún límite a este principio como es la astatización. El módulo de torsión de la suspensión induce fuerzas no lineales. Con un soporte metálico, un periodo máximo de 30 s es suficientemente estable.

Si el péndulo es de cuarzo fundido, es posible relajar todas las fuerzas residuales en el último momento con una fusión rápida del material en la posición final de equilibrio. Así, se pueden obtener periodos de más de 100 s.

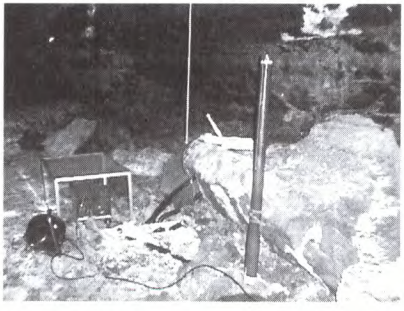


Principio del péndulo vertical. La fuerza actuante sobre la masa es mg, que corresponde a un periodo de oscilación T.

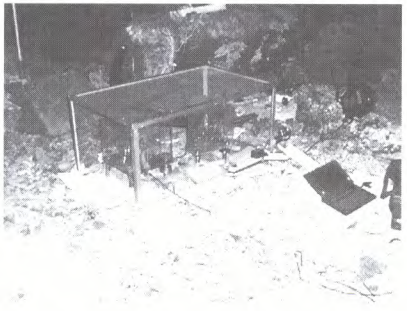


Principio del péndulo horizontal. La fuerza actuante en el plano de oscilación sobre la masa es la proyección de mg, es decir, mg sen i.

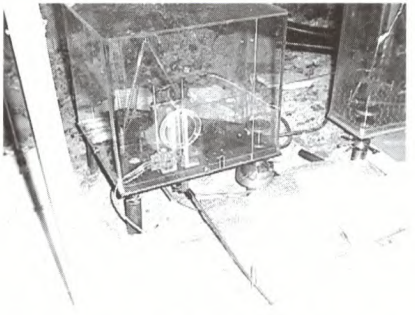
Para resolver esta cuestión, hemos implementado un sistema original a los péndulos horizontales instalados en la Cueva. Se fundamenta en un bucle de realimentación mantenido con fuerzas electrostáticas, con la masa en una posición constante para reducir el momento de torsión. Esta electrónica se adapta bien a los gravímetros LaCoste&Romberg. Dos péndulos horizontales registran la inclinación. Para su calibración se dispone una cápsula bajo uno de los pies del péndulo. Esta cápsula es de acero y está llena de mercurio, respondiendo dilatándose a los cambios de presión del mercurio. Se determina la sensibilidad del conjunto para desplazamientos ya calibrados. El rango de estos instrumentos es muy limitado con un elevado grado de precisión (Van Ruymbeke, 1980b).

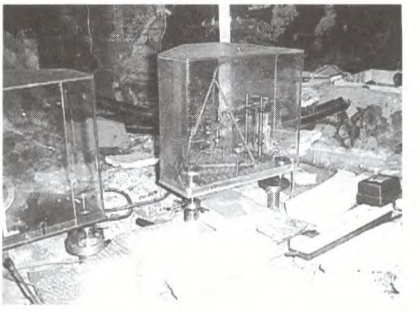


Localización de los péndulos horizontales VMR con un sistema de calibración que utiliza un recipiente con mercurio moviéndose arriba y abajo para inducir cambios de presión.



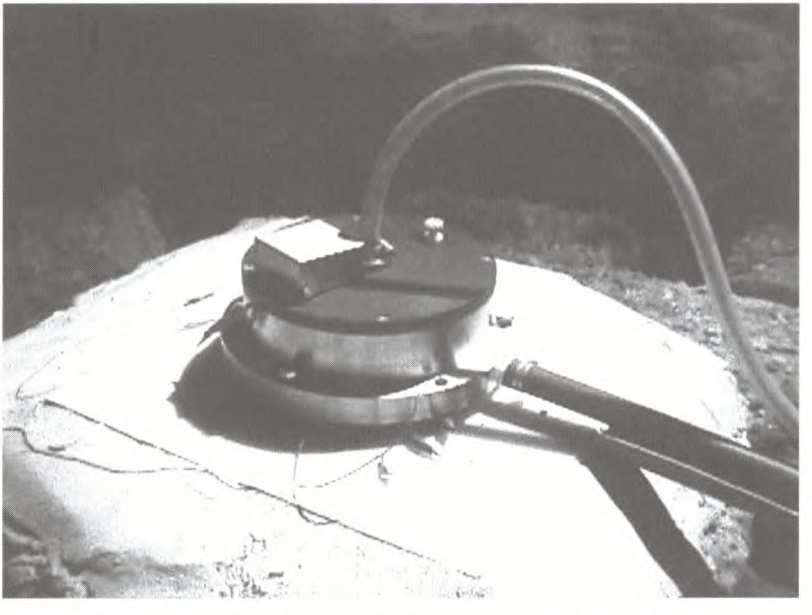
Los dos péndulos, uno al lado del otro, protegidos por un contenedor transparente.





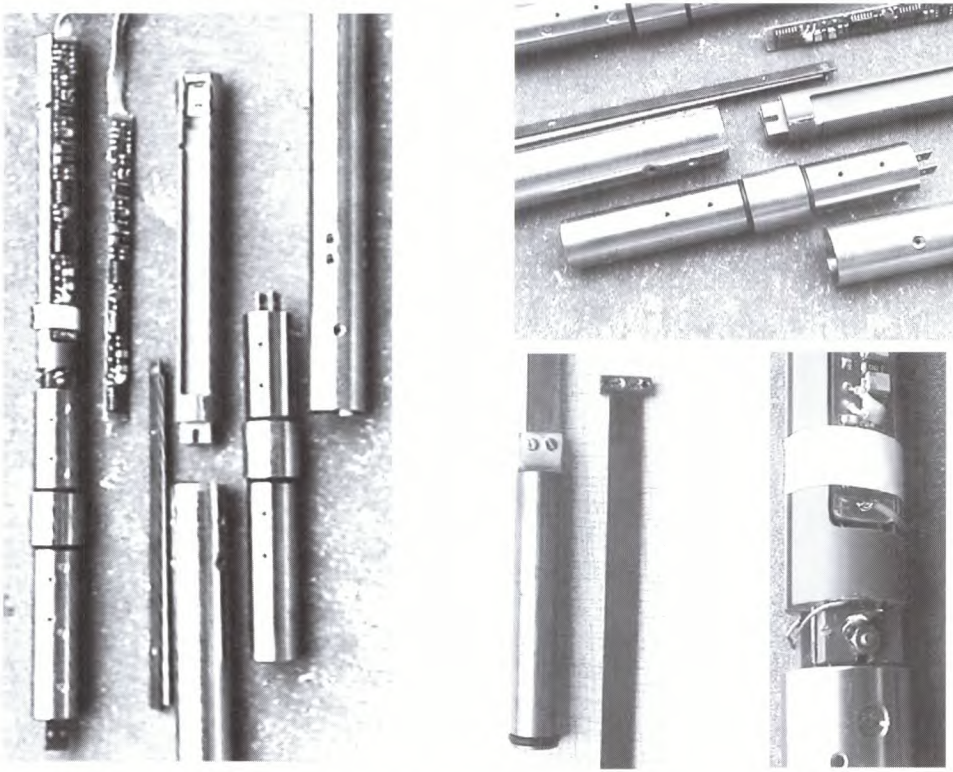
Estas dos fotos de los péndulos de cuarzo VMR muestran los métodos de instalación. Las barras metálicas verticales que sirven de apoyo al inclinómetro, están sujetas en los sondeos con resinas especiales. Uno de los tres pies que sujetan la caja de expansión (llamada crapaudina) está conectado a través de un tubo de plástico con el recipiente con mercurio. Un sistema de eje flexible (sirga) permite el ajuste de los tornillos de nivelación.

Este rango limitado de los péndulos horizontales restringe las posibilidades de su instalación en áreas perturbadas, donde los inclinómetros tipo water tube y de corto periodo vertical (tipo RPH) pueden ser una buena alternativa. Los inclinómetros tipo water tube instalados por el State Seismological Bureau of China en el laboratorio de Walferdange han confirmado la alta calidad de esta clase de instrumentos. Sin embargo, el sistema requiere un procedimiento de instalación muy delicado. El método seleccionado para el EDAS es una aproximación simplificada del problema. En la fotografía se puede observar la disposición este sistema (Van Ruymbeke et al., 1991a; d'Oreye et al., 1991).



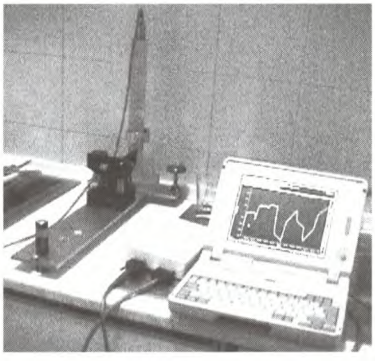
Uno de los extremos del inclinómetro de tubo de agua instalado en la Cueva.

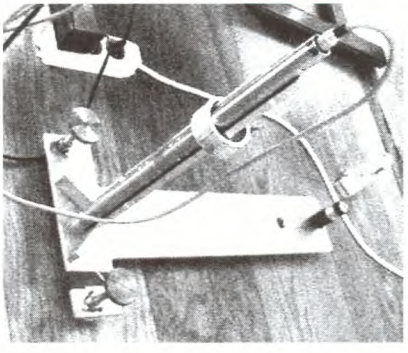
Se han instalado dos recipientes fijados con abrazaderas a la superficie de los pilares, conectados con un tubo flexible (material de poli-acetato que tiene una baja tensión superficial al contacto con el agua). Estos recipientes se llenan de agua hasta la mitad atornillando las cubiertas con una junta tórica para asegurar las condiciones herméticas. El tubo flexible iguala la presión en los dos recipientes. Dos cilindros flotantes están centrados por un muelle plano sujeto a las cubiertas donde se sitúan los electrodos. La capacidad entre estos electrodos y los cilindros flotantes varía con el movimiento del nivel de agua. Para cada cabeza, un oscilador electrónico da una señal en frecuencia modulada que se registra en el sistema de adquisición de datos. Cuando el agua se mueve hacia arriba en un recipiente, se desplaza hacia abajo en otro. Mediante la sustracción de señales, podemos obtener los movimientos verticales diferenciales de la cabezas que son inducidos por la inclinación del emplazamiento. La sustracción permite eliminar las variaciones en el nivel común de agua (pérdidas por goteo o evaporación) si las sensibilidades de los dos sensores son similares. Este es uno de los intereses de este tipo de sistemas. Nuestra instrumentación es muy resistente, fácil de instalar y puede operar a distancias muy largas. Es posible utilizar cabezas múltiples para un seguimiento más completo. La calibración se consigue al introducir cantidades conocidas de agua. La constante de tiempo para el flujo de agua es suficientemente pequeña como para poder despreciarla para eventos periódicos con periodos superiores a un minuto.



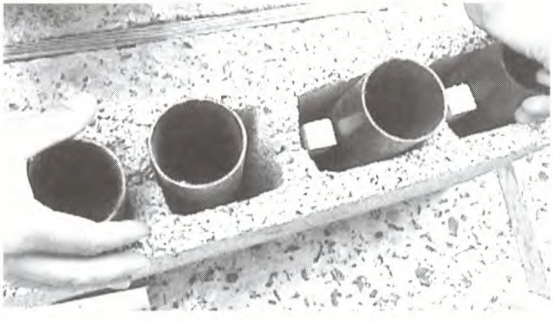
Fotografías de los componentes de los péndulos verticales RPH. Estos productos diseñados en el ROB están equipados con una electrónica EDAS de puente flotante. Tiene un rango de 1000 μradian con una precisión que alcanza los 10 nanoradianes.

Durante el Proyecto Europeo EVOP-Teide, el ROB ha diseñado y preparado un prototipo de péndulo vertical corto que incluye especificaciones adaptadas a la vigilancia de la actividad volcánica. Estos instrumentos, llamados RPH consisten en un tubo central que soporta dos tubos complementarios en cada extremo. Una pieza interna sujeta la fijación de la parte final superior del muelle plano. Cuando se sitúa verticalmente, este muelle cuelga entre dos electrodos fijos a la parte central. En su extremo inferior, una masa pesada se mueve con la inclinación del péndulo. En paralelo con el apoyo superior del muelle, instalamos una electrónica EDAS de puente flotante. Cuando el péndulo RPH está cerrado, hacemos un test de calibración en un apoyo inclinable equipado con un micrómetro. Después de este test, la instalación se hace generalmente en tubos fijos con hormigón dentro de un bloque. El primer conjunto de dos RPH se instalaron en una habitación subterránea del laboratorio de Timanfaya. Un segundo conjunto se instaló allí mismo pero en un sondeo de dos metros de profundidad. Un RPH simple registra la flexión de la rocas cerca del mareógrafo instalado en Jameos del Agua. Todos estos péndulos RPH registran la inclinación con alta precisión, desde su instalación.

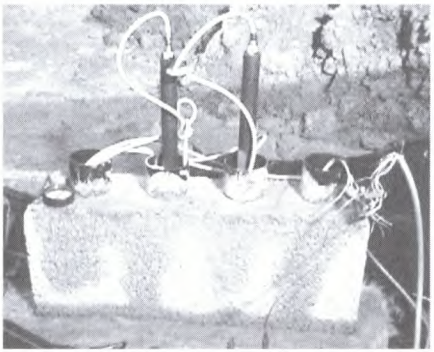


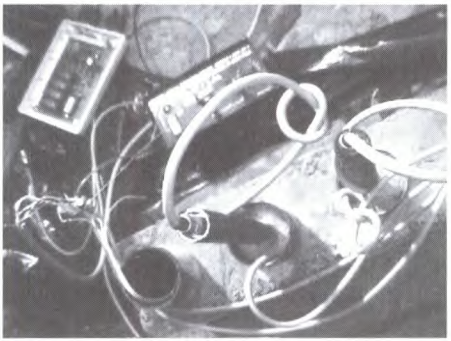


Apoyo inclinable para la calibración con un micrómetro digital. La señal del péndulo RPH se registra con un µDAS y se envía a un ordenador portátil.



Emplazamiento de los cuatro tubos en el bloque y llenado con hormigón para fijar los tubos y el bloque al suelo.

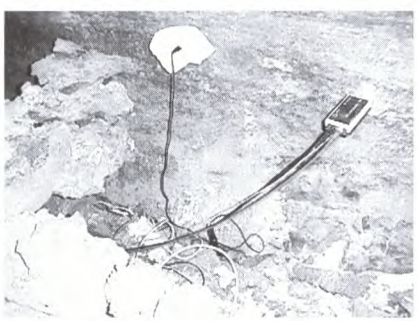




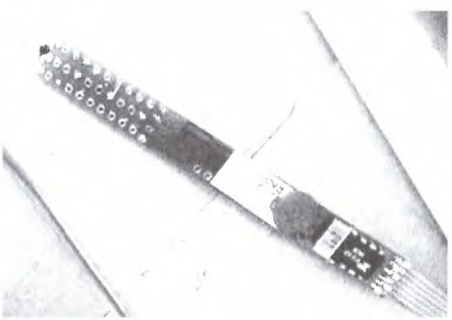
Después de introducir de los péndulos RPH en los tubos, el ajuste en las posiciones centrales se lleva a cabo paso a paso. Los azimuts se determinan a partir de la reflexión de un rayo láser en un espejo con la adición de una mezcla de arena seca y roca volcánica.

REGISTRO DE PARÁMETROS AMBIENTALES CON EDAS EN LANZAROTE

Cuando la precisión de la instrumentación supera los efectos inducidos por el ambiente en las señales registradas, es muy importante registrar el máximo número de parámetros posible. En este apartado explicaremos algunos sensores implementados en Lanzarote y dedicados a registrar la temperatura y el nivel del agua. El ROB comienza sus investigaciones en termometría en 1970 (Rasson y Van Ruymbeke, 1977; Van Ruymbeke, 1991; Van Ruymbeke y Somerhausen, 1999). Muchos aspectos metrológicos están ahora integrados en el concepto EDAS. Lanzarote es uno de los laboratorios test para nuestros métodos en termometría. En la Cueva, instalamos en 1990 termómetros de alta precisión en sondeos realizados en roca. Dos sistemas emplazados uno al lado del otro muestran una variación anual de 1 °C con una diferencia inferior a 0,001 °C. Para periodos de pocas horas, las variaciones son menores de 10 μ°C. Otro experimento para establecer el gradiente, mediante un cuidadoso desplazamiento de los termistores dentro de la red, demuestra las posibilidades de obtener una precisión mayor de 0,01 °C (Fernández et al., 1991; Fernández et al., 1990; Van Ruymbeke et al., 1991b).



Termómetro de roca en la Cueva.



Termómetro de aire con interfaz EDAS v-f (Cueva, Jameo, Timanfaya).

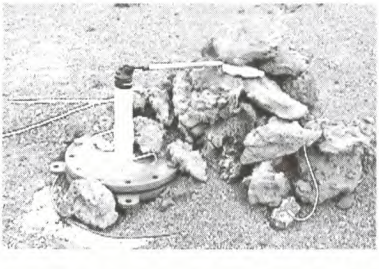
Las aplicaciones para el registro del flujo de calor pueden resultar útiles en zonas activas. Algunos termómetros de agua están preparados para registrar la diferencia de temperatura entre dos puntos. Es útil para detectar la corriente vertical debida a la mezcla de agua salada con agua dulce. La variación de la densidad, correspondiente al agua salada y dulce, puede influir en el sensor del nivel del agua que depende de la presión de la columna de agua.

En la zona de Timanfaya se han observado signos eventuales de interacciones entre el agua y materiales de muy alta temperatura, actividad que también registran los sismómetros del CSIC allí instalados. Estos procesos geotérmicos pueden verse influidos por dos aportes de agua modulados en el tiempo:

- Las mareas oceánicas con una amplitud de tres mètros que son capaces de fluir a través de grietas de las rocas de antiguos flujos de lava.
- Grandes lluvias ocasionales, teniendo en cuenta que las condiciones habituales son muy secas.

Ejemplos de ensayos EDAS: termómetro en la superficie de la roca y sensor de luz.

Las señales de temperatura relacionadas con estos mecanismos deben ser una observación complementaria para un mejor conocimiento del sistema. Por ello, se ha desarrollado una aplicación específica para la observación de las elevadas temperaturas existentes en la zona geotérmica de Timanfaya (Van Ruymbeke y Carbonez, 1997; Van Ruymbeke et al., 1997b).



Vista del lugar del Alta Temperatura 1, con un termómetro introduciéndose en un sondeo a una temperatura de más de 300°C. Los circuitos electrónicos están dentro de la rocas.

El principio de estos ensayos consiste en registrar variaciones de capacidad entre un cilindro y un tubo que lo rodea. Cuando cambia la temperatura, el tubo externo reacciona primero y solamente después de un largo retraso el cilindro interior, que tiene mayor masa, varía su temperatura. Así, la diferencia de tiempo entre ambos, que modula la capacitancia, refleja las variaciones de temperatura. El límite superior de funcionamiento de la electrónica son 200 ºC. Con este principio podemos poner la electrónica a una distancia lo suficientemente grande como para que esté fuera de la zona de alta temperatura. La máxima temperatura medida en laboratorio es de 600 ºC para que el termómetro continúe trabajando correctamente con una precisión mayor de 0,01 ºC. Siguiendo este principio, cuatro termómetros registran los cambios en el flujo de calor inducidos por actividad sísmica en Timanfaya. Complementariamente, se han instalado sensores de luz solar, termómetros de aire y roca, sensores de humedad y presión atmosférica y pluviómetros.

Fotografías de un termómetro termistor Clásico y de un segundo termómetro de alta temperatura.

Otro EDAS probado en Jameos del Agua consiste en varios tipos de sistemas adaptados para registrar el nivel del mar (Van Ruymbeke y Delcourt, 1986). Se utilizan células barométricas conectadas a tuberías de plástico introducidas en el agua del mar. De esta forma, se mide el peso de la columna de agua que cambia con las mareas. Recientemente, hemos diseñado un sistema especial con flotadores y contactos que proporcionan una señal on/off para el nivel superior o inferior con respecto a puntos fijos en la roca. El conjunto se completa con un sensor capacitivo de nivel y otro termométrico

Dos vistas de un sensor de bajada de marea y un ensayo de referencia capacitiva

BIBLIOGRAFÍA

- FERNÁNDEZ, J.; VAN RUYMBEKE, M.; VIEIRA, R. (1990). *Instrumentación y Proceso de Datos en Ciencias de la Tierra. Medidas Térmicas de Alta Precisión en El Laboratorio Geodinámico de Lanzarote*. Serie Casa de Los Volcanes n°**1**. III Jornadas. Lanzarote.
- FERNÁNDEZ, J.; VAN RUYMBEKE, M.; VIEIRA, R. (1991). *High precision thermal measurements in the volcanic tube of "La Corona" (Lanzarote).* Proc. of the Workshop Geodynamical Instrumentation Applied to Volcanic Areas, Walferdange, oct. 1-3, 1990. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, vol. **4**, pp 215-228.
- D'OREYE, N.; DUCARME, B.; VAN RUYMBEKE, M. (1991). *New design for water tube tiltmeters.* Working Group High Precision Tidal Data Processing, october 10-12, Bull. Inf. Marées Terrestres, **110**, pp 7927-7935.
- RASSON, J.; VAN RUYMBEKE, M. (1977). *Underground meteorology at the underground Laboratory of Geodynamics at Walverdange.* VIII Int. Symp. on Earth Tides-Bonn.
- VAN RUYMBEKE, M. (1977). *Some remarks on strainmeter design.* VIII Int. Symp. on Earth Tides-Bonn.
- VAN RUYMBEKE, M. (1980a). *Utilisation de capteurs capacitifs adaptés aux extensomètres horizontaux.* Bull. Inf. Marées Terrestres, nº **84**, pp 5350-5369.
- VAN RUYMBEKE, M. (1980b). *Description des principales étapes de la mise au point de capteurs capacitifs adaptés aux pendules horizontaux.* Verbaandert-Melchior B.I.M., n° **84** septembre, pp 5323-5349.
- VAN RUYMBEKE, M. (1983). *Development of capacitive transducers at the Royal Observatory of Belgium.* 9th intern. Symp. on Earth Tides, New York O.R.B. Comm.S.A n° **6** géoph. n° **141**, pp. 39-47. Schweizerbart buchhandlung
- VAN RUYMBEKE, M. (1985). *Sur un pendule horizontal équipé d'un capteur capacitif de déplacement à capacité variable*. Shijiedizhenyicong n° **6**, pp 65-68.
- VAN RUYMBEKE, M. (1990). *Instrumentation développée à l'Observatoire Royal de Belgique pour la mesure des déformations lentes du sol.* Annales de la Soc. Géologique de Belgique tome **112**, fasc. 2, pp 459-466.
- VAN RUYMBEKE, M. (1991). *Temperature measurements.* Proc. of the Workshop Geodynamical Instrumentation Applied to Volcanic Areas, Walferdange, oct. 1-3, 1990. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, vol. **4**, pp 205-214.
- VAN RUYMBEKE, M.; DUCARME B. (1978). *Introduction of voltage to frequency converters as long term integrators adapted to data acquisition.* B.I.M. nº **79** decembre, pp 4812-4815.
- VAN RUYMBEKE, M.; DELCOURT, M. (1986). *A capacitive transducer for water level measurements: "nivocap"*. Proc. 10th Int. Symp. on Earth Tides, Madrid, sept. 23-28, 1985 sc. Ed.: R. Vieira. Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, pp. 95-102
- VAN RUYMBEKE, M.; KAARIAINEN, J.; HENNAUX S.; VAN WALLEGEM, L.; D'OREYE, N. (1991a). *Long baseline water tubes.* XIth Int. Symp. on Earth Tides, Helsinki, july 31-august 5, 1989, pp 61-70.
- VAN RUYMBEKE, M.; WESTERHAUS, H.; FERNÁNDEZ, J. (1991b). *Temperature measurements.* XIth Int. Symp. on Earth Tides, Helsinki, july 31-august 5, 1989, pp 73-84.

- VAN RUYMBEKE M., D'OREYE N., SOMERHAUSEN A., GRAMMATICA N. (1993a). *Technological approach from Walferdange to Lanzarote: the EDAS concept.* Proc. of the Workshop "New Challenges for Geodesy in Volcanoes Monitoring", Walferdange, June 14th - 16th, 1993. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, vol **8**, 99, 171-176.
- VAN RUYMBEKE M., VIEIRA R., D'OREYE N., SOMERHAUSEN A., GRAMMATICA N. (1993b). *Technological Approach from Walferdange to Lanzarote: The EDAS concept.* Proc. of the XIIth Int. Symp. on Earth Tides, Beijing, August 4-7, 1993. Science Press Beijing, New York.
- VAN RUYMBEKE, M.; CARBONEZ, M. (1997). *A probe for high temperature variations measurements in the field of geothermalism*, Proc. of the Workshop «Short thermal and hydrological signatures related to tectonic activity», Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, volume **14**.
- VAN RUYMBEKE, M., BEAUDUCEL, FR.; SOMERHAUSEN, A. (1997a). *The environmental Data Acquisition System (EDAS) developed at the Royal Observatory of Belgium.* Proc. of the Workshop: «Short thermal and hydrological signatures related to tectonic activity», Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, volume **14**. presented during the Seminar 192 der (WE-Heraeus- Stiftung) «Microtemperature Signals of the Earth's Crust», Bad Honnef, Germany, 25-27 March, 1998, pp 23-35, ISBN 3-89720-287-5, 1999
- VAN RUYMBEKE, M.; VIEIRA, R.; ORTIZ, R.; CARBONEZ, M. (1997b). *Geothermal signals recorded in the Timanfaya area (Lanzarote, Canarias, Spain)*, Proc. of the Workshop «Short thermal and hydrological signatures related to tectonic activity», Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, volume **14**.
- VAN RUYMBEKE, M.; SOMERHAUSEN, A. (1999). *Experiments in Laboratory and field with Precise Thermometry*, presented during the Seminar 192 der (WE-Heraeus-Stiftung) «Microtemperature Signals of the Earth's Crust», Bad Honnef, Germany, 25-27 March, 1998, pp. 23-35, ISBN 3-89720-287-5, 1999.

RIESGO VOLCÁNICO

RIESGO VOLCÁNICO

R. Ortiz

Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

INTRODUCCIÓN

La Volcanología es una ciencia joven que ha experimentado un considerable avance en estos últimos veinte años, existiendo buenas escuelas de volcanólogos y una amplia literatura al respecto (Araña y Ortiz, 1984; Cas y Wright, 1987; Wohletz y Heiken, 1992). Sin embargo, el estudio de la actividad volcánica en una región cambia substancialmente cuando va dirigido a la evaluación de la peligrosidad volcánica (Blong, 1984; Tilling, 1989). Debe plantearse el estudio del volcán en dos frentes: hay que conocer cuál es el estado del volcán a través de su historia eruptiva, de los magmas que intervienen, de sus ciclos de evolución magmática y de los distintos mecanismos eruptivos. Por otra parte, se deben individualizar los peligros volcánicos asociados a cada estado evolutivo, determinando su periodo de retorno y los parámetros que lo caracterizan (Araña y Ortiz, 1993). Una reciente revisión de los desastres naturales ha centrado la catástrofe volcánica en su justo término (2% en pérdidas del total de las catástrofes), lo que contribuye a desarrollar una política realista de mitigación del riesgo volcánico a largo plazo y de cobertura mundial. Hoy también se tiende a analizar el impacto del fenómeno volcánico paralelamente a los otros desastres naturales, con la finalidad de desarrollar una política de mitigación homogénea (Mc Call et al., 1993; Alexander, 1993; Kovach, 1995), a la vez que se desarrollan nuevas herramientas que facilitan la toma de decisiones en situaciones críticas (Funtowicz y Ravetz, 1995).

La existencia y dimensión del riesgo volcánico es un concepto que gradualmente se está imponiendo en todo el mundo, debido a las últimas erupciones catastróficas y su impacto, magnificado por los medios de comunicación de masas y, especialmente, por la labor de concienciación y divulgación que se realiza con motivo de la Década para la Mitigación de los Desastres Naturales. Podemos decir que en estos últimos años se está impulsando una cultura para la mitigación de los desastres naturales, desarrollándose metodologías para la estimación objetiva del riesgo, teniendo presente que su análisis riguroso afecta a todos los estamentos de la estructura social y para varias categorías de elementos expuestos a riesgo. Son numerosas las publicaciones recientes dedicadas al tratamiento unificado de los efectos negativos de los desastres naturales. En todas ellas presentan un peso importante los temas dedicados al riesgo sísmico, dado su gran impacto económico y el amplio desarrollo alcanzado por la ingeniería sísmica (Tiedemann, 1992). Un error frecuente es asociar el riesgo volcánico y el riesgo sísmico. Ambos sólo tienen en común ser los desastres naturales popularmente más espectaculares, quizá, porque pocas veces producen un impacto lo suficientemente grande para saltar a la primera página de los medios de comunicación y por ser un reflejo de la actividad interna del planeta. Una diferencia esencial entre el tratamiento del riesgo sísmico y el volcánico radica que el peligro sísmico es único (el terremoto) y casi instantáneo, mientras que la erupción volcánica puede prolongarse durante meses y los factores de peligro son múltiples: coladas lávicas, flujos y caída de piroclastos, lahares y avalanchas, gases, sismos volcánicos, tsunamis, anomalías térmicas, deformaciones del terreno, etc. En primer lugar, hay que considerar como un todo

el conjunto de elementos (instituciones, medios y personas) que intervienen en caso de ocurrencia de una erupción. Es absurdo que se potencie la estructura de la Protección Civil si, simultáneamente, no se refuerza el equipo científico, y poco se conseguirá, si esto no lleva acompañado un esfuerzo educacional a todos los niveles (Araña y Ortiz, 1996).

DEFINICIÓN DEL RIESGO

El riesgo podría definirse, en términos abstractos, como la expectación de que ciertos eventos produzcan un impacto adverso sobre algunos elementos expuestos. Esta expectación está basada en la racional proyección de experiencias, ocurridas en el pasado, al futuro inmediato. Son los intereses económicos los que introducen en la sociedad el concepto actual y la consiguiente cuantificación del Riesgo. Esto ocurre en épocas muy recientes, después de que el término *catástrofe natural* sustituye al de *castigo divino*, dándole así una opción a la Ciencia en el entendimiento de los fenómenos naturales. De acuerdo con el nivel del conocimiento actual del problema del análisis del riesgo, una parte importante del mismo se enmarca en un ámbito probabilístico que debe conjugarse con el conocimiento determinista que exista del fenómeno objeto de estudio. La adopción de este marco permite extraer, mediante el uso de modelos apropiados y datos reales, importantes conclusiones para la mitigación del impacto de las catástrofes naturales. Debemos tener siempre presente que la ocurrencia de un desastre es el resultado de la conjunción de múltiples elementos (cadena o árbol de sucesos). El establecimiento de un marco para el estudio de los riesgos asociados a los desastres naturales requiere la introducción de una serie de conceptos básicos que permitan relacionar de forma inequívoca los distintos desastres y sus efectos (cuadro 1).

Cuadro 1. Conceptos para la formulación del riesgo volcánico

Peligro volcánico	Expectación de la incidencia de un fenómeno ligado a la actividad volcánica. Se debe expresar como la probabilidad de que ocurra el fenómeno en un determinado periodo de tiempo
Factor de peligro	El PELIGRO VOLCÁNICO se descompone en elementos más sencillos que pueden evaluarse separadamente (lavas, bombas, lahares, etc.)
Vulnerabilidad	Expectativa de daño o pérdida infligida a un elemento expuesto y condicionada a la severidad de la acción del evento volcánico. Se expresa el porcentaje de daño referido a la pérdida total para la acción esperada
Elemento de riesgo	Cualquier valor que pueda resultar adversamente afectado como consecuencia de la incidencia de un evento volcánico
Riesgo especifico	Expectación de daño o pérdida infligida a un elemento de riesgo, durante un cierto período de exposición
Riesgo	Riesgo específico referido a coste

La adopción de una metodología común a todos los desastres, permite una mejor comprensión de la problemática de los distintos riesgos por parte de los estamentos sociales involucrados, y un mejor aprovechamiento de los recursos empleados en su mitigación. El concepto actual del riesgo lleva implícita su "no eliminación". Así, el riesgo tendrá siempre un valor numérico (monetario o en número de víctimas), que podrá calcularse con algún

tipo de fórmula. Todas estas fórmulas, en el caso del riesgo volcánico, incluyen el producto de la *peligrosidad* volcánica por la *vulnerabilidad* y por la *exposición*. Al ser las funciones de peligrosidad y vulnerabilidad distribuciones definidas en un marco probabilístico, hay que entender este producto como un producto de convolución entre funciones.

$$< RIESGO > = < VULNERABILIDAD > * < EXPOSICION > * < PELIGRO >$$

Según esta expresión, para establecer el riesgo se debe obtener la peligrosidad y la vulnerabilidad para cada punto de la zona en estudio. La peligrosidad y la vulnerabilidad pueden evaluarse siguiendo dos metodologías distintas: en base al estudio de los efectos de erupciones pasadas (métodos observacionales) o partiendo de modelos teóricos de los fenómenos y sus efectos (métodos predictivos). En el estado actual del conocimiento del fenómeno volcánico se utiliza un método mixto, que conjuga la observación detallada de los efectos de las pasadas erupciones ocurridas en la zona y, mediante técnicas numéricas basadas en la física de los fenómenos volcánicos, modeliza los efectos de la erupción esperada (Barberi el al., 1989; Dobran et al., 1990). El carácter estadístico de los análisis de riesgo volcánico requiere que los trabajos de muestreo en campo satisfagan dos condiciones

- suficientemente numerosos para que el resultado sea estadísticamente creíble
- suficientemente homogéneos para ser significativos

Estos dos requerimientos entran en ocasiones en conflicto, especialmente en el ámbito de las Ciencias de la Tierra, donde no siempre es fácil muestrear adecuadamente o donde los intervalos temporales entre los fenómenos no permiten tener un conocimiento directo de los mismos. Las vulnerabilidades pueden determinarse tanto para estructuras simples como para sistemas multicomponentes. La vulnerabilidad frente a la exposición a los diferentes peligros volcánicos es difícil de determinar experimentalmente, pues tenemos muy poca experiencia directa en erupciones catastróficas que hayan afectado un área urbana desarrollada. Por ello, debemos extrapolar la información obtenida de los efectos producidos sobre estructuras simples, generalmente rurales, a sistemas complejos. Esta extrapolación resulta muy difícil de realizar, por lo que hay que acudir a la utilización de métodos estadísticos como puede ser Montecarlo, considerando los efectos sobre las estructuras situadas en distintos escenarios (Sandi, 1986, 1995). Esta metodología está ampliamente desarrollada para el caso de la determinación de las vulnerabilidades en el riesgo sísmico, donde terremotos destructores como el de Ciudad de México en 1995 o el ocurrido en Campania (Italia) en 1980, han aportado suficientes datos experimentales.

El daño causado por una erupción volcánica depende en primer lugar del tipo y magnitud de la erupción, de la distancia entre el elemento de riesgo y la fuente, de la topografía, del viento y otras variables meteorológicas, de la vulnerabilidad del elemento de riesgo y, finalmente, del sistema de alarma y de la optimización del riesgo. Una vez evaluados los distintos factores de peligro volcánico, con clara referencia a su magnitud, extensión, duración y período de retorno, se debe proceder a estudiar los elementos de riesgo, definiendo para cada uno de ellos y para cada uno de los peligros su vulnerabilidad, la cual será función de sus propiedades estructurales y de su distancia al centro de emisión. El factor de exposición, que siempre reduce el factor de riesgo, introduce el hecho de que el elemento de riesgo no estará permanentemente en la zona de peligro y se expresa en % del tiempo total. Por ejemplo, una construcción se supone que sólo durará 50 años, que una

cosecha sólo está amenazada durante seis meses al año, los turistas sólo están en verano, etc.

El concepto de peligrosidad volcánica engloba aquel conjunto de eventos que se producen en un volcán y pueden provocar daños a personas o bienes expuestos, por encima de un nivel o grado de riesgo asumido. Los fenómenos que ocurren en un volcán son bien conocidos desde hace mucho tiempo, sin embargo, para valorarlos en su aspecto directamente relacionado con el riesgo volcánico es útil repasar las grandes catástrofes de origen volcánico de las que tenemos noticias. Se observa que las erupciones que han producido mayor número de muertes lo han hecho de modo indirecto: provocando hambre al arruinar las cosechas, desencadenándose lahares o tsunamis que han llevado la destrucción hasta zonas muy lejanas del aparato volcánico o por terremotos probablemente tectónicos ocurridos en la zona. Esto es debido a que un volcán no pasa inmediatamente del más absoluto reposo a la más violenta actividad, por lo que todas las grandes erupciones vienen precedidas de actividad menor, pero suficiente para que las poblaciones próximas al volcán evacuen espontáneamente.

La mayor parte de los eventos volcánicos sólo suceden en las proximidades del volcán (caída de bombas y nubes de gases tóxicos) o bien presenta una movilidad baja, como las lavas. Incluso los grandes efectos del volcanismo explosivo están limitados a un entorno de pocos kilómetros. Otras catástrofes asociadas a los volcanes, como pueden ser los lahares o los deslizamientos de ladera pueden ocurrir sin erupción o terremoto, disparados simplemente por unas lluvias anormales que inestabilizan los materiales volcánicos. No sólo las vidas humanas son los elementos de riesgo, ya que nuestra sociedad posee y depende de estructuras básicas muy vulnerables, como son los sistemas de comunicación o las redes de distribución de agua y energía. Además, los núcleos urbanos en la proximidad de volcanes potencialmente peligrosos son cada vez mayores, llegándose en algunos casos a urbanizar hasta las laderas de un volcán de alto riesgo como el Vesubio. Es probable que la escala de los desastre volcánicos haya que modificarla dentro de pocos años, cuando se produzca una catástrofe volcánica en el nuevo orden urbanístico (Chester, 1993).

PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

El estudio de la peligrosidad volcánica exige dividir cada uno de los episodios volcánicos en elementos muy sencillos que se evalúan independientemente (cuadro 2). Cada uno de estos elementos constituye un peligro volcánico, debiéndose definir para cada uno de ellos su magnitud (volumen, energía), alcance, duración del impacto y tiempo de propagación. Además, deberemos establecer las relaciones secuenciales entre ciclos eruptivos, peligros y periodos de retorno. Debe tenerse presente que toda esta información será procesada posteriormente de modo homogéneo, entrando como capa en el sistema de información geográfica a fin de poder establecer los mapas de riesgo volcánico. Este proceder es muy distinto al que se sigue habitualmente para fines académicos. Una vez aislados los tipos de peligro correspondientes a cada una de las fases del ciclo eruptivo, debe procederse a analizarlos individualmente, siempre tratando de poner de manifiesto aquellos aspectos que tengan relevancia a efectos de daños. Además, en aquellos casos que sea posible, debe realizarse el análisis del peligro volcánico de forma que puedan determinarse los parámetros físicos necesarios para la modelización numérica del mismo. En todo caso

deberemos establecer las leyes de atenuación con la distancia, aunque sea de modo empírico (Ortiz y Araña, 1996).

Cuadro 2. Peligrosidad volcánica (NLA 1992 modificado)

Factores de peligro	Tipo de daño
Proyección de bombas y escorias	Daños por impacto. Incendio
Caída de piroclastos	Recubrimiento por cenizas. Colapso de estructuras. Daños a la agricultura. Daños a instalaciones industriales
Dispersión de cenizas	Problemas en tráfico aéreo. Falta de visibilidad
Lavas y domos	Daños a estructuras. Incendios. Recubrimiento por lavas
Coladas y Oleadas Piroclásticas (Nubes ardientes)	Daños a estructuras. Incendios. Recubrimiento por cenizas
Lahares	Daños a estructuras. Arrastres de materiales. Recubrimiento por barros
Colapso total o parcial del edificio volcánico	Daños a estructuras. Recubrimiento por derrubios. Avalanchas. Tsunami inducido
Deslizamiento de laderas	Arrastres de materiales. Recubrimiento por derrubios. Daños a estructuras
Gases	Envenenamiento. Contaminación aire y agua
Onda de choque	Rotura de cristales y paneles
Terremotos y temblores volcánicos	Colapso del edificio volcánico. Deslizamiento de masas. Daños a estructuras
Deformación del terreno	Fallas. Daños a estructuras
Variaciones en el sistema geotérmico de acuíferos	Cambios en la temperatura y calidad del agua
Inyección de aerosoles en la estratosfera	Impacto en el clima. Efectos a largo plazo y/o a distancia

PERIODOS DE RETORNO. ASPECTOS PROBABILÍSTICOS

Cada tipo de volcán tiene una vida media estimada, pero en este parámetro es determinante el origen del magmatismo y el marco geodinámico. En cualquier caso, hay que distinguir entre los escudos basálticos, alimentados casi directamente desde zonas muy profundas, y los estratovolcanes alimentados desde unas cámaras someras que las erupciones vacían periódicamente y vuelven a rellenarse desde zonas profundas. Sin embargo, también aquí puede haber una transición ya que no es extraño que los escudos basálticos terminen convirtiéndose en estratovolcanes (Araña y Ortiz, 1993). La identificación de cambios regulares o secuencias en la actividad volcánica no tiene porque referirse exclusivamente a los grandes ciclos magmáticos, ya que hay otras pautas de menor entidad que, correctamente interpretadas, proporcionan importantes elementos de predicción. La estimación de la probabilidad de que ocurra una erupción en uno cualquiera de los volcanes

que existen en la Tierra debe hacerse a partir de los datos del catálogo (Simkim y Siebert 1994), el cual recoge unas 9000 erupciones en 10000 años, que es una muestra muy incompleta, más aún si tenemos presente que la mayor parte de las erupciones catalogadas corresponde a los últimos 250 años. La muestra resulta todavía menos significativa si pretendemos estimar la probabilidad de que ocurra una erupción altamente explosiva en un determinado volcán. Si también consideramos que el sistema volcánico puede presentar largos periodos de reposo o responder a determinadas secuencias, todavía es más acusada la insuficiencia del tamaño de la muestra en relación con los periodos que pretendemos determinar. En general, se observa que la pauta para el volcanismo explosivo es el presentar largos periodos de inactividad, siendo tanto mayor la violencia de la erupción cuanto mayor sea el periodo de reposo precedente. El escaso número de grandes erupciones explosivas bien estudiadas hace aventurada cualquier hipótesis. Siempre deberíamos tener presente que la descripción estadística simplemente suple nuestra falta de conocimiento de la física de los procesos volcánicos. Un sistema volcánico no es un sistema Poisson, ya que, de hecho, se produce en el volcán una serie de procesos encadenados, perfectamente claros: ascenso del magma, almacenamiento y evolución en cámaras magmáticas y erupción. Esto es especialmente importante para las grandes erupciones explosivas, en las que intervienen volúmenes de magma que superan el km^3. Es por ello que, después de una gran erupción, este tipo de volcanes queda en reposo durante varios centenares de años y, en general, la magnitud de la erupción es tanto mayor cuanto más largo ha sido el período de reposo.

El factor tiempo es muy importante para construir un mapa de peligros volcánicos. No es posible tratar por igual un fenómeno que se produce cada pocas decenas de años y otro con periodicidades de miles de años. Una erupción es la culminación de un largo proceso que se inicia con la generación de magmas, su lento ascenso, su posible almacenamiento en cámaras magmáticas más o menos superficiales y su salida a la superficie. Todo ese complejo proceso es claramente repetitivo, los tiempos entre erupciones o los distintos mecanismos eruptivos se repiten de forma tremendamente constante, pero con las lógicas fluctuaciones derivadas de su propia complejidad. El conocimiento adquirido en estos últimos años sobre los sistemas caóticos ha permitido comprender el por qué de estas fluctuaciones y está proporcionando las herramientas necesarias para cuantificarlo. La primera aproximación que podemos hacer es mediante la estadística de las distintas erupciones que ocurren en nuestro volcán. Es importante destacar que es imprescindible que los datos de los que se parte sean homogéneos, no es posible mezclar en el mismo modelo datos históricos precisos con datos intuidos de leyendas o información geocronológica con amplias horquillas de error. Cada fuente de información deberá analizarse por separado. Una técnica sencilla para determinar el periodo de retorno entre erupciones consiste en representar el número de veces que un determinado tiempo ha transcurrido sin erupciones. Una vez obtenido el periodo de retorno y aplicando modelos estadísticos elementales podemos conocer cual es la probabilidad de que ocurra una erupción en un determinado intervalo de tiempo.

VULNERABILIDADES

La vulnerabilidad de los elementos de riesgo es muy difícil de evaluar, pues no existen suficientes experiencias recientes en las que haya sido posible determinar directamente los daños sobre elementos y grandes concentraciones de riesgo. Las vulnerabilidades se han establecido en base al análisis de observaciones antiguas y extrapolaciones. La

vulnerabilidad se expresa en % del valor total del elemento en riesgo. Este valor, al ser un concepto estadístico, hay que calcularlo para todos los elementos similares (igual tipo de construcción, de cultivo, etc.), por ello se prefiere definir una escala de daños de tres niveles: ligero (0-20%), moderado (10-60%) y grave (50-100%) que se superponen por la dificultad real de distinguir si un daño es del 45% ó 55% del total. Hay que tener presente que cuando una estructura sufre daños superiores al 40% ya no es rentable su reparación y debe ser destruida. Para cada uno de los peligros volcánicos, en sus distintos grados de intensidad, y para cada uno de los elementos de riesgo hay que analizar la correspondiente vulnerabilidad. El resultado de este análisis se puede expresar en forma matricial (matriz de vulnerabilidad) para transferirlo al sistema de información geográfica como capas distintas. En general, el daño producido por coladas lávicas está limitado al entorno próximo del volcán y fuertemente controlado por la topografía. Las avalanchas, incluyendo en ellas las coladas y oleadas piroclásticas, pueden causar la destrucción total a decenas de kilómetros del volcán. Las nubes de cenizas pueden causar pérdidas millonarias a miles de kilómetros del volcán. La complejidad de la actual sociedad tecnológica hace que sea mucho más vulnerable que las primitivas sociedades de subsistencia. Hoy, nuestros sistemas de energía y comunicaciones nos hacen tremendamente vulnerables ante la catástrofe volcánica (Blong, 1984; Tiedemann, 1992; Ortiz y Araña, 1996).

MAPAS DE RIESGO VOLCÁNICO

En el caso del riesgo volcánico debemos empezar por conocer cuáles son los peligros volcánicos. Después hay que conocer cuál es la probabilidad temporal de que ocurra cada uno de ellos y, en caso de que el fenómeno se produzca, cuál es la probabilidad de que cada lugar se vea afectado. Seguidamente, se deberá calcular qué vulnerabilidad presenta cada elemento de riesgo presente en la zona afectada para la intensidad esperada para el fenómeno. Con todo esto ya podemos construir el mapa de riesgo. En la práctica (Felpeto et al., 1996), se separan los tres factores en dos términos: el primero es exclusivamente el peligro, mientras que el segundo engloba solo información económica (exposiciones y vulnerabilidades). De esta forma el mapa de riesgo se construye partiendo de un mapa de peligros, realizado por volcanólogos, que se transforma incluyendo una información económica aportada por técnicos de otras disciplinas, como geógrafos, economistas, sociólogos, etc. Este tipo de mapas debe ir acompañado de la correspondiente memoria que facilite su utilización. Es importante insistir en que una información imprescindible que debe figurar en los mapas es el diagrama de tiempos disponibles para actuar frente a cada uno de los peligros. Lógicamente este tipo de información no sirve si no existe una planificación anterior. Es importante disponer del material didáctico necesario y preparado a distintos niveles. Además, este material debe actualizarse periódicamente. Hay que pensar que una crisis puede iniciarse en cualquier momento y puede que transcurran varios meses antes de culminar en una fase catastrófica. Pero este tiempo es muy pequeño si hay que improvisar todo el material informativo y preparar al personal que debe intervenir, además de establecer los correspondientes planes de actuación.

Para establecer un mapa de riesgo volcánico debemos partir de la definición de riesgo. El riesgo es una densidad de probabilidad, definida a partir de la peligrosidad, es decir de la densidad de probabilidad $P(x,y,z,\Delta t)$ de que en un punto (x,y,z), en un intervalo de tiempo Δt, ocurra un evento peligroso y de la vulnerabilidad $V(x,y,z)$, entendida como densidad de probabilidad de que dado el evento peligroso se sufra un determinado daño. Hay que

destacar que mientras la peligrosidad es función del intervalo de tiempo y, por ello, invariante frente a una traslación temporal, la vulnerabilidad es sólo función del punto considerado y de la actividad humana en ella desarrollada y por ello puede estar sujeta a normas tendentes a disminuir el riesgo. Introduciendo el valor $(x,y,z) de los bienes sujetos a posibles pérdidas se tiene

$$R(x, y, z, \Delta t) = \$(x, y, z)\, V(x, y, z)\, P(x, y, z, \Delta t)$$

Por consiguiente, en la valoración del riesgo los factores primordiales son de carácter social y económico, mucho más próximos a la política regional que a la aproximación científica y técnica de los volcanólogos y técnicos de Protección Civil. En consecuencia, cuando a los volcanólogos se les pide un mapa de riesgo, éstos deben limitarse a establecer el mapa de peligrosidad volcánica, dejando a otros especialistas la transformación de este mapa en un mapa de riesgo, mapa que viene expresado en dinero y en el que hay que evaluar si es más rentable un hombre, una vaca o una industria, cuyos valores dependen del contexto socioeconómico (Araña y Ortiz, 1993).

Para plantear un mapa de peligrosidad (Felpeto et al., 1996) se debe definir cuál es el intervalo de tiempo Δt considerado. Un criterio es considerar todos aquellos eventos que puedan producirse en los próximos 60 años, lo que supone períodos de retorno del orden de 500 años para un margen de confianza del 99.5%. Seguidamente, debe realizarse un estudio geológico de las erupciones habidas en la zona, reconstruyéndose sus mecanismos eruptivos y tratando de establecer las relaciones temporales existentes entre ellas y la presencia de secuencias significativas. Estos datos son analizados estadísticamente, tratando de establecer el modelo que permita reconstruir las distintas secuencias e intervalos. Este modelo estadístico permite calcular para cada mecanismo eruptivo, su densidad de probabilidad para el intervalo de tiempo considerado. En general, los valores obtenidos correspondientes a las erupciones más peligrosas, salvo en volcanes muy particulares, son tremendamente pequeños. En algunos casos, deben modelarse numerosas situaciones que pueden modificar considerablemente los resultados obtenidos; un ejemplo de ello puede ser la modelización de la caída de los piroclastos cuando en la zona no existen vientos dominantes claramente definidos.

La metodología (figura 1) para la realización del mapa de riesgo volcánico pasa por la necesaria coordinación de un equipo multidisciplinar, necesario para la realización de los estudios geológicos encaminados a la reconstrucción individualizada de cada evento eruptivo, de su modelización física y de su transposición a la realidad social y económica actual de la zona afectada por la posible erupción (Dobran et al., 1990). Es importante recordar que tanto los datos como los modelos deben utilizarse en una crisis real, lo que implica que mucha de la información requerida puede no estar disponible en ese momento. De poco sirve un sistema muy sofisticado si no es útil en el transcurso de una crisis. En muchos casos la única información de que se dispone en los primeros momentos (horas, días) son las coordenadas del centro de emisión y una vaga idea sobre el tipo de erupción. Posteriormente, si la accesibilidad del volcán y las condiciones meteorológicas lo permiten, se podrá empezar a estimar otros parámetros

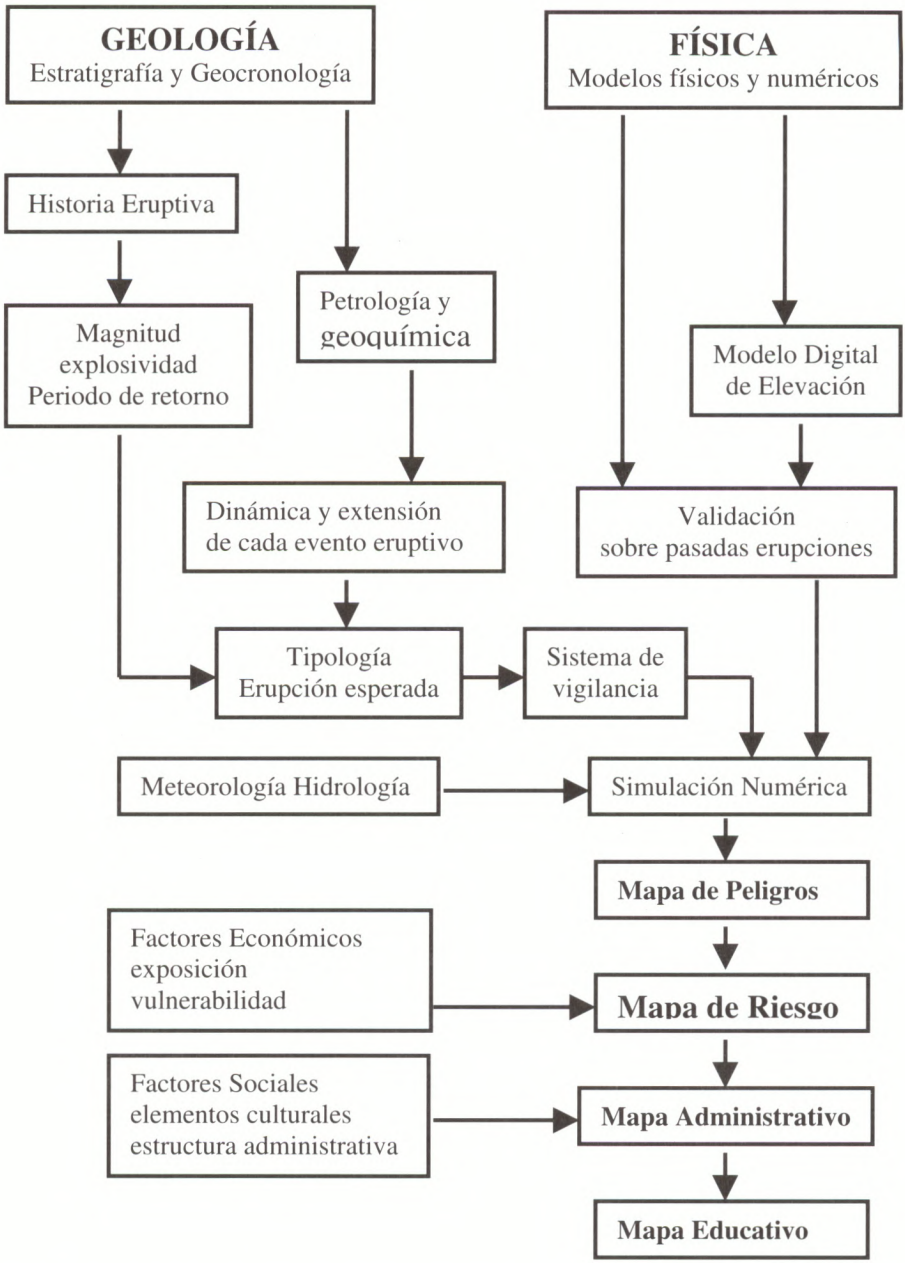


Figura 1. Metodología para la realización de mapas de riesgo volcánico.

La herramienta imprescindible para realizar estos mapas es un Sistema de Información Geográfica (SIG), aplicación informática que permite trabajar con bases de datos georeferenciadas. Este tipo de aplicaciones permite combinar una base topográfica con la

información disponible de cada localización (habitantes, cultivos, vías de comunicación, infraestructuras, etc.). Actualmente existen muchas aplicaciones de este tipo, aunque ninguna de ellas está específicamente diseñada para la gestión de desastres, por lo que siempre habrá que desarrollar módulos e interfases. El primer elemento que debemos introducir en el Sistema de Información Geográfica es el mapa topográfico de la zona. Es importante que este mapa se corresponda exactamente con el modelo digital del terreno utilizado por los modelos numéricos: red viaria, centros urbanos, etc. El material utilizado para los trabajos de campo (foto aérea, foto satélite, cartografía específica, etc.) deberá corregirse adecuadamente. El modelo digital de terreno debe construirse de forma que presente la máxima resolución posible en función de la información topográfica existente de la zona. Difícilmente se puede trabajar con resoluciones de 25 m partiendo de un mapa básico a 1:100.000. Una resolución de 200 m puede resultar insuficiente para el modelado de coladas lávicas, pero resulta más que suficiente para la proyección balística o los flujos piroclásticos. Para la modelización detallada de avalanchas se necesita un modelo topográfico particular que se puede obtener fácilmente transformando el modelo digital de elevación. Los modelos digitales de terreno contienen numerosos errores debidos al algoritmo que se ha utilizado para trazar las isolineas en el mapa original y al método seguido para transformarlas en malla regular.

La modelización de la erupción esperada, requiere disponer de un conjunto de programas para la simulación de los distintos peligros volcánicos que pueden presentarse en la zona. Esta modelización debe realizarse a distintos niveles de resolución, pues cuanto más preciso sea el ajuste mayor será el número de parámetros sobre la erupción que se necesitarán. No hay que olvidar que, a efectos de valoración del riesgo volcánico, se necesita más una valoración global de los efectos de la erupción que el detalle preciso de cada uno de los fenómenos. En este aspecto, es interesante organizar los modelos en forma escalonada, entrando cada vez más en el detalle de cada fenómeno mediante modelos más elaborados. Así, en primera aproximación, es posible utilizar el mismo modelo gravitacional para todos los fenómenos bajo control topográfico, introduciendo un parámetro que refleje la movilidad de cada evento particular y que se ajusta empíricamente en base a los datos disponibles para cada zona. Procediendo de este modo se puede obtener una buena representación del fenómeno, apta para servir de base al mapa de peligrosidad volcánica. Los modelos numéricos de los distintos peligros volcánicos parten de una simplificación del modelo físico del fenómeno y precisan de la entrada de una serie de parámetros característicos de la erupción esperada y utilizan los datos del modelo digital del terreno. En función del tipo de modelo será necesario realizar una transformación de los datos de elevación, generando un modelo local del terreno de menores dimensiones. Esto mejora la eficiencia del proceso de cálculo, pues se trabaja con modelos de menores dimensiones. Al finalizar, los resultados de la simulación deben escribirse en un fichero directamente compatible con el SIG.

La transformación del mapa de peligrosidad en mapa de emergencia o en mapa de riesgo, es un proceso simple que se realiza directamente mediante el uso de las herramientas propias del SIG. Sin embargo, para que esta transformación sea sencilla de realizar es necesario que la salida de los distintos modelos de peligros volcánicos esté adecuadamente escalada, de modo que la aplicación de las tablas de vulnerabilidad sea inmediata. Evidentemente, la utilidad del sistema dependerá fundamentalmente de la correcta actualización de los datos que constituyen la base del SIG. Este tipo de proceso requiere

actuar sobre las vulnerabilidades definidas para todos los elementos. Por consiguiente, es conveniente que desde un principio se introduzcan las distintas capas que constituyen el SIG. Esto también debe aplicarse al formato de salida de los distintos modelos.

Los mapas de riesgo y gestión de la emergencia deben actualizarse continuamente en caso de crisis, en función de como vaya evolucionando la actividad del volcán o de como los datos procedentes del seguimiento de la crisis vayan permitiendo optimizar el ajuste de los modelos. Para que este proceso pueda realizarse de forma adecuada, el sistema debe poder operar de un modo sencillo sin necesidad de tener que realizar operaciones manuales. Finalmente, los mapas de tipo educativo o informativo deben realizarse manualmente, en colaboración con un equipo de pedagogos, ya que los criterios de tipo cultural y tradicional afectan al contenido de estos mapas.

Los mapas de peligros volcánicos se deben construir teniendo en cuenta su objetivo final. Así tenemos

- *Mapa de peligros ocurridos*: refleja todo lo que ha ocurrido en el volcán y en cierta forma se diferencia poco de un mapa geológico.
- *Mapa de peligro específico*: refleja sólo un peligro, por ejemplo el camino que recorrerán los lahares.
- *Mapa de erupción esperada*: construido en base al conocimiento del estado actual del volcán, refleja los efectos de una futura erupción. Este es el mapa de peligros volcánicos que se realiza habitualmente para la cuantificación del riesgo volcánico. Hay que tener en cuenta que en muchos casos vamos a tener varios tipos de erupciones posibles y deberemos construir un mapa para cada uno de ellos, considerando el árbol de probabilidades correspondiente.
- *Mapa del máximo evento posible*: se considera la mayor erupción que pueda ocurrir en ese volcán, independientemente de cuando se vaya a producir. Desborda las posibilidades de gestión inmediata. La probabilidad de que ocurra es extremadamente baja.
- *Mapa del mayor evento abordable:* considera la máxima erupción esperada que pueda ocurrir en un plazo razonable y que pueda gestionarse con los medios disponibles.

Por otra parte, un mapa de riesgo volcánico afecta los intereses de corporaciones e individuos. Las presiones sobre los investigadores para que una zona aparezca o no afectada en el mapa son muy fuertes, especialmente cuando la zona se reactiva y los habitantes son conscientes de ello. Además, el grado de responsabilidad sobre la zona a proteger no está claro. Ciudadanos y corporaciones tienden a transferirla al Gobierno Regional y al Nacional, independientemente del grado actual de responsabilidad. La educación sobre este tipo de fenómenos naturales es escasa y muy deficiente y, por ello, es muy importante tener previsto cómo debe ser la información que se debe proporcionar a los habitantes de una posible zona afectada. La aplicación de este tipo de estudio es clara cuando se trata de aparatos volcánicos en actividad continua o que por las características especiales de su estado actual, como es la presencia de un domo en evolución, de una cámara magmática somera activa o de erupciones casi continuas, sea posible conocer cuál será la evolución normal del sistema y establecer el modelo correspondiente. Situación muy distinta es cuando en una área volcánica activa se desencadena una crisis. En tal situación, hay una serie de indicadores que se activan y se empiezan a recibir datos por la aplicación

de las distintas técnicas de vigilancia de volcanes. Especialmente significativos son en estos casos los datos de la geodesia y de la geoquímica de fluidos: estos datos nos permiten delimitar con bastante precisión la zona donde se está produciendo realmente el fenómeno. Con los conocimientos volcanológicos de la zona es posible reducir a unos pocos tipos de mecanismos la posible erupción. La aplicación de los modelos de simulación numérica acoplados directamente al Sistema de Información Geográfica, permite establecer rápidamente los distintos tipos de mapas de riesgo necesarios para afrontar la crisis.

ZONIFICACIÓN

Es la división de una región en zonas y su ordenación en función del grado de riesgo frente a un peligro volcánico. Inicialmente, el concepto de zonificación era muy amplio y de hecho sólo permitía definir las áreas volcánicas activas. Para obviar esto se introduce el concepto de microzonificación aplicado a una zona concreta (Alexander, 1993). Esta técnica se ha diseñado para mostrar la variación espacial del riesgo, a fin de concentrar los recursos y enviar los equipos de emergencia durante los periodos de crisis. A largo plazo, permite dictar normas encaminadas a la ordenación del territorio y construir las infraestructuras del modo menos vulnerable posible. Hay que tener presente que el concepto de microzonificación es siempre local; el aplicarlo a escalas regionales puede traer problemas a largo plazo al introducirse datos no exactamente equivalentes para cada una de las zonas: una zona de alto riesgo puede quedar enmascarada por otra de menor riesgo pero de la que haya un conocimiento mayor. Los elementos básicos para la zonificación volcánica son: el número de personas expuestas, sus actividades económicas, la localización de las estructuras y servicios de emergencia y sus vulnerabilidades frente a cada peligro considerado. El tipo de mapa de microzonificación depende de dos factores: el peligro considerado y el uso al que va destinado.

- *Mapa de peligro único y un sólo uso*: Es el más fácil y barato de realizar. Resulta apropiado para resolver situaciones particulares, donde es posible aislar un único tipo de peligro que afecta a una estructura vulnerable muy simple. Por ejemplo analizar la caída de piroclastos sobre una zona residencial para realizar el diseño adecuado de las cubiertas.
- *Mapa de peligro único y múltiple uso*: Apropiado cuando el peligro esperado afecta a más de una actividad. Siguiendo con el ejemplo de la caída de piroclastos, se puede conocer, basándose en un único trabajo de campo, el impacto sobre el sistema de comunicaciones (carreteras y aeropuertos), el suministro de agua y energía, las construcciones residenciales y las zonas agrícolas.
- *Mapa de peligro múltiple y uso múltiple*: Este tipo de mapas es el requerido para la ordenación del territorio. Debe incluir todos los peligros esperados en la zona. Por su complejidad es necesario estructurarlo sobre un SIG. Es importante escalar cada peligro en relación con los otros, tanto en magnitud como en periodos de retorno.

Dependiendo del destinatario podemos considerar tres tipos de mapas de peligrosidad volcánica: un mapa que recoja la información estrictamente volcanológica, un mapa de carácter administrativo y un tercero de tipo educativo (Yoshioka, 1992):

- *Mapa de Peligrosidad Volcánica basado en Estudios Volcanológicos*: En él se muestran las áreas peligrosas bajo ciertas condiciones de cada factor de peligro

considerado. Se pueden adoptar dos criterios para establecer este mapa: reflejando los efectos de una erupción de un tipo concreto en un punto y bajo unas determinadas condiciones meteorológicas o bien un mapa recogiendo todas las posibles erupciones y fenómenos asociados que puedan tener lugar en la zona. El primero es útil para hacer frente a una crisis, mientras que el segundo es de interés muy relativo y sólo sirve a efectos de ordenación del territorio a muy largo plazo. En muchos casos, se opta por realizar un mapa en el que se superponen todas las erupciones posibles en la zona que son esperables durante el desarrollo de una crisis. Estos mapas sirven de base para crear el mapa administrativo y el educativo. Este mapa resulta inútil si no existe un equipo de volcanólogos, debidamente coordinado, trabajando en la zona.

- *Mapa de Peligrosidad Volcánica con Datos Administrativos*: Es el mapa útil para la Administración (no para especialistas en volcanes) y en él se incluyen las medidas a tomar para cada factor de peligro así como las escalas de tiempo correspondientes. Sobre este mapa se planificarán las operaciones de evacuación, las contramedidas a tomar y las actuaciones post-desastre. Se realiza revisando y evaluando el mapa volcanológico desde el punto de vista de la gestión de desastres, añadiendo la información referente a vías y centros de evacuación y todos aquellos datos necesarios para la actuación en la emergencia. Este mapa carece de sentido si no existe una normativa para su aplicación.
- *Mapa de Peligrosidad Volcánica para Uso Educativo de los habitantes*: Está basado en el Mapa Administrativo e incluye información precisa para los habitantes y turistas, especialmente sobre las medidas a tomar en caso de un factor de desastre, por ejemplo, las instrucciones para el caso de una evacuación. Se debe recordar que en la misma zona ya han ocurrido antes erupciones y que ello no siempre supone un desastre, así como dar a conocer el fenómeno volcánico. Hay que tener presente que la publicación y distribución de estos mapas puede provocar una alarma infundada que afecte seriamente la economía de la zona: disminuye el número de turistas, bajan los precios de las tierras, los seguros se disparan y muchas empresas pueden abandonar la zona o requerir fuertes compensaciones económicas.

SEGURIDAD AÉREA Y ACTIVIDAD VOLCÁNICA

La seguridad del tráfico aéreo en una erupción exige evitar que los aviones vuelen dentro de zonas contaminadas por cenizas. Ello requiere un adecuado seguimiento de las nubes de ceniza,que inmediatamente se recubren de una capa de agua, son semitransparentes y difícilmente distinguibles visualmente de las nubes normales. Además no son detectables por el radar que lleva el avión. Cuando un avión entra en una nube de cenizas volcánicas sufre importantes daños como la erosión de todas las superficies por el fuerte poder abrasivo de la ceniza o el fallo completo de los motores. Incluso nubes muy diluidas provocan daños que obligan a cambiar inmediatamente los motores con los enormes costes que esto supone. Evitar las nubes requiere la comunicación entre el piloto y los observadores en tierra. Es importante que la información sobre la actividad volcánica circule rápidamente entre todos los grupos involucrados, si es posible en tiempo real, para proporcionar la información oportuna a los directores de tráfico aéreo y a los pilotos. Cada grupo debe tener un plan o formulario de notificación de emergencia por ceniza volcánica y estos procedimientos deben ser parte de la rutina operacional del grupo.

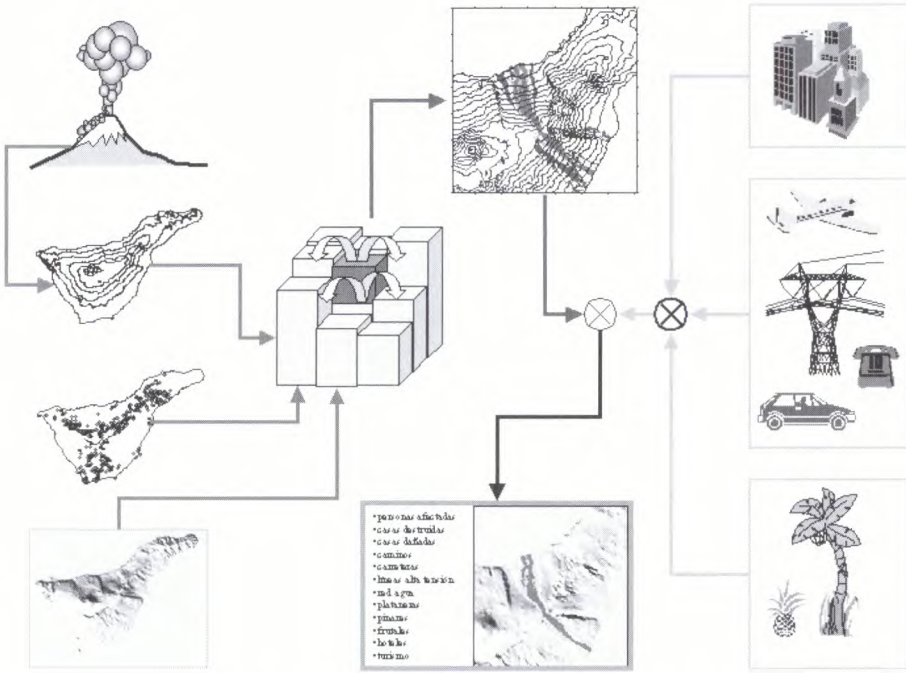


Figura 2. La confección de un mapa de riesgo involucra dos bloques: la actividad volcánica y su modelización y por otro lado la actividad humana. Al final obtenemos una representación de los efectos esperados que ocurran en una futura erupción.

La coordinación y notificación debe ser rápida y eficaz; se deben usar caminos múltiples para evitar que la pérdida de un eslabón no rompa el camino de la información. La Organización de Aviación Civil Internacional (OACI) ha establecido desde 1993 los procedimientos de comunicaciones para el caso de las cenizas volcánicas que establecen las consultas entre portadores aéreos, pilotos, meteorólogos y volcanólogos. Las autoridades de aviación civil deben estar alerta para informar sobre nubes de cenizas volcánicas originadas fuera de su jurisdicción. La OACI recomienda que todos los estados miembros con amenaza de ceniza volcánica establezcan un grupo en que los especialistas de los distintos organismos se reúnan periódicamente para discutir los procedimientos relacionados con el riesgo volcánico. Hoy, la Asociación Internacional de Aviación Civil mantiene una serie de centros especializados en el seguimiento de nubes volcánicas y dotados de computadores especialmente preparados para la modelización de la evolución temporal de las nubes de cenizas y enviar estos pronósticos inmediatamente a los centros de control de tráfico aéreo. Estos centros están en continuo contacto con los Observatorios Volcanológicos responsables de cada área volcánica activa. Como ejemplo podemos citar el volcán Redoubt (Alaska, año 1989) donde una erupción que no provoca ninguna víctima, si produjo daños en el tráfico aéreo comercial a más de 4000 km del volcán, que supusieron 80 millones de dólares en un sólo avión (Przedpelski y Casadevall, 1994). Durante la erupción del volcán Pinatubo (Filipinas, año 1991) sufrieron daños por la nube eruptiva 14 grandes aviones (Boeing 747 y DC10) con el resultado de tener que cambiar 10 motores (Casadevall, 1991 y 1995). En los aeropuertos situados en las proximidades de un volcán que presenta actividad explosiva persistente, como es el caso del Sakurajima en Japón o el Popocatépetl en

México, se han instalado equipos que proporcionan información automática de la actividad del volcán.

BIBLIOGRAFÍA

- ALEXANDER, D. (1993). *Natural Disasters*. UCL Press. Londres.:631 pp.
- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1984). *Volcanología*. Rueda-CSIC. Madrid: 528 pp.
- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1993). *Riesgo Volcánico*. En Nuevas Tendencias en Volcanología. Martí, J. y Araña, V., editores. CSIC. Madrid: 277-385
- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1996). *Introducción al Riesgo Volcánico*. En Riesgo Volcánico, Ortiz, R., editor. Serie Casa de los Volcanes. Cabildo de Lanzarote. **Nº 5**: 1-36
- BARBERI, F.; MACEDONIO, G.; PARESCHI, M.; SANTACROCE, R. (1989). *Pericolositá e rischio vulcanico: stato dell'arte e prospettive*. Gruppo Naz. Vulcanol. Bull., **2:** 631-647
- BLONG, R. J. (1984). *Volcanic Hazards: a source book on the effects of eruptions*. Academic Press. 424 pp.
- CAS, R. ; WRIGHT, J. (1987). *Volcanic Successions*. Allen & Unwin Publish. London: 528 pp.
- CASADEVALL, T.J. editor (1991). *First international symposium on volcanic ash and aviation safety*. U.S. Geological Survey. 1065 pp.
- CASADEVALL, T.J. (1995). *El uso de la información geológica para mitigar el riesgo de la ceniza volcánica en la seguridad de la aviación*. Workshop on communication between volcanologist and civil authorities. INGEOMINAS-U.S. Geological Survey. Popayan, Colombia: 18 pp.
- CHESTER, D. (1993). *Volcanoes and Society*. Edward Arnold. Londres: 351 pp.
- DOBRAN, F.; BARBERI, F.; CASAROSA, C. (1990). *Modeling of volcanological processes and simulation of volcanic eruptions*. CNR. Gruppo Naz. Volcanol., Italy. Repport **VSG90-01:** 85 pp.
- FELPETO, A.; GARCÍA, A.; ORTIZ, R. (1996). *Mapas de riesgo. Modelización*. En Riesgo Volcánico Ortiz, R., editor. Serie Casa de los Volcanes. Cabildo de Lanzarote. **Nº 5**: 67-98
- FUNTOWICZ, S. O.; RAVETZ, J. R. (1995). *Planing and decision making in an uncertain world: the challenge of post-normal science*. En Natural Risk and Civil Protection. Horlick-Jones, T.; Amendola, A.; Cassale, R., editores. E&FN Spon.: 415-423
- KOVACH, R. L. (1995). *Earth's Fury. An introduction to natural hazards and disasters*. Prentice Hall. New Jersey: 214 pp.
- MC CALL, G. J. H.; LAMING, D.J.C.; SCOTT, S.C., editores (1993). *Geohazards. Natural and man-made*. Chapman & Hall, Londres: 227 pp.
- ORTIZ, R., editor (1996). *Riesgo Volcánico*. Serie Casa de los Volcanes. Cabildo de Lanzarote. **Nº 5**: 304 pp.
- ORTIZ, R.; ARAÑA, V. (1996). *Daños que pueden producir las erupciones*. En Riesgo Volcánico. Ortiz, R., editor. Serie Casa de los Volcanes. Cabildo de Lanzarote. **Nº 5**: 37-66
- PRZEDPELSKI, Z.; CASADEVALL, T. (1994). *Impact of volcanic ash from 15 december 1989 Redout volcanic eruption on GE CF6-80C2 turbofan engines*. En Volcanic ash and aviation safety. Casadevall, T. Edit., US Geological Survey Bulletin. **2047:** 129-135

- SANDI, H. (1986). *EAEE/WG on vulnerability and risk analysis for individual structures and for systems*. Report to the 8-th ECEE, Lisboa: 76 pp.
- SANDI, H. (1995). *Methodological aspects of the analysis of seismic vulnerability and of the use of vulnerability characteristics*. Workshop on evaluation of seismic risk. Lecture Notes. Servei Geologic Catalunya. Barcelona: 1-30
- SIMKIM, T.; SIEBERT, L. (1994). *Volcanoes of the World*. Geoscience Press. Arizona: 349 pp.
- TIEDEMANN, H. (1992). *Earthquakes and Volcanic eruptions. A Handbook on Risk Assessment*. Swiss Re. Zurich: 951 pp.
- TILLING, R. (1989). *Volcanic hazards and their mitigation progress and problems*. Rev. Geophysics, **27**: 237-269
- WOHLETZ, K.; HEIKEN, G. (1992). *Volcanology and geothermal energy*. University of California Press. Berkeley, USA. 432pp.
- YOSHIOKA, K. (1992). *A guideline for hazard map on volcanic eruptions*. Kagoshima International Forum on Volcanoes. Kagoshima Prefectural Government. 35-38

MODELOS DE PROCESOS ERUPTIVOS. APLICACIÓN A MAPAS DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

A. Felpeto

Dep. Volcanología. Museo Nal. Ciencias Naturales. CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28002 Madrid.

INTRODUCCIÓN

El objetivo último de la Volcanología consiste en saber dónde, cuándo y cómo se producirá una nueva erupción. El gran desarrollo que ha tenido lugar en los últimos años en la modelización física y simulación numérica de procesos eruptivos, permite hoy en día responder de una forma más aproximada a la última de las preguntas: ¿cómo será la erupción?, en el sentido de describir qué zonas serán afectadas por los productos de ésta, en qué momento y de qué manera. Estos avances han desembocado en nuevos planteamientos de los mapas de riesgo y peligrosidad, pasando de mapas de peligrosidad fundamentalmente cualitativos, basados principalmente en el estudio de la distribución espacial de los productos de erupciones pasadas, a mapas de peligrosidad obtenidos a partir de simulaciones numéricas de los efectos de posibles erupciones; y de mapas de riesgo "sobre papel" a mapas de riesgo "dinámicos", que son actualizados continuamente en función de cambios en la estructura socio-económica o, en caso de una situación de crisis, en la evolución del proceso volcánico.

La peligrosidad se define como la la densidad de probabilidad $P(x,y,z,\Delta t)$ de que un punto (x,y,z), en un intervalo de tiempo Δt, sea afectado por un evento peligroso. Partiendo de esta definición, el riesgo, $R(x,y,z,\Delta t)$, en sentido estricto, se define como:

$$R(x,y,z,\Delta t) = \$(x,y,z)\ V(x,y,z)\ P(x,y,z,\Delta t)$$

donde $V(x,y,z)$ representa la vulnerabilidad, entendida como densidad de probabilidad de que dado el evento peligroso se sufra un determinado daño, y $\$(x,y,z)$ representa el valor de los bienes sujetos a posibles pérdidas.

Dadas las características del fenómeno volcánico, y el hecho de que éste englobe diversos peligros volcánicos de características muy diferentes, es preciso generar mapas de peligrosidad para cada uno de los peligros que pueden esperarse en el área volcánica de trabajo (generalmente denominados mapas de peligro único).

Una metodología básica para generar un mapa de peligrosidad volcánica (de peligro único) consistiría en:

(a) Cálculo de la probabilidad de ocurrencia de una erupción (del tipo considerado) para el intervalo de tiempo Δt.
(b) Determinación del área (o áreas) de emisión.
(c) Definición de los parámetros que caracterizan la erupción esperada.
(d) Evaluación de la distribución espacial de probabilidad de futuros centros de

emisión dentro de las áreas seleccionadas.
(e) Simulación numérica de la erupción.
(f) Generación del mapa de peligrosidad.

Dentro de la gran variedad de modelos descritos en la literatura científica para comprender y simular procesos volcánicos, en este capítulo nos centraremos en aquéllos que se emplean para el paso (e) de la metodología descrita. Estos modelos, que podemos denominar modelos físicos directos, son aquéllos que, partiendo de un conjunto de parámetros que caracterizan la erupción, permiten evaluar sus efectos en cualquier punto en cualquier instante de tiempo. Por ejemplo, caracterizada una columna eruptiva por una serie de parámetros (tales como altura máxima de la columna, masa total emitida y características físicas y granulométricas de los materiales), junto con otros datos de entrada (como dirección e intensidad de vientos), el modelo permitiría conocer cuál será el espesor de ceniza en cada punto del área circundante o cuanto tiempo tardaría la nube de cenizas en llegar a puntos estratégicos (como por ejemplo un aeropuerto).

Dada la complejidad de este tema, se han seleccionado dos únicos peligros volcánicos: coladas de lava y caída de cenizas, para ilustrar distintas técnicas de modelización.

MODELOS DE COLADAS DE LAVA

La modelización de coladas de lava es un problema complejo debido al comportamiento no-Newtoniano del fluido, las variaciones fuertemente no-lineales de la reología de la lava, el enfriamiento de la misma, que produce importantes cambios en las propiedades físicas del fluido, la formación de labios y túneles, transiciones entre diferentes regímenes de flujo, cambios en la topografía original ... etc. Los modelos físicos propuestos hasta el momento no describen globalmente todos estos fenómenos observables, sino sólo algunos de ellos.

En general, los modelos de coladas pueden dividirse en tres grupos básicos (Macedonio, 1998): modelos basados en la resolución de las ecuaciones de transporte, modelos probabilísticos y modelos basados en correlaciones empíricas de datos de pasadas erupciones. Los primeros resultan satisfactorios, en general, para la modelización de flujos a pequeña escala, mientras que los segundos reflejan mejor los efectos topográficos en detrimento de una descripción dinámica detallada del flujo. Estos modelos probabilísticos son los más apropiados en caso de crisis volcánica, puesto que no requieren muchos parámetros físicos (que generalmente no pueden ser determinados en una situación de emergencia). Los modelos basados en correlaciones empíricas de datos de erupciones pasadas sólo pueden ser aplicados en el volcán en que fueron desarrollados, y en general, se emplean para proporcionar información adicional a los otros dos tipos de modelos.

Modelos basados en la teoría de transporte

De acuerdo con esta teoría, un flujo se representa por un conjunto de ecuaciones diferenciales que describen la conservación de masa y el balance de momento y energía. Para solucionar este conjunto de ecuaciones, se precisa, además, de una ecuación constitutiva (que relaciona esfuerzos y sus derivadas temporales con deformaciones y sus derivadas temporales) apropiada y condiciones iniciales y de frontera para la velocidad y temperatura. La complejidad de

resolución de estas ecuaciones en el caso de las coladas de lava radica en el comportamiento no-Newtoniano de la lava, las condiciones frontera no-lineales de la ecuación energética (debido a la pérdida de calor por radiación) y la presencia de una superficie libre. Estas dificultades en la resolución de las ecuaciones de transporte (incluso por métodos numéricos) hacen que los modelos existentes introduzcan diversas simplificaciones. Así, se han propuesto soluciones analíticas de estas ecuaciones para flujos sobre planos inclinados, tanto en regímenes estacionarios (Dragoni et al., 1986; Dragoni, 1989; Park e Iversen, 1984) como transitorios (Baloga y Pieri., 1986).

Sin embargo, estos modelos, y otros similares, en los que se asumen topografías enormemente simplificadas, no son directamente aplicables al paso (f) de la metodología descrita, aunque proporcionan resultados que pueden ser aplicados a la generación de modelos simplificados, diseñados para describir el comportamiento de una colada sobre la topografía real de un área volcánica activa.

Un modelo que sí puede aplicarse para la generación de mapas de peligrosidad volcánica es el propuesto por Ishihara et al. (1990). En él se resuelven de forma numérica las ecuaciones de transporte simplificadas. Su modelo asume que la lava es un fluido Bingham, con viscosidad y cizalla umbral dependientes de la temperatura. Considerando el área de cálculo dividida en celdas cuadradas, la altura de lava en cada celda, en cada iteración temporal, se calcula como la suma de la lava emitida (si la celda es un centro de emisión) y los flujos de masas a través de los lados de la misma. El flujo de lava entre dos celdas, para cada intervalo temporal, se estima según los resultados analíticos de Dragoni et al. (1986) para flujo estacionario sobre un plano inclinado, considerando que la inclinación de dicho plano es la pendiente entre ambas celdas. Puesto que se asume reología Bingham, el flujo sólo es posible si la altura de la lava en la celda origen es mayor que la altura crítica correspondiente a la pendiente considerada. En lo referente a balance energético, sólo considera la pérdida de calor por radiación, asumiendo temperatura constante en cada perfil vertical o bien, en el caso de que la lava empiece a solidificarse en la capa superior, una temperatura efectiva de radiación equivalente a la temperatura anterior menos una cantidad constante. Este modelo fue empleado por los autores para simular las coladas producidas por la erupción de Miyakejima (Japón) de 1983, mostrando un buen ajuste con los datos observados. Una de las mayores dificultades en la aplicación de este modelo consiste en la elección del intervalo temporal y del tamaño de celda. El segundo va a estar condicionado, en general, por la calidad y precisión de los datos de topografía disponibles, pero, indudablemente, el tamaño de celda debe ser menor que el ancho del flujo más estrecho que se desee simular. En la elección del intervalo temporal es preciso tener en cuenta que los cálculos de altura crítica y flujo se realizan con los valores de altura de lava al inicio de cada iteración temporal, y se asume que estos valores son constantes en cada intervalo. Por tanto, el volumen de lava que fluye para las celdas vecinas debería ser muy pequeño comparado con el volumen de lava de la celda, lo que requiere intervalos temporales muy pequeños (los ejemplos presentados por los autores emplean generalmente intervalos inferiores a 1s).

Basándose en este modelo, Miyamoto y Sasaki (1997) hacen un planteamiento similar con dos diferencias fundamentales. La primera es considerar que la altura crítica entre dos celdas no depende sólo de la diferencia en altura topográfica entre ambas, sino también del espesor de lava, es decir, que también tienen en cuenta el gradiente de presión. La segunda consiste en

eliminar la dependencia del modelo de la orientación de la red de celdas. Para ello, en cada iteración temporal, además de calcular el flujo hacia las celdas norte, este, sur y oeste, aplican un algoritmo de MonteCarlo para estimar si también se puede producir flujo hacia las celdas nordeste, sureste, suroeste y noroeste, según probabilidades estimadas de forma analítica.

Modelos probabilísticos

Los modelos basados en la solución de ecuaciones de transporte simplificadas, describen la dinámica del flujo de lava en pequeña escala. Sin embargo, a medida que el flujo avanza, las ecuaciones simplificadas no son capaces de describir de forma apropiada el avance de las coladas. En estos casos, las aproximaciones de tipo probabilístico son más efectivas, puesto que asumen que el flujo está controlado básicamente por la gravedad e introducen ciertos efectos que permiten al flujo no propagarse únicamente en la dirección de máxima pendiente (Macedonio, 1998).

Los modelos probabilísticos denominados de máxima pendiente (Felpeto et al., 1996; Macedonio, 1996; Felpeto et al., 2000) asumen que la topografía juega el papel principal en la determinación del camino seguido por la colada. El modelo propuesto por Felpeto et al. (2000) parte de un modelo digital de elevación (MDE) de la zona de estudio, es decir, la superficie se divide en celdas cuadradas cada una de las cuales tiene asignada una altura. Se selecciona entonces un punto como emisor del flujo y a partir de él se considera que el flujo puede dirigirse a una de las ocho celdas circundantes. La probabilidad de que el flujo se desplace a una celda determinada es proporcional a la diferencia de alturas entre la celda considerada (corregida según un parámetro denominado Acorrección de altura@) y aquélla donde se encuentra el flujo, teniendo en cuenta que si esa diferencia es negativa la probabilidad será cero (es decir, el flujo no puede propagarse contra pendiente). Aplicando un algoritmo de MonteCarlo se calcula un posible camino de la colada. Este proceso se repite iterativamente un gran número de veces y, finalmente, se hace un recuento de cuántas veces ha sido atravesada cada celda por un flujo. Las celdas que han sido atravesadas muchas veces serán las que tienen una mayor probabilidad de ser invadidas por la colada, mientras que las que han sido atravesadas un menor número de veces tienen una probabilidad menor. El papel del parámetro "corrección de altura" es permitir al flujo superar pequeñas barreras topográficas, que pueden ser reales o fruto de los algoritmos de interpolación empleados para generar el MDE. El esquema general descrito presenta un problema de fácil solución: la longitud de la colada es indefinida, por lo que si entra en una zona llana permanece retenido indefinidamente en ella y, en caso contrario, la longitud sería infinita. Para evitar este efecto es práctico introducir un parámetro denominado "longitud máxima del flujo". Su función es detener la colada cuando ésta ha recorrido una determinada distancia (es decir, un número determinado de celdas).

El resultado, pues, de este tipo de modelos es un mapa en el que se representa la probabilidad de cada celda de ser invadida por un flujo de lava. Por tanto, si una única celda es el centro de emisión, el resultado del modelo multiplicado por la probabilidad de que ocurra una erupción constituye un mapa de peligrosidad. Modelos de este tipo se han aplicado tanto a la generación de mapas de peligrosidad para el Etna, basándose en la distribución espacial de cráteres de erupciones históricas, como durante la erupción del Monte Etna 1991-1992 (Barberi et al., 1993). Asimismo se han empleado para la generación de mapas de peligrosidad para la islas

canarias de Lanzarote (fig. 1) (Felpeto et al., 2000) y Tenerife (Araña et al., 2000).

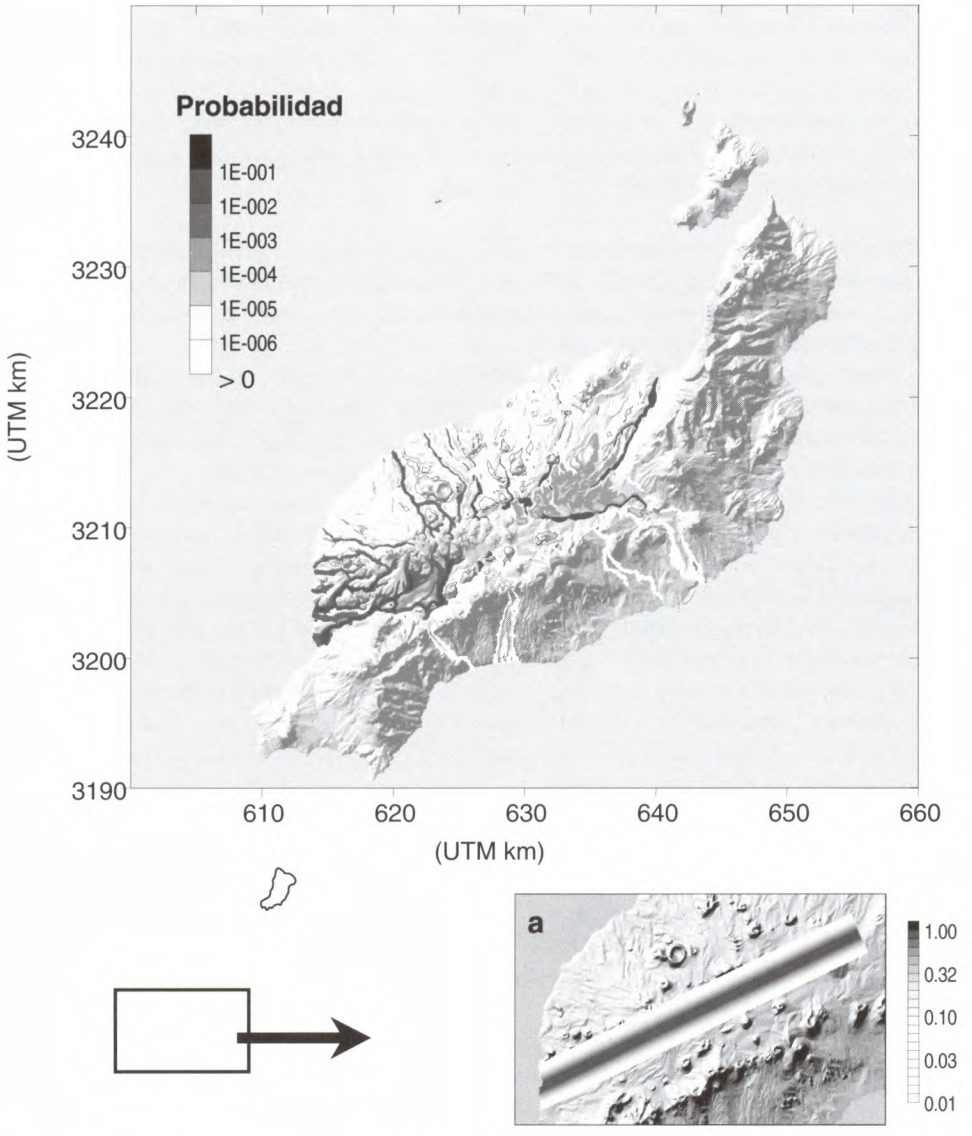


Figura 1. Mapa de peligrosidad por invasión de flujo de lava de la isla de Lanzarote. El área de emisión considerada es la banda que aparece en el mapa (a) y la probabilidad de cada punto de contener un centro de emisión es la de la escala situada a la derecha. El modelo empleado para la simulación numérica fue un modelo de máxima pendiente. Para la generación del mapa de peligrosidad se calcularon más de 9 millones de posibles caminos

Otra aproximación es la presentada en Young y Wadge (1990) y Wadge et al. (1994). Este modelo destaca por su rapidez de cálculo, basada en simular únicamente el frente de lava asumiendo implícitamente la llegada de la lava al mismo. Así, en cada iteración, el volumen

de lava que supera un volumen crítico se distribuye entre las ocho celdas circundantes, y la celda permanece inactiva en la siguiente iteración. Este modelo no tiene en cuenta las variaciones de la reología de la lava con la temperatura, pero permite variaciones en la tasa de efusión y en la cizalla umbral. El modelo fue aplicado a la erupción de 1988-89 del Lonquimay aunque, como apuntan los autores, la aplicación de este modelo de forma determinística puede plantear problemas. Más interesante es la aplicación a flujos de lava del Etna (Wadge et al., 1994), donde los parámetros de entrada del modelo varían según un algoritmo de MonteCarlo basándose en probabilidades calculadas previamente según un análisis multivariante de flujos de lava históricos entre 1763 y 1989.

Otros autores proponen aproximaciones basadas en las técnicas de autómatas celulares. El modelo descrito en Barca et al. (1993, 1994) considera el espacio de cálculo dividido en celdas cuadradas, cada una de las cuales está caracterizada por una serie de parámetros: altura topográfica, altura de lava, temperatura de lava y cuatro flujos hacia las celdas vecinas (norte, este, sur y oeste). Estos parámetros pueden variar bien por interacción con las celdas vecinas, bien por una condición global que afecta por igual a todas las celdas. La variación de temperatura en cada celda, para cada intervalo temporal, se calcula primero como la mezcla de la lava existente en la celda y los flujos entrantes (asumiendo mezcla perfecta) y la pérdida de calor por radiación. Este modelo tiene en cuenta los cambios de topografía que pueden producirse durante la erupción mediante un parámetro global que es la temperatura de solidificación. Cuando en una celda la temperatura alcanza dicho valor, la altura topográfica se incrementa con la altura de lava y el valor de la altura de lava se reinicializa a cero. El flujo entre celdas es debido al gradiente de presión hidrostática, por lo que en cada iteración temporal se minimiza la diferencia en altura total (altura topográfica más altura de lava) entre cada celda y sus cuatro vecinas. La reología de la lava se tiene en cuenta introduciendo un parámetro denominado Aparámetro de adherencia@ que representa la altura de lava mínima para que se permita el flujo. Este parámetro de adherencia varía con la temperatura de forma exponencial según dos parámetros que deben ser determinados de forma experimental. Este modelo se ha aplicado a diversos flujos de lava del Etna, mostrando una buen ajuste con los datos reales. Una aproximación similar es la propuesta por Quental (1999) para la simulación de la erupción de 1995 de Fogo (Cabo Verde). La mayor diferencia de este modelo con el anterior es la forma de calcular el flujo de lava hacia las celdas vecinas (en este caso las ocho circundantes), que se estima, en cada iteración temporal, siguiendo el procedimiento descrito para los modelos de máxima pendiente. Es decir, que en cada iteración temporal, la lava de cada celda sólo fluye a una de las vecinas.

MODELOS DE CAÍDA DE CENIZAS

Cuando en una erupción explosiva se genera una pluma convectiva, gran cantidad de material sólido es inyectado en la atmósfera. La caída de este material de nuevo a la superficie está controlada básicamente por: la altura a la que es arrastrado el material, la velocidad límite de caída de las partículas y la velocidad y dirección del viento. Los depósitos de caída son el resultado de la superposición de los depósitos de partículas de diferente forma, tamaño y densidad.

Las distintas aproximaciones desarrolladas para modelizar cuantitativamente este complejo proceso pueden tener dos objetivos diferentes. Uno es desarrollar modelos directos que permitan pronosticar la caída de cenizas durante una erupción o generar mapas de peligrosidad

para evaluar el posible impacto de una erupción. El segundo objetivo es, a partir del estudio de los depósitos de caída, extraer información cuantitativa acerca de la erupción que los generó. Este segundo objetivo, aunque no está incluido directamente en el contenido de este capítulo, es de gran importancia en la metodología descrita en el primer apartado, puesto que permitirá caracterizar la erupción esperable (paso -c-) y, por tanto, en muchos casos, aportará muchos de los parámetros de entrada necesarios para los modelos directos que se describen a continuación.

Los primeros modelos de caída de cenizas de erupciones plinianas surgieron de los estudios de dispersión de material de explosiones nucleares. Fue la erupción del Mount St. Helens en 1980 la que proporcionó una oportunidad única para estudiar el fenómeno de caída de cenizas, ya que muchos de los parámetros fundamentales (tales como altura de columna, campo de vientos, granulometría del material emitido y masa total emitida) pudieron ser medidos durante el evento explosivo, especialmente porque todo el material se depositó en tierra y no en mar. Así, Carey y Sigurdsson (1982) desarrollaron una simulación numérica para tratar de explicar el máximo secundario de espesor de depósito a 325 km del volcán y la ocurrencia de una pronunciada distribución bimodal de tamaño de partículas. La simulación consideraba como parámetros de entrada los datos obtenidos de los productos de la erupción, la altura de columna y los vientos medidos durante la misma y un factor empírico para controlar la expansión de la pluma. El resultado más importante de la simulación fue demostrar la importancia de la agregación de partículas durante el proceso de caída. Hopkins y Bridgman (1985) desarrollaron un modelo más complejo basado en calcular el eje principal de dispersión según la trayectoria de 20 partículas de diferente tamaño, y, a continuación, distribuir toda la masa de ceniza siguiendo el eje calculado según una función normal bidireccional.

Posteriormente, un nuevo tipo de modelos empezaron a desarrollarse: los denominados modelos de advección-difusión. Suzuki (1983) desarrolló un modelo basado en la difusión de partículas desde la columna eruptiva, advección horizontal debida al viento, difusión horizontal de las partículas debida a turbulencia atmosférica y caída de las partículas por efecto de la gravedad. El autor, basándose en los datos experimentales de Wilson y Huang (1979), propone una expresión para el cálculo de la velocidad límite de las partículas en función de su tamaño, forma, densidad y, obviamente, de la gravedad y viscosidad y densidad del aire. La función fuente de este modelo consiste en una densidad de probabilidad de difusión que es función de la altura de columna y de un parámetro relacionado con la velocidad vertical. Las mayores limitaciones del modelo son la simplificación de viento constante (modificada posteriormente por Glaze y Self (1991)) y el hecho de que no está basado en en un modelo realístico de estructura o dinámica de columna (Carey, 1996), por lo que los patrones de caída son controlados por parámetros empíricos que no pueden ser directamente relacionados con el proceso eruptivo.

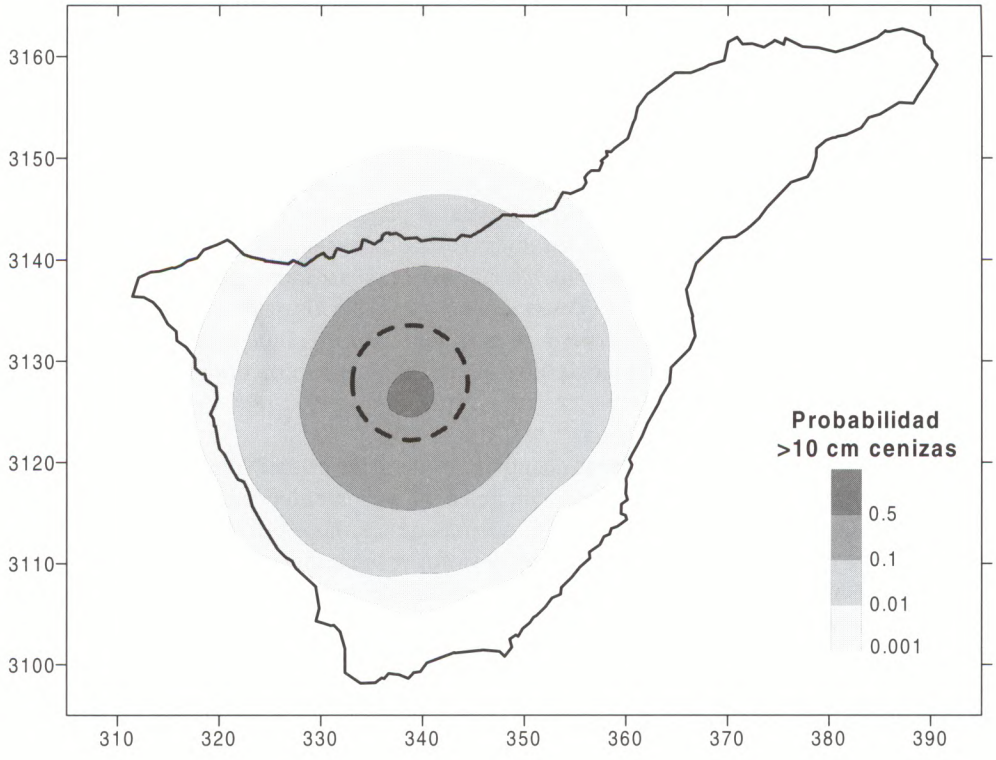
Armienti et al. (1988) desarrollaron un modelo de advección-difusión tridimensional en el que se considera nula la componente vertical del viento y constantes las componentes horizontales para cada altura. Para estas condiciones, la ecuación de continuidad es

$$\frac{\partial C}{\partial t} + C\frac{\partial V_{\lim}}{\partial z} + V_x\frac{\partial C}{\partial x} + V_y\frac{\partial C}{\partial y} + V_{\lim}\frac{\partial C}{\partial z} = K_x\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y\frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + K_z\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + S$$

donde C es la concentración de partículas, $V_{x,y}$ son las componentes horizontales del viento, V_{lim} es la velocidad límite de caída de las partículas consideradas, $K_{x,y,z}$ los valores del tensor de difusividad y S es la concentración de partículas que entran en el sistema. La ecuación se resuelve por el método de pasos fraccionados en una malla no uniforme. La función fuente *S* puede introducirse numéricamente, aunque los autores emplearon la aproximación de Suzuki (1983) para la simulación de la erupción de Mount St. Helens. Es preciso señalar la importancia de la selección apropiada de los coeficientes de difusividad, especialmente los horizontales, puesto que la difusividad vertical es prácticamente nula por encima de los 500 m de altitud. Sin embargo, como apuntan Armienti et al. (1988), la extensión lateral de los depósitos depende críticamente del valor empleado para la difusividad horizontal, que, para escalas de 100 km, puede variar hasta en dos órdenes de magnitud.

Macedonio et al. (1990) simularon la caída de cenizas esperable en una próxima erupción del Vesubio. La escala de la erupción fue estimada basándose en la historia eruptiva del volcán y la correlación entre el período de reposo y la intensidad y magnitud de la próxima erupción. Una vez definido este Amáximo evento esperado@, se realizaron simulaciones para dos escenarios atmosféricos típicos en la zona: uno en verano y el otro para el resto del año. Barberi et al. (1990) consideraron el máximo evento esperado para evaluar el riesgo de colapso de techos en el área alrededor del Vesubio. Realizando las simulaciones para un gran número de perfiles de viento, elaboraron mapas de probabilidad de que la ceniza alcanzase un valor superior a 100 y 200 kg/m^2. Estos mapas, junto con datos de densidad urbana procedentes de imágenes satélite, permitieron generar un mapa de riesgo de la zona.

Un modelo similar fue empleado en Araña et al. (2000) para elaborar un mapa de peligrosidad de caída de cenizas para la isla de Tenerife (fig.2). Las características de la erupción esperable se asumieron similares a las del último evento explosivo registrado en el Archipiélago: la erupción de Montaña Blanca (Tenerife) ocurrida hace 2000 años. Basándose en los datos de los depósitos de Ablay et al. (1995), se calcularon diversos parámetros de entrada del modelo tales como altura de columna, masa total emitida y distribución granulométrica. A continuación, se realizaron diversas simulaciones para las posibles combinaciones de vientos a cuatro alturas. Los resultados obtenidos se simplificaron a mapas de espesores de depósito mayores de 10cm. Estos mapas, combinados con el análisis estadístico de 10 años de registro meteorológico de vientos dan como resultado un mapa de peligrosidad, a falta del factor de escala de la probabilidad de ocurrencia de un evento explosivo en un intervalo de tiempo considerado (este valor no puede ser calculado para Tenerife puesto que no hay registro histórico de erupciones explosivas ni dataciones fiables de eventos pasados).



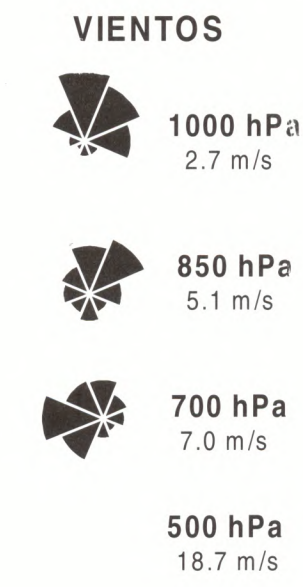


Figura 2. Mapa de probabilidad de ser cubierto por 10 o más cm de cenizas para una erupción similar a la de Montaña Blanca (altura de columna 8 km, volumen total emitido 0.05 km^3 y parámetros granulométricos $_{m}$=-1 $_$=1.5), con el centro de emisión situado en el círculo discontinuo y con los datos de viento mostrados en la parte inferior izquierda. Los datos de viento representan dirección (histogramas polares) e intensidad media (en m/s) a diferentes niveles (en hPa). Salvo un factor de escala el mapa puede considerarse un mapa de peligrosidad (ver texto)

MODELOS Y MAPAS DE PELIGROSIDAD Y RIESGO

Una cuestión importante a la hora de diseñar un mapa de peligrosidad según la metodología descrita en el primer apartado, es decidir qué modelo emplear para la simulación numérica. La respuesta a este asunto no es fácil. En principio, parece lógico suponer que cuanto más complejo sea un modelo y cuanto mayor sea el número de parámetros que intervengan, más útil será para la elaboración de mapas de peligrosidad puesto que más fiable y representativo será su resultado. El problema es que, en muchos modelos, algunos de estos parámetros de entrada son muy difíciles de estimar e incluso de acotar, y por tanto el resultado final puede no ser representativo. La elección dependerá en cada caso de los datos disponibles y del tipo de resultados que se quieren obtener; pero, en cualquier caso, en el mapa de peligrosidad debe estar claramente indicado tanto cuál ha sido el modelo empleado como los valores de los parámetros de entrada.

En el diseño y generación de los mapas cuantitativos de peligrosidad volcánica entra en juego un gran volumen de información y datos, con una compleja interdependencia entre ellos. Este volumen se incrementa muchísimo más si, además de los mapas de peligrosidad, se van a generar mapas de riesgo, pues la cantidad de información socio-económica requerida es enorme. Es evidente que gestionar toda esta diversidad de datos es muy difícil si no es en un entorno de Sistema de Información Geográfica (SIG).

Un ejemplo de la metodología que puede seguirse para la elaboración y gestión de estos mapas es el propuesto por Ortiz (1995) que aparece en la figura 3. Idealmente, todos los elementos que aparecen en la estructura de la figura 3 deben estar integrados en el SIG, aunque esta integración deba ser entendida en algunos casos como compatibilidad (por ejemplo, en el caso del sistema de vigilancia, la integración sólo implica que los datos obtenidos por el sistema estén en el formato adecuado para que puedan introducirse en el SIG). La integración de la mayor parte de los elementos no implica únicamente compatibilidad de formatos sino también la interdependencia real entre ellos, es decir, que si se modifica algún elemento, todos los restantes que dependan de él deberán ser modificados, a ser posible, de forma automática. Para que esta integración sea posible deberá planificarse con cuidado la estructura de datos. Pero el papel del SIG no está reducido meramente al de almacenamiento coherente de datos, sino que las herramientas que aporta facilitan, por un lado, el análisis de los datos y por otro, la automatización de gran parte del proceso de elaboración de los mapas. Así, en las primeras fases para la elaboración de los mapas de peligrosidad, una vez integrados en el sistema todos los datos procedentes del estudio de erupciones pasadas, las herramientas de análisis espacial integradas en la mayoría de los SIG son empleadas para generar mapas de densidad de centros eruptivos, de distribución espacial de estilos eruptivos, de susceptibilidad de intervención de agua, análisis de direcciones preferentes de alineación de centros ... etc. (Gómez, 1997). Del resultado de este tipo de análisis se obtendrán parámetros de entrada necesarios para realizar las simulaciones numéricas de cada tipo de peligro considerado.

Los programas de simulación numérica, que generalmente son desarrollados de forma independiente, también deben integrarse en el SIG. Para ello es necesario que el sistema sea lo suficientemente abierto como para incluir aplicaciones desarrolladas fuera de su entorno. Además, facilita mucho la labor de los programadores el poder usar dentro de estas aplicaciones algunas de las herramientas propias del SIG.

Una vez elaborados los mapas de peligrosidad, la generación de los mapas de riesgo se realiza íntegramente con las herramientas del SIG. Esta fase final del proceso puede ser completamente automatizada si el sistema dispone de un lenguaje de macros, procesamiento de archivos por lotes o algún otro método sencillo de programación lo suficientemente potente.

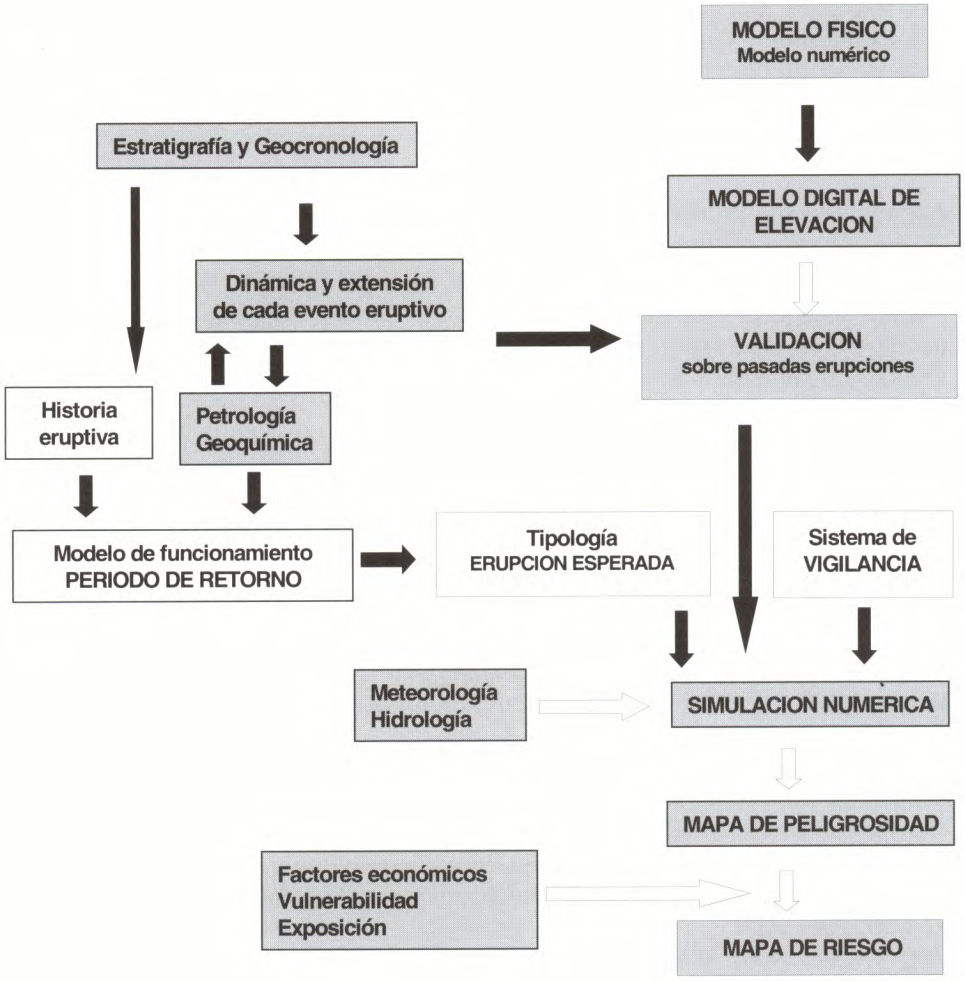


Figura 3. Estructura para la elaboración y gestión de los mapas de riesgo y peligrosidad volcánicos. Los elementos sombreados deben estar incluidos necesariamente en el SIG (Ortiz, 1995)

Es preciso hacer hincapié en la necesidad de automatizar en la mayor medida posible todo el proceso, puesto que en el caso de desencadenamiento de una crisis volcánica los mapas de riesgo y peligrosidad deben ser actualizados continuamente para tener en cuenta los cambios en los parámetros de entrada de los modelos debidos, por una parte, al desarrollo de la erupción (p.ej. el cambio en la topografía producido por una colada de lava en proceso de solidificación) y por otra a la propia naturaleza de dichos parámetros (p.ej. si se espera que se produzca una erupción explosiva que genere una columna convectiva, el mapa de riesgo deberá ser actualizado diariamente introduciendo cada día los datos meteorológicos proporcionados por los mapas de predicción a corto plazo).

BIBLIOGRAFÍA

- ABLAY, G.J.; ERNST, G.G.J.; MARTI, J.; SPARKS, R.S.J. (1995). *The ~2ka subplinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife*. Bull. Volcanol., **57**: 337-355.
- ARAÑA, V.; FELPETO, A.; ORTIZ, R.; ASTIZ, M.; GARCÍA, A. (2000). *Zonation of the main volcanic hazards in Tenerife (Canary Islands)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., (en prensa).
- ARMIENTI, P.; MACEDONIO, G.; PARESCHI, M.T. (1988). *A numerical model for simulation of tephra transport and deposition: applications to May18, 1980, Mount St. Helens eruption*. J. Geophys. Res., **93(B6)**: 6463-6476.
- BALOGA, S.; PIERI, D. (1986). *Time-dependent profiles of lava flows*. J. Geophys. Res., **91(B9)**: 9543-9552.
- BARBERI, F.; CARAPEZZA, M.L.; VALENZA, M.; VILLARI, L. (1993). *The control of lava flow during the 1991-1992 eruption of Mt. Etna*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **56**: 1-34.
- BARBERI, F.; MACEDONIO, G.; PARESCHI, M.T. (1990). *Mapping the tephra fallout risk: an example from Vesuvius, Italy*. Nature, **344**: 142-144.
- BARCA, D.; CRISCI, G.M.; GREGORIO, S.D.; NICOLETTA, F. (1993). *Cellular automata methods for modelling lava flows: simulation of the 1986-1987 eruption, Mount Etna, Sicily*. En: C.R.J. Kilburn y G. Luongo (Eds.), Active lavas. UCL Press Limited, London,. 291-309.
- BARCA, D.; CRISCI, G.M.; GREGORIO, S.D.; NICOLETTA, F. (1994). *Cellular automata methods for simulating lava flows: a method and examples of the Etnean eruptions*. Transport Theory and Statistical Physics, **23(1-3)**: 195-232.
- CAREY, S.; SIGURDSSON, H. (1982). *Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens volcano*. J. Geophys. Res., **87**: 7061-7072.
- CAREY, S.N. (1996). *Modeling of tephra fallout from explosive eruptions*. En: Scarpa y Tilling (Eds.), Monitoring and Mitigation of Volcano Hazard. Springer-Verlag, Berlin, 429-461.
- DRAGONI, M. (1989). *A dynamical model of lava flows cooling by radiation*. Bull. Volcanol., **51**: 88-95.
- DRAGONI, M.; BONAFEDE, M.; BOSCHI, E. (1986). *Downslope flow models of a Bingham liquid:implications for lava flows*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **30**: 305-325.
- FELPETO, A.; ARAÑA, V.; ORTIZ, R.; ASTIZ, M.; GARCÍA, A. (2000). *Assesment and modelling of lava flow hazard on Lanzarote (Canary Islands)*. Natural Hazards, (en prensa).

- FELPETO, A.; GARCÍA, A.; ORTIZ, R. (1996). *Mapas de riesgo. Modelización.* En: R. Ortiz (Ed.), Riesgo Volcánico. Serie Casa de los Volcanes. Cabildo de Lanzarote, Lanzarote, 67-98.
- GLAZE, L.; SELF, S. (1991). *Ashfall dispersal from the 16 September 1986, eruption of Lascar, Chile, calculated by a turbulent diffusion model.* Geophys. Res. Lett., **18**: 1237-1240.
- GÓMEZ, F. (1997). *Desarrollo de una Metodología para el análisis del Riesgo Volcánico en el marco de un Sistema de Información Geográfica.* Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 255 pp.
- HOPKINS, A.; BRIDGMAN, C. (1985). *A volcanic ash transport model and analysis of Mount St. Helens ashfall.* J. Geophys. Res., **90**: 10620-10630.
- ISHIHARA, K.; IGUCHI, M.; KAMO, K. (1990). *Numerical simulation of lava flows in some volcanoes in Japan.* En: J.H. Fink (Ed.), Lava Flows and Domes. Emplacement Mechanisms and Hazard Implications. Springer-Verlag, Berlin, 174-207.
- MACEDONIO, G. (1996). *Modeling lava flow hazard.* En: R.C. F. Barberi (Ed.), The mitigation of volcanic hazards. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 89-95.
- MACEDONIO, G. (1998). *Modeling of efussive eruptions*, Course on "Volcanic Hazard Assessment, Monitoring and Risk Mitigation", S. Miguel Island, Açores, Portugal.
- MACEDONIO, G.; PARESCHI, M.T.; SANTACROCE, R. (1990). *Renewal of explosive activity at Vesuvius: models for the expected tephra fallout.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **40**: 327-342.
- MIYAMOTO, H.; SASAKI, S. (1997). *Simulating lava flows by an improved cellular automata method.* Computers & Geosciences, **23(3)**: 283-292.
- ORTIZ, R. (1995). *Modelos matemáticos y riesgo volcánico.* Protección Civil. **26**: 25-31.
- PARK, S.; IVERSEN, J.D. (1984). *Dynamics of lava flow: Thickness growth characteristics of steady two dimensional flow.* Geophys. Res. Lett., **11**: 641-644.
- QUENTAL, L. (1999). *Modelo para a avaliaçao de hazard e risco vulcanico na ilha do Fogo, Cabo Verde.* Mestre em GEORRECURSOS Thesis, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 83 pp.
- SUZUKI, T. (1983). *A theoretical model for dispersion of tephra.* En: D. Shimozuru y I. Yokoyama (Eds.), Arc Volcanism: Physics and Tectonics. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 95-113.
- WADGE, G.; YOUNG, P.A.V.; MCKENDRICK, I.J. (1994). *Mapping lava flow hazards using computer simulation.* J. Geophys. Res., **99(B1)**: 489-504.
- WILSON, L.; HUANG, T.C. (1979). *The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles.* Earth Planet. Sci. Lett., **44**: 311-324.
- YOUNG, P.; WADGE, G. (1990). *FLOWFRONT: simulation of a lava flow.* Computers & Geosciences, **16(8)**: 1171-1191.

MODELOS ESTADÍSTICOS EN VOLCANOLOGÍA

M. Astiz[1], M. Tárraga[2], N. Sánchez[3]

[1]Dep. Matemática Aplicada. E.T.S. Arquitectura. U.P.M. Avda. Juan de Herrera, 4. 28040, Madrid.
[2]Dep. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales, C.S.I.C. C/. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006, Madrid.
[3]Cabildo de Lanzarote. Avda. Fred Olsen s/n. 35500 Arrecife

INTRODUCCIÓN

La primera cuestión que se plantea al hablar de un volcán activo es saber cuando será la próxima erupción. Aunque a corto plazo las técnicas de seguimiento nos permiten conocer si el volcán está en un período tranquilo o no, a largo plazo sólo podemos utilizar una aproximación estadística basada en el conocimiento de sus erupciones históricas y, en muchos casos, sólo a partir de los datos aportados por las técnicas geocronológicas. Sin embargo, el error que presentan los datos geocronológicos hace que éstos sean difícilmente compatibles con las dataciones históricas. Utilizando datos de erupciones históricas se pueden usar técnicas estadísticas que permiten tratar de pronosticar el comportamiento futuro del volcán. Estas técnicas se han aplicado a los volcanes de las Islas Canarias. La escasez de datos históricos en esta aplicación hace que las aproximaciones presenten gran indeterminación, además de limitar tremendamente el número de técnicas a aplicar.

Si suponemos que el comportamiento futuro del volcán está contenido de alguna manera en su comportamiento pasado, podemos hacer aproximaciones estadísticas que nos permitan tratar de predecir dicho futuro. Así, la peligrosidad se puede considerar como un concepto probabilístico que puede ser medido si miramos al pasado. Esto implica responder a la pregunta *¿ Qué podemos concluir acerca de la posibilidad de una erupción, partiendo de su historia?* (Thorlaksson, 1967). Esta respuesta depende mucho de la cantidad y calidad de los datos disponibles y de la forma en que pueden ser interpretados.

Wickman (1966, 1976) y Reyment (1969) fueron los primeros en desarrollar técnicas para describir los procesos volcánicos como fenómenos aleatorios. Desarrollaron modelos de Markov para expresar la historia eruptiva como una sucesión en la que el tiempo entre eventos era independiente, manteniendo la misma función de distribución. Pero no siempre una sola distribución se ajusta al comportamiento del volcán aunque algunos sí presenten alguna periodicidad. Por ejemplo, las cuatro últimas erupciones de El Chichón (México) parece que tienen un intervalo de recurrencia de alrededor de 600 años (Tilling et al., 1984). Desde entonces, ha habido bastantes estudios en diferentes volcanes que tratan de estudiar la periodicidad como en Stromboli (Settle y McGetchin, 1980), Villarrica (Muñoz, 1983) y Colima (De la Cruz-Reyna, 1993).

Es evidente que para volcanes de actividad elevada, cuantitativamente hablando, la aplicación de estas técnicas resulta exitosa y aporta información valiosa. Sin embargo,con los resultados para volcanes en donde no hay datos históricos suficientes, es necesario ser muy cuidadoso.

Los modelos deterministas podrían considerarse como la mejor aproximación al problema planteado, sin embargo, no existen, por el momento, soluciones que respondan al proceso

completo que implica una erupción. En estos momentos, sólo se han conseguido resultados fiables para situaciones parciales. Un ejemplo a considerar es la aportación de Felpeto et al., (2000a,b) para los flujos lávicos en erupciones basálticas o emisión de cenizas en erupciones explosivas.

MODELOS ESTADÍSTICOS

La teoría de estimación estadística se basa en el empleo de *eficientes*. La estimación se define por puntos y por intervalos. Las estimas por intervalos indican su precisión o exactitud, por lo que son más utilizadas. De acuerdo con esto, en la aplicación estadística de estudios volcánicos se emplean los periodos de reposo y de retorno. El periodo de reposo, definido por Klein (1982), es el tiempo desde el inicio de una erupción hasta la siguiente; el periodo de retorno se define como el período medio entre eventos idénticos. Wickman (1966) introduce estimadores puntuales pero el cálculo del periodo de retorno exige estimadores por intervalos de confianza.

Para poder establecer este tipo de modelos en volcanología es necesario disponer de una base de datos históricos, teniendo en cuenta que sólo se pretende describir los efectos producidos tras una repetición exhaustiva del fenómeno. Se distinguen dos tipos principales de modelos, de acuerdo a su función de distribución:

- Cadenas de Markov: es el primer método utilizado. Parten del establecimiento de un número finito de estados, cuyas funciones de transferencia son estacionarias: Conseguimos la probabilidad de un estado futuro, que sólo depende del estado presente y desprecia cualquier estado anterior.
- Poisson: este tipo de distribución, que es puramente matemática y no tiene interpretación geológica, se aplica para sucesos de mínima probabilidad. Nos permite obtener los periodos de retorno de los fenómenos eruptivos.

CADENAS DE MARKOV

Para establecer el modelo suponemos que el proceso sólo tiene un número finito de estados. Para pasar de un estado a otro definimos una probabilidad

$$P\,(S_{t+1} = j / S_t = i) = P_{ij}$$

que llamamos probabilidad de transición. Cada una de estas probabilidades se define como la probabilidad condicionada de que el proceso esté en el estado j en el tiempo t+1, dado que el proceso estaba en el estado i en el tiempo t. Estas probabilidades de transición son estacionarias, es decir, independientes del tiempo. Además, la probabilidad de un estado futuro depende sólo del estado presente y no de la historia anterior al estado presente. Determinando el estado inicial P_0 y la matriz de transición P, se define la matriz P^n como

$$[P]^n = [P][P]...[P]$$

Esta matriz converge a un vector de probabilidad de equilibrio, que contiene las probabilidades de estar en cada estado en cualquier tiempo, independientemente del estado inicial.

Utilizando este tipo de modelos, Wickman (1976) estudió distintos tipos de volcanes. El modelo más elemental corresponde a un volcán con sólo dos estados: Reposo (R) y Erupción (E). La matriz de Markov correspondiente sería

$$\begin{pmatrix} 1-P_{RE} & P_{RE} \\ P_{ER} & 1-P_{ER} \end{pmatrix}$$

El siguiente modelo corresponde a un sistema con tres estados: Reposo (R), Erupción (E) y actividad persistente (AP). La matriz de Markov correspondiente sería

$$\begin{pmatrix} 1-P_{RE}-P_{RP} & P_{RE} & P_{RP} \\ P_{ER} & 1-P_{ER}-P_{EP} & P_{EP} \\ P_{PR} & P_{PE} & 1-P_{PR}-P_{PE} \end{pmatrix}$$

Para otros volcanes como el Vesubio con registros históricos muy largos y fiables, Carta et al., (1981) establecen modelos con cuatro estados: Reposo (R), Actividad Persistente (A), Erupción Intermedia (EI) y Erupción Final (EF), imponiendo condiciones restrictivas para el paso de un estado a otro, por ejemplo consideran que no se puede pasar de R a EI sin pasar por A, de EI a EF, etc. Los estimadores estadísticos utilizados para el cálculo de la matriz de transición mejoran los utilizados anteriormente y consiguen un buen estudio predictivo del estado del volcán.

MODELO DE POISSON

Para poder establecer este tipo de modelos suponemos que el porcentaje de recurrencia del suceso es independiente del tiempo, cada erupción tiene la misma probabilidad y la destructividad de las erupciones es independiente una de otra. Definimos entonces (Crowe et al., 1982)

$$P(\textit{erupción después del tiempo } t) = 1 - e^{-\lambda t p}$$

siendo, t el periodo de reposo, λ el porcentaje de ocurrencia de eventos volcánicos y p la probabilidad de ruptura para una cierta zona donde se establece el modelo. El parámetro p se calcula como

$$p = \frac{a}{A}$$

Siendo a el área para la que se establece el modelo y A el área mínima donde se dispone de datos, que incluye el área a. El problema que plantean estos modelos es el cálculo de λ. Crowe et al., (1982), propusieron tres métodos: evaluar los intervalos de actividad volcánica para tratar de ver la periodicidad; contar las erupciones volcánicas y calcular la proporción de producción de magma y el volumen medio de magma. Tratando de mejorar el método Ho et al. (1991) utilizaron también tres métodos para estimar λ: contar el número de erupciones, determinar los tiempos de reposo y estimar el volumen de magma emitido. Estas estimaciones dan buenos resultados para determinados volcanes pero, en general, este problema está todavía sin resolver.

Como ejemplo de esta aplicación, de la Cruz-Reyna (1991, 1993, 1996) estudia la historia eruptiva del volcán Colima que tiene un número suficiente de erupciones históricas entre 1560 y 1991. Al centrarse sólo en las erupciones explosivas, su estudio se basa en el índice VEI (Volcanic Explosive Index), definido por Newhall y Self en 1982. Si los eventos eruptivos se clasifican por tamaño o magnitud resulta evidente que la estadística global se ajusta a una distibución de Poisson. La clasificación, para cada VEI, de los periodos de reposo permite analizar la actividad volcánica global, detectando que la distribución Poissoniana se ajusta bien para VEI≥4.

ESTIMACIÓN DEL PERIODO DE RETORNO. APLICACIÓN A LAS ISLAS CANARIAS

Este periodo se puede calcular para volcanes con una buena referencia de erupciones históricas y suponiendo que siguen una distribución de Poisson (Tiedemann, 1992)

Para poder estudiar la historia eruptiva de un volcán hay que construir primero una cronología de los eventos eruptivos. Los catálogos modernos permiten hacerlo, aunque para determinados volcanes con pocas erupciones históricas resulta muy crítico medir el tamaño de la erupción y asignar exactamente la duración no es fácil. En la Tabla 1 aparecen un total de 19 erupciones de las que sólo las sucedidas a partir de 1492 se consideran fiables. En la determinación del VEI se aprecia que una erupción de seis años es considerada igual que una de seis días o que tres erupciones se asocian con una única. Todas estas consideraciones afectan notablemente a la aplicación de las técnicas estadísticas y resultaría conveniente para este tipo de aplicaciones, realizar una revisión profunda del VEI. Para las Islas Canarias se han considerado los datos de Romero, (en este volumen) y Simkin & Siebert (1994) (Tabla 1). Después se construye una tabla con los tiempos de reposo (Tabla 2).

Tabla 1. Erupciones históricas de las Islas Canarias. (Romero,en este volumen; Simkin y Siebert, 1994)

Fecha inicio	Fecha fin	Lugar	VEI
1341		Pico del Teide (Tenerife)	
1396		Pico del Teide (Tenerife)	
1430		Valle de la Orotava (Tenerife)	
1435		Tacande. Montaña Quemada (La Palma)	2
1444		Pico del Teide (Tenerife)	2
24-8-1492		Flanco NW Teide Pico Viejo (Tenerife)	
19-5-1585	10-8-1585	Tahuya (La Palma)	2
2-10-1646	21-12-1646	San Martín. Tigalete (La Palma)	2
17-11-1677	21-1-1678	San Antonio. Fuencaliente (La Palma)	2
31-12-1704	27-3-1705	Siete Fuentes, Fasnia. Güimar (Tenerife)	2
5-5-1706	13-6-1706	Garachico (Tenerife)	2
9-10-1712	3-12-1712	El Charco (La Palma)	2
1-9-1730	16-4-1736	Montañas del Fuego (Lanzarote)	3
1793		Volcán de Lomo Negro (Hierro)	0
9-6-1798	14-9-1798	Chahorra (Tenerife)	3
31-7-1824	24-10-1824	Tao, Nuevo del Fuego, Tinguatón (Lanzarote)	2
18-11-1909	27-11-1909	Chinyero (Tenerife)	2
24-6-1949	30-7-1949	San Juan, Llano del Banco, Hoyo Negro (La Palma)	2
26-10-1971	18-11-1971	Teneguía (La Palma)	2

Tabla 2. Datos extraídos de la Tabla 1

Año erupción	Tiempo de reposo
1341	-
1396	55
1430	34
1435	5
1444	9
1492	48
1585	93
1646	61
1677	31
1704	27
1706	2
1712	6
1730	18
1793	63
1798	5
1824	26
1909	85
1949	40
1971	22

Calculando el número de veces que el volcán ha permanecido más de un determinado tiempo sin entrar en erupción se obtiene una tercera tabla (Tabla 3) y se dibuja una gráfica de estos datos. Para muchos volcanes esta gráfica se puede ajustar mediante una distribución de Poisson de la forma:

$$\log(N) = \alpha - \beta t$$

Obteniendo en nuestro caso para los datos de Canarias β=0.0125 año^{-1}.
Admitiendo que el sistema corresponde a una distribución de Poisson, podemos conocer entre qué límites puede estar comprendido

$$\frac{1}{n+\lambda^2}\left(m+\frac{\lambda^2}{2}-\lambda\left(m\left(1-\frac{m}{n}\right)+\frac{\lambda^2}{4}\right)^{\frac{1}{2}}\right) \leq \frac{1}{P} \leq \frac{1}{n+\lambda^2}\left(m+\frac{\lambda^2}{2}+\lambda\left(m\left(1-\frac{m}{n}\right)+\frac{\lambda^2}{4}\right)^{\frac{1}{2}}\right)$$

donde λ es la integral de Gauss para el valor de confianza deseado (Abramowitz y Stegun, 1970), *m* es el número de erupciones en el intervalo de tiempo considerado y *n* es el intervalo de tiempo considerado.

En nuestro caso el intervalo de tiempo considerado es el período comprendido entre los años 1341 y 1971 y el número de erupciones es de 19. Para un margen de confianza del 95%, λ es 1.96 que corresponde a períodos comprendidos entre 26 y 41 años. Si queremos asegurar una confianza del 99% tendremos que $\lambda = 2.5757$, lo que nos da una variación entre 26 y 40 años.

Tabla 3. Número de veces que el volcán ha permanecido más de un determinado tiempo sin entrar en erupción

ΔT	N
2	18
5	17
6	15
9	14
18	13
22	12
26	11
27	10
31	9
34	8
40	7
48	6
55	5
61	4
63	3
85	2
93	1

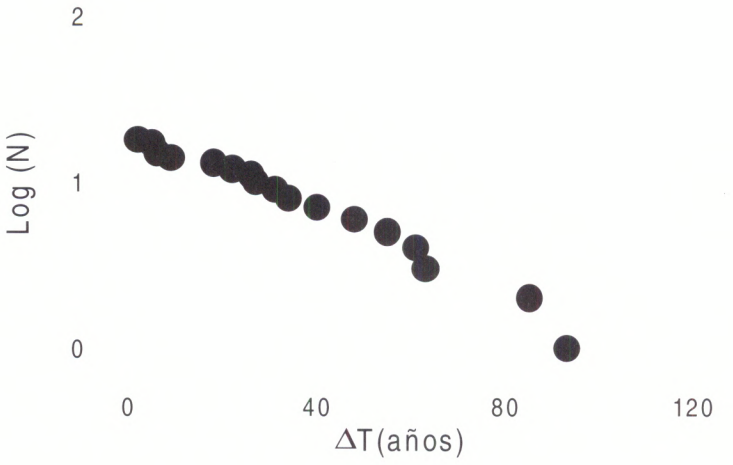


Figura 1. Ajuste de los datos de la Tabla 3.

Este mismo tratamiento se ha hecho para Tenerife y La Palma por separado (Figs. 2, 3) por ser las islas que más erupciones históricas presentan. Para Tenerife (Figura 2) se ha considerado el intervalo de tiempo comprendido entre 1341 y 1909, siendo 9 el número de erupciones. Para un intervalo de confianza del 95% se obtienen unos períodos de retorno entre 44 y 83 años y para un 99,5% entre 42 y 83 años. Para la isla de La Palma (Figura 3), los períodos de retorno de son de 50 a 103 años y entre 50 y 100 para los mismos intervalos de confianza.

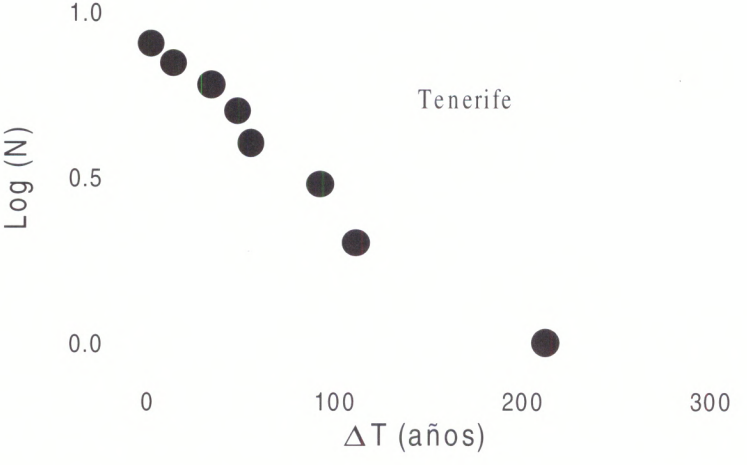


Figura 2. Ajuste de los datos correspondientes a la isla de Tenerife.

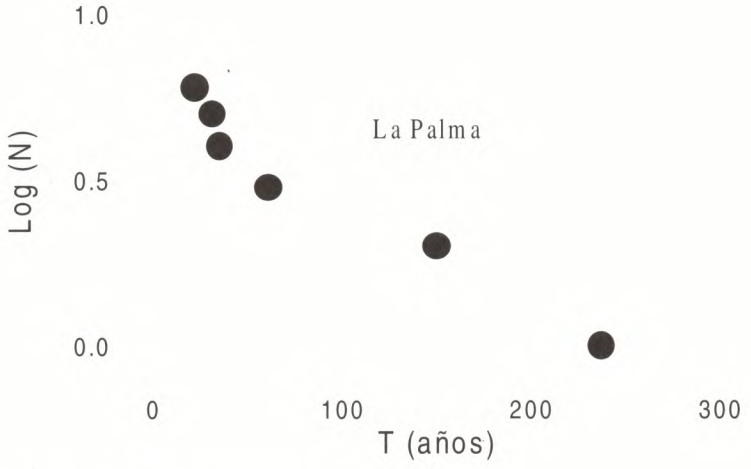


Figura 3. Ajuste de los datos correspondientes a la isla de La Palma.

CONCLUSIONES

Partiendo de los datos históricos (1341-1971) se han calculado los períodos de retorno para el conjunto de las Islas Canarias, Tenerife y La Palma. El rango de los tiempos de retorno calculados en ambos márgenes de confianza (95% y 99,5%) para los tres casos calculados contienen el valor calculado por los datos históricos por lo que se concluye la bondad de estas técnicas. Para el resto de las islas ha sido imposible esta aplicación por la escasa cantidad de erupciones históricas. Es significativo que para la isla de Lanzarote con dos períodos eruptivos muy recientes e intensos no se pueda realizar ninguna determinación en esta línea. Como ya se había comentado anteriormente un período eruptivo de seis años (1730-36) no puede ser considerado como una única erupción al igual que ocurre en 1824 cuando se generan tres edificios distantes , con diferentes procesos eruptivos. En este trabajo se ha puesto de manifiesto la necesidad de revisar algunos de los parámetros de los modelos estadísticos . Este hecho se acentúa en casos como las Islas Canarias en que la actividad es moderada.

BIBLIOGRAFÍA

- ABRAMOWITZ, M.; STEGUN, I.A. (1970). *Handbook of Mathematical Functions*. Dover Books on Advanced Mathematics. Ed. Dover: 239 pp.
- CARTA, S.; FIGARI, R.; SARTORIS, G.; SASSI, E.; SCANDONE, R. (1981). *A Statistical Model for Vesuvius and Its Volcanological Implications.* Bull. Volcanol., **44-2**: 129-151
- CROWE, B.M.; JOHNSON, M.E.; BECKMAN, R.J. (1982). *Calculation of the probability of volcanic disruption of a high-level radioactive waste repository within Southern Nevada, USA*. Radioactive Waste Management, **3**: 167-190
- DE LA CRUZ-REYNA, S. (1991*). Poisson-distributed patterns of explosive eruptive activity*. Bull. Volcanol., **54**: 57-67
- DE LA CRUZ-REYNA, S. (1993*). Random patterns of ocurrence of explosive eruptions at Colima Volcano, México.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **55**: 51-68

- DE LA CRUZ-REYNA, S. (1996). *Long-Term Probabilistic Analysis of Future Explosive Eruptions.* En Monitoring an Mitigation of Volcano Hazards. Scarpa y Tilling (eds). Springer-Verlag. Berlín, Heidelberg: 599-628
- HO, C.H.; SMITH, E.I.; FEUERBACH, D.L.; NAUMANN, T.R. (1991). *Eruptive probability calculation for the Yucca Mountain site, USA: statistical estimation of recurrence rates.* Bull. Volcanol., **54**: 50-56
- KLEIN, F.W. (1982). *Patterns of historical eruptions at Hawaii volcanoes.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **12**: 1-35
- MUÑOZ, M. (1983). *Eruption patterns of the Chilean volcanoes Villarrica, Llaima and Tupungatito.* Pageoph., **121**: 835-852
- NEWHALL, C.G.; SELF, S. (1982). *The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism.* J. Geophys. Res., **87 (C2)**: 1231-1238
- REYMENT, R.A. (1969). *Statistical analysis of some volcanological data.* Pure Appl. Geophys., **74 (III)**: 57-77
- SETTLE, M.; MCGETCHIN, T.R. (1980). *Statistical analysis of persistent explosive activity at Stromboli, 1971: implications for eruption prediction.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **8**: 45-58
- SIMKIN, T.; SIEBERT, L. (1984). *Volcanoes of the World.* 2nd Ad. Geoscience Press. Missoula: 368 pp.
- THORLAKSSON, J.E. (1967). *A probability model of volcanoes and the probability of eruptions of Hekla and Katla.* Bull. Volcanol., **31**: 97-106
- TIEDEMANN, H. (1992). *Earthquakes and Volcanic eruptions. A hand book on risk assessment.* Swiss Re. Zurich: 951 pp.
- TILLING, R.I.; RUBIN, M.; SIGURDSSON, H.; CAREY, S. DUFFIELD, W.; ROSE, W.I. (1984). *Holocene eruptive activity of El Chichón Volcano, Chiapas, México.* Science, **224**: 747-749
- WICKMAN, F.E. (1966). *Repose period patterns of volcanoes, I. Volcanic eruptions regarded as random phenomena.* Ark Mineral. Geol., **4**: 291-301
- WICKMAN, F.E. (1976). *Markov models of repose-period patterns of volcanoes.* En Merriam D.F. (ed). Random proceses in geology. Springer, Berlín Heidelberg New York: 135-161

RIESGO VOLCÁNICO Y PROTECCIÓN CIVIL

J. Sansón

Unidad de Protección Civil de la Delegación del Gobierno en Canarias. Plaza de la Feria, 24, 35071 Las Palmas de Gran Canaria.

INTRODUCCIÓN

Los sistemas de Protección Civil de todos los países, se ocupan de dar respuesta adecuada a aquellas situaciones de emergencia provocadas por sucesos que pueden ser calificados como catastróficos. Para poder precisar las competencias propias de la Protección Civil es necesario definir qué se entiende por catástrofe. Se puede definir una catástrofe como la desorganización del medio ambiente humano de forma que exceda la capacidad de reacción de la comunidad afectada. Quedan así fuera de esta definición los meros accidentes, por estar atendidos por medios ordinarios previstos al efecto, y los desastres lentos (desertización, cambios climáticos, etc.), que se manifiestan a lo largo de un espacio prolongado de tiempo y que pueden ser abordados con medidas de planificación sólo eficaces a largo o muy largo plazo.

A los desastres naturales que han acompañado al hombre a lo largo de la historia, con graves consecuencias tanto directamente en pérdida de vidas como en lo social y en lo económico, se añaden ahora los cada vez más frecuentes desastres de índole tecnológica. Se puede afirmar por ello que los efectos de las catástrofes probablemente aumentarán en el futuro por dos evidentes razones: la creciente urbanización, que supone un aumento de los elementos en riesgo y de su vulnerabilidad, y el desarrollo de nuevas tecnologías cuyos riesgos potenciales no siempre son previsibles. Dejando de lado los grandes sucesos que continúan escapando a cualquier tipo de previsión debido tanto a los límites de la tecnología y los conocimientos actuales, como a la magnitud que pueden alcanzar, un elevado porcentaje de estos fenómenos pueden mitigarse (cuando no evitarse) con una buena prevención, basada, cuando ello es posible, en un eficaz pronóstico. Hoy día, los avances obtenidos en el campo de la volcanología permiten determinar con bastante aproximación dónde y cuándo va a producirse una nueva erupción volcánica, en aquellas zonas de riesgo que cuenten con un adecuado seguimiento instrumental, e incluso adelantar hipótesis sobre el previsible comportamiento de dicha erupción, aunque las erupciones muy violentas siguen escapando de este control. Se puede afirmar así que estamos en la actualidad ante un fenómeno natural susceptible de ser predicho y, en consecuencia, se pueden diseñar planes de prevención sobre la base de un eficaz sistema de vigilancia.

LA PROTECCIÓN CIVIL EN ESPAÑA

La Protección Civil o Defensa Civil, como también se la suele denominar, consiste básicamente en un conjunto de acciones y la adopción de previsiones que procuren evitar a personas o cosas toda clase de daños en caso de catástrofes o calamidades públicas. Históricamente, los sistemas nacionales de Protección Civil surgieron a partir de la Primera Guerra Mundial en que se hicieron necesarios para proteger a la población civil de las acciones de guerra sobre las ciudades; de hecho han sido considerados como el "cuarto ejército" debido a su decisiva colaboración en la reducción de víctimas con ocasión de conflictos bélicos. Desde

esta perspectiva, los sistemas de defensa civil se hacen hoy más necesarios que nunca ya que si en la citada Gran Guerra murió un civil por cada veinte militares y en la guerra del Vietnam esta proporción se invirtió, el empleo del armamento actual, puede elevar estas proporciones hasta límites insospechados.

Pero en tiempos de paz se producen también sucesos donde la seguridad de las personas y los bienes se pueden ver amenazados considerablemente: son los desastres naturales y tecnológicos. Los poderes públicos deben estar preparados para hacer frente a este tipo de situaciones para así cooperar a un mundo cada vez más seguro. De hecho, en los países más avanzados, el tan traído y llevado concepto de la "calidad de vida" tan en boca de los responsables políticos y que responde a la demanda de una sociedad cada vez más preocupada por la seguridad, el medio ambiente, la salud etc., incluye también contar con un eficaz sistema de Protección Civil.

En España, la Protección Civil queda definida en la exposición de motivos de la Ley 2/1985, de 21 de enero, que la regula, como la "protección física de las personas y de los bienes, en situación de grave riesgo colectivo, calamidad pública o catástrofe extraordinaria en que la seguridad y la vida de las personas pueden peligrar y sucumbir masivamente". Esta definición deja perfectamente delimitado el campo de actuación de estos servicios que actúan cuando un suceso sobrepasa un determinado umbral de severidad.

La Protección Civil es en realidad un concepto, como lo es la salud pública o la seguridad ciudadana. No se trata por tanto de una institución o de un cuerpo como los bomberos, la Cruz Roja o la Guardia Civil, ni cuenta habitualmente con recursos propios. Sin embargo, muchos servicios e instituciones, como los aludidos, que tienen funciones propias que desarrollar con carácter ordinario en el marco de las competencias que tienen asignadas, en caso de emergencia por catástrofe o calamidad pública, son coordinados y dirigidos por los correspondientes servicios de Protección Civil. Habitualmente se les denomina Servicios Coordinados.

Operativamente es ,en esencia, un problema de organización cuya actuación se concreta siempre en procedimientos de ordenación, planificación, coordinación y dirección de los distintos servicios públicos y que compete a la Administración Civil del Estado, en colaboración con las distintas administraciones públicas, instituciones y la participación de los ciudadanos.

Las funciones propias de la Protección Civil son: la previsión, prevención, planificación, intervención y rehabilitación. Una previsión que consiste en prever o conjeturar sobre lo que pueda ocurrir (análisis de riesgos), una prevención para evitar los daños derivados de la actualización de un determinado suceso, una planificación para hacer frente a las situaciones de grave riesgo, catástrofe o calamidad pública, una intervención consistente en actuaciones encaminadas a proteger y socorrer la vida de las personas y velar por la integridad de sus bienes y, por último, una rehabilitación dirigida al restablecimiento de los servicios públicos esenciales para la vuelta a la normalidad.

PROTECCIÓN CIVIL ESPAÑOLA

NIVEL ESTATAL

- **GOBIERNO Y Mº DEL INTERIOR**
  - DIRECCIÓN GENERAL DE PROTECCIÓN CIVIL
    - DELEGACIONES DEL GOBIERNO EN COMUNIDADES AUTÓNOMAS
      - SUBDELEGACIONES DEL GOBIERNO EN PROVINCIAS

NIVEL AUTONÓMICO

- **GOBIERNO AUTÓNOMO**
  - CONSEJERÍA DE LA PRESIDENCIA
    - DIRECCIÓN GENERAL DE SEGURIDAD Y EMERGENCIAS

NIVEL LOCAL

- **CABILDOS INSULARES**
- **AYUNTAMIENTOS**

Desde el punto de vista organizativo y competencial, la Protección Civil Española obedece a la estructura administrativa del estado. A nivel estatal, la máxima responsabilidad recae sobre el Ministerio del Interior, que cuenta con una Dirección General de Protección Civil, como máximo órgano directivo para ejercer las competencias del Estado en esta materia y con unidades periféricas en las Delegaciones del Gobierno en las Comunidades Autónomas y en las Subdelegaciones del Gobierno, en provincias. Las Comunidades Autónomas por su parte, tienen asignadas estas competencias dentro de su ámbito territorial, recayendo la dirección y coordinación de las mismas en una Consejería (en Canarias, la Consejería de la Presidencia de la que depende una Dirección General de Seguridad y Emergencias). Por último, cada Alcalde es el Jefe Local de Protección Civil, con plenas competencias dentro de su Término Municipal. Se incluyen en este tercer escalón, el local, las Diputaciones Provinciales y los Cabildos Insulares (Canarias) y Consejos Insulares (Baleares) que cuentan también con atribuciones en este campo.

La descentralización de las competencias en Protección Civil es tal, que el Estado sólo interviene en la dirección de las actuaciones en caso de un determinado desastre, cuando lo exige el interés nacional, esto es, cuando es preciso aplicar la Ley Orgánica 4/1981, de 1 de junio, reguladora de los estados de alarma, excepción y sitio, cuando la emergencia exige una aportación de recursos supraautonómicos por afectar a varias Comunidades Autónomas o bien cuando las dimensiones efectivas o previsibles requieran una dirección nacional de las Administraciones Públicas implicadas. En tales casos, el Ministerio del Interior por propia iniciativa, o a instancia de los Delegados del Gobierno en Comunidades Autónomas o a petición de éstas, podrá declarar la emergencia de interés nacional.

Sin embargo, al no haberse concebido en España la Protección Civil como un servicio con medios y recursos propios, la piedra angular de su operatividad y eficacia, recae en los planes de emergencia que, como se recoge en la Norma Básica de Protección Civil (R.D. 407/1992), constituyen la previsión del marco orgánico-funcional y los mecanismos que permiten la movilización de los recursos humanos y materiales necesarios para la protección de las personas y bienes en caso de grave riesgo colectivo, catástrofe o calamidad pública, así como el esquema de coordinación entre las distintas Administraciones públicas llamadas a intervenir. La importancia de contar con estos planes es tal que no es arriesgado decir que cualquier Administración que no cuente con ellos, no estará en condiciones de ofrecer una Protección Civil como tal servicio público ya que su inexistencia condiciona tremendamente la capacidad de reacción del sistema, entendida como la inversa al tiempo necesario para movilizar un flujo ordenado de recursos bajo la dirección de un mando único, hacia la zona afectada por la crisis, hasta su total rehabilitación.

En la citada Norma Básica, se prevé la existencia de dos tipos de Planes de Emergencia

Planes Territoriales
Planes Especiales

Los Planes Territoriales se elaboran para hacer frente a emergencias generales que pueden afectar a cada ámbito territorial y los Especiales, para enfrentarse a riesgos específicos cuya naturaleza requiere una metodología técnico-científica adecuada para cada uno de ellos. De los segundos, la Norma Básica establece que serán objeto de planificación los riesgos siguientes: emergencias nucleares, situaciones bélicas, inundaciones, sismos, químicos, transporte de mercancías peligrosas, incendios forestales y **volcánicos**. La aplicación de los dos primeros viene siempre exigida por el interés nacional, en cuyo caso la competencia y responsabilidad recae exclusivamente sobre el Estado y son denominados Planes Básicos.

Estos Planes Especiales se redactan de acuerdo con las Directrices Básicas que, aprobadas por el Gobierno de la Nación, establecen los requisitos mínimos sobre los fundamentos, estructura, organización, criterios operativos, medidas de intervención e instrumentos de coordinación que deben cumplir los planes a que se refieren. Dentro de los riesgos naturales, ya han sido aprobadas las Directrices Básicas correspondientes al riesgo de incendios forestales (abril, 1993), sismos (enero, 1995) inundaciones (mayo, 1995), y erupciones volcánicas (febrero, 1996).

EL RIESGO VOLCÁNICO EN ESPAÑA

Aunque no con la virulencia que en otros países, España está sometida a una serie de riesgos de origen natural, que se actualizan con cierta periodicidad y en ocasiones provocan cuantiosos daños y numerosas víctimas. Unos son muy frecuentes, como los incendios forestales que se producen todos los años y que arrasan miles de hectáreas de zonas arboladas o las inundaciones por el desbordamiento de cauces con ocasión de fuertes lluvias, que afectan especialmente a áreas urbanizadas. Otros, se producen más espaciados en el tiempo, como los terremotos, los movimientos gravitatorios, las plagas de langostas, los tsunamis, la expansividad de arcillas, la subsidencia de suelos o las erupciones volcánicas. Sin embargo, atendiendo a los daños que pudieran derivarse, a los medios específicos de intervención y a la frecuencia con que se

pueden producir, la Administración ha señalado cuatro riesgos naturales como objetivos de planificación prioritaria: las inundaciones, los terremotos, los incendios forestales y las erupciones volcánicas.

En la España peninsular se encuentran extensas áreas ocupadas por materiales volcánicos de diferente antigüedad, e incluso algunos de edad reciente como la región de Olot (Gerona) y la de Campos de Calatrava (Ciudad Real), pero en todas ellas el riesgo volcánico se puede considerar nulo. En la actualidad, la única región volcánicamente activa son las Islas Canarias donde, no obstante, la peligrosidad real de estos fenómenos es baja, debido al tipo de los mecanismos eruptivos, que por lo general limitan el riesgo volcánico a un entorno muy reducido alrededor de los centros de emisión y al flujo lento de las coladas de lava.

Separadas por largas etapas de inactividad, en los cinco siglos que dura el período histórico de este archipiélago, se han producido 17 erupciones, si bien ninguna puede ser catalogada como catastrófica por sus consecuencias, si se excluyen las erupciones fisurales que tuvieron lugar en Lanzarote durante seis años consecutivos (1730-1736) y supusieron la evacuación de gran parte de la isla y la erupción de Montaña Negra que destruyó el puerto de Garachico en Tenerife (1706). Esta circunstancia ha dejado una escasa memoria histórica en la población canaria, que presenta una muy remota percepción del riesgo volcánico, aspecto muy a tener en cuenta a la hora de planificar este tipo de emergencias, por el impacto social que puede entrañar la realización de simulacros, ejercicios o la simple difusión de la existencia de los Planes de Emergencia.

Por otro lado, es importante señalar que, aunque las Canarias se caracterizan precisamente por un bajo índice de riesgos de cualquier naturaleza (islas "afortunadas" también en este aspecto), entre los riesgos tecnológicos y antrópicos se pueden citar los derivados del elevado tráfico marítimo y aéreo, la existencia de una refinería de petróleo en el casco urbano de Santa Cruz de Tenerife, centrales térmicas, plantas potabilizadoras, parques de almacenamiento de combustibles, etc., y entre los de origen natural, los temporales de mar, las inundaciones y vientos fuertes, los desprendimientos y deslizamientos de tierras, los incendios forestales y otros que actúan a largo plazo como los derivados de la dinámica litoral, la erosión y pérdida de suelos, la sequía, etc. Todo este cortejo de riesgos, debido a la baja actividad del volcanismo canario, puede llegar a ser más preocupante que el propio riesgo volcánico.

Pero el rápido crecimiento de la población, que ya supera los 1,6 millones de habitantes, a los que hay que añadir un tránsito de turistas de 10 millones anuales (1999), asistida por una frágil red de servicios básicos de abastecimiento (electricidad, agua potable, transportes, etc.) y asentados en una superficie de 7446 km^2, hace que cada vez las islas sean más vulnerables ante el desencadenamiento de una nueva crisis volcánica

Ciudades como Las Palmas de Gran Canaria, situada en una isla afectada por un riesgo moderado, pero donde se produjo la última erupción hace unos 3500 años (Montañón Negro), rodeada de los volcanes más recientes de la isla y que alberga en la actualidad a una población de más de 400.000 habitantes o Santa Cruz de Tenerife, con más de 200.000 habitantes, en una isla donde se encuentra el complejo volcánico de Las Cañadas y el edificio volcánico Teide-Pico Viejo y donde se han producido erupciones históricas (la última en 1909), justifican sobradamente la existencia de planes de Protección Civil ante este tipo de riesgo. Hay que tener

en cuenta además, que estas dos islas soportan la mayor carga poblacional, con densidades demográficas que alcanzan los 467 y 333 habitantes/km^2 en Gran Canaria y Tenerife, respectivamente.

Desde el punto de vista de la peligrosidad volcánica, hay que decir que ésta es muy limitada ya que la mayoría de las erupciones históricas del archipiélago han sido de carácter "tranquilo", caracterizadas por la emisión de coladas basálticas, gases y piroclastos a través de centros de emisión fisurales o puntuales y que han funcionado con carácter monogenético durante días, semanas o pocos meses, con la excepción de las erupciones de Lanzarote de 1730 a 1736. Sólo una eventual conexión del magma con aguas marinas o freáticas puede aumentar la peligrosidad de estas erupciones al provocar explosiones hidromagmáticas, de las cuales se encuentran abundantes evidencias en todas las islas, o bien tsunamis en las costas.

Tratamiento aparte requieren sin embargo las erupciones ligadas al complejo Teide-Pico Viejo en Tenerife que, aunque probabilísticamente son muy remotas, pueden manifestarse con grandes explosiones, la generación de nubes ardientes, avalanchas, colapso de la zona sumital, etc., fenómenos que pueden provocar daños incalculables en toda la isla. En este caso la intervención de la Protección Civil, si se cuenta con una predicción verosímil y con tiempo suficiente, consistiría básicamente en la evacuación masiva de la población hacia áreas seguras o incluso a otras islas.

No se pueden menospreciar los riesgos asociados al fenómeno volcánico, que pueden provocar tantos o más daños que la propia erupción. Así, si coincidiendo con la erupción volcánica se producen las lluvias torrenciales que con cierta frecuencia causan inundaciones en Canarias, el arrastre de productos de proyección aérea acumulados en los cauces y laderas de los barrancos pueden ocasionar una avenida de lodo (lahar) con gran poder destructor aguas abajo. Por otro lado, el apilamiento de los productos volcánicos en torno a los propios centros efusivos o en laderas, puede crear taludes de muy baja estabilidad donde se originen deslizamientos que pueden poner en movimiento grandes volúmenes de materiales. Además, el medio antrópico es especialmente vulnerable ante una crisis volcánica que puede provocar la interrupción de servicios y abastecimientos básicos para la población como el transporte marítimo o aéreo, el agua potable, electricidad, teléfonos, etc. y causar daños en instalaciones como la refinería de petróleo o los parques de almacenamiento de combustible, de drásticas consecuencias, sin mencionar otras consecuencias de tipo social que podrían a largo plazo ser aún más graves.

Aunque no suelen ser de gran magnitud, no hay que desestimar por último, los terremotos volcánicos que pueden provocar daños en infraestructuras o activar áreas gravitatoriamente inestables, ni la acumulación de gases tóxicos en zonas deprimidas y por último, los incendios, especialmente los forestales, a los que ha sabido adaptarse con cierto éxito el pino canario.

ZONIFICACIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO EN CANARIAS

Desde el punto de vista de una zonificación del riesgo volcánico en Canarias, hasta la fecha se han hecho algunas tentativas, aunque locales, escasas y con criterios poco homogéneos. Resulta evidente, sin embargo, que la actividad volcánica se ha concentrado durante el pasado en ciertas zonas, como se deduce del agrupamiento de edificios volcánicos antiguos y en

consecuencia, es mayor la probabilidad de que en ellas aparezcan futuras erupciones; éstas son las dorsales que se observan en La Palma, Tenerife y El Hierro, o áreas sin control estructural aparente pero donde se ha concentrado claramente la actividad efusiva más moderna, como sucede con la mitad nororiental de Gran Canaria.

Por otro lado, en función del nivel de actividad volcánica reciente, se pueden agrupar las islas en tres categorías: las que han tenido erupciones históricas (La Palma, Tenerife, Lanzarote y tal vez El Hierro), las que presentan volcanismo subhistórico (Gran Canaria y Fuerteventura), y La Gomera, que no ha tenido erupciones durante el cuaternario y puede considerarse volcánicamente extinta.

La futura planificación de Protección Civil ante este riesgo, deberá contar con una zonificación previa del riesgo volcánico, rigurosa y detallada para cada isla. Esta zonificación, que deberá comenzar con la elaboración de mapas de peligrosidad que contemplen cada uno de los múltiples factores de peligrosidad volcánica, concluirá con la confección de mapas de riesgo implementados sobre un sistema de información geográfica (SIG). Este instrumento es indispensable ya que permite una permanente actualización en función de las variaciones que se produzcan necesariamente tanto en la predicción de la aparición de los factores de riesgo, ligados a la propia erupción o a agentes meteorológicos, como modificaciones en las áreas objeto de prevención y preservación y los medios y recursos previstos en el Plan.

En este sentido, hay que tener en cuenta que, salvo el Teide, volcán activo desde hace unos 150000 años, actualmente no existe ningún otro edificio singular en el resto del archipiélago, por lo que la planificación debe prever la aparición de una nueva erupción en cualquier zona de las islas, incluidos los márgenes costeros, si bien preferentemente en las zonas donde la probabilidad de una nueva erupción es mayor. Esto hace que sea necesario recurrir a dos tipos diferentes de mapas de riesgo

Erupción volcánica o fenómenos asociados, localizados en el área de Las Cañadas
Centros efusivos en cualquier punto de las islas y fondos litorales

La metodología y el contenido de cada uno van a ser muy diferentes en cuanto a las características previsibles de los factores de peligrosidad, tales como el alcance de los materiales de proyección aérea, corrientes lávicas, lahares, deslizamientos, ondas de choque, nubes gaseosas, etc., ya que en el primer caso se conoce la zona de donde pueden provenir estos agentes mientras que en el segundo, el centro emisor puede localizarse dentro de extensas áreas. El resto de la información recopilada en estos mapas será común, esto es, la localización de los bienes objeto de protección, con especial indicación de los más vulnerables, medios y rutas de evacuación, puntos de concentración y albergue, centros de control de la emergencia y medios de intervención (bomberos, servicios de orden, telecomunicaciones, hospitales, etc.) y la situación de los recursos esenciales como agua, alimentos, medicinas y carburantes.

PLANES DE EMERGENCIA ANTE EL RIESGO VOLCÁNICO

Se puede decir que hasta la última erupción volcánica habida en Canarias (La Palma, 1971), no se

toma conciencia en España del riesgo que representan estos fenómenos para la población. Los numerosos estudios científicos que se realizaron en el archipiélago desde entonces y que pasaron a engrosar la larga lista de los ya existentes, sentaron las bases para disponer de un conocimiento bastante preciso del volcanismo canario y, en consecuencia, del riesgo volcánico en estas islas.

Como antecedentes de la planificación de Protección Civil ante el riesgo volcánico, se pueden citar dos planes de emergencia de la Administración Estatal: el "Plan de Emergencia por Erupciones Volcánicas" de 1982 y actualizado en 1986 (Gobierno Civil de Las Palmas), y el PLANCRISCAN, o "Plan de Emergencias en Situaciones de Crisis Sísmicas y Volcánicas" de 1989 y actualizado en 1992 (Gobierno Civil de Santa Cruz de Tenerife). Estos dos planes de emergencia, que obedecían a la necesidad de contar con una respuesta de la Administración ante la eventualidad de una nueva erupción volcánica, no están actualmente en consonancia con la estructura y distribución de competencias de la Protección Civil Española y adolecen de una fundamentación científica acorde con los conocimientos actuales.

La Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Volcánico, publicada en febrero de 1996, estableció los contenidos mínimos del Plan Estatal y el de la Comunidad Autónoma. Por su parte, los Ayuntamientos y Cabildos pueden elaborar Planes de Actuación Local de acuerdo con las directrices que se establezcan en el Plan de la Comunidad Autónoma.

Mientras se aprueban y entran en vigor los nuevos Planes de Emergencia ante el Riesgo Volcánico, la gestión de una posible crisis volcánica se realizará aplicando el Plan Territorial de Emergencias de Protección Civil de la Comunidad Autónoma Canaria (PLATECA), que fue aprobado por la Comisión Regional de Protección Civil el día 18 de abril de 1997 y homologado por la Comisión Nacional el 19 de diciembre del mismo año. Este plan, aunque concebido como Plan Director, establece el marco organizativo general y funcional que garantiza la coordinación de medios y recursos necesarios para abordar cualquier situación de emergencia que se produzca en territorio canario.

En cuanto al Plan Estatal, las actuaciones para su elaboración y puesta en marcha dieron comienzo virtualmente con la constitución el día 26 de marzo de 1996, del Comité Científico de Evaluación y Seguimiento de Fenómenos Volcánicos (art. 3.3.4. de la Directriz).

Con carácter general, las características básicas que debe reunir cualquier Plan de Emergencia de Protección Civil se pueden resumir en

1. Sencillez y concreción para facilitar su operatividad
2. Flexibilidad para adecuarlo a situaciones cambiantes
3. Determinado bajo los principios de:

    - Unidad de dirección
    - Coordinación de actuaciones
    - Autonomía en la ejecución.

Bajo estas premisas, el Plan se materializa en un documento formal que constituye la norma que establece

- La estructura jerárquica y funcional de las autoridades y organismos llamados a intervenir
- Los mecanismos de movilización de medios y recursos
- Los procedimientos de coordinación
- Las normas de actuación operativa que permitan su funcionalidad.

De acuerdo con lo expuesto, la estructura básica operativa de cualquier Plan de Emergencia se puede resumir en la existencia de un mando único, asistido por un comité de asesoramiento, del cual dependen estrechamente un centro de coordinación de los distintos grupos de intervención y un gabinete de información a la población.

Si habitualmente se entiende el concepto de Plan de Emergencia como un conjunto de procedimientos de coordinación y dirección de actuaciones cuando se produce una situación de emergencia o de naturaleza catastrófica, en el caso del riesgo volcánico, se pretenden ampliar de forma sustancial los objetivos del correspondiente plan, previendo además, de forma sistemática y reglada, el seguimiento del fenómeno, las tareas preventivas para minimizar las consecuencias previsibles, las tareas informativas y el propio mantenimiento del plan.

Dado que la única región española que presenta riesgo volcánico son las Islas Canarias, alejadas a más de 1000 kilómetros del resto del territorio nacional, la Directriz Básica ha concebido los planes de emergencia estatal y de Comunidad Autónoma no como dos planes alternativos sino como dos instrumentos perfectamente compatibles e incluso complementarios y cuya aplicación exclusiva será el territorio de la Comunidad Autónoma Canaria.

EL PLAN ESTATAL ANTE EL RIESGO VOLCÁNICO

Este Plan establecerá la organización y procedimientos que permitan asegurar una eficaz respuesta de todas las Administraciones Públicas en caso de crisis volcánica, cuando se haya declarado en interés nacional, así como establecer los mecanismos de apoyo al Plan de la Comunidad Autónoma.

La aprobación de la Directriz Básica relativa al riesgo volcánico lleva pareja la creación de un Comité Estatal de Coordinación (CECO) compuesto por representantes de altos órganos de la Administración Estatal, bajo la presidencia del Director General de Protección Civil. Entre las funciones de este Comité Estatal está la realización de estudios, informes y propuestas para la elaboración del Plan Estatal. Una vez elaborado, será aprobado por el Gobierno, a propuesta del Ministerio del Interior, previo informe de la Comisión Nacional de Protección Civil.

El contenido mínimo del Plan Estatal, según la Directriz Básica será el siguiente

Dirección y coordinación de emergencias declaradas de interés nacional
Estas funciones serán ejercidas dentro de un Comité de Dirección integrado por el Delegado del Gobierno en Canarias o el Subdelegado del Gobierno en Santa Cruz de Tenerife, según el ámbito

PLAN ESTATAL ANTE EL RIESGO VOLCÁNICO

Contenido mínimo según la Directriz Básica (Resolución del M.J.I. de 21 de febrero de 1996)

1. Dirección y coordinación de emergencias declaradas de interés nacional

- **Comité de Dirección**
  - **Comité asesor**
  - **Gabinete de información**

2. Planes de coordinación y apoyo

- **Plan de evacuación**
- **Plan de abastecimiento, albergue y asistencia social**
- **Plan de actuación sobre el agente volcánico**
- **Plan de coordinación informativa en situaciones de emergencia**

3. Sistema de seguimiento e información sobre fenómenos volcánicos

4. Comité Científico de Evaluación y Seguimiento de Fenómenos Volcánicos

5. Base de datos sobre medios y recursos movilizables

territorial afectado, y un representante del Gobierno de Canarias. El representante de la Administración Estatal dirigirá las actuaciones previstas en el Plan Especial de la Comunidad Autónoma y el del Gobierno Autónomo, coordinará los medios, recursos y servicios propios.

Este Comité de Dirección ejercerá sus funciones además, en coordinación con las autoridades locales (Ayuntamientos y Cabildos), así como con las Delegaciones Insulares del Gobierno.

Como órganos de apoyo del Comité de Dirección se establece un Comité Asesor y un Gabinete de Información.

Comité Asesor

La compleja naturaleza de la emergencia que provoca una crisis volcánica, tanto por su origen y evolución como por sus efectos, hace necesario que el Comité de Dirección esté permanentemente asistido mientras esté activado el Plan, por un Comité Asesor en el que se integrarán los miembros del Comité Científico de Evaluación y Seguimiento de Fenómenos Volcánicos, técnicos de las Administraciones implicadas y expertos designados de forma extraordinaria por el Comité de Dirección.

Gabinete de Información

Desde este Gabinete se informará a la población sobre el fenómeno producido, su previsible evolución y los consejos e instrucciones que deben seguirse. Depende directamente del Comité de Dirección para asegurar que la información que se transmita a la población a través de los medios de comunicación social, sea la adecuada tanto por su veracidad como por su oportunidad. De esta manera se evitará que al ciudadano lleguen noticias contradictorias, de fuentes no contrastadas,

versiones sesgadas, sensacionalistas o movidas por intereses espurios.

Sus funciones son las siguientes:

- Difundir las órdenes, consignas y recomendaciones orientativas que el Comité de Dirección dicte, a través de los medios de comunicación social pertinentes.
- Centralizar, coordinar y preparar la información general sobre la emergencia y facilitarla a los medios de comunicación social.
- Informar en relación con la emergencia a cuantas personas lo soliciten.
- Obtener, centralizar y facilitar toda la información relativa a contactos familiares, localización de personas y datos referidos a los posibles evacuados y víctimas.

Estará integrado por personal de la Delegación del Gobierno en Canarias o Subdelegación del Gobierno en Sta. Cruz de Tenerife y de la Comunidad Autónoma de Canarias.

Planes de Coordinación y Apoyo

El Plan Estatal deberá contener una serie de planes de actuación que se aplicarán en emergencias por crisis volcánicas en las que esté presente el interés nacional o en apoyo del Plan de la Comunidad Autónoma. En estos planes se integrarán servicios, medios y recursos de titularidad estatal, así como los que sean asignados por la Comunidad Autónoma, Administración Local, y entidades públicas y privadas. Estos planes no pretenden sustituir a los correspondientes del Plan de Comunidad Autónoma, sino complementar sus funciones con medios especialmente aportados por la Administración Estatal.

Planes de Actuación previstos

- Plan de evacuación
- Plan de abastecimiento, albergue y asistencia social
- Plan de actuación sobre el agente volcánico
- Plan de coordinación informativa en situaciones de emergencia

Sistema de seguimiento e información sobre fenómenos volcánicos

Cualquier plan de prevención y actuación ante cualquier tipo de riesgo debe estar sustentado por un buen sistema de predicción, siempre que ello sea posible, para poder adecuar las medidas de intervención y mitigación, para reducir los efectos dañinos que su actualización pudiera producir.

En España, el riesgo volcánico cuenta con el problema de que no existe ningún organismo encargado oficialmente de la predicción, control y seguimiento de crisis eruptivas, como sí ocurre con los terremotos (Instituto Geográfico Nacional), los fenómenos meteorológicos adversos (Instituto Nacional de Meteorología), incendios forestales (Administración Medioambiental), plagas de langostas (Administración Agrícola), etc. No escasean sin embargo las instituciones, que con carácter investigador dedican un gran número de proyectos en el campo de la volcanología, disponiéndose de un grupo de investigadores de gran experiencia, que cuenta con prestigio y reconocimiento internacional.

Por otro lado, la probada eficacia del control sísmico en áreas volcánicas para el pronóstico y seguimiento de la actividad volcánica y la existencia de redes sísmicas establecidas con carácter oficial por el Instituto Geográfico Nacional en Canarias, hace que uno de los pilares del sistema nacional de seguimiento e información sobre fenómenos volcánicos sea precisamente esta red instrumental. Otro de los pilares, será el Comité Científico de Evaluación y Seguimiento de Fenómenos Volcánicos.

Comité Científico de Evaluación y Seguimiento de Fenómenos Volcánicos

La dispersión de los grupos de investigación en volcanología y la inexistencia de un organismo dedicado oficialmente al seguimiento de los fenómenos volcánicos hace necesario contar con un equipo de trabajo que garantice el seguimiento de la actividad volcánica, esté en contacto periódico con las autoridades de Protección Civil y permanentemente localizable en caso de crisis volcánica.

Para paliar esta carencia, la Directriz Básica ha previsto en su artículo 3.3.4., la constitución de un Comité Científico de Evaluación y Seguimiento de Fenómenos Volcánicos que, integrado por representantes del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto Geográfico Nacional, Dirección General de Protección Civil, Comunidad Autónoma Canaria y otros expertos designados por el CSIC, tendrá las funciones siguientes

- Elección de precursores válidos
- Evaluación de la información de las redes instrumentales
- Formulación de previsiones de crisis eruptivas
- Establecimiento de metodologías óptimas para la vigilancia y seguimiento de fenómenos volcánicos
- Recomendación de medidas de mitigación en caso de crisis volcánica

El día 26 de marzo de 1996, se constituyó este Comité Científico en la Delegación del Gobierno en Canarias (Las Palmas de Gran Canaria), bajo la presidencia del Delegado del Gobierno. Desde entonces, este Comité se reune una vez al año con carácter ordinario, para informar a las autoridades de Protección Civil del estado de la actividad volcánica. En el caso de que se dedujera del seguimiento instrumental un incremento de los niveles de base conocidos que pudieran suponer una reactivación de la actividad volcánica, se convocará al Comité con carácter extraordinario.

Base de datos sobre medios y recursos movilizables

En el Plan Estatal se establecerán los procedimientos para la elaboración, mantenimiento y utilización de una base de datos sobre medios y recursos estatales utilizables en caso de emergencia volcánica.

EL PLAN DE COMUNIDAD AUTÓNOMA ANTE EL RIESGO VOLCÁNICO

Cuando la emergencia no sea declarada de interés nacional, entrará en juego el Plan de Comunidad Autónoma, que establecerá la organización y procedimientos de actuación de los recursos y

servicios de su titularidad y los que pudieran estar asignados por otras Administraciones Públicas o por otras entidades públicas o privadas. Aún no habiéndose activado el Plan Estatal, algunos elementos de éste formarán parte del Plan de Comunidad Autónoma.
El Plan contendrá como mínimo los siguientes apartados

Zonificación del territorio en función de la peligrosidad volcánica

La zonificación del riesgo volcánico será establecida por el Plan de Comunidad Autónoma sobre la base de estudios de peligrosidad y riesgo y quedará reflejada en mapas de cartografía oficial y digitalizada para su tratamiento mediante un sistema de información geográfica.
Vendrá expresada en valores probabilísticos y, si no es posible mayor detalle, se diferenciarán tres niveles de peligrosidad: baja, media y alta.

Información a la población y sistemas de alerta ante crisis volcánicas

El Plan de Comunidad Autónoma establecerá los procedimientos para informar a la población sobre las características del riesgo volcánico en Canarias, las medidas adoptadas por los poderes públicos para su vigilancia y seguimiento y las medidas de protección de personas y bienes previstas en la planificación. Además, en el caso de que se desencadene una crisis volcánica, deberán estar previstos los mecanismos para informar y alertar a la población sobre la evolución del fenómeno y sobre las medidas de autoprotección a adoptar o cualesquiera otras en las que los ciudadanos tomen parte activa o pasiva, siempre de acuerdo con las directrices que emanen del órgano de dirección que corresponda. Los medios de comunicación social colaborarán estrechamente en la difusión de tales informaciones.

Estructura y organización

A. Dirección y coordinación

Desde el punto de vista operativo, el Plan especificará la organización jerárquica y funcional con que se dirigirán y llevarán a cabo las actuaciones de protección en caso de que se produzca una crisis volcánica.

El Plan establecerá el órgano desde donde se ejerza la dirección del mismo, cuyas funciones principales son

- Activar el Plan
- Decidir las actuaciones más convenientes
- Decidir el fin de la emergencia

Como órgano de apoyo a la dirección del Plan se designará un Comité Asesor y un Gabinete de Información. Del Comité Asesor formará parte, entre otros, los miembros del Comité Científico de Evaluación y Seguimiento de Fenómenos Volcánicos y un representante del Instituto Nacional de Meteorología, que garantice el seguimiento de las condiciones meteorológicas durante la crisis, tanto por ser un factor condicionante de la peligrosidad de ciertos fenómenos asociados a la actividad eruptiva como para abordar y planificar las actuaciones previstas.

PLAN DE COMUNIDAD AUTÓNOMA ANTE EL RIESGO VOLCÁNICO

Contenido mínimo según la Directriz Básica
(Resolución de 21 de febrero de 1996)

1. Objeto

2. Zonificación del territorio en función de la peligrosidad volcánica

3. Información a la población y sistema de alertas ante crisis volcánicas

4. Estructura y organización

Dirección y coordinación
Comité asesor
Gabinete de información

Grupos de acción
Reconocimiento y evaluación de la situación y de los daños
Actuación sobre el flujo de lava
Evacuación, albergue y asistencia social
Retirada de piroclastos de cubiertas de edificios y de vías de comunicación
Extinción de incendios
Abastecimiento y control sanitario de agua, alimentos y ropas
Distribución de mascarillas y filtros entre la población
Asistencia sanitaria
Rescate y salvamento
Seguridad ciudadana y control de accesos
Información a la población
Control y reparaciones de urgencia
Asegurar las comunicaciones

5. Operatividad

6. Mantenimiento del Plan

7. Base de datos sobre medios y recursos movilizables

B. Grupos de acción

Con plena autonomía y responsabilidad en el cumplimiento de sus funciones pero coordinados por el órgano de dirección, se disponen diferentes Grupos de Acción o Intervención cada uno de los cuales estará bajo el mando directo de un Jefe de Grupo. Cada Grupo tiene encomendadas misiones específicas que globalmente tienden a minimizar los daños ocasionados o que pudieran producirse, y a responder a las necesidades que puedan ir surgiendo. Básicamente, el Plan contemplará los siguientes Grupos de Acción

Grupo de reconocimiento y evaluación de daños

De carácter eminentemente técnico, debe disponer de medios que garanticen el enlace directo con el mando y que aseguren una rápida movilización, preferentemente aerotransportados (helicópteros).

Grupo de actuación sobre los agentes volcánicos

Deberán estar capacitados para intervenir sobre las coladas lávicas que pudieran afectar a

infraestructuras u otros bienes de gran valor y la acumulación de piroclastos (lapilli y cenizas) sobre edificios o vías de transporte. Para esto, se puede recurrir al empleo de maquinaria de obras públicas, voladuras, barreras y otras soluciones ingenieriles, aunque no siempre es posible.

Grupo de evacuación, albergue y asistencia social
Se encargará de ejecutar las órdenes de evacuación que se dicten desde el órgano de dirección, de organizar las áreas de recepción y albergue, de organizar la intendencia necesaria en dichas áreas y de prestar todo tipo de auxilio a la población.

Grupo Logístico: abastecimiento y transporte
Facilitará todo el apoyo logístico que precisen los demás Grupos: material y equipos de intervención, mascarillas y filtros, combustibles, medios de transporte, alimentos, medicamentos, ropas, etc.

Grupo de reparaciones de urgencia
Efectuará el control y las reparaciones de urgencia de las estructuras e instalaciones cuyo deterioro pueda dar lugar a peligros asociados o constituyan servicios básicos para la población.

Grupo de asistencia sanitaria
Organizará el socorro sanitario en las áreas afectadas, efectuará el triaje de las víctimas, el transporte sanitario hasta los centros asistenciales, campañas profilácticas y medidas para evitar epidemias, etc.

Grupo de rescate, salvamento y extinción de incendios
Se vertebrará en torno a los Cuerpos de Bomberos y otros efectivos con medios humanos y materiales dedicados al salvamento y rescate de víctimas y a la extinción de incendios tanto urbanos como forestales.

Grupo de orden y control de accesos
Esta misión se encomienda a las Fuerzas y Cuerpos de Seguridad que pueden reforzarse en caso necesario con efectivos de las Fuerzas Armadas. Sus misiones fundamentales son el mantenimiento del orden y la seguridad en la zona siniestrada (mantener la fluidez del tráfico, evitar la acumulación de personas y el pillaje) y facilitar el cumplimiento de las misiones a los otros Grupos.

Grupo de información
Será el encargado de transmitir a la población, bien directamente o a través de los medios de comunicación social, las directrices dadas por el órgano de dirección así como de toda la información que dicho órgano estime oportuno facilitar sobre el fenómeno y su posible evolución.

Grupo de telecomunicaciones
Velará por el restablecimiento y mantenimiento de las telecomunicaciones tanto para su uso por los Grupos de Actuación como por la población en general. En este sentido hay que hacer notar que el Comité de Dirección dispondrá de total autonomía en cuanto a telecomunicaciones.

Operatividad

La futura planificación de Protección Civil por emergencias producidas por erupciones volcánicas definirá **FASES** y **SITUACIONES** en función de la observación y análisis que de los parámetros precursores efectúe el Comité Científico de Evaluación y Seguimiento y que servirán para tomar la siempre difícil decisión de activar el Plan, por las implicaciones sociales que conlleva una falsa alarma, y la implementación escalonada, de las diferentes actuaciones para afrontar la emergencia.

En el cuadro adjunto se propone un modelo de fases y situaciones en el caso de crisis volcánicas, el cual está diseñado de acuerdo con la sistemática habitual de la Protección Civil Española en actuaciones de emergencias.

Mientras los índices de actividad volcánica se mantengan por debajo de unos niveles establecidos de antemano que garanticen la no aparición de una crisis eruptiva, se estaría en Fase de Seguimiento. Cuando se detecte cualquier anomalía en los registros instrumentales que pueda ser motivada por la actividad volcánica, se declarará la Fase de Preemergencia que se prolongaría hasta que comience la erupción o aparezcan los primeros efectos asociados que pudieran causar daños, en cuyo caso se declarará la Fase de Emergencia.

La actuación de la Protección Civil desde el punto de vista operativo, vendría condicionada sin embargo por la declaración de Situaciones. A la Fase de Seguimiento instrumental por parte del Comité Científico, le corresponde la Situación de Normalidad que habitualmente es de muy larga duración y permite la elaboración y actualización de Planes de Emergencia, el mantenimiento de los bancos de datos de medios y recursos, la realización de simulacros, estudios de vulnerabilidad y educación e información de la población.

Desde el momento en que se detectan síntomas de actividad volcánica (Fase de Preemergencia), el sistema de Protección Civil responderá en función de la intensidad de éstos, con la aplicación paulatina de medidas, de acuerdo con el Plan de Emergencia. Se definen así las Situaciones de Prealerta, Alerta y Alerta Máxima.

En la Fase de Emergencia, cuando el fenómeno volcánico se ha desencadenado, las Situaciones se gradúan en función de la severidad de la emergencia, utilizando números correlativos (del 1 al 3, por ejemplo), para aplicar las medidas de intervención proporcionalmente a los daños ocasionados o previsibles.

Por último, cuando las medidas de actuación previstas en el Plan se ven desbordadas, se declara la Situación de Alarma, que precisa de la intervención de medios procedentes del exterior y la dirección por parte de un escalón administrativamente superior.

Mantenimiento del Plan

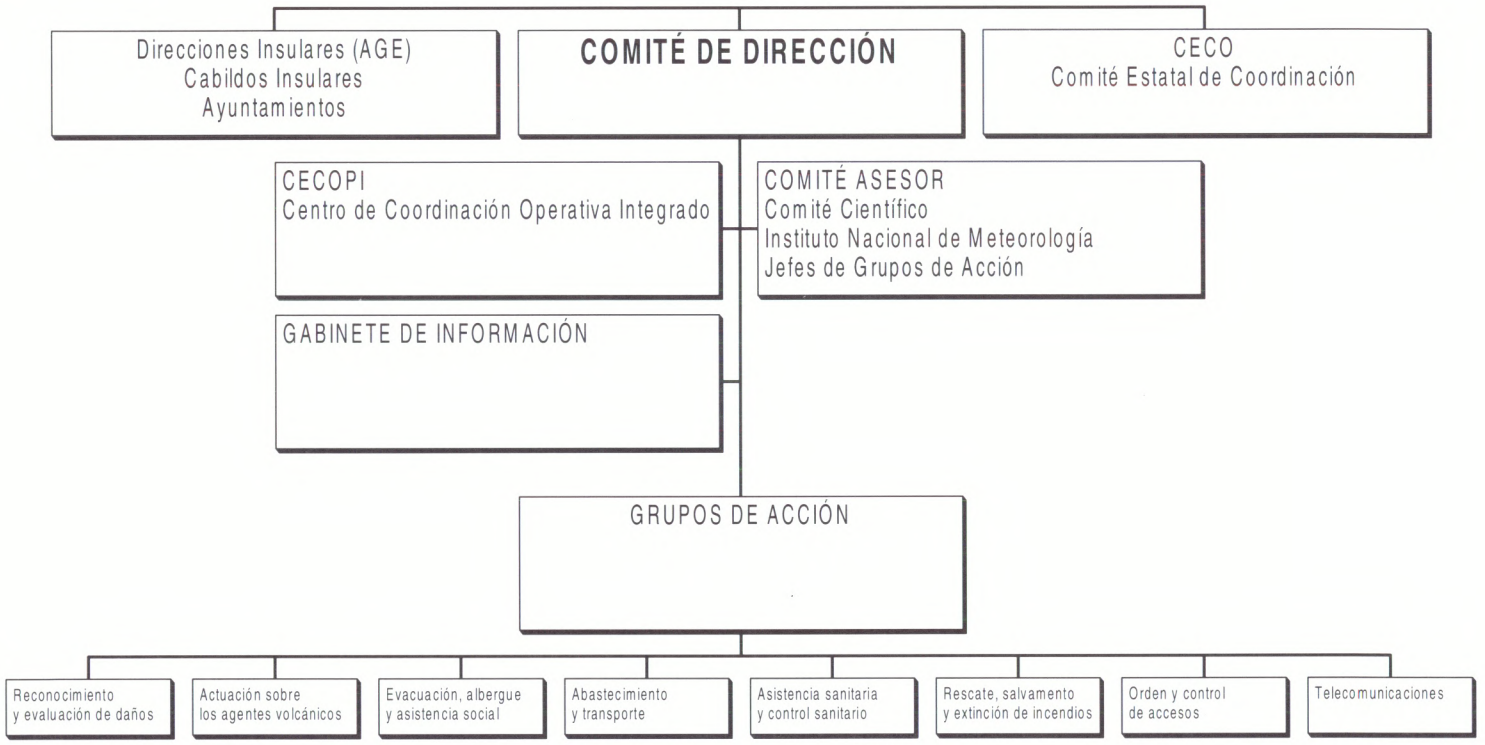
Para garantizar que los procedimientos de actuación previstos en el Plan permanezcan operativos en el tiempo, es preciso establecer un programa de actuaciones de mantenimiento. Estas actuaciones se referirán a

- Recepción de información periódica sobre el seguimiento de la actividad volcánica
- Comprobaciones periódicas sobre la operatividad del Plan
- Programa de ejercicios de adiestramiento

- Programa de simulacros
- Información y formación a la población
- Sistemática y procedimiento de revisión del Plan

Base de datos sobre medios y recursos movilizables

El Plan de Comunidad Autónoma establecerá los procedimientos para la elaboración, mantenimiento y utilización de una base de datos sobre medios y recursos propios y asignados, su localización y disponibilidad.



Esquema organizativo de un Plan de Emergencia de Protección Civil ante emergencia por crisis volcánicas.

MODELO DE DEFINICIÓN DE FASES Y SITUACIONES DE PROTECCIÓN CIVIL ANTE CRISIS VOLCÁNICAS

FASE	SITUACIÓN	NIVEL DE ACTIVIDAD VOLCÁNICA	ACTUACIÓN DEL COMITÉ CIENTÍFICO	ACTUACIÓN DE PROTECCIÓN CIVIL
SEGUIMIENTO	NORMALIDAD	Índices habituales	Vigilancia instrumental Emisión de informe anual a Protección Civil	Actualización del Plan de Emergencia Realización de simulacros Estudios de vulnerabilidad Educación a la población
PREEMERGENCIA	PREALERTA	Moderada Anomalías en los registros instrumentales	Verificación de aparatos de medida Contraste de información con otros equipos Notificación a Protección Civil Posibilidad de convocatoria del Comité Científico	Estrecho contacto con el Comité Científico
		Moderada creciente	Reunión del Comité Científico	Reunión del Comité Científico y responsables de Protección Civil
	ALERTA	Fuerte	Vigilancia permanente Densificación de redes instrumentales	Activación del Plan de Emergencia
		Intensa	Vigilancia permanente Programas de simulación	
	ALERTA MÁXIMA	Fenómenos preeruptivos	Vigilancia permanente	Despliegue operativo Evacuación de zonas de alto riesgo Activación del CECOPI
EMERGENCIA	1 2 3	Comienza la erupción	Vigilancia permanente	Control de accesos Evacuación de zonas de alto riesgo Actuación sobre la zona afectada
	ALARMA	Actividad volcánica extremadamente violenta y/o que ha superado el pronóstico		Medios de intervención desbordados

BIBLIOGRAFÍA

- GOBIERNO CIVIL DE LAS PALMAS. (1982 y actualización de 1986). *Plan de Emergencia por Erupciones Volcánicas*. Documento interno
- GOBIERNO CIVIL DE SANTA CRUZ DE TENERIFE. (1989 y actualizado en 1992). *Plan de Emergencias en Situaciones de Crisis Sísmicas y Volcánicas – PLANCRISCAN*. Documento interno.
- MINISTERIO DE JUSTICIA E INTERIOR. (1996). Resolución de 21 de febrero de 1996 disponiendo la publicación del Acuerdo del Consejo de Ministros por el que se aprueba la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Volcánico (BOE nº 55, de 4 de marzo de 1996).
- ITGE (1987). *Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España.*
- NATIONAL LAND AGENCY GOVERNMENT OF JAPAN. (1992). *Guidelines for preparing volcanic hazard maps.*
- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1993). *Riesgo Volcánico*. En Volcanología Actual. Nuevas Tendencias. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 277-386
- ARAÑA, V. (1995). *La investigación científica y la mitigación del riesgo volcánico asociado a las posibles erupciones del Teide*. En Protección Civil, revista de la Dirección General de Protección Civil, **nº 26**: 32-36
- CARRACEDO GÓMEZ, J.C. (1993). *Volcanismo activo y medio ambiente en las islas Canarias*. Revista Tierra y Tecnología, **nº 6**: 61-70
- CARRACEDO GÓMEZ, J.C. (1995). *Volcanismo activo y prevención de riesgos en Canarias*. En Protección Civil, revista de la Dirección General de Protección Civil, **nº 26:** 15-21
- SANSÓN CERRATO, J. (1993). *Riesgos naturales en Canarias*. Revista Tierra y Tecnología, **nº 6**: 71-76
- SANSÓN CERRATO, J. (1995). *Riesgo volcánico y protección civil en España*. En Protección Civil, revista de la Dirección General de Protección Civil, **nº 26:** 7-14

ATENCIÓN DE UNA CRISIS VOLCÁNICA

A. García[1]; M. Astiz[2]; R. Ortiz[1]

[1]Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid.
[2]Dpto. Matemática Aplicada. E.T.S. Arquitectura. UPM. Avda. de Juan de Herrera, 4. 28040 Madrid.

INTRODUCCIÓN

Una crisis volcánica se diferencia de situaciones análogas en otro tipo de desastre natural en la importancia de sus fases iniciales, que pueden prolongarse durante años, y en la dificultad del pronóstico a medio plazo (figura 1). Es importante destacar que el objetivo de la atención de la crisis es precisamente establecer periódicamente un pronóstico de la evolución de la actividad, de forma que puedan prepararse las actuaciones de contingencia (ver el tema *Vigilancia, seguimiento y pronóstico de erupciones,* en este volumen). Sin embargo, este pronóstico, especialmente en volcanes con carácter explosivo, no es único, sino que existen varias posibilidades de evolución del sistema que deben analizarse separadamente (figura 2). Hoy los volcanólogos ante una crisis se enfrentan a una serie de problemas, como son el pronóstico de la actividad del volcán, la metodología de trabajo a elegir y la comunicación con los agentes sociales (Newhall, 1995).

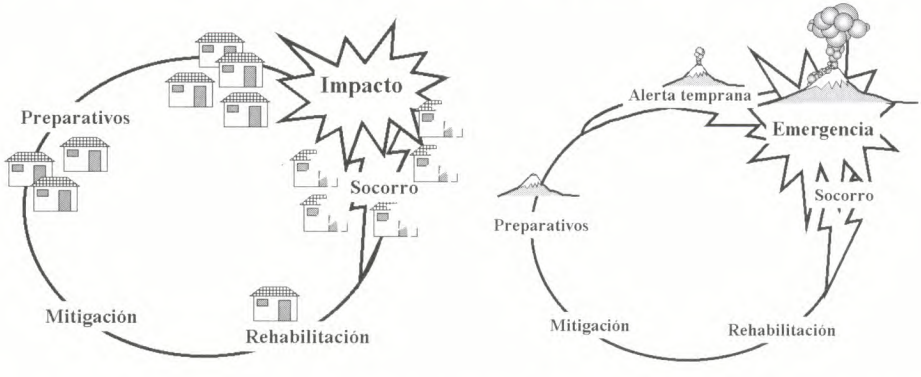


Figura 1. Existe la tendencia a asociar los desastres sísmicos y volcánicos, quizá por tratarse de los eventos naturales más espectaculares. La gestión de ambos es completamente distinta, en el caso de un terremoto destructor el impacto ocurre súbitamente y se prolonga poco tiempo, mientras que una crisis volcánica presenta siempre una fase de alerta temprana y puede prolongarse durante años.

En cualquier caso, la implicación socio-económica del volcanismo impide que la futura investigación volcanológica pueda encerrarse en aspectos puramente académicos, siendo imprescindible en cada país la existencia de una organización científica responsable del asesoramiento y coordinación con las autoridades de Protección Civil, especialmente en caso de crisis. En cuanto a la organización de la investigación, se tiende a potenciar la colaboración internacional en áreas de interés común y los cursos o seminarios de entrenamiento y especialización. Así, las nuevas tendencias metodológicas se dirigen hacia la mayor especialización, pero también a la sencillez en los métodos y a la valoración de las soluciones autóctonas y singulares. Por lo que respecta al tratamiento de datos se tiende,

como en todas las Ciencias, a una mayor cuantificación en la elaboración de modelos (Araña y Ortiz, 1993). En lo referente a la política científica, se pretende compaginar el interés socio-político en un rápido desarrollo tecnológico de los sistemas de vigilancia, con el interés científico por la investigación básica a largo plazo. En esta última se cifran las esperanzas futuras para prevenir con eficacia el riesgo eruptivo, ya que el progreso puramente tecnológico alcanzado en los años ochenta, se ha demostrado ineficaz a la hora de reducir los efectos catastróficos de las erupciones (ver *Erupciones históricas relevantes*, en este volumen) comparables a las ocurridas a principios de siglo. Además, en estos últimos años, hemos podido presenciar el fracaso de las técnicas de predicción de erupciones relevantes, a partir de las experiencias de Hawai, del Mont St. Helens (USA), Campi Flegrei (Italia) con fuerte proceso bradisísmico entre 1983 y 1985, Long Valley (USA) donde se manifiestan todos los precursores y no se produce erupción alguna o Rabaul (Papua Nueva Guinea) con crisis en 1983 mientras que la erupción ocurre en 1994 con sólo pequeños precursores.

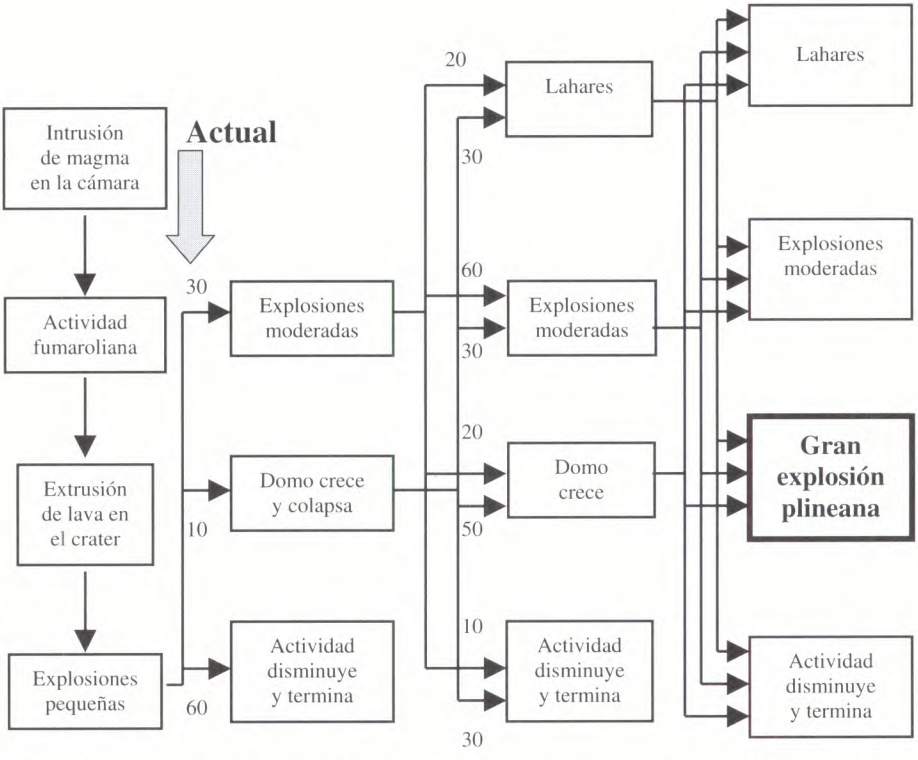


Figura 2. El pronóstico de la evolución de una crisis volcánica se expresa mediante un árbol de probabilidades que recoge todas las posibilidades de evolución. El ejemplo corresponde al volcán Popocatépetl en 1998 (cortesía CENAPRED, México).

Finalmente, la tragedias del Unzen (Japón, 1991) con la muerte del matrimonio Kraft y otras 30 personas por un fallo de previsión y especialmente en el Galeras (Colombia, 1993) donde en un volcán en reposo, sin actividad sísmica ni emisiones anómalas de gases, se produce una explosión con columna de 4 km, matando a seis volcanólogos que estaban mostrando las técnicas de predicción de erupciones, han cuestionado aún más la

infalibilidad de la vigilancia (Araña y Ortiz, 1996). El análisis de las últimas crisis ocurridas han servido de experiencia para el establecimiento de las pautas y estructuras para abordar una reactivación del volcán (Barberi et al., 1984; CENAPRED, 1995; Ortiz, 1996; Cardona, 1997). Estas estructuras deben poder ir variando de acuerdo con la evolución de la crisis.

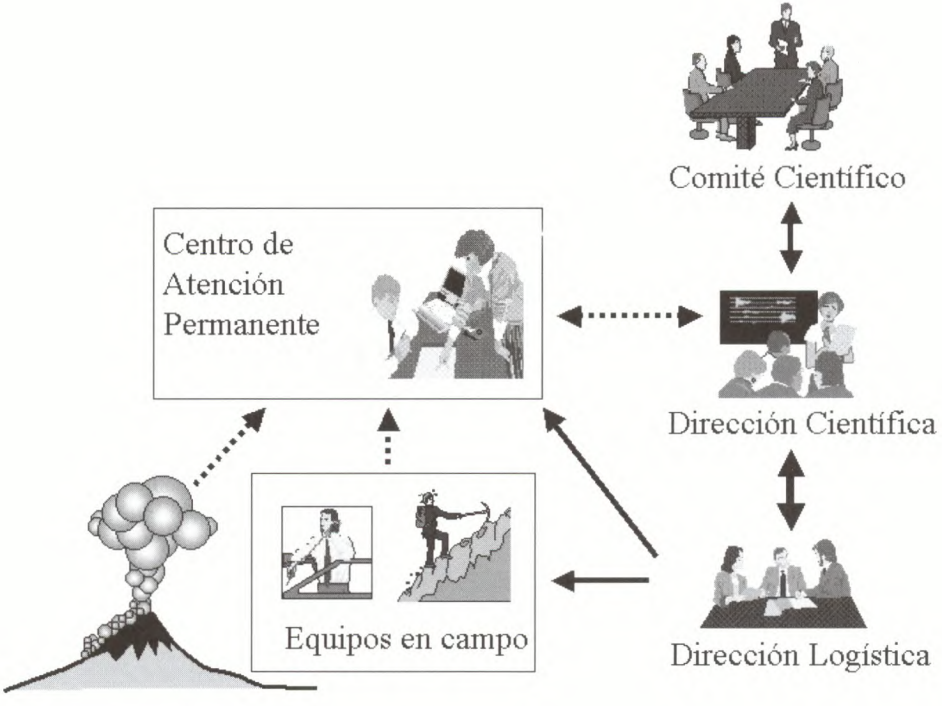


Figura 3. Estructura para la gestión de una crisis volcánica. Existe un Comité Científico Asesor creado para la comunicación con Protección Civil. Una Dirección Científica se encarga de la interpretación de los datos, mientras que una Dirección Logística coordina a los distintos grupos de trabajo. Inmediatamente después de la declaración de la crisis se crea un Centro de Atención Permanente, responsable de la adquisición y análisis de los datos.

ESTRUCTURA PARA LA GESTIÓN DE UNA CRISIS VOLCÁNICA

La gestión de una crisis volcánica involucra a muchos profesionales pertenecientes a distintas instituciones, cada una de ellas con una estructura y operatividad particular, y que deben trabajar conjuntamente (figura 3) (Ortiz, 1996). Para llevar esto a cabo es importante establecer, desde el primer momento, la estructura que optimice los recursos y evite conflictos entre instituciones y personas (UNDRO/UNESCO, 1985; IAVCEI, 1999). La estructura organizativa más simple considera sólo dos instituciones: Protección Civil y estamento científico, creándose un Comité Científico Asesor para la coordinación de ambas (De La Cruz-Reyna, 1996). Es importante definir en periodos de calma del volcán cómo debe estar estructurado este Comité y los mecanismos mediante los cuales se nombran sus

miembros. Hay que tener presente que el estamento científico generalmente está constituido por varias instituciones que pueden no estar sujetas a disciplina gubernamental y no siempre con suficiente capacidad técnica. Además, y por diversos motivos, se puede plantear el problema de que estas estructuras se desdoblen, por ejemplo, un volcán fronterizo entre dos comunidades cada una de ellas con su Protección Civil y su Comité Científico; o la llegada de otros científicos, espontáneamente o reclamados (Araña, 1996). En estos casos debe hacerse un esfuerzo para conseguir integrar los distintos elementos, evitando exclusiones, pues es preferible tener dentro del comité a todos y evitar enfrentamientos públicos a través de los medios de comunicación o en función de intereses políticos. Evidentemente, esto no siempre es posible, ocurriendo generalmente todo lo contrario y planteando tremendas dificultades añadidas a la ya difícil tarea de gestionar la crisis volcánica. En algunos casos, se ha llegado a sugerir la necesidad de contar con un comité internacional de ética para poder poner orden entre el colectivo científico.

La existencia de este Comité Científico Asesor no implica un mando único que dirija todas las operaciones científicas, sino que cada institución conserva la autonomía de gestión y explotación de sus equipos. El Comité Científico permite que cada grupo ponga sobre la mesa sus datos y sus interpretaciones, se discutan y se establezca un consenso sobre la evolución de la crisis y las recomendaciones a Protección Civil. Es conveniente que se invite a las reuniones del Comité Científico a autoridades (o representantes de partidos políticos) para que tomen conciencia de las dificultades que supone el pronóstico de la actividad de la evolución de la crisis. En algunas estructuras de Protección Civil, como la española, en la propia creación del Comité Científico se considera ya la presencia de las autoridades políticas involucradas (Ver *Riesgo Volcánico y Protección Civil*, este volumen).

ESTRUCTURA CIENTÍFICA

En el momento en que se declara una crisis volcánica (que puede o no ser tal) inmediatamente debe iniciarse su seguimiento científico que exige

- Instrumentar el volcán o reforzar la instrumentación existente.
- Operar los equipos y analizar los datos obtenidos.
- Hacer pronósticos sobre la evolución de la crisis y sugerir acciones a tomar.

La organización del equipo que va a encargarse del seguimiento oficial de la crisis debe hacerse de forma que pueda operar de modo eficaz y continuo durante mucho tiempo. Además, trabajar en un volcán en crisis es una actividad altamente peligrosa, debiéndose extremar las medidas de seguridad (Aramaki et al., 1993). Es importante evitar situaciones de agotamiento pero, sin embargo, dar respuesta a todos los problemas que surjan. Es necesario contar con instrumentación complementaria para atender, en cualquier momento y lugar, la reactivación de un volcán. En general, se tratará de aumentar el número de estaciones sísmicas y clinométricas, instalar el sistema de detección de lahares, ampliar la capacidad de los enlaces telemétricos, disminuir el tiempo necesario para analizar los datos, etc. En muchos casos, este es el momento de instalar las cámaras para la vigilancia visual del volcán o utilizar dispositivos específicos, por ejemplo arrays sísmicos que permiten realizar un buen seguimiento de la actividad sísmica del volcán sin necesidad de rodear el edificio con estaciones convencionales con complejas redes telemétricas (Abril e Ibáñez,

este volumen). Pero el aspecto más importante de la atención de una crisis volcánica es el referente al grupo humano encargado de llevarlo a cabo, especialmente cuando la crisis cobra un cierto nivel de importancia, bien por la actividad del volcán o por sus implicaciones políticas y económicas. Es importante establecer claramente quién es quién desde el primer momento y dotar a la estructura de los mecanismos adecuados para su correcta operación bajo cualquier circunstancia (IAVCEI, 1999). Lógicamente, esto exige una planificación que debe hacerse antes del inicio de una crisis, cuando el volcán se encuentra en reposo. Los elementos clave son la constitución del Comité Científico y el equipo técnico encargado del seguimiento. Para ello es importante la existencia, además del Comité Científico, de otros dos centros de mando

- Comité Científico para las relaciones con las autoridades, Protección Civil y los medios de comunicación y la coordinación entre instituciones.
- Dirección Científica que gestiona las actividades de cada colectivo de científicos. En muchos casos hay una dirección científica por cada institución. Muchos de sus miembros están integrados en el Comité Científico.
- Dirección Logística, dirigida por un científico con experiencia en crisis volcánicas, es el centro con mayor complejidad y responsabilidad. Debe ordenar los recursos humanos y materiales, de acuerdo con las directrices tomadas por la propia Dirección Logística.

El personal que debe atender la crisis debe estar en equipos bien diferenciados

- Equipos Técnicos .
- Equipos de Guardias.
- Equipos de Campo

De la Dirección Logística dependen,

- El Centro de Atención Permanente, donde se reciben y procesan los datos que son remitidos a la Dirección Científica. Durante la crisis, este centro opera en régimen de guardias. Cada guardia debe estar constituida al menos por jefe, operador, notario y auxiliar.
- Los Equipos de campo realizan los trabajos directamente sobre el volcán, instalando nuevos equipos, realizando medidas o tomando muestras.
- Los Equipos técnicos encargados del soporte técnico (informático, electrónico, mecánico, etc.)

Los equipos técnicos están encargados de la instalación de instrumentación y de su mantenimiento, incluidos los instrumentos situados en el centro de control. El personal de guardia es el responsable del análisis preliminar de los datos, ya sean obtenidos directamente por telemetría o mediante volcado en un soporte intermedio. Este personal deberá también atender las consultas y visitas. Es posible que en el seguimiento de la crisis participen varias instituciones de carácter científico o técnico. En estos casos, es frecuente que cada institución cree sus propios órganos de gestión y que la única coordinación entre ellos se establezca a través del Comité Científico. Lógicamente, es deseable la mayor

integración posible entre las instituciones y que, por lo menos, las distintas direcciones científicas y logísticas mantengan la más estrecha colaboración.
El Comité Científico debe mantener reuniones diarias, siendo imprescindibles

- Una Reunión Plenaria (a última hora de la tarde) para
  - Revisión de los datos
  - Establecimiento de los pronósticos de evolución
  - Emisión del comunicado diario
  - Redacción del acta

- Una Reunión Parcial (a mediodía) para:
  - Evaluación de la situación, basándose en los informes de los jefes de guardias
  - Establecimiento o modificación de los programas de los equipos técnicos o de las rutinas de los equipos de guardia

El Centro de Atención Permanente deberá cumplir las misiones de

- Centro de recepción y análisis de datos
- Centro de atención permanente al público

Las misiones de la Dirección Logística serán

- Soporte logístico
- Coordinación y seguimiento de las guardias
- Coordinación y seguimiento de equipos técnicos y de campo
- Integración de otros profesionales
- Coordinación de voluntarios

Los equipos técnicos y de campo deberán contar necesariamente con un conductor buen conocedor de la zona de trabajo. Otro personal que debe estar encuadrado en estos equipos son electrónicos e informáticos. De otro modo es imposible superar los problemas técnicos que surjan.

El personal de los equipos de guardia debe estar formado por

- Jefe de guardia con capacidad de decisión
- Operador para el análisis de los datos
- Un logístico o conductor para la realización de todas las funciones externas y colaboración en las rutinas internas
- Relator para mantener el diario de todas las incidencias y visitas al centro

Es importante destacar que un equipo de esta índole requiere un mínimo de 24 personas

- Tres equipos para cubrir tres guardias, 12 personas
- Cuatro equipos técnicos, 8 personas (dos equipos para instalación, un equipo electrónico, un equipo informático)
- Dirección científica, 2 personas

- Dirección logística, 2 personas

A este equipo hay que añadir los miembros del Comité Científico que no pueden estar englobados en los turnos de guardias o en los equipos técnicos. Lógicamente, cuando la crisis se estabiliza es posible reducir el número de miembros de los equipos técnicos o si la situación lo permite, eliminar el turno de guardias de 24 horas, sustituyéndolo por una atención en horario laboral y acceso remoto al resumen de la actividad.

Cuadro 1. Apoyo instrumental en función del desarrollo de la crisis volcánica

Instrumentación	Nivel							
	0	1	2	3	4	5		Fin
Red sísmica permanente	*	*	*	*	*	*	*	*
Estaciones Sísmicas Portátiles (registro in situ)		*	*	*	?	?	?	*
Array sísmico			*	*	*	*	*	*
Red sísmica local (telemetría bajo costo)				*	*	*	+	
Proceso sísmica tiempo real					*	*	*	
Gases (y temperatura)		*	*	*	?	?	?	*
Nivelación			*	*	?	?	?	*
Clinómetros electrónicos			*	*	*	*	+	
Geodesia			*	?	?	?	?	*
Extensómetros			*	*	*	*	+	
Mareógrafo (en algunos casos)	*	*	*	*	*	*	*	
Gravimetría			*	*	?	?	?	*
Gravímetro registrador (diferencial)			*	*	*	*	*	
Volcanomagnetismo			*	*	*	*	*	*
Visión directa (TV barrido lento)				*	*	*	*	
Elementos auxiliares								
Enlaces telemetría radio (alta velocidad)			*	*	*	*	*	*
Enlace satélite (alta velocidad)				*	*	*	*	
Enlace satélite (baja velocidad)			*	*	*	*	*	*
Enlaces alternativos				*	*	*	*	
Generador eléctrico 10KW			*	*	*	*	*	*
Baterías, cables, contenedores.			*	*	*	*	*	*
Logística (transporte, locales, campamentos)			*	*	*	*	*	*
Presupuesto extraordinario			*	*	*	*	*	

? Depende del tipo de erupción esperada. + equipo seguramente destruido. Fin corresponde al periodo posteruptivo
Ver *Vigilancia, seguimiento y pronóstico de erupciones* en este volumen.

La importancia del número de personas que implica hacer el seguimiento de una crisis volcánica hace necesaria la concienciación de los distintos Organismos con responsabilidades en la gestión del riesgo volcánico. Es necesario integrar desde el primer

momento personal de las Instituciones locales en las labores del Centro de Atención Permanente. Los gastos derivados de la operación de los distintos instrumentos son mínimos frente a los requerimientos en personal y en su movilidad. Es muy importante que todas las relaciones entre el Comité Científico o la Dirección Científica y los equipos técnicos o los turnos de guardia se realicen a través de la Dirección Logística, que controla, en cada momento, las disponibilidades de personal y medios. Todos los equipos deben dar novedades a la Dirección Logística. De esta forma es posible en todo momento saber cuáles son los recursos disponibles y adaptarlos a las necesidades requeridas por la evolución de la crisis. Se necesita un mínimo 48-72 horas para que el dispositivo sea completamente operativo y se involucran 20-30 personas para el montaje y operación de todo el sistema.

CONSIDERACIONES GENERALES PARA LA VIGILANCIA DE VOLCANES

En estos últimos años se ha producido un cambio substancialmente importante en la vigilancia y prevención de erupciones: ya nadie pretende llenar de aparatos todo volcán que presuntamente ha entrado en erupción en los últimos cien mil años, antes al contrario, se trata de conocer cuáles son sus mecanismos eruptivos, de establecer los correspondientes modelos de estos mecanismos y de determinar cuál es el estado de reposo en ese área volcánica activa. En la mayoría de los casos, bastan unos pocos instrumentos operando en la zona unas pocas semanas cada uno o dos años, aunque debe estar perfectamente establecido cómo, quién y con qué hay que intervenir en caso de crisis (cuadro 1). Distinto es el caso de aquellos volcanes que ya están en crisis o que presentan una actividad persistente. En estos volcanes, para aumentar nuestro conocimiento de cómo es y cómo funciona, sí se instalan nuevos y complejos instrumentos. Igualmente, se está pretendiendo desarrollar nuevas técnicas e instrumentos que permitan medir los parámetros físicos durante el proceso eruptivo, especialmente en las erupciones de mayor violencia. La imposibilidad real de actuar directamente en las crisis más violentas hace que el desarrollo de sensores remotos, ópticos y electromagnéticos, junto con cápsulas del tipo de las empleadas en investigación espacial, tengan un nuevo campo (Rothery, 1992). El desarrollo de nuevas estructuras matemáticas (Turcotte et al., 1990), como los sistemas dinámicos, física del caos (Turcotte, 1989) o fractales (Dubois y Cheminee, 1991) encuentran una aplicación inmediata en el estudio de los procesos volcánicos. Las nuevas herramientas del cálculo electrónico, como es la inteligencia artificial (Costa et al., 1989) facilitan el procesado de los miles de datos recogidos hasta el momento en los distintos volcanes del mundo y que, actualmente, se están intentando estudiar conjuntamente y con la menor manipulación posible.

En ocasiones, la vigilancia de un volcán activo puede sólo depender de una estación sísmica. En este caso, la estación deberá estar situada en una zona que garantice su operación continua, el fácil acceso a los datos y el mantenimiento del sistema. Por ello, es preferible emplazarla en una población y encargarle su operación a algún funcionario (maestro, bombero, policía, etc.). Los datos se pueden enviar periódicamente por cualquier medio disponible. Es preferible tener datos de calidad mediocre con una cierta frecuencia que no tener ninguno durante largos periodos de tiempo. Sin embargo, el equipamiento recomendable sería disponer de un mínimo de cuatro estaciones sísmicas, una de ellas de tres componentes y tres clinómetros. Los clinómetros son elementos muy sensibles a los cambios de temperatura por lo que deben aislarse térmicamente y situarse enterrados. El

cambio del nivel freático induce deformaciones importantes en los niveles superiores del volcán. Es necesario emplazar los clinómetros debajo de estos niveles y, si es posible, en roca. Igualmente, la presencia de hielo en el volcán provoca deformaciones superficiales importantes difíciles de corregir. Si el volcán es suficientemente accesible, es posible disponer de un medidor de CO_2 en algún punto donde exista una emisión significativa del gas. Este sensor puede compartir la transmisión de datos con alguna estación sísmica próxima. La instalación de pequeñas estaciones meteorológicas es importante para la interpretación de muchos registros. Es imprescindible que los datos se analicen periódicamente. No es necesario que en condiciones de reposo del volcán este análisis se realice diariamente, pero no es aceptable que estén durante meses datos sin analizar o que el retraso medio sea superior a una o dos semanas. Deben estar cubiertos los periodos de vacaciones. De nada sirve tener un complejo sistema de vigilancia si después nadie analiza los datos con un retardo prudencial. Muchas de estas operaciones pueden ya automatizarse hasta un cierto grado, reduciendo la atención humana a unos pocos minutos diarios por volcán. Es importante detectar cualquier cambio en las pautas habituales del volcán.

A medida que va aumentando la actividad del volcán se van instalando nuevos instrumentos e implementando técnicas de procesado automático de los datos, de forma que la gestión del primer nivel de alertas pueda automatizarse, descargando al personal de guardia de las labores más rutinarias. Hay que tener presente que la incorporación de más técnicas o instrumentos requiere también el aumento de los recursos humanos (cuadro 2).

Cuadro 2. Personal requerido para cubrir el seguimiento de un volcán en nivel 1, 2, 3
modificado de la propuesta del Observatorio Vesuviano para el ejercicio EUROPA96

TÉCNICA	OPERADORES	Observaciones
Red sísmica	3 (en turnos)	procesado continuo de la señal
Estaciones sísmicas	2	procesado conjunto con la red
Mareógrafos	2	análisis cada 24 horas
Gravimetría	2	sólo puntos fijos
Nivelación	2 equipos de 4	itinerarios cubiertos en pocas horas
Distanciómetros	4	medida en pocas horas (días)
GPS diferencial	4	mínimo 4 receptores
Gases	2	componentes mayores en 24 horas
Electromagnetismo	2	mínimo 2 magnetómetros
Observación directa	3	instalar una cámara TV remota

A la instrumentación propiamente dirigida al seguimiento de la actividad volcánica hay que añadir otra serie de elementos igualmente importantes como es el sistema de cómputo para la interpretación de los datos, una o dos máquinas para la redacción de documentos y un sistema de comunicaciones con un mínimo de tres líneas telefónicas (acceso público, privado y transmisión de datos). La línea de acceso público se satura rápidamente, por lo que debe mantenerse una fuerte disciplina en su gestión. Hoy es posible utilizar un teléfono controlado por un computador. De este modo se tiene control de todo el tráfico de llamadas,

pudiéndose automatizar las agendas telefónicas necesarias para la gestión de la crisis. En crisis de larga duración es conveniente la utilización de un sistema de mensajería electrónica gestionada automáticamente por un computador.

COMUNICADO DE AVISO A LA POBLACIÓN:

XI Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica
EJERCICIO DE VIGILANCIA DE VOLCANES TIMANFAYA'98
En el área de Timanfaya los días 27, 28 y 29 de Octubre de 1998.

Se informa que durante los próximos días 27, 28 y 29 de Octubre de 1998, se desarrollará, en el área de Timanfaya, un ejercicio del **XI Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica,** dirigido a divulgar entre los participantes del curso el sistema de vigilancia de volcanes previsto para atender una crisis volcánica en Canarias y comprobar la operatividad de la primera fase de actuación en cuanto afecta a la comunidad científica y a los organismos locales directamente implicados. Este ejercicio se realiza aprovechando la presencia en la isla de volcanólogos de reconocido prestigio internacional que actuarán como evaluadores del mismo. Durante el desarrollo del ejercicio funcionará un *Centro de Seguimiento Instrumental* instalado en el ***Centro Cultural Benito Pérez Armas*** de Yaiza, durante las veinticuatro horas en régimen de tres guardias. Durante estos días operarán en la zona diversos vehículos pertenecientes a los distintos organismos que participan en el ejercicio. Se desplegará la instrumentación necesaria para la vigilancia de volcanes y se realizarán una serie de experimentos encaminados a dicho fin. Todo ello supondrá un nivel de actividad técnica inusual en la zona. El día 29 a las 20 horas tendrá lugar en la Salón de Actos del ***Centro Cultural Benito Pérez Armas*** de Yaiza, una mesa redonda sobre el desarrollo del ejercicio **TIMANFAYA'98**. Por tanto, a fin de evitar alarmismo infundado, el Departamento de Volcanología del CSIC informa también que tal ejercicio no deriva de ninguna situación de actividad anormal del volcán Timanfaya, y que el estado del volcán es del todo normal (Nivel 0 de actividad y semáforo del volcán se mantiene en VERDE).

Figura 4. Antes de realizar un ejercicio o simulacro es necesario advertir a la población. La figura muestra el comunicado que se facilitó al Cabildo, a la Subdelegación del Gobierno y a todos los municipios afectados una semana antes de iniciarse el ejercicio Timanfaya 98 que simulaba la atención a una reactivación del volcán Timanfaya, Lanzarote.

EJERCICIOS Y SIMULACROS

La gestión de una crisis volcánica involucra la participación de muchos profesionales pertenecientes a distintas administraciones, así como la operación de una compleja instrumentación. En muchos casos las crisis se inician bruscamente, debiéndose estar en condiciones de dar respuesta en pocas horas. Es por ello imprescindible que cada institución disponga de una planificación de cómo será su participación y evitar de esta

forma la improvisación. Debe conocerse de que instrumentación se dispone, en que estado se encuentra y cómo se opera, con su correspondiente documentación y elementos auxiliares.

Periódicamente, deben realizarse ejercicios donde se compruebe la eficiencia de la planificación y especialmente se pongan de manifiesto los fallos y carencias que ésta presente. Estos ejercicios pueden realizarse conjuntamente entre varias instituciones o por separado, pudiendo abarcar todos los campos de la gestión de la crisis volcánica o sólo aspectos concretos. En general, es conveniente preparar exhaustivamente la respuesta en los niveles más bajos de la crisis (1,2,3), ya que, en general, hay suficiente tiempo para preparar y discutir las actuaciones a niveles más altos (3,4,5), las cuales, muchas veces, dependen de cómo esté evolucionando la actividad. Las población que vive cerca del volcán posee un alto grado de concienciación sobre la posible ocurrencia de una reactivación, por lo que es preciso anunciar con suficiente antelación la realización de un ejercicio de este tipo (figura 4).

BIBLIOGRAFÍA

- ARAMAKI, S.; BARBERI, F.; CASADEVALL, T.; MCNUTT, S. (1993). *Report of the IAVCEI sub-committee for reviewing the safety of volcanologists*. WOVO News, **4**: 12-14
- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1993). *Riesgo Volcánico*. En Nuevas Tendencias en Volcanología. Martí, J. y Araña, V. Editores. CSIC.,. Madrid: 277-385
- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1996). *Introducción al Riesgo Volcánico*. En Riesgo Volcánico. Ortiz, R. Editor. Serie Casa de los Volcanes, **nº 5**: 1-36
- ARAÑA, V. (1996). *La investigación Científica y la Mitigación del Riesgo Volcánico*. En Riesgo Volcánico, Ortiz, R. Editor. Serie Casa de los Volcanes, **nº 5**: 189-196
- BARBERI, F.; CORRADO, G.; INNOCENTI, F.; LUONGO, G. (1984). *Phlegrean Fields (1982-1984). Brief chronicle of a volcano emergency in a densely populated area*. Bull. Volcanol., **47:** 175-185
- CARDONA, O. (1997). *Management of the volcanic crises of Galeras volcano: social, economic and institutional aspects*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **77**: 313-324
- CENAPRED. (1995). *Volcán Popocatépelt. Estudios realizados durante la crisis 1994-1995*. Centro Nacional de Prevención de Desastres, México: 340 pp.
- COSTA, P.; LUONGO, G.; PANE, G.; TORO, S. (1989*). VOLCAN: Un sistema experto per la valutazione del rischio vulcanico*. Osservatorio Vesuviano Da l'Italia Processing S.pA., Napoli: 20 pp
- DE LA CRUZ-REYNA, S. (1996). *Un código de alerta para el manejo de emergencias volcánicas*. En Riesgo Volcánico, Ortiz, R. editor. Serie Casa de los Volcanes, **nº 5**: 181-188
- DUBOIS, J.; CHEMINEE, J.L. (1991). *Fractal analysis of eruptive activity of some basaltic volcanoes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **45**: 197-208
- IAVCEI. SUBCOMMITTEE FOR CRISIS PROTOCOLS. (1999). *Professional conduct of scientist during volcanic crises*. Bull Volcanol., **60**: 323-334

- NEWHALL, C. (1995). *Dilemmas of volcanic crisis in urban areas*. Per. Mineral, **64**:17-19
- ORTIZ, R., (editor) (1996). *Riesgo Volcánico*. Serie Casa de los Volcanes. **nº 5**. Cabildo de Lanzarote. 304 pp.
- ROTHERY, D. A. (1992). *Monitoring and warning of volcanic eruptions by remote sensing*. En Geohazards. Natural and man-made. McCall, Laming; Scott, Editores. Chapman & Hall, Londres: 227 pp.
- TURCOTTE, D. L. (1989). Fractals in geology and geophysics. PAGEOPH., **131**: 171-196
- TURCOTTE, D. L.; OCKENDON, H.; OCKENDON, J. R.; COWLEY, S. J. (1990). *A mathematical model of vulcanian eruptions*. Geophys. J. Int., **103**: 211-217
- UNDRO/UNESCO. (1985). *Volcanic emergency management*. UNESCO. New York: 86 pp.

APÉNDICE

R. Ortiz.

Dpto. de Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid

CUESTIONES, PROBLEMAS Y EJERCICIOS

A 1 Calcular el modelo de viscosidad para las lavas del conjunto Teide – Cañadas. Clasificar las rocas y comentar los resultados (datos en Alonso y Quesada, 1989)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	44.05	55.85	58.62	60.78	47.85	53.78	59.60	60.24
Al_2O_3	16.60	19.01	18.40	17.00	17.49	18.65	18.53	16.95
Fe_2O_3	6.74	3.38	2.58	3.45	3.43	2.79	2.34	3.68
FeO	5.30	1.51	1.92	0.75	6.25	3.27	1.29	0.76
MnO	0.17	0.17	0.20	0.17	0.19	0.22	0.19	0.28
MgO	5.42	1.48	1.57	1.03	4.25	2.39	0.94	0.66
CaO	10.39	4.23	2.91	1.36	8.47	4.68	2.04	1.14
Na_2O	3.14	5.80	6.82	7.20	4.66	6.55	7.75	8.04
K_2O	1.76	4.09	4.05	5.28	2.40	3.63	4.97	5.56
TiO_2	3.69	1.39	1.19	0.82	2.81	1.78	0.90	0.81
P_2O_5	0.96	0.30	0.29	0.11	1.05	0.56	0.16	0.03
H_2O	1.32	2.49	0.95	1.98	0.99	1.22	1.13	1.72

A 2 Calcular el modelo de viscosidad para las erupciones de Lanzarote de 1730-36 y 1824. Propiedades de las lavas (Ortiz et al., 1986):

	Erupción 1730-36					Erupción 1824		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	48.50	49.64	49.05	50.85	52.01	43.7	44.0	44.1
Al_2O_3	12.98	13.57	12.59	12.52	12.93	11.80	12.40	11.85
Fe_2O_3	3.00	2.93	2.31	1.99	0.84	4.48	4.41	4.16
FeO	7.71	7.71	8.02	8.56	9.03	7.32	7.19	7.39
MnO	0.15	0.14	0.15	0.14	0.13	0.17	0.17	0.17
MgO	10.70	10.14	10.69	9.88	9.84	13.55	11.75	12.40
CaO	9.99	9.40	9.59	9.86	9.48	11.50	11.70	11.95
Na_2O	2.87	2.87	2.62	2.93	2.97	2.60	2.84	3.01
K_2O	0.75	0.57	0.82	0.55	0.57	2.38	2.52	2.30
TiO_2	2.30	2.44	2.39	2.22	1.87	1.10	1.12	1.08
P_2O_5	0.63	0.43	0.53	0.42	0.32	0.80	0.84	0.85
H_2O	0.07	-	0.10	-	-	0.28	0.83	0.68

1 Colada aa (Pico Partido) Zona Centro-NE de la fractura efusiva. 2 Colada aa (Timanfaya) Zona Centro-SO de la fractura efusiva. 3 Colada aa. Extremo SO de la fractura. Alto contenido enclaves. 4 Colada aa. Extremo NE de la fractura. Alto contenido enclaves. 5 Colada pahoehoe. Erupciones finales en la zona centro. 6 Colada inicial aa Montaña Negra. 7 Colada aa del Volcán Tinguatón. 8 Colada aa final Volcán Duarte.

Contenido en cristales 0.1. Temperatura emisión 1150°C

A 3 En base a los datos obtenidos en los modelos de descarga de la erupción fisural de Timanfaya (Lanzarote) estudiar las columnas eruptivas asociadas. Suponer

Viento hasta 4 km de altura	5 m/s W
Viento alta cota	15 m/s S
Contenido en gas	0.5 %
Contenido en material fino	10%

A 4 Calcular la velocidad de ascenso del magma de la erupciones de Lanzarote de 1730-36 y 1824.

Características enclaves (Ortiz et al., 1986): densidad 3.3 g/cm^3 a 3.4 g/cm^3. Dimensión característica: más abundantes 1 cm; mayores más frecuentes 20 cm; muy grandes (muy escasos) 50 cm

A 5 Ajustar un modelo de descarga para las erupciones del Hekla y Paricutín (datos en Wadge, 1981).

Hekla			Paricutín	
Días	m^3/s		Años	m^3/s
0.1	1800		1943	17
.5	800		1944	8
1	500		1945	5
2	160		1946	4
3	150		1947	3.8
4	110		1948	2.7
5	50		1949	1.8
7	20		1950	1.6
10	5		1951	1.4
40	1		1952	1.2

A 6 Modelizar el ritmo de descarga de las erupciones ocurridas en Lanzarote. Introducir para la erupción de 1730-36 diversos periodos de actividad y reposo. Utilizar la información histórica existente.

ERUPCIÓN	1730-36	1824
Longitud fracturas	20 km	15 km
Altura sobre el nivel del mar	300 m	300 m
Altura del mayor edificio cónico	300 m	60 m
Centros eruptivos importantes	25	3
Volumen de lavas emitidas	2000x10^6 m^3	20x10^6 m^3
Densidad	2.8-3 g cm^{-3}	3.02 g cm^{-3}
Duración (con interrupciones)	6 años	3 meses

A 7 Analizar la forma de una colada en base a sus propiedades físicas (Hulme, 1974). Aplicarlo a coladas de Lanzarote y del Teide.

A 8 Calcular cuál sería el alcance máximo que podrían recorrer las lavas de la erupción de Lanzarote de 1730-36. Utilizar como datos los obtenidos en el modelizado de los ritmos de emisión de la erupción.

A 9 Calcular el tiempo que tardan en caer desde la base de la estratosfera (altura 13 km) partículas de clases • 1 a 5

Atmósfera estándar (Wilson y Walker, 1987)

Altura km	Densidad kg/m^3	Temperatura K
0	1.3	280
5	0.77	254
10	0.42	219
15	0.21	217
20	0.089	216
25	0.039	215
30	0.018	217
35	0.0083	227
40	0.0045	240
45	0.0020	260
50	0.0010	265

A 10 Estudiar la columna correspondiente a la erupción del Vesubio en el año 79 (datos basados en Macedonio et al., 1990)

Total masa erupción	2 x 10^{11} kg.
Flujo emisión	0.4 - 2.0 x 10^7 kg/s
Duración	3 - 12 horas.
Contenido en gas (peso)	5 - 10 %
Contenido en líticos	20 %
Difusión horizontal	3000 m^2/s
Temperatura emisión	1000 ºC
Temperatura líticos	15 ºC
Viento hasta 10 km	crece linealmente de 0 a 30 m/s girando S a W
Viento superior a 10 km	15 m/s E

Tamaño líticos	32	16	8	4	2	1	1/2	1/4	1/8	1/16
%	5	6	9	10	11	12	7	6	2	12
Densidad	1.8 g/cm^3									

Nota: los tamaños 32 y 1/16 engloban respectivamente a las partículas de tamaños mayores y menores respectivamente.

A 11 Comparar los alcances de bombas proyectadas bajo un ángulo de 45° con velocidades iniciales de 1, 5, 10, 20, 100, 200, 300 y 400 m/s sin y con rozamiento en aire a 20 °C y 1 atmósfera.

A 12 Se ha comprobado que es posible la proyección de grandes fragmentos masivos (l = 1 m, • = 2.5) a distancias de 4 o 5 km. Calcular la velocidad de proyección.

A 13 Estudiar la velocidad del sonido en una mezcla de vapor de agua a 800 °C y un contenido en pequeñas partículas de capacidad calorífica 0.25 cal g/K que varía en peso desde 0 hasta 99%.

A 14 Un flujo piroclástico permanece fluidizado durante relativamente mucho tiempo. Ello es debido a la emisión del gas contenido en las propias partículas (Sparks, 1977). Estudiar este proceso considerando que la emisión de gas por una partícula responde a un proceso elemental de difusión. Considerar el flujo de un determinado espesor. Admitir que el flujo se detiene cuando la velocidad de emisión del gas es menor que la velocidad terminal de las partículas.

Datos correspondientes a un magma rico en sílice a 800 °C, contenido en agua 1-5% en peso, difusividad del vapor 10^{-7} cm^2/s

Dimensión • m	Esfericidad	Densidad g/cm^3	Vacuidad
350	0.79	1.96	0.57
175	0.69	2.06	0.63
80	0.67	2.12	0.71

A 15 Estudiar dos flujos piroclásticos del Mt. St. Helens en base a los datos de velocidad obtenidos fotográficamente durante la erupción del 7 de Agosto de 1980 (Hoblitt, 1986).

Distancia m	Altura m	Flujo 1 m/s	Flujo 2 m/s
1500	1701	9	13
1750	1670	3	8
2000	1665	16	19
2200	1596	21	28
2500	1566	24	29
2800	1520	18	22
3200	1466	19	26
3400	1366	27	34
3800	1252	20	24
4000	1205	14	20
4200	1202	15	19
4400	1180	13	18
4600	1178	3	8
4800	1175	8	12
5000	1170	6	11
5200	1158	5	9
5400	1136	5	8
5600	1122	0	3

A 16 Calcular la velocidad de emisión en la explosión de un magma con 1% de contenido en volátiles, a 700 ºC con una expansión p_0/p de 100.

A 17 Modelizar una serie de domos, con y sin talud utilizando el modelo de Iverson (1990).

A 18 Realizar un modelo de gota de agua para simular una colada lávica. Probar sobre un modelo topográfico sintético.

A 19 Estimar el tiempo que un lahar tarda en recorrer una barranca. Se supone que la barranca es un canal de sección trapezoidal y se pueden utilizar las fórmulas habituales de hidráulica. La barranca tiene una anchura en el fondo de 10 m y las paredes laterales están a 45º con una rugosidad de 0.03. Suponer un caudal inicial de 900 m^3/s durante 10 minutos. El perfil corresponde a la barranca Tlamacas en el volcán Popocatépetl (México)

Cota	Longitud		Cota	Longitud
4400	75		3500	566
4300	112		3400	570
4200	229		3300	693
4100	387		3200	869
4000	668		3100	995
3900	642		3000	1095
3800	1171		2900	1271
3700	794		2800	1622
3600	819		2700	1597
La longitud corresponde a la proyección horizontal de cada tramo				

$$V = C\sqrt{R\alpha}$$

V velocidad media, R radio hidráulico, α pendiente. *C* es un coeficiente que en canales abiertos y en función de la rugosidad *n* es

$$C = \frac{1}{n} R^{\frac{1}{6}}$$

A 20 Con los mismos datos del problema anterior, calcular la cantidad de sólidos que el lahar arrastra hasta la salida de la barranca. El tamaño de partículas se supone de 1 mm, pues, aunque el lahar arrastra grandes bloques, lo hace inmerso en una matriz fina que representa más del 90% de la carga. La capacidad de arrastre de sólidos viene dada por

$$Qsólido = (0.05\ V^2\ \rho\ (R\alpha)^{3/2})/(g^2(\rho s - \rho)^2\ d)$$

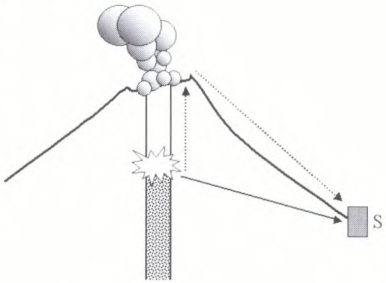
Siendo Qsólido el caudal de sólidos en m^3/s, V la velocidad en m/s, R el radio hidráulico, α la pendiente del canal, g la gravedad, ρ la densidad del agua (1000 kg/cm^3), ρ la densidad de los sólidos (2600 kg/cm^3) y d dimensión característica de los sólidos en m.

A 21 Al llegar a la zona baja, el flujo disminuye su velocidad aumentando en altura (resalte hidráulico). Estimar la altura que alcanzará el nivel del lahar de los problemas A19 y A 20.

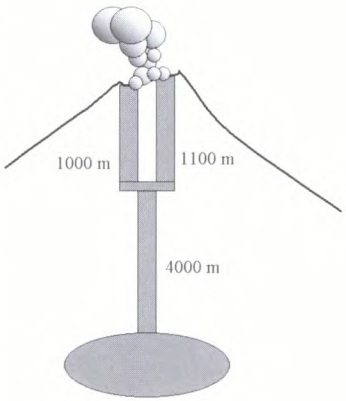
Utilizar las fórmulas de la hidráulica elemental (q caudal, l anchura, g gravedad, h1 altura inicial y h2 altura final del flujo, h2 - h1 resalte hidráulico

$$\frac{1}{g}\frac{q}{l} = \frac{1}{2} h1\, h2\, (h1 + h2)$$

A 22 Un volcán tiene una columna de magma situada a 1 km de profundidad debajo del cráter. A esa profundidad se producen las explosiones producidas por la expansión del gas. Se dispone de una estación sísmica situada en la base del volcán, 2 km por debajo del cráter y a 5 km en horizontal. Calcular la diferencia de tiempos existente entre la onda sísmica (onda P a 3.3 km/s) y la onda de aire (1500 m/s en el conducto y 330 m/s en el aire).



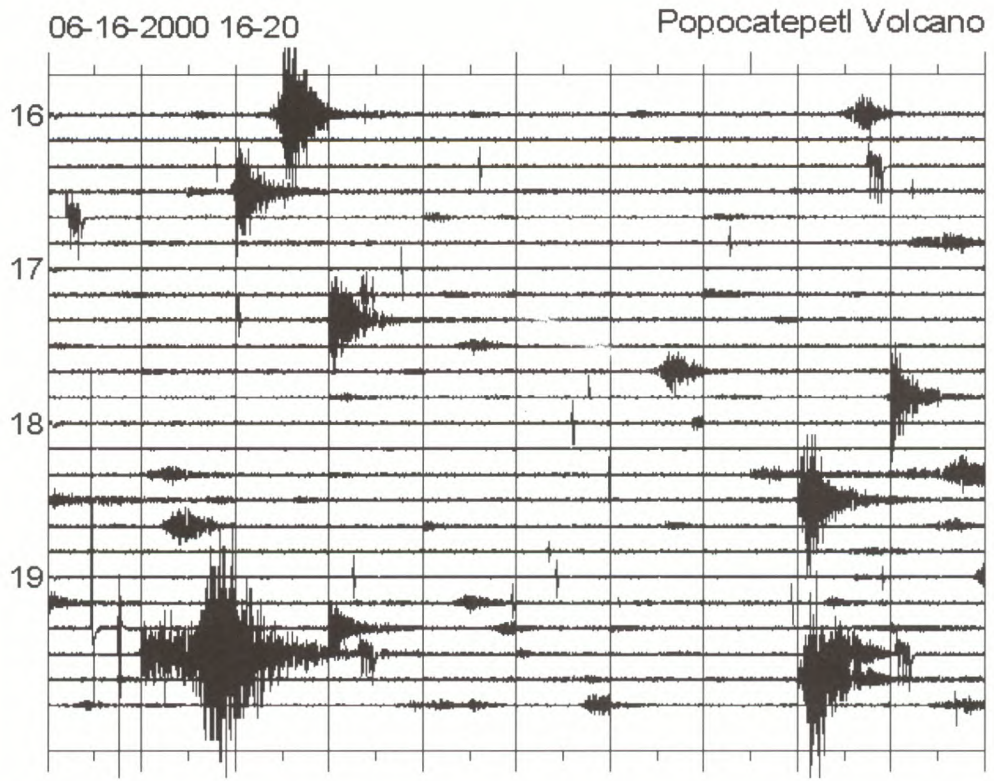
A 23 La salida de los gases por los conductos superiores del sistema volcánico es una de las fuentes del tremor volcánico, actuando los distintos conductos como resonadores. El espectro de la señal sísmica continua presente en el volcán, dando información de su estructura superficial. Aplicando las fórmulas elementales de los tubos de órgano, obtener las frecuencias características del sistema volcánico de la figura. Obtener un sismograma sintético del tremor. Suponer que la emisión es vapor de agua y se admite una velocidad del sonido de 1500 m/s. Considerar los conductos superiores como tubos de órgano abiertos por un extremo y el conducto inferior como un tubo cerrado por ambos extremos.



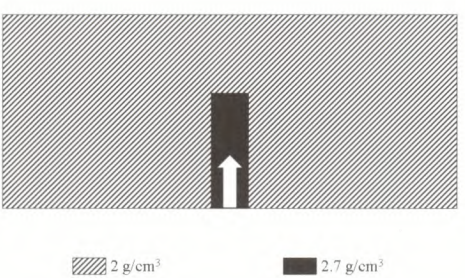
A 24 Analizar la relación entre las secuencias sísmicas y las erupciones en el flanco del volcán Etna (1974-1991). Cualificar la actividad sísmica como precursor de las erupciones. Comparar el resultado con el que se obtendría mediante dos series aleatorias con similar número de eventos. Datos en Mulargia es al., 1991.

Actividad sísmica	Actividad eruptiva
1974 01 21	1974 01 31
1976 05 01	1978 04 29
1978 02 23	1978 08 23
1978 05 17	1978 11 23
1978 11 27	1979 08 03
1979 08 05	1981 03 17 (al anochecer)
1981 03 17 (de madrugada)	1983 03 28
1983 03 27	1985 03 10
1986 10 05	1985 12 25
1987 08 13	1986 10 30
1989 08 21	1989 09 28
1990 03 16	

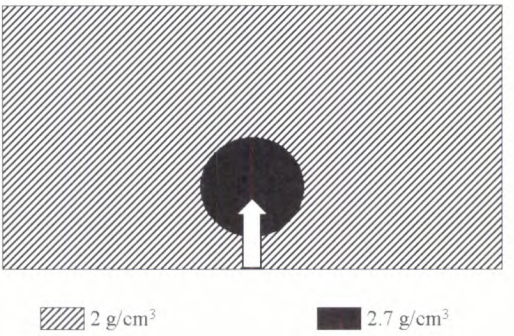
A 25 Caracterizar el siguiente registro sísmico de cuatro horas del volcán Popocatépetl. Tratar de asignar magnitudes. Discutir los criterios adoptados.



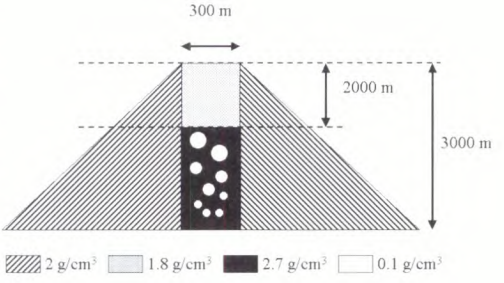
A 26 Calcular la anomalía gravimétrica producida por la intrusión de un dique de 1 m de espesor y una longitud de 5 km. Suponer que la intrusión se inicia desde un reservorio suficientemente grande con respecto a las otras dimensiones que se encuentra situado a 10 km de profundidad. Calcular las anomalías gravimétricas cuando la cabeza del dique se encuentra a 5, 2 y 1 km. Estimar el perfil de deformación. Para mayor sencillez calcular el perfil de forma que corte al dique perpendicularmente por su centro (roca 2 g/cm^3, magma 2.72 g/cm^3).



A 27 Calcular la anomalía gravimétrica producida por una cámara magmática esférica cuyo centro se encuentra a 5 km de profundidad. El radio de la cámara es de 1 km. En un determinado momento se produce una inyección magmática de 10^8 m^3. Calcular la variación de la anomalía gravimétrica y el perfil de deformación basándose en un modelo elemental de Mogi (roca 2 g/cm^3, magma 2.72 g/cm^3).



A 28 Estudiar la aplicación de la gravimetría para controlar la evolución de un lago de lava. Suponer variaciones en la altura de la columna magmática de 1, 10 y 100 m y vesiculación del magma de 0.5%, 1% y 2% en peso. Suponer el gravímetro situado sobre la vertical del cono. Pendiente del edificio volcánico 35º. Se puede simplificar considerando sólo la anomalía producida por un cilindro vertical. Esto equivale a admitir que el resto de la estructura no varía. (Roca 2, magma 2.72, relleno cono 1.8, gas 0.1 en g/cm^3).

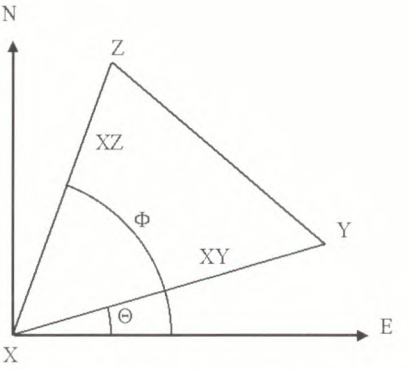


A 29 Partiendo del modelo de Mogi, establecer que relación liga la deformación y la variación de gravedad para un punto situado encima de una intrusión esférica. Discutir las precisiones requeridas en ambas técnicas.

A 30 Una red geodésica tiene un límite de detectabilidad de la deformación horizontal de 1 mm/km.¿ Cuál es el volumen mínimo que debe tener una intrusión magmática para poderse detectar a 1 km de profundidad?.

A 31 Una cámara magmática tienen un radio de 1 km y su centro se encuentra a 4 km de profundidad. Calcular el emplazamiento ideal de un sistema de inclinómetros para detectar una reactivación de la cámara. Discutir la sensibilidad de los instrumentos en función del % de deformación de la cámara.

A 32 Se presentan las medidas obtenidas en un triángulo de nivelación (*dry-tilt*). Se pide calcular el vector de deformación entre la primera y la segunda serie de medidas. Se debe también estimar el error. Ejemplo construido sintéticamente a partir de datos de Yamashita, (1993). Resolverlo aplicando las fórmulas habituales de la trigonometría y las fórmulas prácticas que dan la deformación en microrradianes en función de las distancias en m y las diferencias de alturas en cm.



$$\tau_N = \left[\left(\frac{-\cos\Phi}{X\,Y}\,sen(\Phi-\Theta)\right)\Delta(Y-X)-\left(\frac{\cos\Theta}{X\,Z}\,sen(\Phi-\Theta)\right)\Delta(X-Z)\right]10^4$$

$$\tau_E = \left[\left(\frac{sen\,\Phi}{X\,Y\,sen(\Phi-\Theta)}\right)\Delta(Y-X)-\left(\frac{\sin\Theta}{X\,Z\,sen(\Phi-\Theta)}\right)\Delta(X-Z)\right]10^4$$

XY	XZ	YZ
40.20 m	40.08 m	40.14

Φ	Θ
74.5°	14.5°

Primera medida		Segunda medida	
Lectura mira	**Lectura mira**	**Lectura mira**	**Lectura mira**
Y	X	Y	X
108.273	238.923	108.268	238.927
108.277	238.926	108.271	238.930
108.268	238.916	108.262	238.920
X	Z	X	Z
238.916	205.615	238.920	205.639
238.914	205.613	238.917	205.639
238.914	205.612	238.919	205.637
Z	Y	Z	Y
205.612	108.262	205.637	108.257
205.614	108.263	205.639	108.257
205.616	108.264	205.641	108.258

A 33 Gestionar un semáforo basándose en la siguiente serie de datos de deformación en centímetros (datos sintéticos).

Días	Defor.	Días	Defor.	Días	Defor.	Días	Defor.	Días	Defor.	Días	Defor.
0	3	114	10	186	19	233	71	258	120	281	167
25	2	121	12	196	24	238	77	260	125	284	171
50	2	128	12	199	29	239	82	261	130	288	173
65	4	135	13	207	33	242	85	265	136	292	176
72	3	142	12	211	38	243	90	266	141	296	177
79	5	149	10	212	43	245	92	268	146	300	180
86	2	156	9	216	52	246	96	272	150	308	180
93	7	161	9	220	57	248	101	273	154	314	183
100	5	169	14	227	61	253	109	275	159	324	184
107	8	183	14	228	65	256	114	281	167	330	107

A 34 Estudiar las variaciones de la anomalía magnética presente en White Island y determinar a que distancia se debe situar una pareja de magnetómetros con sensibilidad de 0.2 nT para que sea útil a efectos de vigilancia. La isla es un pequeño volcán de 1 km de diámetro que presenta una emisión continua de vapor, con frecuentes explosiones freáticas. Una intrusión magmática está muy próxima a la superficie, cualquier pequeña variación en el sistema de transferencia térmica origina una serie de explosiones. Un incremento de la temperatura de sólo 50ºC en el intervalo entre 350 ºC y 580 ºC se traduce en una disminución de la magnetización de hasta el 20% (0.7 A/m). La estructura activa se puede asociar a una esfera de 125 m de radio situada a 200 m de profundidad. Basado en Hurst y Christoffel, (1973). Utilizar la aproximación de un dipolo magnético en la dirección del campo local.

Campo Magnético en la zona	
Campo total	55000 nT
Inclinación	60º S
Declinación	S 20º W
Propiedades magnéticas	
Susceptibilidad	$6.5\ 10^{-3}$ a $1.3\ 10^{-2}$ SI
Magnetización	3.7 a 10.1 A/m

A 35 Estudiar la anomalía magnética creada por un dique vertical de 8 km de altura, 500 m de longitud, 3 m de anchura, en dirección N 30º W. Suponer que se comporta como un prisma no magnetizado. Obtener el mapa de anomalías cuando el dique esta a 1, 2 y 5 km de profundidad. Experimentalmente se midieron 10nT a 7 km de distancia. Discutir los resultados obtenidos (Basado en Del Negro et al., 1995).

Campo Magnético en la zona	
Campo total	41000 nT
Inclinación	53.1ºN
Declinación	N 1.2º E
Propiedades magnéticas	
Susceptibilidad	$2\ 10^{-3}$ SI
Magnetización	9.0 A/m

A 36 En la tabla se recogen análisis de gases en varios volcanes. Ensayar el cálculo de temperaturas de equilibrio. Discutir los resultados obtenidos (datos en Martini, 1996).

	Momotombo	Nevado del Ruiz	Tacaná	Poás	Vulcano
Temperatura	83.5	85.5	89.3	117	540
H_2O	94.00	96.80	98.70	88.46	86.90
CO_2	57.00	52.80	82.31	42.37	87.60
H_2S	5.00	2.80	11.54	11.61	3.02
SO_2	22.33	36.80	-	34.14	4.19
HCl	5.83	3.70	-	11.26	1.56
HF	0.30	0.62	-	0.25	1.37
B	0.082	0.0021	0.0015	0.0056	0.012
Br	0.0088	0.00030	-	0.0066	0.0010
NH_4	0.0088	0.018	0.0028	0.00034	0.0052
H_2	8.50	0.65	0.063	0.26	1.36
O_2	0.0017	0.028	0.0012	0.00013	0.0015
N_2	0.78	0.75	1.46	0.0028	0.80
CO	0.25	0.00005	-	0.00003	0.054
CH_4	-	-	0.011	0.00009	-
Nota: H_2O es % en volumen total. Los demás componentes en % en volumen de la parte seca. Hay que reducir el análisis a fracciones molares antes de aplicar los termómetros.					

Se asume que las fugacidades son equivalentes a las concentraciones molares. Ejemplo de termómetros donde el símbolo químico representa la fracción molar. (en Giggenbach, 1996)

$$\log\left(\frac{SO_2 H_2^3}{H_2 H_2O^2}\right) = 3.66 - \frac{10744}{T} \qquad \log\left(\frac{CO H_2O}{CO_2 H_2}\right) = 2.49 - \frac{2248}{T}$$

A 37 Durante el cuaternario (1.6 Ma) se han producido en una zona 8 erupciones. La última hace 10.000 años. Se tiene una datación absoluta de una de las más antiguas que corresponde a 1.2 Ma. Determinar la probabilidad de una erupción en la zona.

A 38 Determinar el periodo de retorno del volcán Villarrica (Chile) en el que ocurrieron erupciones en 1558, 1562, 1594, 1640, 1647, 1657, 1688, 1716, 1730, 1737, 1742, 1745, 1751, 1759, 1777, 1780, 1787, 1790, 1806, 1815, 1822, 1832, 1837, 1853, 1859, 1864, 1869, 1874, 1879, 1883, 1893, 1897, 1904, 1906, 1907, 1908, 1909, 1915, 1920, 1933, 1935, 1938, 1948, 1963, 1964, 1971, 1977, 1980, 1983. NOTA Las erupciones anteriores a 1800 pueden ser dudosas. Datos en Petit-Breuilh y Lobato, 1994

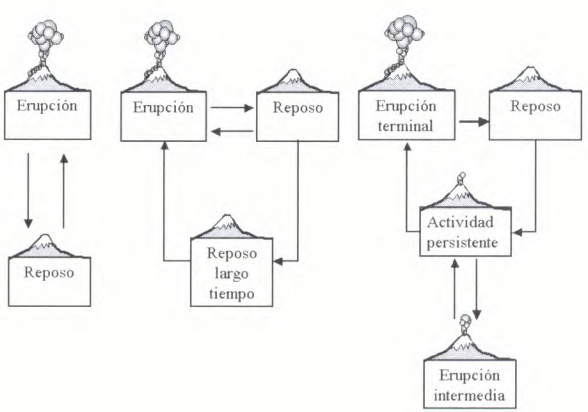
A 39 Tratar de desarrollar un modelo Poisson para Canarias como archipiélago y para Lanzarote (tomar los datos de Romero et al., este volumen).

A 40 En Lanzarote la actividad volcánica empezó hace más de 20 millones de años. Las últimas erupciones ocurrieron en 1730 y 1824. Calcular cuál es la probabilidad de que estas erupciones sean las últimas que ocurran en la isla.

A 41 La tabla siguiente recoge las erupciones del volcán Pitón de la Fournaise (Dubois y Cheminee, 1991). Caracterizar su comportamiento estadístico. Establecer un modelo de Markov. Comprobar si responde a una distribución fractal. Ensayar una distribución en Polvo de Cantor (Barnsley, 1988). 99 en días significa fecha aproximada

n	Inicio	Fin		n	Inicio	Fin
1	22.01.1931	24.05.1930		18	30.05.1952	20.07.1952
2	22.01.1931	30.06.1931		19	13.03.1953	15.04.1953
3	21.07.1931	19.08.1931		20	16.06.1953	08.07.1953
4	07.06.1933	15.06.1933		21	06.07.1955	15.10.1955
5	11.11.1933	13.11.1933		22	99.01.1956	99.01.1956
6	12.02.1934	23.02.1934			08.03.1956	99.03.1956
	30.03.1934	01.04.1934			01.04.1956	09.09.1956
7	12.08.1937	12.09.1937		23	22.11.1956	23.11.1956
8	07.12.1938	11.01.1939		24	30.12.1956	16.03.1957
9	16.10.1942	16.10.1942		25	02.09.1957	09.09.1957
10	30.03.1943	15.05.1943		26	21.10.1957	20.11.1957
11	16.04.1944	16.04.1944		27	30.05.1958	31.05.1958
12	15.04.1945	06.05.1945		28	06.08.1958	20.09.1958
13	18.06.1946	05.07.1946		29	11.03.1959	20.04.1959
14	15.02.1948	05.03.1948		30	04.08.1959	06.08.1959
15	08.03.1950	15.04.1950		31	11.01.1960	11.01.1960
16	13.08.1950	30.09.1950		32	08.02.1960	10.03.1960
17	15.06.1951	15.06.1951		33	99.04.1961	99.04.1961

A 42 Construir un modelo de Markov de un volcán (Wickman, 1976) en el que se alternen varios tipos de erupción. Utilizar el modelo para construir columnas estratigráficas.



Modelar un volcán que presenta los siguientes valores medios: las erupciones duran .1 año; presenta periodos breves de reposo de 5 años. También presenta periodos de reposos de larga duración de 360 años. Otro volcán presenta periodos medios de reposo de 800 años, periodos medios de actividad persistente de 3 años, que alternan con erupciones intermedias más importantes que duran como media 30 días. La actividad termina con una gran erupción que dura como media 2 días.

A 43 La fotografía terrestre puede utilizarse para realizar medidas cuantitativas midiendo directamente sobre el negativo o transparencia. Esta técnica puede utilizarse para calcular la altura de una emanación o la velocidad de ascenso de una columna. Para ello se utiliza la fórmula

$$\frac{Xf}{F} = \frac{X}{d}$$

donde Xf es la medida sobre el negativo, F la distancia focal del objetivo utilizado, d la distancia al objeto y X la dimensión del objeto real.

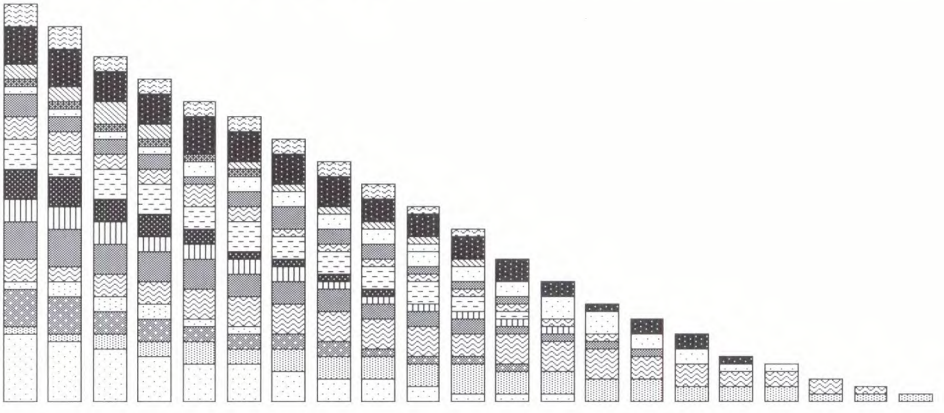
Fotografía de una pequeña explosión en el volcán Arenal (Costa Rica) tomada con un objetivo de 200 mm a 3.7 km de distancia.

A 44 Diseñar un programa de alertamiento a la población y la gestión de una posible evacuación por sectores de un volcán activo. Hacer los diagramas de tiempos y recursos, considerando una población afectada de 1000, 10000 y 100000 habitantes, distribuida en varios núcleos poblacionales y en viviendas unifamiliares dispersas. Tener presente que los accesos en los grandes volcanes activos no soportan una gran capacidad de tráfico, son a lo sumo de dos carriles y plagados de curvas. Introducir centros de reunión y las rutas de acceso y evacuación. Considerar la posibilidad de evacuaciones anticipadas de sectores específicos de la población (niños, ancianos, enfermos etc.).

A 45 Preparar un folleto explicativo de un programa de evacuación en caso de crisis volcánica. Utilizar el concepto del semáforo del volcán. Hacer una versión específica para la población turística.

A 46 Organizar un programa de atención de una crisis volcánica para un volcán que conozcas. Se debe considerar el personal, en todas sus categorías, la instrumentación necesaria y el equipamiento auxiliar así como las relaciones con los otros estamentos. Valorar el coste por día de crisis.

A 47 Suponemos un volcán que ha emitido flujos piroclásticos durante los últimos 1000 años, cuya estratigrafía se recoge en la figura y estando las columnas separadas un kilómetro. Se pide caracterizar estos flujos mediante un modelo de línea de energía y calcular la peligrosidad a 2, 5 y 10 km.



A 48 Analizar el desastre de origen volcánico en función de

- La descripción del fenómeno natural.
- La causa del desastre. Características generales.
- Los efectos secundarios del desastre.
- Los factores que contribuyen a la vulnerabilidad.
- El impacto en la sociedad y en el ambiente (por sectores).
- La respuesta apropiada: local, nacional, internacional.
- Historias típicas de escenarios.
- Vinculación entre desarrollo y desastres.

A 49 Una crisis volcánica se prolonga más de tres meses. Se ha instalado un Centro de Atención Permanente en una zona próxima al volcán donde se reciben los datos por telemetría radio. Estudiar el número de personas necesarias y las posibles distribuciones de guardias suponiendo que el personal tarda más de una hora en llegar desde las zonas residenciales al observatorio. Téngase presente que por la larga duración de la crisis no se pueden sobrepasar las 40 horas semanales, debiéndose respetar los descansos, vacaciones y ausencias justificadas.

A 50 Realizar el mapa de riesgo de un volcán que entra en erupción cada 30 años, presentando actividad explosiva aproximadamente una de cada cuatro erupciones, emitiendo en esos casos flujos piroclásticos que cubren sectores de 90º, recorriendo el 10% de ellos distancias superiores a 5 km. La mitad descienden por el flanco norte del volcán. En el flanco sur, a 3 km del volcán, se encuentra un núcleo turístico que en los tres meses de verano alcanza 200000 habitantes, mientras que el resto del año son escasamente 5000. El valor de las infraestructuras es superior a 300.000.000 $, obteniendo 200.000.000$ de beneficios al año. En los sectores este y oeste existen pequeños núcleos poblados, con un total de 10.000 personas dedicadas a la agricultura, que están distribuidos homogéneamente por las laderas del volcán a partir de 1 km del cráter, con una infraestructura valorada en 1000$ por persona, obtienen una rentabilidad anual de 5.000$. El sector norte es parque nacional y no está poblado.

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, J.; QUESADA, M. L. (1989). *Síntesis geoquímica de las rocas del Parque nacional del Teide.* En Los Volcanes y la Caldera del Parque Nacional del Teide. Tenerife, Islas Canarias. Araña, V. y Coello, J. editores. ICONA. Madrid: 101-126
- BARNSLEY, M. (1988). *Fractals everywhere.* Academic Press Inc., Boston: 396 pp.
- DUBOIS, J.; CHEMINEE, J.L. (1991). *Fractal analysis of eruptive activity of some basaltic volcanoes,* J. Volcanol. Geotherm. Res., **45:** 197-208
- DEL NEGRO, C.; FERRUCCI, F.; NAPOLI, R. (1995). *Retrieval of large volcanomagnetic effects observed during the 1981 eruption of Mt. Etna,* Annali di Geofisica, **XL 2:** 547-362
- GIGGENBACH, W. F. (1996). *Chemical composition* of *volcanic gases.* En Monitoring and mitigation of volcano hazards. Scarpa, R. y Tilling, R. editors. Springer-Verlag. Berlin: 221-256
- HOBLITT, R. (1986). *Observations of the eruptions of July 22 and August 7, 1980, at Mount St. Helens, Washington,* U.S Geological Survey. Prof. Paper, **1335:** 1-44
- HULME, G. (1974). *The interpretation of lava flows morphology,* R. Astron. Soc. Geophys. J., **39:** 361-383
- HURST, A.W.; CHRISTOFFEL, D.A. (1973). *Surveillance of White Island Volcano. 1968-1972. Part 3.- Thermo magnetic effects due to volcanic activity*, N. Z. Jl. Geol. Geophys., **16:** 965-972.
- IVERSON, R. M. (1990). *Lava domes modeled as a brittle shells that enclose pressurized magma, with application to Mount St. Helens,* en Lava Flows and Domes, Fink, J. editores. Springer-Verlag. N.Y. 46-69
- MACEDONIO, G.; PARESCHI, T.; SANTACROCE, R. (1990). *Renewal of explosive activity at Vesuvius models for the expected tephra fallout*, J. Volcanol. Geotherm. Res. **40:** 327-342
- MARTINI, M. (1996). *Chemical characters of the gaseous phase in different stages of volcanism. Precursors and volcanic activity*, en Monitoring and mitigation of volcano hazards. Scarpa, R yTilling, R. editors. Springer-Verlag. Berlin. 199-220
- MULARGIA, F.; GASPERINI, P.; MARZOCCHI, W. (1991). *Pattern recognition applied to volcanic activity Identification of the precursory patterns to Etna recent flank eruptions and periods of rest*, J. Volcanol. Geotherm. Res. **45:** 187-196
- ORTIZ R.; ARAÑA, V. VALVERDE C. (1986). *Aproximación al conocimiento del mecanismo de la erupción de 1730-36 en Lanzarote*, Anales de Física **B82:** 127-142

- PETIT-BREUILH M. E.; J. LOBATO, (1994). *Análisis comparativo de la cronología eruptiva historica de los volcanes Llaima y Villarrica*, Actas 7° Congreso Geológico Chileno. **1:** 366-370.
- SPARKS, R. S. (1977). *Gas release rates from pyroclastic flows a assessment of the role of fluidization in their emplacement*, Bull. Volc. **41(1):** 1-9.
- WADGE, G. (1981). *The variation of magma discharge during basaltic eruptions,* J. Volcanol. Geotherm. Res. **7:** 271-293.
- WICKMAN, F. (1976). *Markov models of repose-period patterns of volcanoes*, en Random processes in geology. Springer-Verlag, N.Y. 135-161.
- WILSON, L.; WALKER, G. P. L. (1987). *Explosive volcanic eruptions. VI. Eject dispersal in plinean eruptions the control of eruption conditions and atmospheric propertie,* Geophys. J. R. Soc. **89:** 657-679.
- YAMASHITA, K. (1993). *Nivelación de montaje único para vigilar el desplazamiento vertical (inclinación) en los volcanes de los Cascades,* en Vigilando volcanes: técnicas y estrategias empleadas por el personal del Observatorio Volcanológico Cascades 1980-90. Ewert J. y Swanson editores, U.S. Geological Survey Bulletin 1966. Cascades Volcano Observatory 5400 MacArthur Blvd. Vancouver 98661 U.S.A. 163-170.

Editor: © Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote
Editores científicos: Mar Astiz y Alicia García

I.S.B.N.: 84-87021-74-3
Depósito Legal: M-39745-2000

Impresión: Ancares artes gráficas, S.L.
Av. Petróleo, 6 Leganés (Madrid)