

ASPECTOS VOLCANOLOGICOS Y ESTRUCTURALES, EVOLUCION PETROLOGICA E IMPLICACIONES EN RIESGO VOLCANICO DE LA ERUPCION DE 1730 EN LANZAROTE, ISLAS CANARIAS

J. C. Carracedo *, E. Rodríguez Badiola ** y V. Soler *

RESUMEN

La erupción ocurrida en Lanzarote entre el 1 de septiembre de 1730 y el 16 de abril de 1736 es por su duración (2.053 días), extensión (200 km²) y volumen (3-5 km³) de materiales emitidos, y longitud de la fisura eruptiva (al menos 14 km), muy diferente del resto de las erupciones históricas de Canarias (últimos 500 años), que presentan estos parámetros con valores muy inferiores. La evolución de los magmas (con claras tendencias toleíticas), es asimismo única en el volcanismo histórico del Archipiélago. No había sido objeto, sin embargo, hasta ahora de un estudio específico que intentara su reconstrucción. Para la elaboración de este trabajo se ha realizado la cartografía geológica y la estratigrafía de detalle (a escala 1:10.000) de la zona, un amplio estudio petrológico y la correlación con los datos aportados por relatos de testigos oculares, entre ellos un manuscrito inédito. Se han diferenciado las principales fases de actividad, en función de cambios importantes en la composición de los magmas y en la relación con la fractura general que controla la erupción. El estudio petrológico y geoquímico, realizado sobre 51 muestras bien localizadas estratigráfica y temporalmente, muestra importantes cambios en los procesos de generación de los magmas y en el sistema de alimentación interna de la erupción. Los magmas evolucionan desde basanitas nefelínicas a basaltos alcalinos en la fase inicial de la erupción (7 a 12,5 % de fusión), y a partir de la 2.ª fase desde basaltos alcalinos hasta toleitas olivínicas (13 a 20 % de fusión), con niveles de generación más superficiales. El modelo resultante del análisis de los elementos traza indica un claro predominio de procesos de fusión parcial. El carácter «anómalo» de esta erupción en relación con el volcanismo histórico de Canarias podría explicarse por la continuación de la erupción una vez finalizada la 1.ª fase (unos 3-5 meses), al producirse la elevación y emplazamiento del frente de generación de magma a una profundidad intermedia a favor de una gran fractura. La definición de una serie de posibles escenarios permite simular y evaluar el impacto que la repetición de un fenómeno eruptivo de similares características podría imponer sobre la población e infraestructura actual de la isla.

Palabras clave: *Volcanismo, erupciones históricas, basanitas, basaltos, toleitas, petrogénesis, fusión parcial, modelo petrológico, riesgo volcánico, Lanzarote, Islas Canarias.*

ABSTRACT

The eruption that took place in Lanzarote between 1 September 1730 and 16 April 1736 differs from the normal pattern of the historic (last 500 years) volcanism of the Canary Islands. The duration (2.053 days), extension (200 km²), volume of materials emitted (3-5 km³) and the evolution of magmas towards olivine tholeiite compositions are quite unique in the historic trend of volcanism in the Archipelago. However, no specific study has been undertaken until now to attempt its reconstruction. In this work the detailed geologic mapping (on a scale 1: 10.000) of the area was carried out, in addition to a thorough petrologic study and the correlation of data provided by eye witness accounts, one of which is a hitherto unpublished manuscript. The main phases of activity have been differentiated as a function of important changes in the composition of the magmas and of the relationship of the eruption with a large (at least 14 km) fracture. The petrologic and geochemical

* Estación Volcanológica de Canarias (Instituto de Recursos Naturales del CSIC). Apto. Correos s/n. La Laguna, Tenerife, Islas Canarias.

** Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. Madrid.

study of 51 stratigraphically and temporally well located samples shows significant changes in the magma generation processes and in the internal feeding system of the eruption. Magmas evolve from nepheline basanites to alkali basalts (7 to 12,5 % melting) during the initial phase of the eruption and from the second phase onwards from alkali basalts to olivine tholeiites (13 to 20 % melting), at shallower depths. Trace elements analysis indicates the predominant role of partial melting processes. The «anomalous» nature of this eruption in relation to the historic volcanism of the Canaries might be explained by the continuation of the eruption once the initial phase was completed (some 3-5 months), when the magma generation front was raised and placed at an intermediate depth along a large fracture.

Key words: *Volcanism, historic eruptions, basanites, basalts, tholeiites, petrogenesis, partial melting, petrologic model, volcanic hazard, Lanzarote, Canary Islands.*

Introducción

La erupción volcánica de Lanzarote de 1730 constituye un complejo sistema volcánico generado a partir de magmas basálticos y de carácter claramente fissural. Los múltiples episodios eruptivos se produjeron en un intervalo de 2.053 días (entre el 1 de septiembre de 1730 y el 16 de abril de 1731) a lo largo de una fractura tectovolcánica de 14 km de longitud, ocupando en sus materiales una extensión de 200 km² (de los 862 que tiene la isla). El volumen total de materiales emitidos, de difícil estimación, puede evaluarse entre 3 y 5 km³.

Durante el transcurso de la erupción se formaron más de 30 conos volcánicos y un número mayor de pequeños conos adventicios y hornitos. Las coladas, generalmente de gran fluidez, alcanzaron largos recorridos, en ocasiones de hasta 20 km.

Los efectos de la erupción sobre la isla fueron desastrosos. La zona agrícola más fértil quedó destruida por las lavas y la caída de piroclastos, devastando 26 poblados y dejando sin tierras de cultivo a 600 familias. Finalmente, la falta de medios de subsistencia obligó a buena parte de la población a emigrar a otras islas.

Trabajos previos

Esta erupción, anómala por su duración y magnitud en el volcanismo histórico de Canarias, ha sido un foco de interés científico prácticamente desde la fecha en que se produjo. Aportan información, en una primera época, las descripciones, relatos y detalles de la erupción realizados por Viera y Clavijo (1783); Castillo (1737); Dávila y Cárdenas (1737), y Glass (1764). Destacan dos relatos de testigos oculares: la descripción de la erupción en forma de diario realizada por Andrés Lorenzo Curbelo, cura de Yaiza (recogido en la obra de Buch, 1825), y el informe realizado por la Junta creada por la Real Audiencia de Canarias para el manejo de la crisis (Real Audiencia de Canarias, 1731), manuscrito al parecer inédito que hemos encontrado en el Archivo de Simancas*.

Trabajos más modernos abordan el estudio geológico de la isla incluyendo la erupción de 1730, aunque en la mayoría de los casos de forma muy general: Buch (1825) dedica un capítulo completo de su obra a esta erupción y transcribe por primera vez el manuscrito del cura de Yaiza; Hartung (1857), Sapper (1906), y Bravo (1964) se detienen principalmente en los aspectos geográficos

y descriptivos de la zona, incluyendo en algunos casos (Sapper) mapas topográficos con indicación de los principales edificios volcánicos. Hernández Pacheco (1909) resume en un capítulo dedicado a la erupción las observaciones recogidas en su estancia en la isla, incluyendo la transcripción comentada del diario del cura de Yaiza y una descripción de las anomalías térmicas de Las Mñas. del Fuego. Alonso y otros (1967); Cendrero y otros (1967a, 1967b), y Fúster y otros (1968), elaboran la primera cartografía geológica de la isla a escala 1:50.000 y 1:100.000, en la que separan varias series volcánicas, englobando en la más moderna los volcanes más recientes; entre estos últimos incluyen, sin diferenciarlos, los de la erupción de 1730.

El estudio petrológico de los materiales de 1730 ha sido abordado por varios autores: Hausen (1959) analiza desde el punto de vista petrográfico los materiales de 1730; Ibarrola y López Ruiz (1967), y Fúster *et al.* (1968) presentan por primera vez análisis químicos de materiales de la erupción, indicando el carácter transicional de estos basalts que quedan en parte incluidos en el campo teórico de la serie toleítica. Posteriormente Ridley y Adams (1976) confirman estas conclusiones, que son sin embargo puestas en duda por Brandle y Fernández Santfín (1979). Por otra parte, Sagredo (1969) y Frisch (1970, 1971, 1974), analizan el significado de las abundantes inclusiones de rocas ultramáficas en las lavas de esta erupción.

Entre la abundante bibliografía generada en el estudio geológico de las Islas Canarias no existe ningún trabajo dedicado específicamente al estudio de esta erupción de 1730. A pesar de su importancia y magnitud, este episodio volcánico está prácticamente sin estudiar: se desconocen el punto de inicio de las emisiones y su evolución posterior, qué edificios corresponden a esta erupción y cuáles a fases anteriores, su evolución geoquímica, etc. No existe por otra parte un mapa geológico que indique los diferentes centros de emisión de esta erupción, las relaciones estratigráficas de sus productos y con los demás centros de emisión.

Estos aspectos se abordan en este trabajo, en el que se han delimitado los centros de emisión de 1730, intentando su separación mediante dataciones por paleomagnetismo de las correspondientes a fases eruptivas anteriores. Se ha elaborado asimismo un mapa de la erupción a escala 1:10.000, diferenciando los principales edificios y fases volcánicas, del que se presenta una reducción en la figura 1. La seriación estratigráfica definida ha permitido ordenar en el tiempo y reconstruir buena parte de la secuencia de eventos ocurridos durante el proceso volcánico de 1730 a 1736. Los datos estructurales y geoquímicos —obtenidos estos últimos a partir de muestras tomadas secuencialmente en cada episodio eruptivo— permiten presentar modelos petrológicos y evolutivos de esta erupción, muy complejos y diferentes en relación con la tendencia común del volcanismo histórico de las Islas Canarias.

La comprensión de este complejo episodio eruptivo, siquiera sea aún de forma incompleta, no hubiera sido posible sin la elaboración previa de una cartografía geológica de detalle. Los cambios estructurales y las marcadas variaciones cíclicas en la composición de los magmas no se hubieran reconocido sin un análisis basado en datos y muestras con un control estratigráfico riguroso.

La toma de datos de campo y muestras de este trabajo, que forma parte de los proyectos de investigación 608/450 894A069 CSIC-CAICYT, se realizó en diversas campañas efectuadas entre noviembre de 1987 y agosto de 1988.

* En una reciente recopilación de la documentación histórica relacionada con esta erupción (Valverde, 1989) no aparece referencia alguna a este importante legajo.

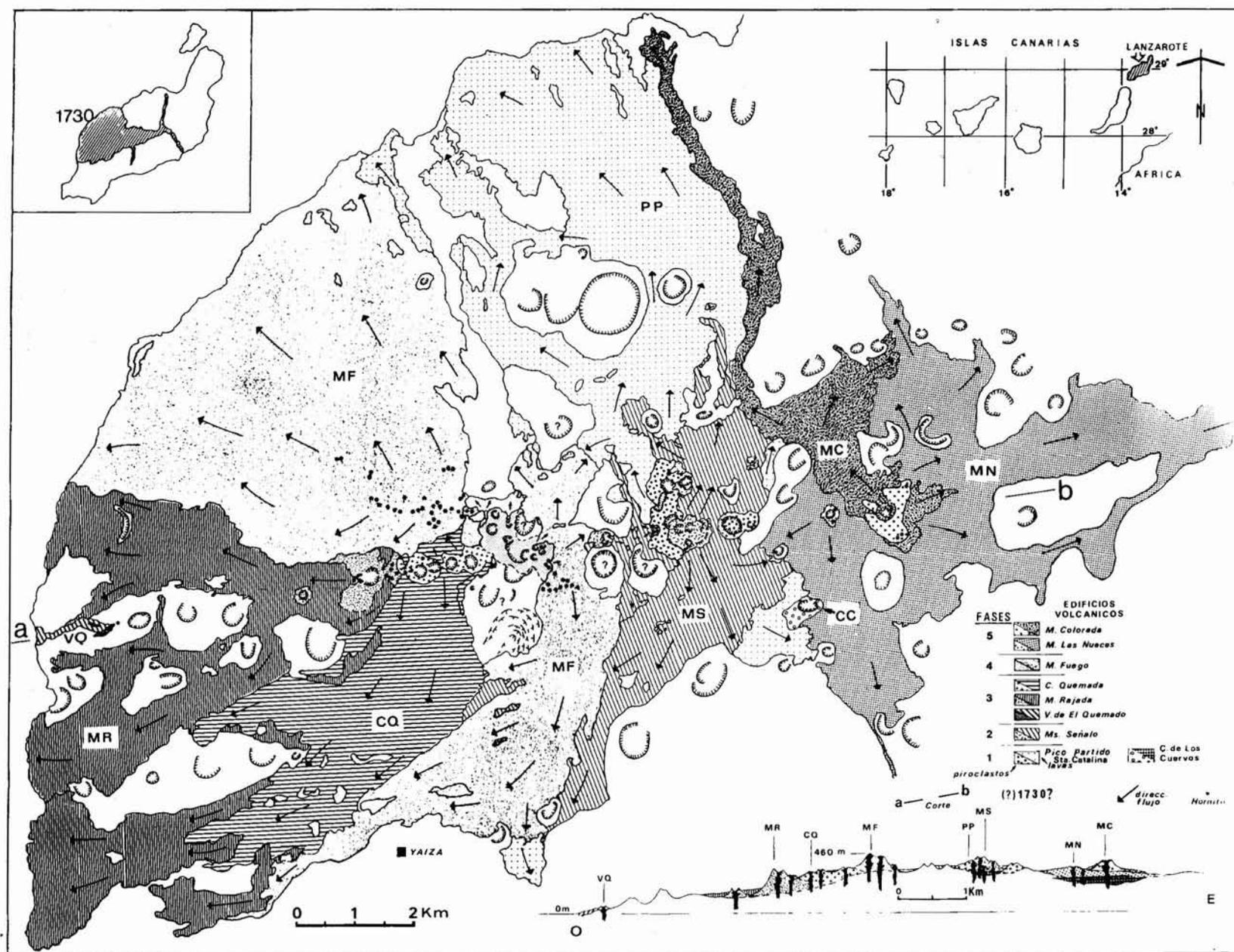


Fig. 1.—Mapa geológico simplificado (a partir del 1:18.000 elaborado) de la erupción de 1730. CC: Caldera de Los Cuervos (centro de emisión inicial de la erupción de 1730); PP: Pico Partido; MS: Mñas. del Señalo; VO: Volcán de el Quemado; MR: Mña. Rajada; CQ: Calderas Quemadas; MF: Mñas. del Fuego; MN: Mñas. de Las Nueces; MC: Mña. Colorada.

Contexto histórico: La erupción en los relatos de testigos oculares

Los relatos de testigos oculares de la erupción han sido de gran ayuda en la localización de los sucesivos centros de emisión y en la reconstrucción de los diferentes episodios volcánicos que integran esta erupción. Contrastando la tradición que se ha conservado hasta nuestros días de la localización de estos poblados con las referencias que aparecen en los relatos de la época se han podido ubicar aproximadamente estos lugares (fig. 2). Esta labor ha sido facilitada por la existencia de un mapa con una escala aproximada de 1:200.000, realizado dos meses después de iniciarse la erupción; en este mapa aparecen los lugares afectados por las lavas y piroclastos con notable exactitud en su localización relativa.

Entre los documentos de la época que utilizamos en este trabajo es sobradamente conocido el relato en forma de diario del cura de Yaiza, Andrés Lorenzo Curbelo, que abarca desde el inicio de la erupción, el 1 de septiembre de 1730, hasta diciembre de 1731. Este manuscrito no ha sido encontrado, por lo que no ha podido comprobarse su veracidad. Sólo se conserva la transcripción realizada por Buch (1825), recogida posteriormente por Hernández Pacheco (1909).

En el transcurso de este trabajo hemos encontrado un documento, al parecer inédito, consistente en un legajo recopilado por la Real Audiencia de Canarias, que recoge abundante correspondencia e informes elaborados por la Junta creada oficialmente en Lanzarote para el manejo de la crisis (Gracia y Justicia, Leg. 89, Archivo de Simancas). Este legajo *, que tiene por título *Copia de las Ordenes y Providencias dadas para el alivio de los Vecinos de la Isla de Lanzarote en su dilatado padecer a causa del prodigioso Volcan que en ella rebentó el primer día de Septiembre del año inmediato pasado de 1730 y continúa asta el día de la fecha. Va inserto el Mapa de la Isla, del Volcan y sus bocas, con la descripción del miserable estado a que tiene reducida a la Isla. Canaria y Abril de 1731.*, consta en realidad de dos partes bien definidas: un Informe inicial de la Junta, titulado *Descripción del estado a que tiene reducida el Volcan la Isla de Lanzarote desde el primer día de Septiembre de 1730 hasta el 29 de Diciembre del mismo año*, fechada en Tegüise el 29 de diciembre de 1730 y firmada por los miembros que componen esta Junta; y una recopilación de toda la correspondencia emitida sobre el tema, con el título indicado más arriba.

En los documentos de este legajo se encuentran abundantes datos sobre el desarrollo de la erupción en la fase inicial (septiembre-diciembre de 1730), incluyendo el mapa mencionado anteriormente. La estrecha concordancia entre este relato de carácter oficial y el del cura de Yaiza prueba, por otra parte, la autenticidad de este último.

Paleomorfología

La construcción de la parte emergida en Lanzarote debió iniciarse a mediados del Mioceno, conformándose dos grandes edificios de naturaleza fundamentalmente basáltica: Los Ajaches y Famara. Su construcción debió producirse entre los 15,5 y 3,8-3,9 m.a. antes de hoy (Ibarrola y otros, 1988; Abdel Monen y otros, 1971). Alrededor de los 6 m.a. se produce una fase de gran actividad efusiva en Famara; lavas procedentes al parecer de esta zona alcanzan y rodean el viejo edificio erosionado de Los Ajaches, sobre el que se apoyan en discordancia ero-

siva (Ibarrola y otros, 1988). A partir de esa época, aunque continúa la actividad en Famara, ésta no afecta ya a la parte central y meridional de la isla, que entra en un largo período sin actividad volcánica. La erosión debió excavar profundamente en esta isla miocena; la mayor agresividad de la erosión por la parte de barlovento pudo llegar a conformar un escarpe que, prolongando hacia el SE el actual cantil de Famara, continuara su recorrido hasta enlazar con el macizo de Los Ajaches. Esta morfología, de un amplio golfo con escarpes suavizados por piedemontes y jables en las zonas litorales, es muy típica de las vertientes de barlovento de los edificios antiguos en las islas orientales sometidos, a largos períodos erosivos, y debía ser la que presentaba la isla hasta que, ya en el Cuaternario, se reanudan las emisiones volcánicas. En esta configuración la isla tendría una extensión considerablemente inferior a la actual, con una línea de costa de trazado concordante con el escarpe en arco descrito.

Las siguientes fases eruptivas, ya cuaternarias (Series II, III y IV de Fúster y otros, 1968) se emplazaron en la superficie de erosión del amplio arco abierto al norte que hemos descrito, dando lugar a extensas alineaciones de conos volcánicos, con dirección predominante NE-SO. Las lavas procedentes de estos centros eruptivos incrementaron de forma progresiva la superficie de este lado de la isla, ganando terreno al mar en los sucesivos episodios hasta adquirir una configuración que, en el momento de producirse la erupción de 1730, era muy similar ya a la actual.

Antes de producirse la erupción de 1730 la zona luego afectada era relativamente plana, con alturas inferiores a los 300 m y surcada por alineaciones de conos volcánicos sensiblemente paralelos en dirección NE-SO. Limitada al sur por una alineación volcánica de mayor elevación, presentaba buzamientos generales hacia el mar por el N y NO.

Las sucesivas alineaciones volcánicas formaban amplios valles de fondo abierto, en los que existían abundantes pastos y terrenos de cultivo (Bontier y Leverrier, 1402) que se asentaban sobre suelos arcillosos de gran feracidad, originados por alteración de materiales piroclásticos de las erupciones inmediatamente anteriores a ésta de 1730.

Encuadre geológico

La estratigrafía volcánica de Lanzarote utilizada de forma general en la actualidad fue definida por primera vez por Fúster *et al.* (1968). Estos autores diferencian dos series en el volcanismo reciente de la isla (centros de emisión bien conservados), utilizando como criterio las playas levantadas de 5 m; la se-

* El análisis y la transcripción completa de este interesante documento aparecerá en el libro sobre la erupción de 1730 de los mismos autores, actualmente en fase de publicación por el Cabildo de Lanzarote.

dio paleomagnético sobre 114 muestras orientadas con brújula solar de 44 localidades diferentes. La medida de la RMN se efectuó con magnetómetros del tipo *spinner* (Molspin y JR4) y la estabilidad de la RMN se comprobó mediante desmagnetización en campos alternantes de hasta 500 Oersteds y temperaturas de hasta 600° C.

Los resultados obtenidos no han sido sin embargo concluyentes (tabla 1 y fig. 3). Aunque parece evidenciarse que existen diferencias significativas de edad entre los distintos grupos, por la presencia de desviaciones superiores a 20° en declinación entre los grupos II (edificios de dudosa asignación inicial a 1730) y III (edificios claramente de 1730), y de más de 10 grados en inclinación entre éstos y el grupo I

(edificios claramente anteriores a 1730), el hecho de que los grupos II y III presenten similares inclinaciones, a pesar de corresponder aparentemente a dos ciclos diferentes de la CDS, resta definición al método, impidiendo asegurar de forma concluyente que ambos grupos correspondan a fases eruptivas diferenciadas. La determinación de las paleointensidades (Soler, 1986; Thellier-Thellier, 1959) tampoco añade datos decisivos (tabla 2).

Aunque estas determinaciones paleomagnéticas parecen indicar que los centros de emisión de la Caldera del Corazoncillo, Mña. de Las Junqueras, Mña. de Mazo, Caldera de Sta. Catalina y el grupo de Timanfaya antiguo podrían corresponder a un período eruptivo ocurrido alrededor de 1.000 años antes de

Tabla 1.—Características paleomagnéticas de lavas de los edificios volcánicos recientes e históricos de Lanzarote datados mediante la Curva de Deriva Secular.

Localidad	N	n	Dirección			
			DEC.	INC.	k	alfa 95
<i>Grupo III (1730)</i>						
Mñas. del Señalo (1).....	6	8	347,2	58,2	845	1,9
Mña. de Las Nueces (2).....	2	4	344,3	63,1	774	3,3
Mña. Colorada (3).....	2	6	343,7	58,1	643	2,6
Mñas. del Fuego (4).....	9	15	345,1	61,6	361	2,0
Caldera de Los Cuervos (5).....	4	9	341,1	59,6	856	1,8
Media del Grupo III (1730).....		42	344,3	60,1	1.096	2,3
<i>Grupo II (edificios de dudosa asignación inicial a 1730)</i>						
Mña. de Mazo (6).....	3	8	4,6	60,5	247	3,5
Caldera de Sta. Catalina (7).....	4	8	2,0	58,9	664	1,9
Caldera del Corazoncillo (8).....	6	12	2,5	63,8	626	1,7
Media del Grupo II.....		28	3,0	61,1	980	1,7
Timanfaya Antiguo ? (9).....	6	26	354,8	62,5	337	1,5
<i>Grupo I (edificios claramente anteriores a 1730)</i>						
Mña. de Juan Perdomo (10).....	2	6	355,3	51,1	3.817	1,1

N: Número de localidades de muestreo; n: Número de muestras en cada localidad; k: Kappa de Fisher; alfa 95: 95 % de confianza estadística. Los números entre paréntesis hacen referencia a la identificación de los edificios volcánicos en la figura 4. Todas las muestras han sido desmagnetizadas en campos AF.

Tabla 2.—Paleointensidades del CGT de materiales volcánicos de los Grupos I (edificios claramente anteriores a 1730), II (edificios de dudosa asignación inicial a 1730) y III (edificios claramente de 1730).

Edificio	N	dT (°C)	dMo (%)	F (mT)		F/Fo
Calderas Quemadas.....	3	425-600	60	0,44	0,03	1,10
Caldera de los Cuervos.....	2	250-550	81	0,41	0,03	1,03
Caldera Corazoncillo.....	2	300-550	81	0,49	0,01	1,21
Caldera Santa Catalina.....	2	350-575	80	0,53	0,03	1,33
Mña. Juan Perdomo.....	2	450-600	52	0,62	0,04	1,50

N: Número de muestras. dT: Intervalo de temperaturas empleado. dMo: Fracción de la RMN inicial utilizada. F: Paleointensidad. Fo: Valor promedio del CGT en Canarias (0,04 mT).

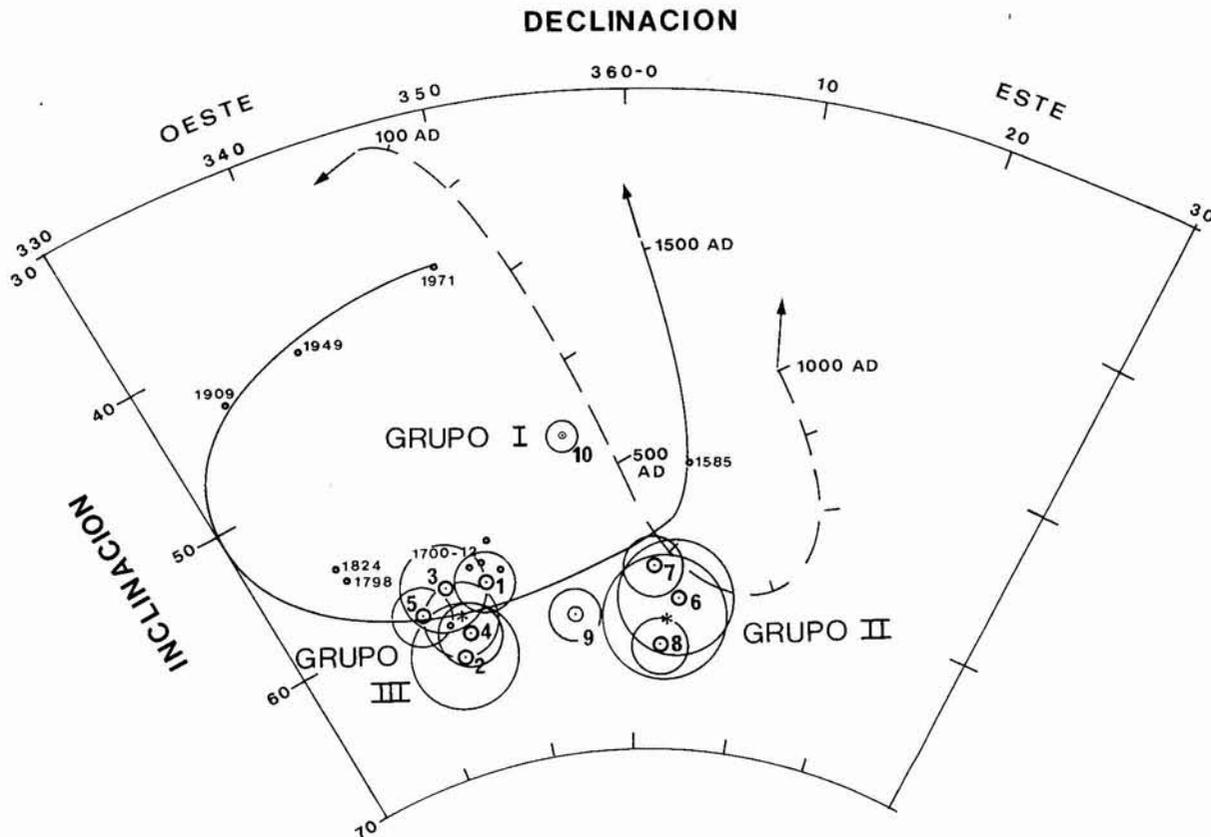


Fig. 3.—Aplicación de la Curva de Deriva Secular, determinada para Canarias a partir de materiales volcánicos de edad conocida, en la delimitación de los edificios volcánicos correspondientes a la erupción de 1730. Explicación en el texto.

esta erupción, existen algunos elementos importantes de duda. Al menos la Caldera de Sta. Catalina parece evidente que se formó en las fases iniciales de la erupción de 1730, ya que este cono volcánico no parece estar afectado en la misma proporción por la potente capa de lapilli que recubre su entorno, que interpretamos como procedente precisamente en gran parte de este centro eruptivo. En cualquier caso, y a falta de pruebas más concluyentes, dejaremos estos centros de emisión —con la excepción mencionada de la Caldera de Sta. Catalina— como de asignación dudosa a la erupción de 1730 y de tal forma aparecen reseñados en el mapa geológico de la figura 1.

Reconstrucción de los episodios volcánicos de la erupción de 1730

Para mayor claridad se separan en el conjunto de la erupción de 1730 nueve centros de emisión principales, algunos de ellos muy complejos. La diferenciación de fases de actividad volcánica en el conjunto de la erupción se ha hecho en base a cambios significativos de la dinámica eruptiva y en la composi-

ción de los magmas, fundamentalmente en relación con la fractura tectovolcánica que controla el proceso eruptivo (tabla 3).

Primera fase: Caldera de Los Cuervos-Caldera de Sta. Catalina-Pico Partido

Esta primera fase de la erupción abarca desde el 1 de septiembre de 1730 hasta enero de 1731. Junto con la fase de Mñas. del Fuego es la de mayor duración y volumen de materiales extruidos de toda la erupción de 1730.

Caldera de Los Cuervos

La localización del centro eruptivo inicial era un requisito importante para ordenar la secuencia de episodios de 1730. Los autores anteriores indican lugares muy dispares para este primer centro de emisión: Hernández Pachecho (1909) lo adscribe al área de Pico Partido; Bravo (1964) lo sitúa en las Mñas. del Fuego, inmediatamente al Oeste de la Mña. de los Miraderos; Buch (1825) lo hace en cambio al Este de Mña. del Fuego, a media distancia entre ésta y el Sobaco y entre Tinguatón y Tegoyo, es decir, aproximadamente en la zona donde se ubica la Caldera de Los Cuervos.

La localización exacta de este centro de emisión del 1 de septiembre de 1730 se deduce de las observaciones de campo y del análisis de los relatos de la Junta de Lanzarote y del cura de Yai-za. En el primero se describe un volcán que *reventó* la noche del

Tabla 3.—Principales fases de actividad volcánica de la erupción de 1730.

Fase	Edificios volcánicos	Duración deducida o estimada	Fuente
1	Caldera de Los Cuervos Caldera de Sta. Catalina, Pico Partido	1 - 13 septiembre 1730 10 octubre 1730 a enero 1731	Junta (1) Junta (1)
2	Mñas. del Señalo	Marzo - junio 1731	Junta (1)
3	Volcán de El Quemado Caldera Rajada Calderas Quemadas	Finales junio 1731? 1.ª mitad julio 1731? Diciembre 1731 - enero 1732?	Diario (2) Diario (2) Diario (2)
4	Mñas. del Fuego	1732?	
5	Mña. de Las Nueces Mña. Colorada	2.ª mitad marzo 1736 Abril 1736 (finaliza el 16 de abril 1731)	A. de la Hoz (3)

(1) Gracia y Justicia, 1731; (2) Buch, 1825; (3) De la Hoz, 1960.

día primero de septiembre de 1730 y se apagó a los diez y nueve días dejando quemados los lugares de *Chimanfaya, Rodeo, Mancha Blanca, parte de Las Jarretas, Buen Lugar, Santa Catalina, y Mazo...*, y afectando con lluvias de piroclastos el lugar de *Peña Palomas, el resto de Las Jarretas y la mayor parte de la Geria Alta...* (ver fig. 2).

En el diario del cura de Yaiza encontramos más precisiones: este primer centro de emisión inició su actividad entre las 9 y 10 de la noche del 1 de septiembre, a dos leguas de Yaiza, formándose un cono volcánico del que partieron coladas que alcanzaron los lugares de Timanfaya, Rodeo y Mancha Blanca. El 7 de septiembre surgió un obstáculo en el recorrido inicial de las lavas (que se dirigían hasta entonces hacia el norte), que cambiaron su curso dirigiéndose hacia el NO y ONO y alcanzando los lugares de Sta. Catalina y Mazo.

Si observamos el mapa de la figura 2 vemos que sólo hay un centro de emisión que cumpla estas condiciones: La Caldera de Los Cuervos, único punto desde el que podrían fluir lavas hacia el N y afectar Rodeo, y posteriormente hacia el NO, alcanzando a Sta. Catalina y Mazo y finalmente la costa por el N y NO (fig. 4a). Esta ubicación concuerda asimismo con la distribución de los piroclastos descrita en estos relatos, que correspondería a una dirección del viento del primer cuadrante. Las observaciones de campo parecen confirmar que las coladas de este centro eruptivo constituyen la base estratigráfica de la erupción de 1730.

Una característica de este centro inicial es la extraordinaria abundancia de enclaves de rocas ultramáficas en las escorias que forman el cono y en las coladas, circunstancia que comparte con los demás centros de emisión de esta primera fase de actividad de la erupción de 1730.

Caldera de Sta. Catalina-Pico Partido

En la descripción del siguiente episodio de la erupción aparecen claras discrepancias entre los relatos mencionados. Según el de la Junta, éste se iniciaría el 10 de octubre (1730) a las 5 de la tarde, a 3/4 de legua del primer volcán, con dos bocas eruptivas separadas por un tiro de «buen mosquete» (a lo más unos 700 m), una muy cerca de Sta. Catalina y la otra contigua a Mazo (1a y 1b, en la fig. 4b). En el relato del cura de Yaiza esta nueva erupción se iniciaría el 18 de octubre con tres bocas eruptivas situadas inmediatamente encima de Sta. Catalina. La dispersión de los piroclastos está descrita con detalle en el informe de la Junta (ver fig. 2). Las coladas, que inicialmente producen ambas bocas eruptivas y a partir de los primeros días de noviembre únicamente la contigua a Mazo (informe de la Junta), se dirigen a la costa por el N y NO. Posteriormente ocurrieron otros episodios eruptivos con la posible formación de nuevos cráteres; destaca entre éstos el que debió formarse alrededor del 16 de diciembre, en una posición favorable para que las lavas fluyeran en un curso completamente distinto, dirigiéndose hacia el SO y alcanzando Chupadero y arrasando la Vega de Uga (diario del cura de Yaiza). Finalmente, tras varios episodios con formación de nuevos conos y crá-

teres a lo largo de enero de 1731, esta primera fase de actividad finaliza al parecer a finales de este mes.

En base a estas observaciones de los testigos oculares y las que hemos realizado sobre el terreno proponemos la siguiente reconstrucción: A partir del 10 de octubre se abren dos centros eruptivos, uno situado sobre el poblado de Sta. Catalina—la Caldera de Sta. Catalina— y el otro sobre el de Mazo—Pico Partido—. Estos centros de emisión, que forman una perfecta alineación (NO-SE) con el de la Caldera de Los Cuervos, emitieron gran cantidad de lavas y piroclastos, predominando la actividad efusiva en el de Pico Partido y la emisión de piroclastos en el de la Caldera de Sta. Catalina. La distribución de los productos piroclásticos conforma una elipse cuyo foco es precisamente este centro eruptivo de la Caldera de Sta. Catalina (ver fig. 2).

Estas primeras erupciones se caracterizan por la gran fluidez de las lavas, que discurren a veces con la rapidez del agua (diario del cura de Yaiza), las elevadas tasas eruptivas y la extraordinaria abundancia de enclaves de rocas ultramáficas en lavas y piroclastos.

No se observa por otra parte una clara asociación de estos primeros centros de emisión con la fractura general (80° N) que condicionará en lo sucesivo toda la erupción de 1730, aunque parece que en el grupo de Pico Partido se aprecia una progresión hacia esta fractura, en la que podrían emplazarse ya las últimas emisiones de esta primera fase eruptiva.

Segunda fase: Mñas. del Señalo

Este segundo episodio volcánico se caracteriza por su claro emplazamiento en la fractura tectovolcánica general de la erupción (80° N), así como por la ausencia de enclaves ultramáficos, mecanismos eruptivos más explosivos, mayor viscosidad de las lavas, y en general, menor recorrido de las coladas.

La localización de los centros de emisión de esta segunda fase de actividad volcánica no es fácil; los relatos de la época se hacen más escuetos y difíciles de interpretar, tal vez como consecuencia lógica del propio progreso y complicación del fenómeno eruptivo.

Del relato del cura de Yaiza, aunque confuso, se desprende claramente que en esta fase se producen al menos cuatro episodios eruptivos diferentes, todos emplazados entre marzo y finales de junio de 1731 en una fractura E-O. Estas indicaciones del diario se ajustan a grandes rasgos con la secuencia de eventos que proponemos a partir de la cartografía y estratigrafía volcánica que hemos realizado y que aparece esquematizada en la figura 4c.

La ausencia de enclaves ultramáficos, tan abundantes en las lavas de la primera fase, ha facilitado la diferenciación y cartográfica de las coladas de este segundo período de la erupción de 1730.

Los fenómenos tectovolcánicos citados en el diario, que originaron el derrumbamiento de algunos edificios volcánicos (13 abril, 1731) puede relacionarse con las estructuras de colapso visibles en los dos conos principales de las Mñas. del Señalo (3 y 4 en la fig. 4c).

En esta fase es clara la progresión de la actividad volcánica en

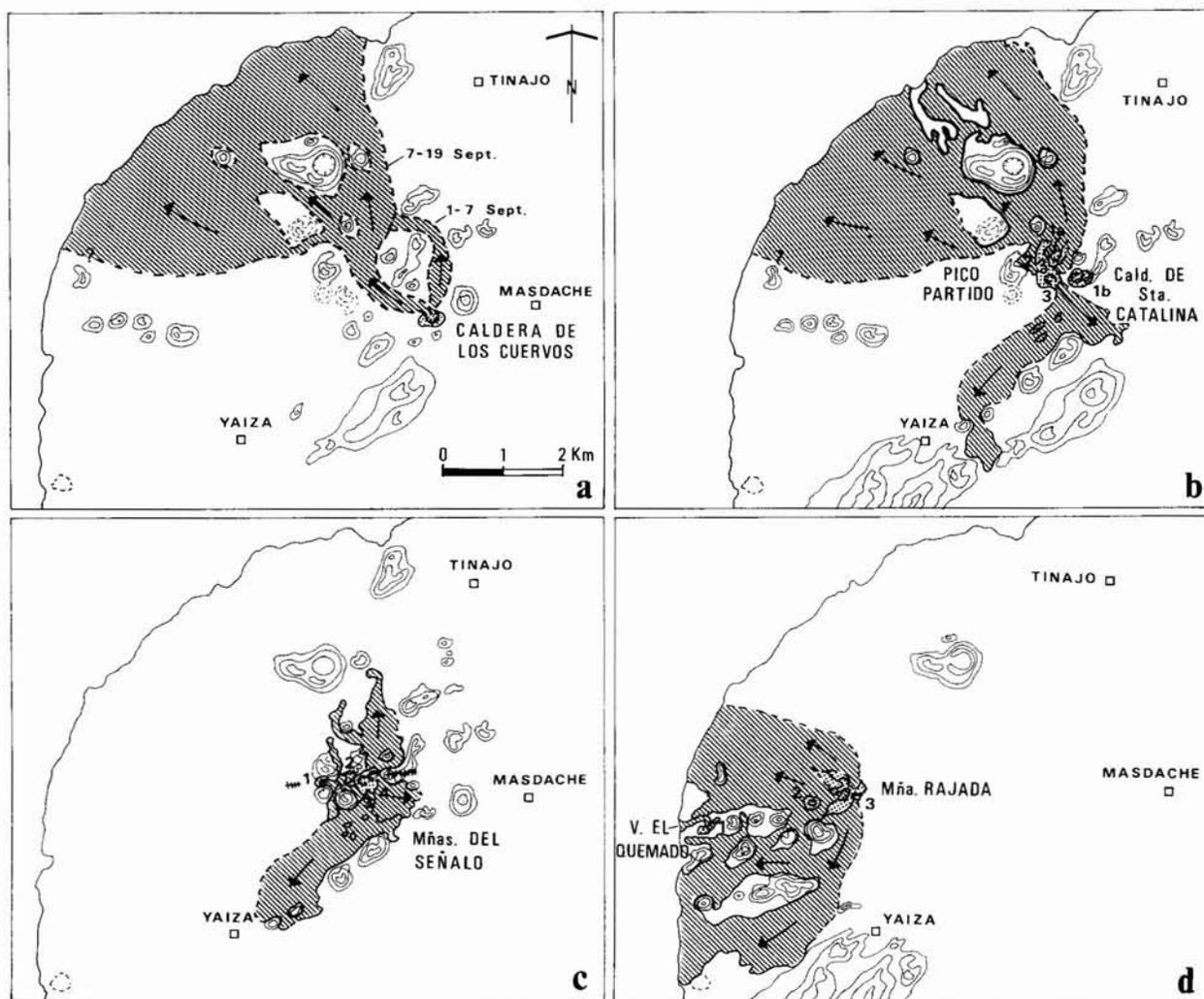


Fig. 4.—Esquema que ilustra la sucesión de los centros eruptivos de 1730. Explicación en el texto.

sentido Oeste-Este, fenómeno que caracteriza asimismo las siguientes fases de la erupción.

Tercera fase: Volcán de El Quemado-Mña. Rajada-Calderas Quemadas

Sin solución de continuidad con respecto a la segunda fase, la actividad volcánica experimenta un brusco desplazamiento al extremo occidental de la fractura general. A finales de junio de 1731 parece producirse una erupción submarina en la costa occidental de la isla, en la prolongación de la fractura general; tal fenómeno se deduce de la narración del diario, que describe la formación en el mar de columnas de vapor acompañadas de fuertes detonaciones y de la presencia de peces muertos de especies desconocidas.

El primer centro de emisión en tierra es el Volcán de El Quemado, pequeño cono alargado situado a algo más de 1 km de la costa (1 en la fig. 4d).

Posteriormente la actividad volcánica sigue desplazándose hacia el Este de la fractura, originando los centros eruptivos de Caldera Rajada y Mña. Rajada (2 y 3 de la fig. 4d) y continuando con las cuatro Calderas Quemadas (fig. 4e).

El período de actividad de esta tercera fase parece abarcar desde finales de junio de 1731 a mediados de enero de 1732, cubriendo sus coladas un amplio sector de la costa occidental.

Cuarta fase: Mñas. del Fuego

No existen referencias claras de esta fase en los relatos de la época, aunque parece que debió iniciarse a principios del año 1732. La erupción experimenta de nuevo un cambio importante: emplazada en la fractura 80° N y en continua progresión hacia el Este, se estaciona casi exactamente en el punto central de la fractura. La actividad volcánica se concentra en esta fase en un área relativamente reducida en el entorno de la Mña. de Timanfaya, con un primer estadio predominantemente explosivo en el que se forman varios conos de cinder imbricados, modificándose posteriormente a etapas más efusivas, en las que se emiten grandes volúmenes de lavas muy fluidas a partir de campos de hornitos situados al NO y SE del conjunto de conos mencionado (fig. 4f).

No es sin embargo probable que este estacionamiento de la erupción, de cierto paralelismo con los centros de emisión del tipo *steady-style* de la erupción del Lakagigar descritos por Sigurdsson y Sparks (1978), haya significado un mantenimiento constante de

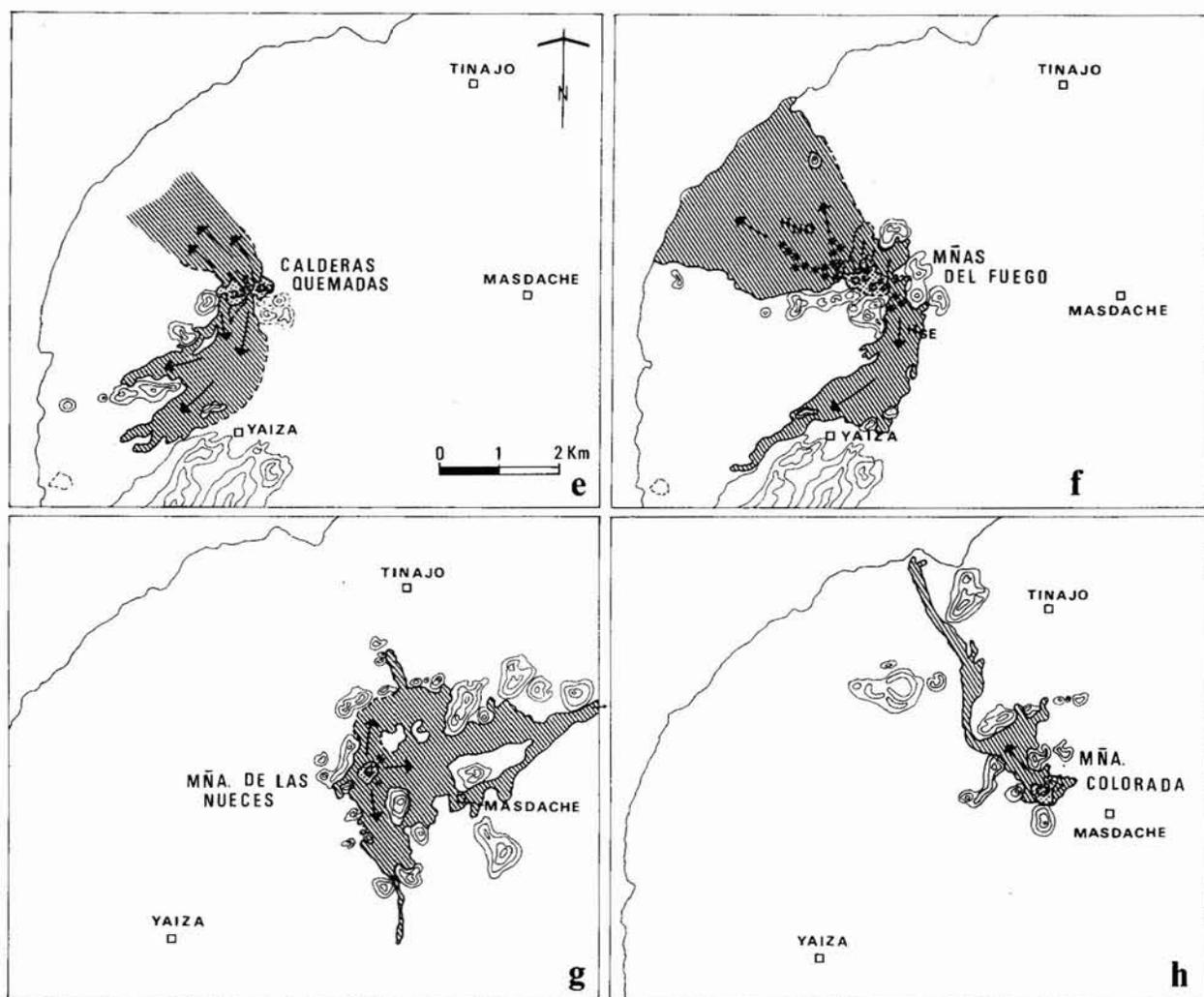


Fig. 4.—Esquema que ilustra la sucesión de los centros eruptivos de 1730. Explicación en el texto. (Continuación.)

la actividad volcánica durante los cuatro años que median entre el inicio de esta fase y la siguiente, en marzo de 1736. Ni la pauta general de esta erupción, en que los diferentes centros de emisión se mantienen activos durante meses y no años, ni el número de centros eruptivos y el volumen de materiales emitidos parecen sugerir un período de actividad tan prolongado.

Las tasas eruptivas, importantes en el campo de hornitos del NO que rellena con sus coladas un amplio valle y alcanzan la costa, no lo son en cambio en los demás puntos de emisión de esta fase, como lo demuestra el que las coladas tengan escaso recorrido, sin alcanzar el mar en ningún caso.

Algún tipo de actividad se mantiene sin embargo en enero de 1733, como se desprende de la cita del Obispo Dávila y Cárdenas (1737), que visitando en esa fecha la isla alude claramente a la existencia de emisiones de piroclastos.

Quinta fase: Mña. de Las Nueces-Mña. Colorada

Después de un largo intervalo la actividad volcánica se desplaza al extremo oriental de la fractura general, produciendo en un período de poco más de un mes los dos centros de emisión con que finaliza la erupción: Mña. de Las Nueces y Mña. Colorada.

La erupción de la Mña. de Las Nueces (fig. 4g) debió ocurrir en marzo o primeros de abril de 1736; en esa fecha una colada, que hemos identificado como procedente de este centro de emisión, amenazó a Tinajo, dando lugar a una curiosa procesión de rogativa dirigida por el franciscano Guardián (A. de la Hoz, 1960).

Este centro eruptivo emitió lavas muy fluidas, con numerosos tubos y canales lávicos, que ocuparon gran superficie y alcanzaron la costa por el SE (Puerto Naos), a más de 20 km de distancia.

La erupción de 1730 finaliza con la Mña. Colorada, situada a menos de 1 km al Este de Mña. de Las Nueces. Este episodio terminal debió ser de corta duración, ya que la erupción finaliza totalmente el 16 de abril de ese mismo año. Sus coladas se dirigieron al norte, deteniéndose poco antes de llegar al mar a la altura de la Mña. de Tenézara (fig. 4h). Se caracteriza, al igual que los de la primera fase, por la gran abundancia de enclaves ultramáficos en sus lavas.

Procesos tectovolcánicos asociados a la erupción

La asociación de la erupción de Lanzarote de 1730 a procesos tectónicos no es un hecho aislado sino ca-

racterístico de las erupciones fisurales de Canarias y común en las islas oceánicas. El importante papel que juegan estrechas bandas donde se concentra la actividad volcánica alimentada por diques (*rift zones*) en la construcción de este tipo de islas ha sido puesto de relieve en numerosos trabajos, entre los que destacamos los de Decker (1987); Swanson y otros (1976); Fiske y Jakson (1972) para Hawaii; Chevallier (1987) en la isla de Gough; Lenat y Aubert (1982); Chevallier y Bachelery (1981), y Chevallier y Vatín Perignon (1982) en Reunión, y Perroud (1982) en la isla de Mauricio.

En Canarias la existencia de estas zonas de concentración de la actividad volcánica (ejes estructurales) se manifiesta en el subsuelo por una densa red de diques y en superficie por una superposición de centros de emisión que configuran las cumbres del relieve denominadas dorsales en las Islas (Navarro, 1974; Carracedo, 1979, 1984); los datos gravimétricos de McFarlane y Ridley (1968) evidencian asimismo la presencia de estas estructuras tectovolcánicas. La actividad de estos ejes estructurales ha variado a

lo largo de la historia volcánica de las islas, encontrándose en la actualidad ejes muy activos en Tenerife y La Palma, que tienen su respuesta en dorsales de gran elevación y origen reciente, mientras que el que estamos tratando en Lanzarote sería de baja actividad, con emisiones volcánicas muy espaciadas en el tiempo que no han logrado configurar en consecuencia una alineación de relieve definida y de equiparable elevación.

En la erupción de 1730 es clara la asociación de la fractura volcánica que estructura las emisiones con las demás alineaciones de centros de emisión recientes (Series III y IV de Fúster y otros, 1968), hecho que se repite en la erupción de 1824. La primera fase de actividad (Caldera de Los Cuervos-Pico Partido) no parece estar aún relacionada con la fractura general, si acaso con una de dirección NO-SE (fig. 5-A); por otra parte, los magmas primarios y la gran abundancia de enclaves ultramáficos parecen sugerir una procedencia aún profunda del magma. Al final de esta fase y durante toda la siguiente (Mñas. del Señalo), el magma se habría emplazado a niveles

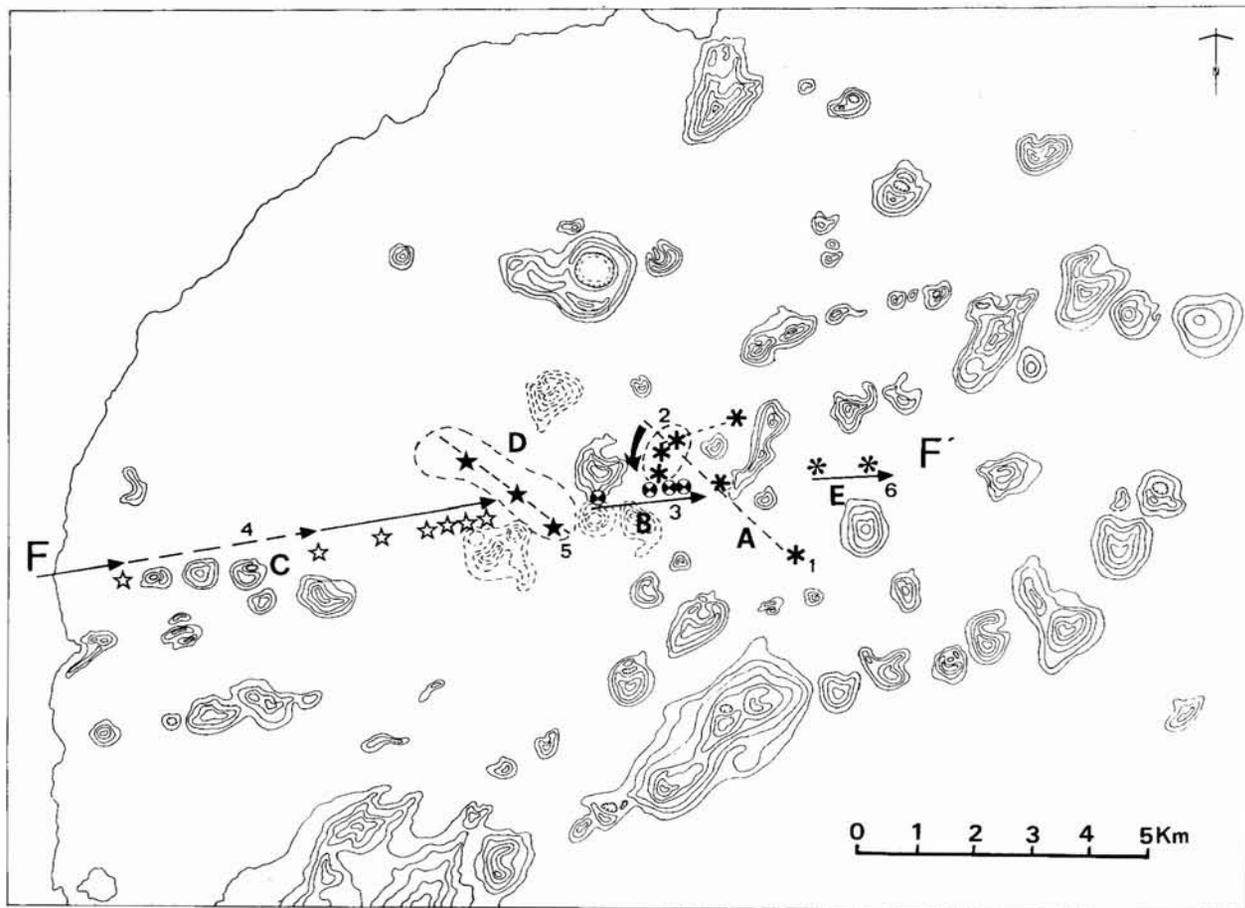


Fig. 5.—Esquema tectónico que indica la asociación de los sucesivos centros de emisión de la erupción de 1730 a la fractura general (F-F'). Explicación en el texto.

más superficiales y ya en la fractura, originando una continua derivación de los sucesivos centros de emisión en sentido Oeste-Este (fig. 5-B); la erupción se torna más explosiva, con lavas de menor fluidez, sin enclaves ultrabásicos y con frecuentes colapsos de los edificios volcánicos.

Un episodio notable es el brusco desplazamiento, casi simultáneo, de la actividad volcánica al lado occidental de la fractura, a una distancia de al menos 13 km y en sentido contrario al de propagación de los centros de emisión (fig. 5-C). Podría hallarse una explicación en la ascensión a la superficie por el Oeste del magma acumulado a niveles intermedios a favor del eje estructural, fenómeno que parece coincidir con el brusco cese de la actividad en la zona de las Mñas. del Señalo.

Otro hito importante es el estacionamiento de la erupción, que a partir de este momento recupera el sentido de progresión general hacia el Este, al llegar al área de la Mña. del Fuego (fig. 5-D). En este punto la erupción detiene su progresión hacia el Este, permaneciendo la actividad volcánica concentrada en un área relativamente reducida (1,5 km de radio) durante un largo período de tiempo (1-4 años?).

Por otra parte, el episodio de Mñas. del Fuego se caracteriza por una menor relevancia del control ejercido por la fractura volcánica general en la distribución superficial de los centros eruptivos, que en este caso forman un apretado grupo de carácter más centralizado. Un proceso similar ha sido descrito por Wadge (1981): un conducto eruptivo inicialmente en forma de dique puede evolucionar a formas cilíndricas si se estaciona y prolonga la erupción, capturando así mayor cantidad de flujo de magma desde las zonas vecinas del dique y ganando en eficacia mecánica en la conducción de magma a la superficie. Esto podría también explicar las mayores tasas eruptivas de este episodio.

En su última etapa la actividad eruptiva experimenta de nuevo un brusco salto de unos 5 km hacia el Este (fig. 5-E), manteniendo el sentido general de progresión hacia el Este hasta su finalización.

Estos tres últimos tramos de la fractura volcánica (C, B, y E en la fig. 5), correspondientes a las fases 3, 2 y 5, aparecen no sólo como segmentos desconectados sino también con una ligera pero apreciable diferencia en rumbo.

La polaridad de progresión de la actividad volcánica en la fractura en la erupción de 1730 podría deberse a que, a niveles ya muy superficiales, se superpongan dos mecanismos: Por una parte un proceso autoalimentado que obliga a la fractura, una vez iniciada su apertura por el efecto de cuña de la presión hidráulica del magma (Swanson *et al.*, 1976; Hardee, 1982), a progresar en un sentido, originando un plano de ruptura intercalado forzosamente entre los di-

ques que componen el eje estructural con un frente de avance de bajo ángulo en la dirección de propagación, lo que haría que el conducto eruptivo intersectase a la superficie en lugares cada vez más alejados del punto inicial de emisión.

El otro mecanismo podría consistir en que esa apertura a la superficie se viese obstaculizada por edificios volcánicos anteriores emplazados en el plano de la fractura, por lo que el efecto de los campos de esfuerzos locales, en conjunción con el sentido de progresión general, obligaría a que las sucesivas emisiones se desplazasen en el sentido de avance salvando estos obstáculos, hecho que se produciría a niveles muy someros (Harrison, 1976; Haimson, 1978, 1979; Murray, 1988).

El conocimiento de la fecha de ocurrencia de los episodios volcánicos durante las fases iniciales de la erupción de 1730, a partir de los relatos de testigos oculares, nos permiten analizar su posible correlación con los ciclos de marea terrestre. La influencia de estos ciclos, especialmente los relacionados con las fases lunares, fue puesto de manifiesto por Hamilton en 1973: los esfuerzos de componente vertical impuestos por las mareas terrestres sobre la corteza —con máximos y mínimos de periodicidad aproximadamente quincenal—, pueden actuar como elemento desencadenante y de modulación de las erupciones volcánicas y de sus diferentes episodios. Otros autores han encontrado asimismo una clara tendencia en algunos aparatos volcánicos a activarse coincidiendo con mínimos de amplitud de la componente vertical de las mareas terrestres: Johnston y Mauk (1972) en el Stromboli (Islas Eolias, Italia); De Mendoca (1962) en la erupción del Capelinhos (Azores); Golumbek y Carr (1978) en la erupción de 1879 del volcán Islas Quemadas (Lago Ilopango, El Salvador).

En el caso de la erupción de Lanzarote de 1730 hemos considerado únicamente el período que abarca desde el inicio de la erupción hasta febrero de 1731, por ser el intervalo en que las fechas de los episodios descritos en los relatos de la época (especialmente en los de la Junta de Lanzarote) tienen mayor fiabilidad. Los ciclos de marea terrestre calculados para este período no muestran una estrecha correlación, aunque sí parece deducirse una cierta modulación de la fecha de ocurrencia de los diferentes episodios en relación con la curva de ciclos de marea.

Petrología y Geoquímica. Modelos petrológicos. Sistema de alimentación interna de la erupción

El estudio petrográfico y geoquímico (elementos mayores y traza) de los materiales emitidos durante la erupción de 1730 se realizó sobre 51 muestras recogidas en diversas campañas de campo en 1987 y 1988. La selección de muestras se efectuó una vez

Tabla 4.—Composición mineralógica de muestras representativas de los Grupos II y III.

	M-9.1	M-10.1	M-32	M-23	M-9.2	M-9.3	M-10	M-9.4
SiO ₂	38,30	35,89	41,50	35,70	43,18	51,43	0,51	0,53
TiO ₂	—	—	—	—	1,65	—	16,95	17,15
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	5,32	27,75	3,95	1,5
FeO *	13,68	10,33	12,91	8,82	5,13	—	51,42	40,44
MnO	—	0,12	—	0,11	0,09	—	0,39	0,35
MgO	41,36	41,46	47,33	42,05	13,26	—	2,84	2,17
CaO	—	—	—	0,16	16,3	11,06	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	0,51	4,44	—	—
K ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,19	—	—
Si	1,0235	1,008	1,0101	1,0076	1,8461	9,7839	0,201	0,253
Al	—	—	—	—	0,2681	6,2237	5,031	6,173
Ti	—	—	—	—	0,0530	—	1,838	0,846
Fe	0,3057	0,242	0,2628	0,2082	0,1834	—	16,975	16,187
Mn	—	0,003	—	0,0030	0,0332	—	0,13	0,141
Mg	1,6472	1,736	1,7169	1,7689	0,8448	—	1,67	1,5447
Ca	—	—	—	—	0,7467	2,2544	—	—
Na	—	—	—	—	0,0422	1,6378	—	—
K	—	—	—	—	—	0,0461	—	—

M-9.1: Olivino (Fo-84 Fa-16). M-10.1: Olivino (Fo-88 Fa-12). M-32: Olivino (Fo-87 Fa-13). M-23: Olivino (Fo-89 Fa-11). M-9.2: Clinopiroxeno (En-48, Fs-10, Wo-42). M-9.3: Plagioclasa (An-57, Ab-42, Or-1). M-10: Oxido Fe-Ti (Usp-67 Mt-33). M-9.4: Oxido Fe-Ti (Usp-80 Mt20).

Analista: J. de la Puente. Dep. de Geología (M.N.C.N.).

que se hubo finalizado la cartografía volcánica de la erupción y determinado la secuencia de episodios volcánicos, lo que permitió no sólo obtener una representación de los materiales emitidos en cada episodio eruptivo, sino una secuencia en cada uno de ellos, al haberse analizado muestras de las lavas iniciales, intermedias y finales de cada centro de emisión. Esta técnica de muestreo ha dado excelentes resultados, lográndose una definición precisa de las pautas de evolución geoquímica de esta erupción. Como elemento de referencia y comparación, 10 de estas muestras corresponden a materiales representativos de la fase eruptiva anterior a 1730 (Grupo II) y a la erupción de 1824.

Macroscópicamente, los materiales volcánicos emitidos se caracterizan por ser extraordinariamente vacuolares, con numerosos fenocristales de olivino y frecuentes xenolitos de rocas peridotíticas y ultrabásicas, estos últimos ya estudiados por Sagredo (1969).

Las características petrográficas y geoquímicas de los materiales lávicos fueron objeto de estudio detallado por parte de Ibarrola y López Ruiz (1967), trabajo en el que se indicaba la existencia de diferencias litológicas poco significativas entre los diversos episodios volcánicos recientes (Serie IV) de Lanzarote, tipificando la mayor parte de los materiales lávicos bajo la denominación de basaltos olivínicos augíticos, aun cuando también establecían la existencia de basaltos olivínicos y oceanitas.

Los materiales estudiados en este trabajo, presentan composiciones mineralógicas semejantes (tabla 4), con predominio de fenocristales de olivino forsterítico (Fo-84, Fo-89), sobre una matriz que varía de vítrea a hipocristalina, con abundantes microcristales de piroxeno augítico (En-48, Fs-10, Wo-42) y de plagioclasas de tipo labradorita (An-57, Ab-42, Or-1), esta última siempre relegada a la matriz. Son asimismo muy frecuentes los óxidos de Fe-Ti del tipo titanomagnetitas (Ulv. 67-Ulv. 50), que en algunas muestras alcanzan proporciones elevadas.

No es posible establecer diferencias significativas entre los materiales emitidos por los diferentes centros eruptivos de 1730 en base solamente a observaciones petrográficas, ya que sus características texturales y mineralógicas no son suficientes para su discriminación; la clasificación de los materiales estudiados se ha efectuado utilizando criterios de yacimiento y por sus características geoquímicas y normativas.

A partir de los datos analíticos (tablas 5 y 6), se confrontan los diversos episodios eruptivos en relación a sus contenidos de valores normativos de nefelina e hiperstena (para valores normalizados de $Fe_2O_3 \leq 1,5$). Su representación (fig. 6) pone en evidencia la gran diversidad de tipologías, aun cuando con diversos rangos de dispersión en relación con los diferentes episodios eruptivos. Mientras los materiales del Grupo II y de la erupción de 1824 únicamente

Tabla 5.—Composición química: Elementos mayores, menores y norma C.I.P.W. de los materiales de la erupción de 1730-1736.

	1.ª Fase							
	E-1	ML-1	ML-3	M-19	M-37	M-15	M-20	E-2
SiO ₂	41,85	41,14	42,06	43,57	44,76	47,23	47,07	45,66
TiO ₂	2,95	2,99	2,85	3,04	2,69	2,39	2,63	2,64
Al ₂ O ₃	10,69	11,58	12,36	12,38	13,06	13,39	13,34	12,17
Fe ₂ O ₃	5,42	4,09	4,98	4,04	3,81	1,92	4,02	4,60
FeO	7,45	8,72	6,91	7,99	8,09	8,91	8,22	7,62
MnO	0,21	0,18	0,17	0,19	0,19	0,17	0,18	0,18
MgO	14,03	13,83	14,46	11,33	10,58	9,96	7,63	10,95
CaO	10,11	10,21	9,57	10,79	10,72	9,75	10,12	10,04
Na ₂ O	3,61	3,27	3,49	3,43	3,24	3,32	3,61	3,22
K ₂ O ₅	1,43	1,45	1,46	1,29	1,04	0,8	0,8	0,85
P ₂ O ₅	0,89	0,86	0,85	0,73	0,63	0,56	0,47	0,54
Or	8,5	8,6	8,6	7,6	6,2	4,7	4,7	5
Ab	5,5	2,5	2,1	10,2	15,4	24,5	27,4	21,5
Ne	13,5	13,6	14,9	10,2	6,5	1,9	1,7	3,1
Äñ	8,7	12,6	13,7	14,6	18	19,3	17,8	16,2
Di	28,1	25,8	22,6	27,2	24,8	20,5	23,5	23,9
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	18,7	21,6	27,3	15,7	15,9	18,8	10,6	15,8
Mt	7,8	5,9	2,2	5,8	5,5	2,8	7,2	7,6
Hm	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilm	5,6	5,7	5,4	5,7	5,1	4,5	5	5
Ap	2,1	2	2	1,7	1,5	1,3	1,1	1,3
Rb	34	32	35	34	23	14	18	21
Ba	673	587	545	590	499	364	365	422
Sr	980	957	940	749	668	578	594	670
La	69	60	61	63	48	43	34	50
Ce	120	116	114	98	87	69	58	83
Th	7	7	7	7	8	7	4	4
Y	30	28	31	23	23	19	20	23
Zr	306	292	281	261	220	194	225	237
Nb	77	74	76	68	57	44	46	53
Cu	49	64	50	67	75	67	57	75
Co	62	47	53	54	59	42	44	60
Ni	378	370	388	302	277	320	303	381
V	304	294	284	357	320	279	272	277
Cr	739	658	684	592	529	534	511	627

(E-1, ML-1, ML-3): Caldera de Los Cuervos (M-19, M-37, M-15, M-20): Pico Partido. E-2: Caldera de Sta. Catalina.

Analistas: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología (M.N.C.N.).

Tabla 5 (continuación)

	2.ª Fase		
	M-39	M-23	M-35
SiO ₂	47,79	49,47	49,00
TiO ₂	2,63	2,47	2,50
Al ₂ O ₃	12,69	13,3	13,7
Fe ₂ O ₃	2,77	2,42	3,44
FeO.....	8,27	8,72	7,99
MnO.....	0,15	0,15	0,15
MgO.....	9,95	8,89	9,28
CaO.....	9,58	9,49	9,22
Na ₂ O.....	3,16	2,95	3,24
K ₂ O ₅	0,75	0,69	0,64
P ₂ O ₅	0,37	0,37	0,27
Or.....	4,4	4,1	3,8
Ab.....	26,7	24,9	27,4
Ne.....	0	0	0
An.....	18,2	21	20,9
Di.....	21,6	19,1	18,5
Hy.....	1,9	14,4	8,8
Ol.....	15,4	6,3	9,7
Mt.....	4	3,5	4,9
Hm.....	0	0	0
Ilm.....	5	4,7	4,7
Ap.....	0,9	0,9	0,6
Rb.....	13	17	14
Ba.....	287	285	280
Sr.....	418	416	416
La.....	20	26	24
Ce.....	47	41	32
Th.....	4	5	5
Y.....	19	20	17
Zr.....	168	185	194
Nb.....	42	33	35
Cu.....	63	77	67
Co.....	49	45	50
Ni.....	303	300	321
V.....	309	276	256
Cr.....	498	504	506

(M-39, M-23, M-35): Mñas. del Señalo.

Analistas: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología (M.N.C.N.).

Tabla 5 (Continuación)

	3.ª Fase						
	M-42	M-11	M-44	M-30	M-27	M-26	M-12
SiO ₂	46,85	47,05	49,02	47,34	48,97	48,93	49,34
TiO ₂	2,51	2,59	2,75	2,63	2,58	2,39	2,5
Al ₂ O ₃	13,26	13,48	12,83	13,1	13,79	13,6	13,44
Fe ₂ O ₃	1,96	2,02	2,9	5,24	2,97	1,95	2,32
FeO	9,53	8,93	8,86	6,74	8,32	8,76	8,49
MnO	0,17	0,17	0,16	0,16	0,15	0,15	0,14
MgO	10,6	10,07	9,01	9,78	8,84	9,36	9,32
CaO	9,61	9,71	9,47	9,54	9,2	9,21	9,18
Na ₂ O	3,2	3,23	2,94	3,3	3,47	3,46	3,17
K ₂ O ₅	0,72	0,75	0,71	0,78	0,69	0,73	0,67
P ₂ O ₅	0,37	0,42	0,29	0,35	0,29	0,31	0,29
Or	4,3	4,4	4,2	4,6	4,1	4,3	3,9
Ab	22,8	24,4	24,9	27,9	29,4	29,3	26,8
Ne	2,3	1,6	0	0	0	0	0
An	19,7	20,1	19,7	18,6	20	19,4	20,5
Di	20,6	20,4	20,5	20,9	19,1	19,6	18,7
Hy	0	0	7,3	1,3	4,4	1,2	10,1
Ol	20,6	18,4	6,8	12,6	12,5	16,9	10
Mt	2,8	3,8	4,2	7,6	4,3	2,8	3,4
Hm	0	0	0	0	0	0	0
Ilm	4,8	4,9	5,2	5	4,9	4,5	4,7
Ap	0,9	1	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7
Rb	17	16	12	22	15	16	18
Ba	316	284	269	320	270	274	275
Sr	480	396	409	484	415	397	407
La	27	19	17	26	18	20	23
Ce	47	34	38	45	42	30	33
Th	8	6	5	7	3	5	5
Y	20	18	21	19	16	18	20
Zr	190	179	178	195	194	174	178
Nb	36	32	30	39	32	29	30
Cu	68	71	75	64	66	65	72
Co	41	44	31	52	38	46	41
Ni	290	245	283	326	295	271	267
V	282	287	286	274	262	278	274
Cr	527	460	491	532	483	508	483

(M-42): Volcán de El Quemado. (M-11, M-44, M-30, M-27): Mña. Rajada. (M-26, M-12): Calderas Quemadas.

Analistas: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología (M.N.C.N.).

Tabla 5 (Continuación)

	4.ª Fase					
	M-10	M-9	M-8	M-14	M-31	M-25
SiO ₂	48,16	47,38	48,85	47,66	50,26	49,76
TiO ₂	2,43	2,42	2,61	2,6	2,27	2,39
Al ₂ O ₃	13,46	13,26	13,35	13,05	13,39	13,04
Fe ₂ O ₃	2,47	0,62	4,09	2,97	1,97	2,59
FeO	8,79	9,76	7,7	8,75	8,86	8,35
MnO	0,15	0,15	0,16	0,15	0,13	0,13
MgO	9,83	10,95	7,71	9,1	9,47	9,90
CaO	9,64	9,2	9,87	9,78	9,19	9,03
Na ₂ O	2,89	3,5	3,25	3,26	3,05	3,02
K ₂ O ₅	0,62	0,9	0,7	0,69	0,7	0,74
P ₂ O ₅	0,33	0,54	0,34	0,31	0,34	0,33
Or	3,7	5,3	4,1	4,1	4,1	4,3
Ab	24,5	22,5	27,5	27,5	25,8	25,5
Ne	0	3,9	0	0,1	0	0
An	21,9	17,8	19,8	18,9	20,8	19,8
Di	19,1	19,7	21,6	22,2	18,3	18,3
Hy	7,7	0	9,7	0	14,3	13,8
Ol	12,9	22,8	4,3	15,6	8,4	8,3
Mt	3,6	0,9	5,9	4,3	2,8	3,8
Hm	0	0	0	0	0	0
Ilm	4,6	4,6	4,9	4,9	4,3	4,5
Ap	0,8	1,3	0,8	0,8	0,8	0,8
Rb	13	20	16	17	16	13
Ba	293	354	312	306	278	263
Sr	436	490	474	473	408	391
La	32	31	30	26	27	21
Ce	47	56	47	43	39	31
Th	5	7	5	4	6	5
Y	18	19	23	17	17	17
Zr	177	191	191	197	168	175
Nb	39	39	40	38	36	29
Cu	72	89	70	74	73	69
Co	46	46	44	49	44	49
Ni	273	301	309	305	265	291
V	268	287	266	261	261	271
Cr	489	555	510	500	468	503

(M-10, M-9, M-8, M-14): Mñas. del Fuego, campo de hornitos del NO. (M-31, M-25): Mñas. del Fuego, campo de hornitos del SE.

Analistas: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología (M.N.C.N.).

Tabla 5 (continuación)

	5.ª Fase							
	M-1	M-4	M-5	M-7	M-22	M-41	M-3	MC-1
SiO ₂	49,56	49,73	49,36	48,43	49,60	50,15	50,71	49,88
TiO ₂	2,36	2,23	2,39	2,44	2,50	2,14	2,22	2,49
Al ₂ O ₃	13,68	13,66	13,78	13,94	13,92	14,39	12,92	13,73
Fe ₂ O ₃	1,46	3,87	2,23	3,64	3,27	1,42	2,94	3,5
FeO	9,22	6,86	8,26	7,42	7,71	8,96	7,73	7,58
MnO	0,14	0,14	0,13	0,15	0,15	0,13	0,14	0,14
MgO	9,21	9,17	9,90	9,29	8,25	9,07	10,07	8,45
CaO	9,28	9,31	9,34	9,39	9,52	9,09	8,9	9,32
Na ₂ O	3,12	3,17	3,38	3,6	3,46	2,95	3,19	3,26
K ₂ O ₅	0,57	0,56	0,63	0,66	0,65	0,55	0,62	0,61
P ₂ O ₅	0,24	0,24	0,38	0,41	0,35	0,24	0,3	0,29
Or	3,4	3,3	3,7	3,9	3,8	3,3	3,7	3,6
Ab	26,4	26,8	28,6	30,5	24,9	24,9	26,9	27,6
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0
An	21,6	21,4	20,6	19,9	20,5	24,4	19,1	21
Di	18,5	18,5	18,7	19,2	19,6	30,2	18,5	18,7
Hy	10,3	14,9	4,8	0,4	8,3	17	16,5	14,3
Ol	11,4	3,6	14,7	14,7	7,5	7,3	5,8	3,6
Mt	2,1	5,9	3,5	5,3	4,7	2,1	4,3	5,1
Hm	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilm	4,5	4,3	4,5	4,6	4,8	4,1	4,2	4,7
Ap	0,6	0,6	0,9	0,9	0,6	0,6	0,7	0,7
Rb	13	12	18	16	16	16	7	11
Ba	229	229	305	300	302	229	237	203
Sr	366	343	506	524	485	358	398	437
La	19	18	33	35	28	15	22	20
Ce	28	28	60	58	48	18	34	39
Th	5	4	5	7	3	2	4	5
Y	19	18	19	18	20	17	19	24
Zr	152	139	176	192	186	132	162	195
Nb	25	25	36	35	39	23	28	37
Cu	83	73	70	67	75	70	72	74
Co	53	47	40	38	42	41	48	47
Ni	260	258	281	287	303	296	333	243
V	254	254	274	252	260	233	247	235
Cr	500	511	485	481	481	498	534	464

(M-1, M-4, M-5, M-7, M-22, M-41): Mña. de las Nueces. (M-3, MC-1): Mña. Colorada.

Analistas: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología (M.N.C.N.).

te llegan en su evolución desde las basanitas a los basaltos alcalinos, con una seriación casi continua, los materiales lávicos de 1730 muestran una gran diversificación de tipologías, que se hace evidente aún dentro de cada una de las diferentes fases, entrando en todos los casos a partir de la 2.ª fase, en el campo de las toleítas olivínicas.

Las erupciones iniciales de la Caldera de Los Cuervos tienen predominio de materiales lávicos extraordinariamente básicos (basanitas nefelínicas). El siguiente episodio, Pico Partido, se inicia con materiales básicos y próximos a los emitidos por la Caldera de Los Cuervos, pero en el transcurso de la erupción estos materiales se diversifican en basaltos alcalinos

y toleítas olivínicas. En la siguiente fase, Mñas. del Señalo, la evolución es aún más extrema hacia el campo de las toleítas olivínicas. Esta pauta de variación composicional es igualmente evidente en los episodios eruptivos siguientes de la erupción de 1730, característica que se acentúa en sus fases finales, como se evidencia en los materiales emitidos por Mñas. de Las Nueces y Mña. Colorada.

La presencia de términos de tendencia toleítica en las erupciones basálticas del siglo XVIII constituye una de las peculiaridades más controvertidas de este volcanismo, como fue puesto de manifiesto por Fúster y otros (1968) a partir de los datos analíticos de Fúster, Ibarrola y López Ruiz (1966) y de Ibarrola y

Tabla 6.—Composición química: Elementos mayores, menores y norma C.I.P.W. de los materiales del Grupo II (Fase volcánica de dudosa asignación a 1730), y de la erupción de 1824.

	GRUPO II					ERUPCION DE 1824			
	E-3	M-32	M-34	E-5	E-4	L-79	L-64	L-62	L-63
SiO ₂	41,54	44,04	43,64	43,72	42,58	43,34	43,98	43,64	43,46
TiO ₂	2,89	2,97	2,63	2,66	3,13	2,67	2,52	2,59	2,71
Al ₂ O ₃	11,35	12,83	12,5	11,54	12,33	12,14	12,07	11,63	12,23
Fe ₂ O ₃	7,46	3,24	2,7	9,64	8,34	3,02	1,85	2,37	3,92
FeO	5,43	8,57	9,03	2,97	3,95	8,25	9,22	8,84	7,53
MnO	0,22	0,18	0,18	0,2	0,21	0,16	0,15	0,16	0,16
MgO	14,11	11,26	12,11	12,64	13,73	13,44	12,27	14,52	12,27
CaO	10,19	10,56	10,82	10,75	10,19	10,27	10,67	10,37	10,74
Na ₂ O	3,05	3,24	3,32	3,03	2,38	3,25	3,43	2,73	3,16
K ₂ O ₅	1,26	1,25	1,05	0,88	1,11	1,25	1,19	1,2	1,28
P ₂ O ₅	1,01	0,61	0,77	0,75	0,7	0,87	0,91	0,77	0,89
Or	7,5	7,4	6,2	5,2	6,5	7,4	7	7,1	7,6
Ab	9,9	11,2	9,4	16,8	14,1	8,8	9,3	8,4	10,5
Ne	8,6	8,8	10,1	4,7	3,3	10,1	10,7	7,9	8,8
An	13,5	16,9	16,1	15,3	19,7	14,8	14	15,9	15,4
Di	23,7	25,2	26,1	25,8	20,5	24,2	26,5	24,3	25,5
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	16,9	17,6	20,1	13,6	17,3	21,8	21,2	24,9	17,8
Mt	9,8	4,7	3,9	2,5	4,3	4,4	2,7	3,4	5,7
Hm	0,7	0	0	7,9	5,3	0	0	0	0
Ilm	5,5	5,6	5	5,1	5,9	5,1	4,8	4,9	5,2
Ap	2,4	1,4	1,8	1,8	1,7	2,1	2,2	1,8	2,1
Rb	33	29	25	22	28	31	25	24	21
Ba	632	557	565	514	581	604	587	500	564
Sr	919	623	794	806	732	852	754	618	752
La	76	48	71	67	63	72	66	53	62
Ce	121	77	114	114	102	122	134	97	125
Th	13	7	9	12	12	11	9	7	9
Y	24	22	22	23	22	24	23	25	22
Zr	306	259	232	248	267	262	246	235	242
Nb	81	64	60	70	73	75	94	72	75
Cu	39	64	67	73	70	61	59	55	52
Co	67	49	50	62	72	47	46	43	41
Ni	560	266	332	447	539	399	283	401	301
V	304	355	315	314	331	311	233	298	260
Cr	769	516	633	706	715	630	525	653	498

(E-3): Mña. de las Junqueras. (M-32): Mña. de Mazo. (M-34): ídem. (E-5): Timanfaya antiguo. (E-4): Caldera del Corazoncillo. (L-79): Volcán Nuevo del Fuego. (L-64): Volcán de Tao. (L-62): Tinguatón. (L-63): Tinguatón.
Analistas: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología (M.N.C.N.).

López Ruiz (1967), trabajos donde se indicaba el carácter más ácido de los materiales basálticos correspondientes a la erupción de 1730 en relación con los de la de 1824. Posteriormente Brandle y Fernández Santín (1976, 1979) pusieron en duda el carácter toleítico real de este volcanismo. Los datos geoquímicos obtenidos en este trabajo confirman sin embargo que parte de los puntos proyectivos en el diagrama sílice-álcalis (fig. 7) quedan incluidos inequívocamente en el campo toleítico, aun cuando la mayoría de los términos presenten marcado carácter alcalino.

Petrología de elementos mayores

El examen en detalle de los datos geoquímicos de los materiales de 1730 pone en evidencia la diversidad composicional en lo referente a sus concentraciones en elementos mayoritarios, como se había puesto en evidencia con la aplicación de criterios normativos para su clasificación. Especialmente significativas son las variaciones en el contenido de sílice, por lo que supone un elemento discriminante en su confrontación con los restantes óxidos mayoritarios.

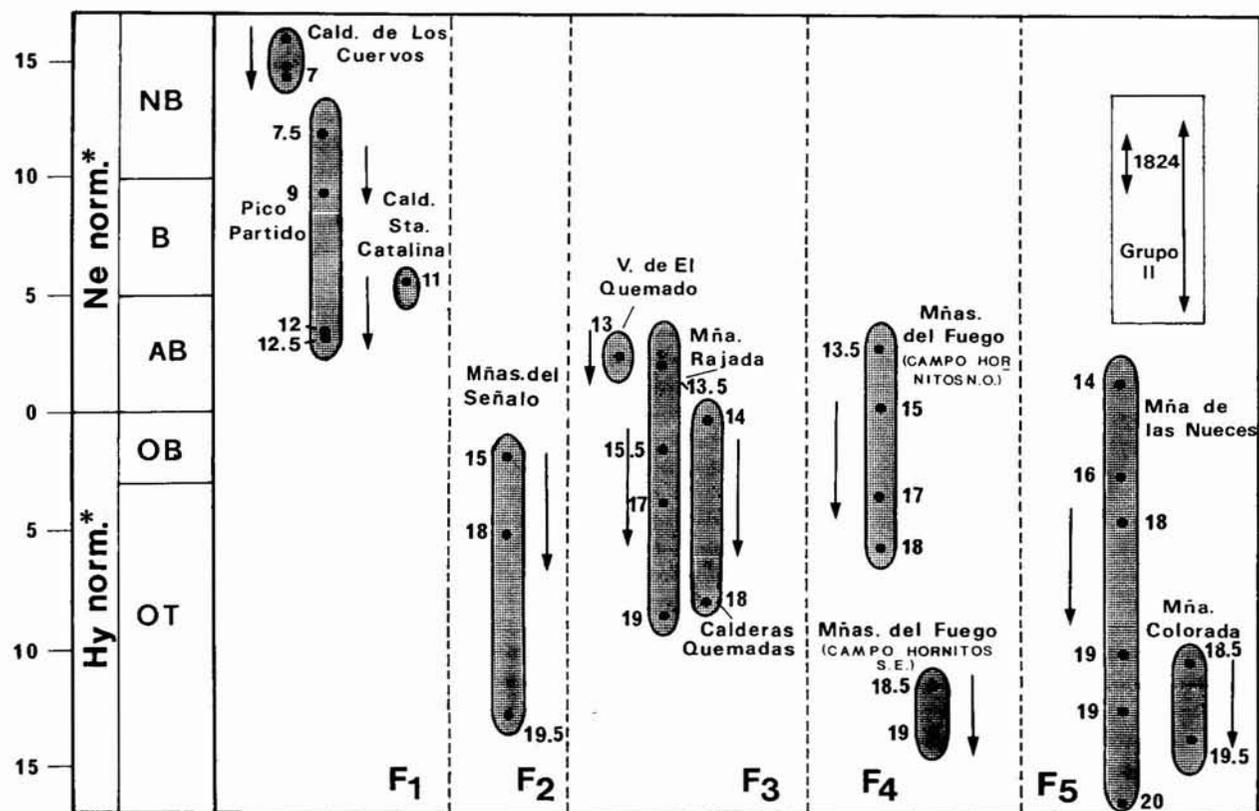


Fig. 6.—Representación de los valores normativos de nefelina e hiperstena (normalizados a $Fe_2O_3 \leq 1,5$) de lavas procedentes de edificios volcánicos de la erupción de 1730, agrupados por fases (F1 a F5) que se indican en su orden de sucesión. Como elemento de referencia se representan los valores obtenidos a partir de muestras de la erupción de 1824 y de edificios volcánicos del Grupo II (ver tabla 1), anteriores a 1730 (en recuadro). Los valores numéricos indicados en la figura indican los porcentajes de fusión parcial. NB: Basanitas nefelínicas; B: Basanitas; AO: Basaltos alcalinos; OB: Basaltos olivínicos; OT: Toleititas olivínicas. Explicación en el texto.

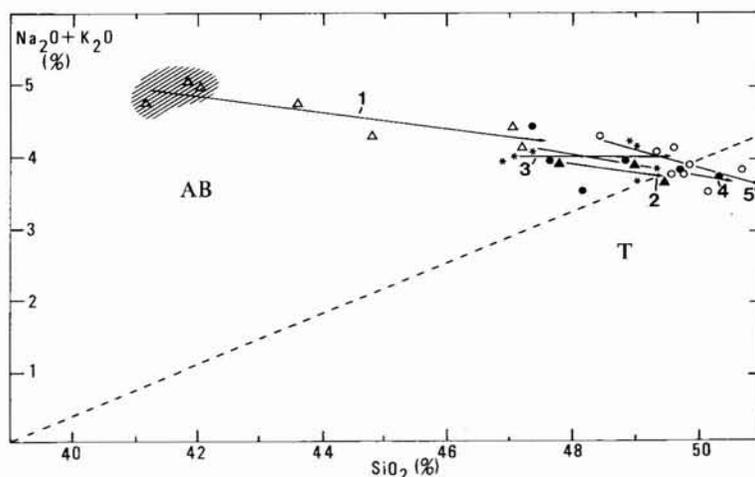


Fig. 7.—Diagrama sílice-álcalis de materiales lávicos de la erupción de 1730. Las flechas indican el orden de emisión de estos materiales, agrupados en fases (1 al 5). Triángulos vacíos: Fase 1 (en rayado la Caldera de Los Cuervos, primer centro de emisión); Idem llenos: Fase 2; asteriscos: Fase 3; círculos llenos: Fase 4; Idem vacíos: Fase 5. AB: Campo de los basaltos alcalinos; T: Idem de las toleititas. Explicación en el texto.

Los materiales emitidos durante la primera fase presentan importantes variaciones en composición, mientras que en las fases eruptivas posteriores la dispersión composicional es más restringida, tendiendo a agruparse en un rango similar —donde predominan los términos más silíceos— que enlaza en todos los casos con los valores correspondientes al final de la primera fase (ver fig. 7).

Los diagramas de variación interelemental, indicados en la figura 8, presentan correlaciones poco significativas en relación con el incremento de sílice, a excepción de las marcadas variaciones observables en

los contenidos en magnesio, potasio, fósforo, y en menor proporción, el titanio. Es precisamente la disminución en la concentración de potasio al progresar la erupción, el factor responsable de que los puntos proyectivos correspondientes a la confrontación de los contenidos en sílice frente a la suma de álcalis —indicados en la fig. 7— converjan hacia el campo de la serie toleítica, ya que, en contraposición, el contenido en sodio presenta pocas variaciones a lo largo del proceso eruptivo (ver fig. 8).

En términos generales puede establecerse que, si exceptuamos el ligero incremento en el contenido en

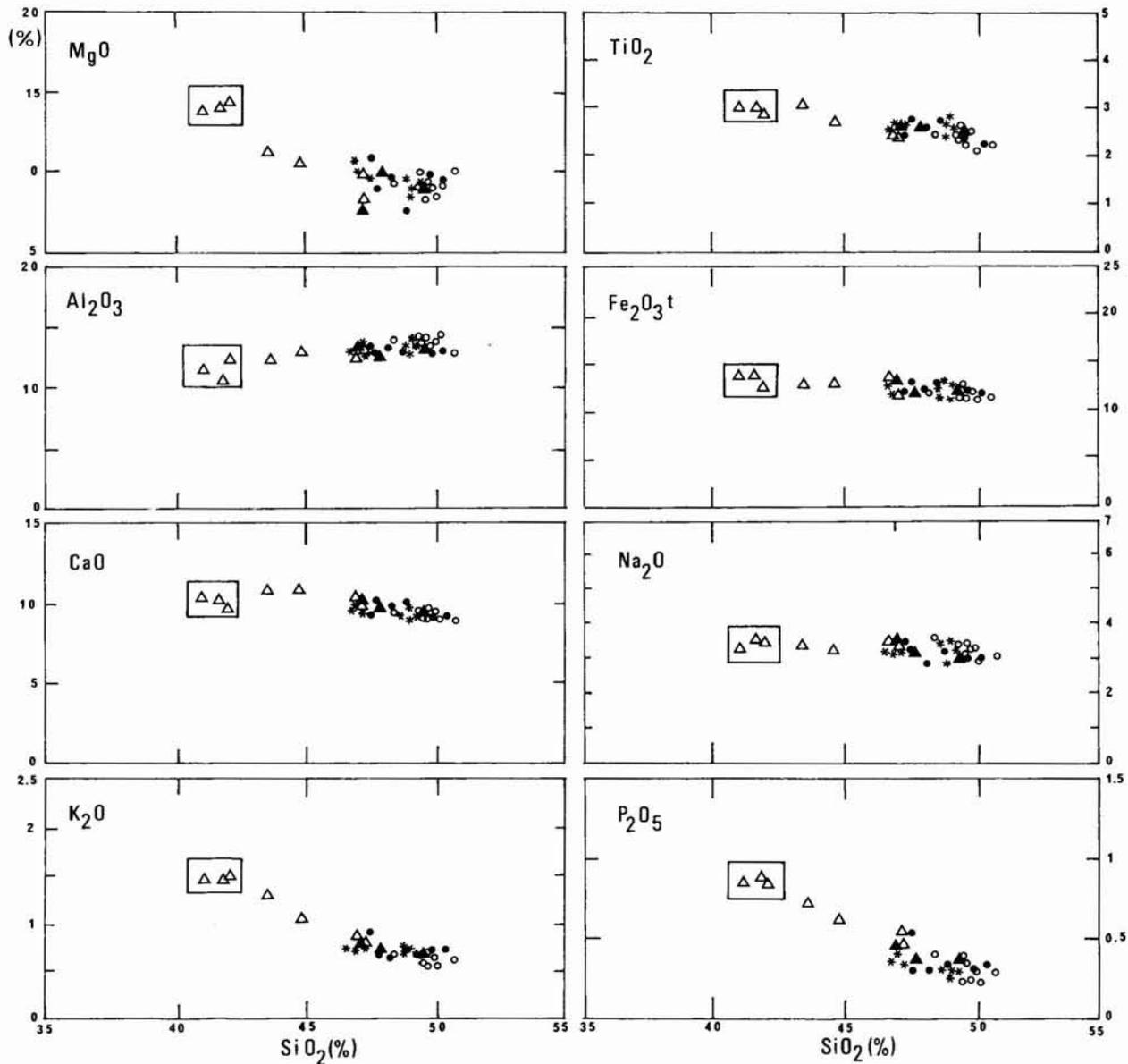


Fig. 8.—Diagramas de variación de elementos mayores (en %) de lavas de erupción de 1730 (símbolos como en la fig. 7). En recuadro la Caldera de Los Cuervos, primer centro de emisión de la erupción. Explicación en el texto.

aluminio y las variaciones poco significativas de hierro, calcio y sodio, los restantes componentes mayoritarios presentan variaciones geoquímicas tendentes a disminuir paulatinamente sus concentraciones a medida que se desarrolla la erupción.

Evolución petrogenética

La identificación y evaluación del comportamiento que presentan los elementos minoritarios o traza hacen posible, por sus peculiaridades de bajo coeficiente de reparto, una aproximación al conocimiento del proceso petrogenético. Se pueden llegar a establecer las características de los magmas responsables del volcanismo y evaluar y cuantificar la incidencia que los procesos petrogenéticos —fusión parcial y cristalización fraccionada— han tenido en el condicionamiento de las características composicionales observadas en los materiales emitidos en esta erupción.

La metodología petrogenética utilizada en este trabajo ha sido extensamente desarrollada por diversos autores (Allegre y otros, 1977; Minster y Allegre, 1978; Minster y otros, 1977; Joron y Treuil, 1977; Allegre y Minster, 1978; Joron y otros, 1978), y ha sido recientemente resumida por López Ruiz (1986). Su aplicación al estudio de los materiales volcánicos de la erupción de 1730 se ha realizado mediante el planteamiento de diagramas binarios. En estos se confrontan concentraciones elementales de un elemento fuertemente incompatible (La y/o Ce), con bajos coeficientes de reparto ($D \ll 1$) y cuya concentración es poco afectada por procesos de segregación de fases minerales, frente a otros que son susceptibles de ser incorporados en las fases mineralógicas de temprana cristalización. Los resultados obtenidos (fig. 9) indican que en el caso de elementos que presentan coeficientes de reparto semejantes, como La y Ce, las relaciones interelementales muestran una marcada correspondencia lineal para todos los materiales analizados. Este hecho sería indicativo de que, en su conjunto, todos los productos emitidos durante la erupción de 1730 proceden de un material originario de composición semejante. Esta consideración puede asimismo hacerse extensiva a las relaciones entre el La (o Ce) y otros elementos como Nb, Zr, Rb, Ba y Sr, que, aun cuando tienen coeficientes de reparto mayores que el elemento de referencia, presentan una marcada correlación. Se evidencia sin embargo una cierta dispersión de los valores composicionales de Rb y Zr en los materiales emitidos en la segunda parte del episodio eruptivo. Por el contrario las relaciones entre los contenidos en Cr y Ni frente al La evidencian una marcada falta de correspondencia interelemental y la tendencia a pre-

sentar pocas variaciones frente al elemento de referencia.

Las relaciones observadas serían indicativas de que en el proceso petrogenético evolutivo del volcanismo, los mecanismos de cristalización y separación de fases minerales —plagioclasa, anfíbol y otras que virtualmente controlan el contenido de Rb, Ba, Sr, etc.— no han intervenido de forma significativa. Sí han tenido un papel relevante fases minerales como olivino, clinopiroxeno y magnetita, que básicamente controlan los contenidos de Cr y Ni. Estas consideraciones se corresponden con las observaciones petrográficas, en las que se ha indicado que en la práctica solamente los fenocristales de olivino, conjuntamente con clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti, constituyen las fases predominantes.

Se hace patente en todos los casos que en el proceso de evolución de las diferentes etapas del volcanismo, desde las primeras fases de la Caldera de Los Cuervos y Pico Partido hasta las fases finales de Mña. de Las Nueces y Mña. Colorada, se ha generado un progresivo empobrecimiento en elementos fuertemente incompatibles y otros afines, llegando a valores de deflación extremos. Este empobrecimiento estaría relacionado con un extendido proceso de fusión parcial, que en los primeros estadios originaría fundidos relativamente enriquecidos en elementos incompatibles, tal como se observa en los materiales de la Caldera de Los Cuervos y primeros episodios de Pico Partido, y que al progresar originaría la continua extracción de materiales lávicos. Se producirían así líquidos progresivamente más empobrecidos, a causa de la deflación originada en consonancia con el volumen de material emitido. Aun cuando este proceso de deflación puede seguirse sistemáticamente durante las diferentes fases eruptivas, debe sin embargo señalarse que, con el reinicio de cada fase, se observan incrementos en los contenidos de elementos incompatibles, lo que sugiere el aporte de nuevos fundidos enriquecidos. Estas pautas se hacen particularmente evidentes en las últimas fases de la erupción, donde el rango composicional es más extremo.

Las variaciones composicionales de los elementos compatibles, Cr y Ni, no están sujetas a las mismas pautas de comportamiento que en el caso de los elementos incompatibles: Sus concentraciones están relacionadas con el grado de cristalización y segregación de minerales ferromagnesianos a lo largo del proceso eruptivo. La identificación de la existencia de procesos de cristalización fraccionada puede establecerse mediante el empleo de diagramas de relaciones logarítmicas interelementales como los propuestos por Allegre y Minster (1978), Minster y Allegre (1978), y Joron y otros (1978). En concreto, la relación Log Cr/Log Ni , indicada en la figura 10, señala inequívocamente la existencia de procesos de

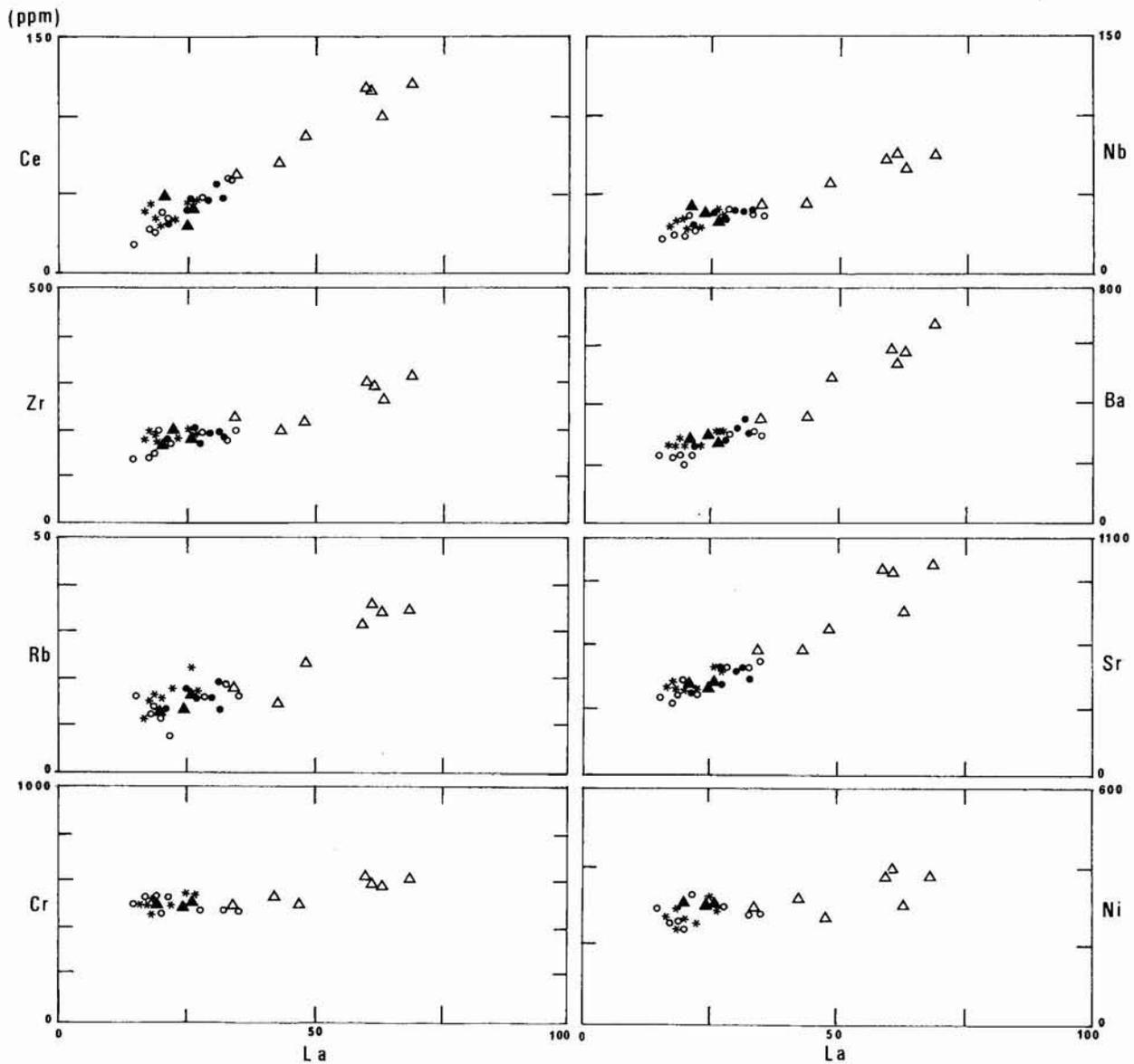


Fig. 9.—Diagramas de variación de elementos traza (en ppm) en lavas de la erupción de 1730. Símbolos como en la fig. 7. Explicación en el texto.

fraccionación superpuestos a los de fusión parcial durante todas las fases del proceso eruptivo, aun cuando la fusión parcial sea totalmente predominante.

Modelo Petrológico

Ya se indicó anteriormente la peculiaridad del proceso eruptivo de 1730-36 en relación con el volcanismo reciente de Canarias, destacando su larga duración y el elevado volumen de material lávico emitido, la continua migración de los centros de emisión a lo largo de una extensa fractura y la existencia de

diferentes fases eruptivas con importantes variaciones composicionales, cada una de ellas con varios centros de emisión diferenciados. Esta gran complejidad de la erupción hace difícil la formulación de un modelo petrogenético único, capaz de armonizar los factores ya indicados: sucesión de eventos eruptivos, cambios en la composición de las lavas, etc. El objetivo propuesto por el cálculo numérico trata de establecer y cuantificar la incidencia que han tenido los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada en la generación y evolución de los magmas, utilizando un mecanismo semejante al propuesto por

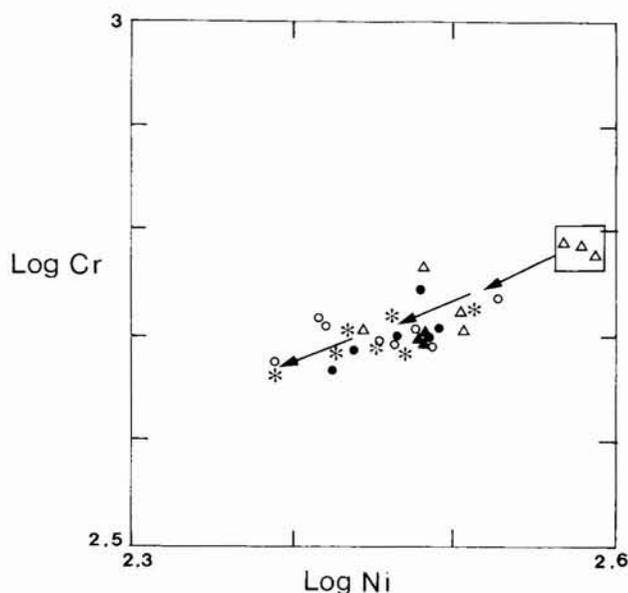


Fig. 10.—Relación cromo-níquel de lavas de 1730. Símbolos como en la fig. 7. Explicación en el texto.

Bardsley y Briggs (1984) en las aproximaciones consecutivas entre los valores observados y los calculados. En el planteamiento del modelo se ha tratado de establecer la composición del material de partida del que derivaron los productos de la erupción de 1730, optándose por uno de características mineralógicas próximas a las de los enclaves peridotíticos en cantidades muy elevadas en las lavas de 1730.

La concentración elemental del material primario se ha evaluado a partir de los materiales procedentes de la Caldera de Los Cuervos, centro de emisión con el que se inicia la erupción de 1730, constituidos por basaltos poco diferenciados ($n.^{\circ}$ de Mg > 0,70) y con altos contenidos de níquel, que podrían considerarse representativos primarios o parentales, tal como sugieren Frey *et al.* (1978). A partir de la composición modal del material primario propuesto por Allegre *et al.* (1973) y de la valoración de las concentraciones en elementos traza de los materiales originales (tabla 7) se ha planteado un proceso de fusión parcial fraccionada y/o en equilibrio, bajo condiciones modales, como mecanismo responsable de la génesis de los magmas, cuya segregación continuamente a medida que se forman permite la alimentación de las cámaras magmáticas.

El cómputo numérico se ha efectuado en base a las ecuaciones de Shaw (1970, 1979) sobre modelos de fraccionación de elementos traza durante los procesos de fusión, mientras que los valores de los coeficientes de reparto globales se han calculado en base a las proporciones modales de las fases mineralógicas de los materiales primarios y de los coeficientes de reparto cristal/líquido seleccionados por López

Tabla 7.—Composición del material original (ppm).

Rb	2
Ba	40-42
Sr	70-72
La	4-5
Ce	7-8
Th	0,5-1,0
Y	2-3
Zr	20-22
Nb	6-8
Co	90-100
Ni	2.000
V	150-160
Cr	1.600

Ruiz y Rodríguez Badiola (1985) y Pearce y Norry (1979). El cálculo se hace extensivo a valores de fusión parcial comprendidos entre 5 y 25 %, con objeto de cubrir el amplio rango composicional —basaltos, toleítas olivínicas— observados en los materiales emitidos durante la erupción de 1730. Sobre los resultados teóricos resultantes de la fusión parcial se superpone un proceso de cristalización fraccionada, según las ecuaciones de Rayleigh (1896) y Arth (1976), que simulan la separación de proporciones variables de olivino, clinopiroxeno y magnetita.

Los resultados obtenidos con la utilización de elementos trazadores del proceso petrogenético se presentan en la figura 11, donde se han proyectado los valores analíticos obtenidos, sobre las curvas teóricas resultantes del modelo de fusión parcial y fraccionación propuesto, en correspondencia con los valores de F, representativos de las proporciones de líquido segregado. Se evidencia así una marcada coincidencia entre los valores teóricos que potencialmente se podrían derivar del modelo petrogenético propuesto y los valores analíticos observados; esta correspondencia es patente en lo que concierne fundamentalmente a los elementos incompatibles y en particular a los materiales emitidos durante la primera parte de la erupción. Las disgresiones del modelo que se observan en los contenidos de algunos elementos —Zr, Y y Rb— en las siguientes etapas de la erupción pueden ser indicativas de variaciones composicionales de las paragénesis de los materiales primarios —como la presencia de flogopita (Sagredo, 1969)—, que condicionarían el aumento de la concentración de estos elementos en el fundido. En cuanto a los elementos compatibles —Cr y Ni—, se observa una mayor dispersión composicional en relación a las curvas teóricas de fusión parcial y cristalización, lo que podría explicarse por el carácter global del proceso de fraccionación testado, que no contempla algunos de los procesos de acumulación de fenocristales de olivino.

Como síntesis de este modelo se deduce que los

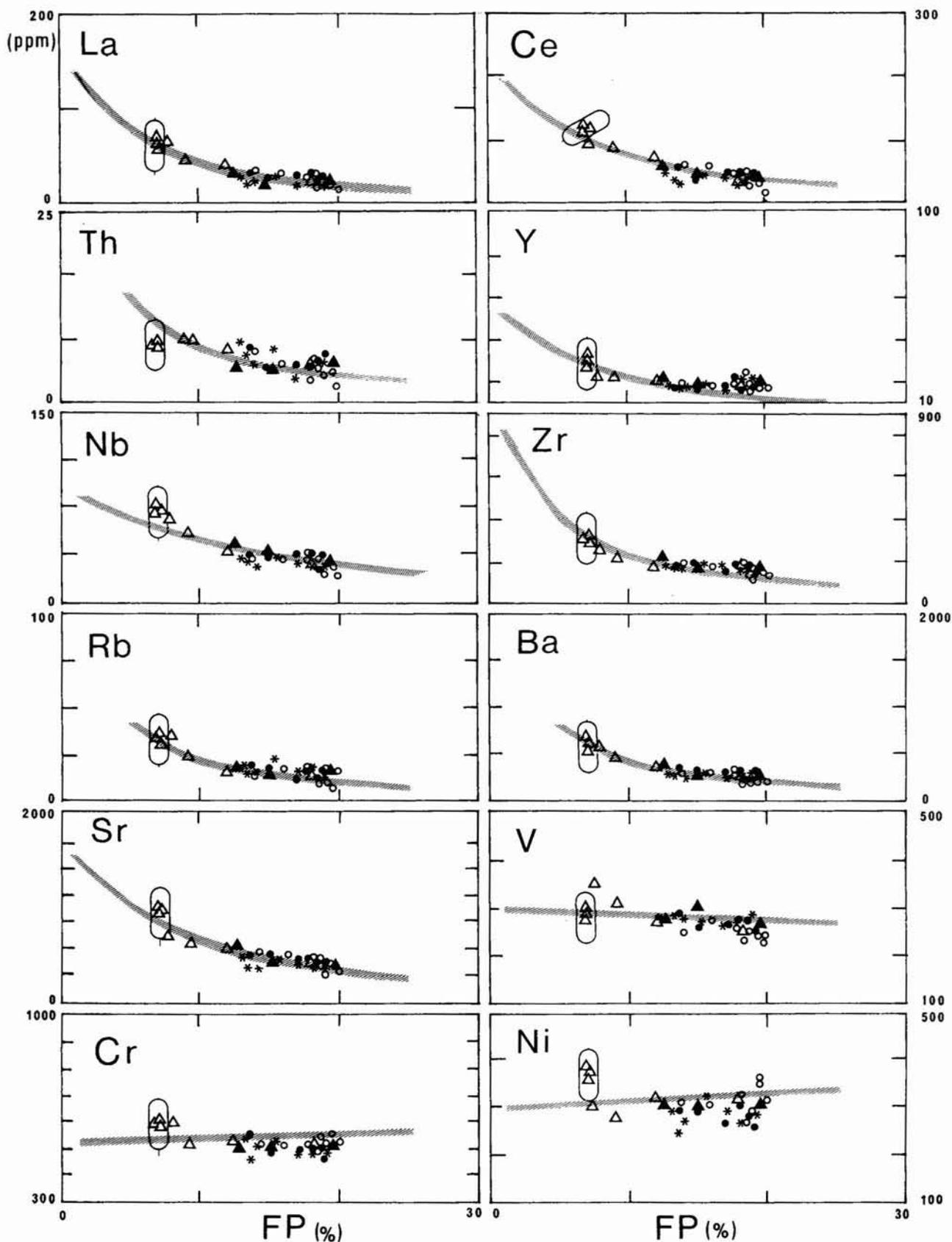


Fig. 11.—Relaciones composicionales entre la curva teórica resultante del proceso de fusión parcial propuesto y los valores experimentales obtenidos para las diferentes fases volcánicas de la erupción de 1730. Explicación en el texto.

términos *basaníticos* estarían relacionados con bajas tasas de fusión parcial (7-7,5 %), los *basaltos olivínicos* y *alcalinos* con valores comprendidos entre el 12-15 % y los términos *basálticos con tendencias toleíticas* se corresponderían con tasas de segregación superiores al 17 %, alcanzando límites cercanos al 20 %, resultados congruentes con los propuestos por Frey y otros (1978). Por otra parte, los líquidos originados por fusión parcial han sufrido un proceso de cristalización fraccionada general, que ha supuesto la segregación de cristales de olivino, clinopiroxeno y magnetita y de líquidos residuales en proporciones elevadas (93-95 %). Esta valoración se ha efectuado mediante balance de masas (Bryan y otros, 1969; Morris, 1984), deduciendo la cuantificación de las fases minerales (ver tabla 4) que han intervenido en el sistema, a partir de las composiciones de los magmas iniciales y sus derivados.

Estos resultados sugieren la existencia de variaciones en los mecanismos de generación de los magmas responsables de la erupción de 1730. La fase inicial de la erupción (Caldera de Los Cuervos, Caldera de Sta. Catalina y Pico Partido) respondería a un mecanismo magmático bajo condiciones de presión y temperatura semejantes a las que han dado lugar a las erupciones recientes de Lanzarote y del Archipiélago, con bajos grados de fusión y magmas relativamente enriquecidos en elementos incompatibles. Es en las etapas siguientes donde la erupción de 1730 adquiere su carácter singular, con un empobrecimiento sistemático de estos elementos y en las que los magmas evolucionan hacia contenidos en elementos trazas alejados de la composición originaria, hecho que parece indicar que, a partir de la primera fase, cambian las condiciones termodinámicas responsables del magmatismo.

De acuerdo con los datos experimentales de Green y Ringwood (1967) y Green (1971), la composición de los magmas basálticos generados por procesos de fusión parcial no es determinada por la profundidad a la que tiene lugar el proceso de fusión, sino por aquella en la que el magma se separa del residuo cristalino. Aun cuando los procesos de generación de los magmas en el manto son complejos, los resultados experimentales obtenidos por estos autores indican que a profundidades superiores a los 70 km y con bajas tasas de fusión se segregarían magmas de naturaleza basanítica; a 35-70 km y grados de fusión parcial moderados se producirían líquidos basálticos alcalinos y a 15-35 km y elevados índices de fusión los líquidos cambiarían hacia toleítas olivínicas.

Implicaciones en el sistema de alimentación interna de la erupción de 1730

Las conclusiones que hemos alcanzado en el estudio petrológico de los materiales de 1730, nos permi-

ten abordar, siquiera sea tentativamente, un modelo del sistema de alimentación magmática de esta erupción.

En la compleja historia de esta erupción, resultado de múltiples eventos de generación de magma por procesos de fusión parcial, parecen evidenciarse dos estadios claramente diferenciados. En el primero de ellos, correspondiente a la fase inicial (Caldera de Los Cuervos) el magma se habría generado a profundidades por encima de los 70 km, en la vertical del eje estructural. La emisión de materiales inicialmente muy poco diferenciados (basanitas nefelínicas) se produciría de forma similar a las restantes erupciones recientes de Lanzarote, por conductos asociados al eje estructural, sin que sea evidente una alineación definida de los aparatos volcánicos. En el desarrollo de esta fase, cuya duración (unos 3-5 meses) hubiera sido asimismo normal en las erupciones de este tipo en Canarias, se produce una evolución desde los términos basaníticos hacia basaltos alcalinos. En algún momento de esta primera fase, el frente de generación de magma se desplaza en sentido lateral y hacia arriba a favor de una fractura de gran desarrollo asociada al eje estructural, emplazándose a profundidad intermedia (entre 70 y 35 km).

Finalizada la primera fase, la erupción entra en el segundo estadio, adquiriendo a partir de él un comportamiento anómalo en relación con la historia volcánica —al menos la reciente— del Archipiélago. En todo el resto de la erupción los materiales emitidos se generan en este nivel intermedio, produciéndose varias fases eruptivas que alternan con períodos de reposo. En cada una de estas fases eruptivas los materiales iniciales son siempre basaltos alcalinos, evolucionando en su desarrollo hacia términos toleíticos (fig. 12). Esta pauta constante de emisión de basaltos alcalinos-evolución a toleítas-reposo-basaltos alcalinos, parece sugerir que esta zona de magmatismo intermedia funcionó como un sistema semicerrado, en que las altas tasas de material emitido superaban a la capacidad de realimentación del sistema, permitiendo la rápida evolución del magma en cada evento eruptivo; los períodos de reposo favorecerían esa realimentación, volviendo los magmas a su composición basáltica inicial. En las emisiones muy seguidas, sin apenas período de reposo, se evidencia este fenómeno, al reiniciarse la emisión con materiales que no llegan a recuperar totalmente la composición inicial, como se ilustra en el caso de la Mña. Colorada (fig. 12).

La presencia de esta zona intermedia de producción de magma, de gran desarrollo longitudinal congruente con el eje estructural, se pone de manifiesto asimismo en el transcurso de las fases 2 y 3 de la erupción, en las que las emisiones se producen sin solución de continuidad en puntos muy alejados de la

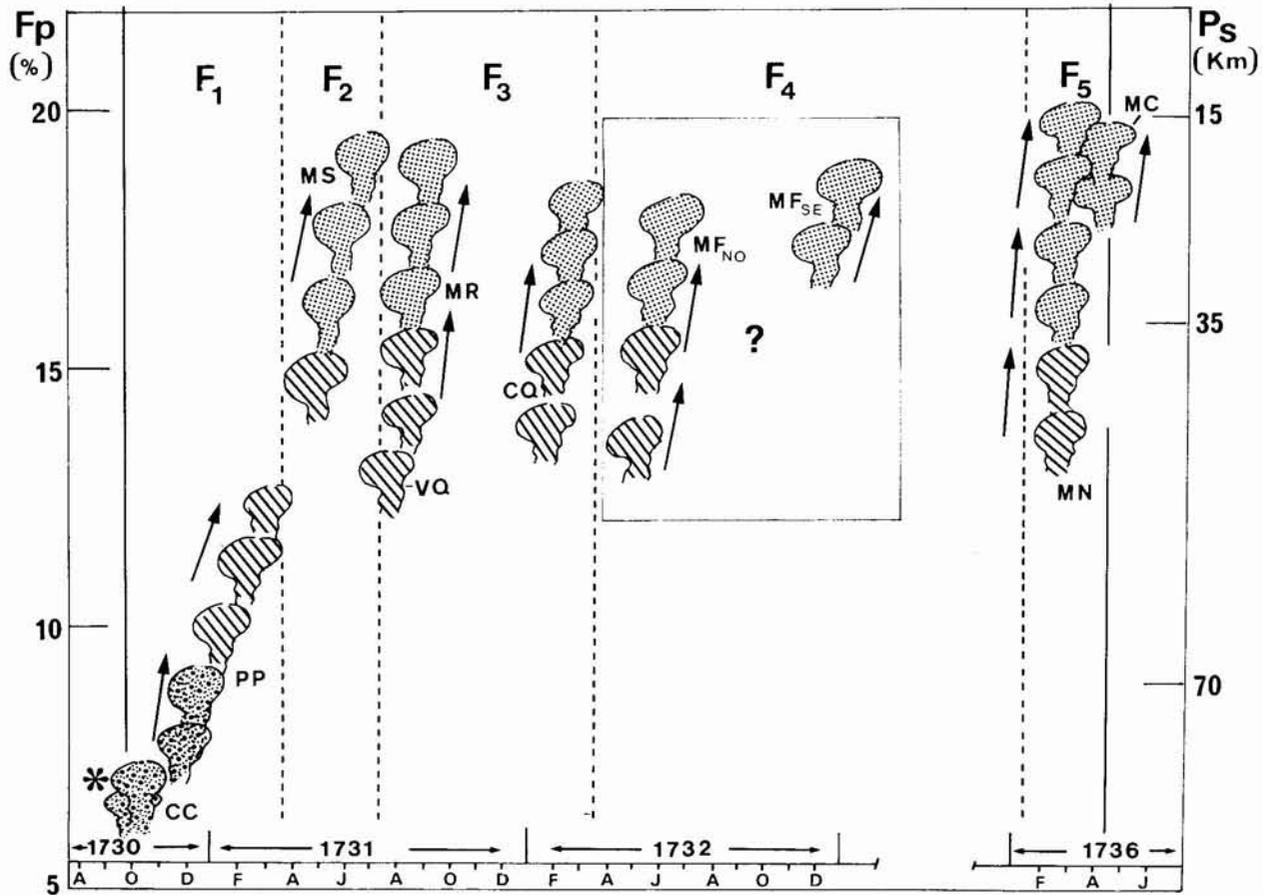


Fig. 12.—Representación esquemática de las variaciones en las tasas de fusión parcial calculadas en el desarrollo de las sucesivas fases eruptivas de 1730. El inicio y duración de los episodios volcánicos se ha deducido de los relatos de la época. CC, PP, etc., como en la fig. 1. Punteado irregular: Basanitas; Rayado: Basaltos; Punteado regular: Toleítas. Explicación en el texto.

fractura (al menos 13 km, ya que las emisiones de la 3.ª fase parecen iniciarse mar adentro en el extremo occidental de la fractura, en cuyo caso esa distancia podría ser considerablemente mayor), lo que parece indicar la llegada a la superficie de forma independiente de materiales (basaltos alcalinos) procedentes de esta zona intermedia de generación.

Parece, pues, que esta derivación hacia una profundidad intermedia del área de generación de magma sería la circunstancia específica que confiere a la erupción de Lanzarote de 1730 su carácter peculiar, explicando su larga duración y la anómala composición toleítica de las lavas, no representadas en las demás erupciones del Archipiélago.

Implicaciones de la erupción de 1730 en la evaluación del Riesgo Volcánico en Lanzarote

Las conclusiones obtenidas en el estudio de la erupción de 1730 nos permiten abordar el análisis del

riesgo volcánico en Lanzarote para erupciones de similares características. La generación de diversos escenarios posibles permite la evaluación del riesgo volcánico correspondiente a cada uno de ellos. Los criterios de partida para estos escenarios son: a) Erupción en una isla similar a la actual en población e infraestructura; b) mecanismos eruptivos asimismo de parecidas características a los de la erupción de 1730 (fisural, de explosividad relativamente baja, con los centros eruptivos alineados preferentemente a lo largo de una fractura principal, piroclastos extendidos en la dirección dominante del viento —hacia el segundo y tercer cuadrantes— y lavas fluidas o muy fluidas discurriendo a favor de las pendientes topográficas hasta alcanzar el mar.

Con estos condicionantes se han elaborado los escenarios que se indican en la figura 13, que no son sino variaciones logradas al modificar la longitud y ubicación de la fractura eruptiva. Teniendo en cuenta la presencia de las barreras topográficas formadas por las alineaciones paralelas de conos volcánicos an-

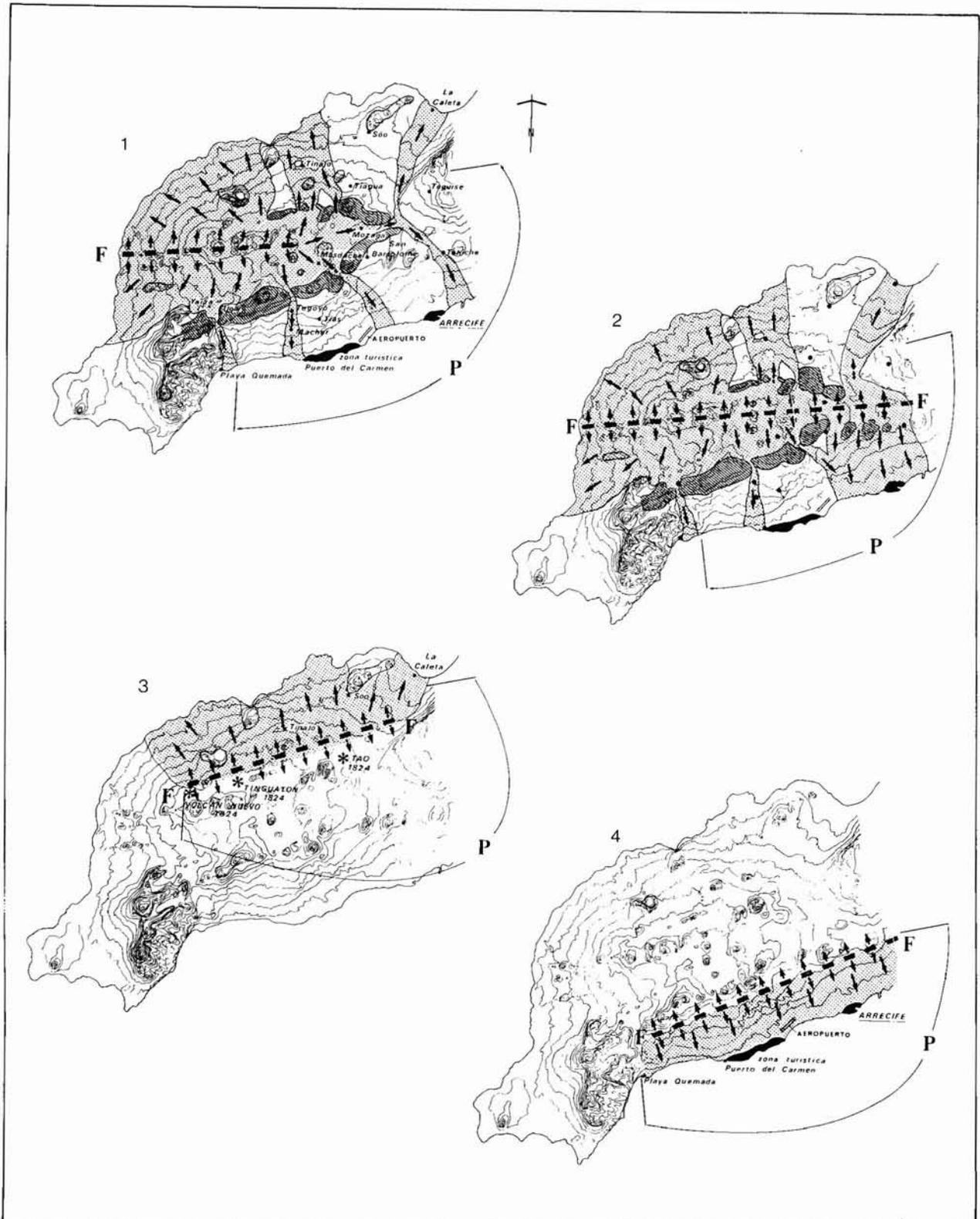


Fig. 13.—Diferentes escenarios en la evaluación del riesgo volcánico de una erupción de características parecidas a la de 1730. F: Fractura eruptiva; Rayado: Barreras topográficas-alineación de conos volcánicos; Punteado: Área previsiblemente afectada por coladas lávicas; P: Área de dispersión de piroclastos. Explicación en el texto.

teriores (rayado en la fig. 13) y adoptando el criterio de que las lavas pueden remontar por relleno obstructivos de hasta 30 m de altura es posible evaluar con alguna aproximación los efectos de una futura erupción volcánica sobre la isla.

En el primero de estos escenarios (fig. 13-1) se ha supuesto que la fisura eruptiva es similar en desarrollo y se localiza aproximadamente en el mismo entorno de la producida en 1730, y en cualquier caso, dentro del ángulo definido por las alineaciones o barreras topográficas mencionadas. En esta hipótesis las lavas fluirían y rellenarían una zona aproximadamente similar a la de 1730.

El segundo escenario (fig. 13-2) contempla la posibilidad de que una fisura eruptiva de similares características a la del escenario anterior se prolongue hacia el Este, sobrepasando el punto de intersección de las alineaciones —barreras topográficas hasta llegar a los afloramientos de los basaltos de la Serie Antigua de Famara.

En el tercer escenario (fig. 13-3) la fisura eruptiva actúa solamente al norte de la alineación más septentrional, en condiciones muy similares a la erupción de 1824. Es ahora la propia alineación de volcanes de 1730 y 1824 la que reforzaría la barrera topográfica hacia el sur, aislando la parte central y meridional de la isla del posible flujo de coladas.

Finalmente, en el cuarto escenario la fisura volcánica activa estaría situada al sur de la barrera topográfica meridional (fig. 13-4).

La probabilidad de ocurrencia de estos escenarios sería correlativa al orden en que se han descrito y sus efectos serían de mayor importancia en los escenarios 2 y 4. En consecuencia, el riesgo volcánico mayor correspondería a la segunda de las hipótesis descritas.

Conclusiones

La erupción de Lanzarote de 1730 es claramente anómala en relación con el volcanismo histórico de Canarias (últimos 500 años). Su duración es de casi 6 años, frente a un máximo de 3-5 meses para las demás erupciones históricas; el volumen de materiales emitidos es superior en más de un orden de magnitud, y presenta como caso único en el volcanismo histórico de estas islas magmas evolucionados hasta términos toleíticos.

En la fase inicial, la erupción mantiene la pauta normal, con una duración de 3 meses y con magmas de procedencia profunda que derivan desde términos basálticos a basaltos alcalinos. Una vez finalizada esta fase la erupción experimenta un cambio importante: se emplaza a niveles más someros a favor de una gran fractura asociada al eje estructural activo

de la isla. Suponemos que este hecho explica su larga duración posterior (más de 5 años) y la rápida evolución de los magmas en cada episodio eruptivo, desde términos iniciales basálticos, hasta finales toleíticos. En estas variaciones existe un claro control tectónico, con total predominio de los procesos de fusión parcial, dependientes de las migraciones verticales en el plano de la fractura.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren expresar su agradecimiento al Cabildo Insular de Lanzarote, especialmente a su Consejería de Cultura, por la inapreciable ayuda logística. Al Archivo de Simancas, por las facilidades dadas en relación con la consulta y utilización de datos manuscritos inéditos sobre la erupción de 1730. A Agustín Pallarés, por su ayuda con la interpretación de la toponimia y por importante información sobre la zona. A J. M. Navarro por sus valiosos comentarios y sugerencias. Los numerosos análisis de rocas los realizaron en el Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo, R. González Martín y J. de la Puente. El cálculo de los ciclos de marea correspondiente al período 1730-31 fue realizado por Mariano García y Emile Klingelé, del ETH de Zurich.

En la Estación Volcanológica de Canarias, E. Rodríguez colaboró con la delineación de las figuras y C. Duch con la mecanografía. Proyectos CSIC-CAICYT: 608/450 «Evolución geológica de la isla de Lanzarote» y 894A069 «Las erupciones históricas de Lanzarote en el contexto de un eje estructural activo».

Referencias

- Abdel-Monem, A.; Watkins, N. D., y Gast, P. W. (1971). Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *Amer. Sci.*, 271, 490-521.
- Allegre, C.; Montigny, R., y Bottinga, Y. (1973). Cortège ophiolitique et cortège, océanique, géochimie comparée et mode genése. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 15, 461-477.
- Allegre, C. J., y Minster, J. F. (1978). Quantitative models trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planet Sci. Letters*, 38, 1-25.
- Allegre, J.; Treuil, M.; Minster, J. F.; Minster, B., y Albarède, F. (1977). Systematic use of trace element in Igneous Process. Part I: Fractional Crystallization Processes in Volcanic Suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, 57-75.
- Alonso, U.; Fernández Santín, S.; Fúster, J. M., y Sánchez Cela, V. (1967). Mapa geológico de España 1:50.000: Lanzarote. Hoja 1083: Tegui (Mapa y memoria). *Inst. Geol. y Min. España e Inst. Lucas Mallada CSIC*.
- Arth, J. G. (1976). Behaviour of trace elements during magmatic processes: A summary of theoretical models and their applications. *U.S. Geol. Survey Res.*, 4-1, 41-47.
- Bardsley, W. E., y Briggs, R. M. (1984). Note on fitting quantitative models of magmatic processes to trace-element data. *Computers & Geosciences*, 10-4, 445-448.
- Bontier, P., y Le Verrier, J. (1402). *Historia del descubrimiento y conquista de las Canarias*. Traducción de P. M. Ramírez de la edición hecha en París en 1630. Imprenta Isleña, Sta. Cruz de Tenerife, 1847.

- Brandle, J. L., y Fernández Santín, S. (1976). Sobre la no existencia de series toleíticas en el Archipiélago Canario. *Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, 2189-2234.
- (1979). On the non-existence of a tholeiitic series in the Canary Islands. *Chem. Geol.*, 26, 91-103.
- Bravo, T. (1964). *Geografía general de las Islas Canarias*. Tomo II. Goya Ed., Sta. Cruz de Tenerife.
- Bryan, W. B.; Finger, L. W., y Chayes, F. (1969). Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Science*, 163, 926-927.
- Buch, L. (1825). *Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln*. Berlín. (Traducción de C. Boulanger, París, 1836).
- Carracedo, J. C. (1979). *Paleomagnetismo e Historia Volcánica de Tenerife*. Ed. del Aula de Cultura de Tenerife.
- (1984). Geografía Física de Canarias. En: *Geografía de Canarias*. Tomo I. Ed. Interinsular Canaria. Sta. Cruz de Tenerife, 10-16, y 29-104.
- Castillo, P. A. (1737). *Descripción histórica y geográfica de las Islas Canarias*. Edición crítica de M. Santiago. Ed. de «El Gabinete Literario» de Las Palmas, Madrid, Tomo I, Fasc. 4, 1509-1538.
- Cendrero, A.; Fúster, J. M., y Sagredo, J. (1967a). Mapa geológico de España 1:50.000: Lanzarote. Hoja 1088: Arrecife (Mapa y memoria). *Inst. Geol. Min. España e Inst. Lucas Mallada CSIC*.
- (1967b). Mapa geológico de España 1:50.000: Lanzarote. El Charco (Mapa y memoria). *Inst. Geol. Min. España*.
- Chevalier, L. (1987). Tectonic and structural evolution of Gough volcano: A volcanological model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, 325-336.
- Chevalier, L., y Bachelery, P. (1981). Evolution structurale du volcan actif du Piton de La Fournaise, Ile de La Reunion, Ocean Indien Occidental. *Bull. Volcanol.*, 44-4, 723-741.
- Chevalier, L., y Vatin-Perignon, N. (1982). Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.*, 45-4, 285-298.
- Dávila y Cardenas, P. M. (1737). *Constituciones y Nuevas Adicciones Synodales del Obispado de Canarias*. Madrid.
- Mendoca Dias, A. A. (1962). The volcano of Capelinhos (Azores), the solar activity and the earth-tide. *Bull. Volcanol.*, 24, 211-222.
- Decker, R. W. (1987). Dynamics of Hawaiian volcanoes: An overview. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1350*, 997-1018.
- Fiske, R. S., y Jackson, E. D. (1972). Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: The effect of regional structure and gravitational stresses. *Royal Soc. (London) Proc.*, 329, 299-326.
- Frey, F. A.; Green, D. H., y Roy, S. D. (1978). Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrology*, 19-3, 463-513.
- Frisch, T. (1970). The detailed mineralogy and significance of an olivine-two piroxene nodule from Lanzarote. *Cont. Mineral. Petrol.*, 28, 31-41.
- (1971). Alteration of chrome spinel in a dunite nodule from Lanzarote. *Lithos*, 4, 83-91.
- (1974). Clynopiroxenes as geobarometric indicator in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, 315-316.
- Fúster, J. M.; Fernández Santín, S., y Sagredo, J. (1968). *Geología y volcanología de las Islas Canarias*. Lanzarote. Inst. «Lucas Mallada», CSIC. Madrid.
- Fúster, J. M.; Ibarrola, E., y López Ruiz, J. (1966). Estudio volcanológico y petrológico de las isletas de Lanzarote (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 21, 185-200.
- Glass, G. (1764). *The history of the discovery and conquest of the Canary Islands*. R. and J. Dodsley, in Pall Mall, and T. Durham, in the Strand. London, 4-VIII.
- Golombek, M. P., y Carr, M. J. (1978). Tidal triggering of seismic and volcanic phenomena during the 1879-1880 eruption of Islas Quemadas volcano in El Salvador, Central America. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3, 299-307.
- Green, D. H. (1971). Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Application to oceanic volcanism. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A.*, 268, 707-725.
- Green, D. H., y Ringwood, A. E. (1967). The Genesis of Basaltic Magmas. *Contr. Mineral. Petrol.*, 15, 103-190.
- Haimson, B. C. (1978). Near surface and deeper hydrofracturing stress measurements in the Waterloo quartzite. *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 59, 3327-328.
- (1979). New hydrofracturing measurements in the Sierra Nevada Mountains and the relationship between shallow stresses and surface topography. *XX U.S. Symposium on Rock Mechanics*. Austin, Texas.
- Hamilton, W. C. (1973). Tidal cycles of volcanic eruptions: fortnightly to 19 years periods. *J. Geophys. Res.*, 78, 3363-3375.
- Hardee, H. C. (1982). Incipient magma chamber formation as a result of repetitive intrusions. *Bull. Volcanol.*, 45, 41-49.
- Harrison, J. C. (1976). Cavity and topographic effects in tilt and strain measurements. *J. Geophys. Res.*, 81, 319-328.
- Hartung, G. (1857). Die Geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura. *Neue Denkschr. Allgem. Schw. Gessells. f.d. gesam. Naturwiss.* Zurich.
- Hausen, H. (1959). On the geology of Lanzarote, Graciosa and the Isletas (Canarian Archipelago). *Soc. Scient. Fennica. Comm. Phys. Math.*, vol. 23-4.
- Hernández Pacheco, E. (1909). Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Tomo IV.
- Hoz, A. de la. (1960). *Lanzarote*. Imprenta Talleres «Anro, S.A.» Madrid.
- Ibarrola, E., y López Ruiz, J. (1967). Estudio petrográfico y químico de las erupciones recientes (Serie IV) de Lanzarote (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 23, 203-213.
- Ibarrola, E.; Gantagrel, J. M.; Fúster, J. M.; Coello, J., y Jamond, C. (1988). Geocronología de las series volcánicas neógenas de Lanzarote (Islas Canarias). *Actas Simposio sobre Volcanismo*. SGE, 345-348.
- Johnston, M. J. S., y Mauk, F. J. (1972). Earth tides and the triggering of eruptions from Mt. Stromboli, Italy. *Nature*, 239, 266-267.
- Joron, J. L.; Bougault, H.; Wood, D. A., y Treuil, M. (1978). Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 20, 521-531.
- Joron, J. L., y Treuil, M. (1977). Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'é-

- tude de la composition chimique et l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, 1197-1205.
- Lenat, J. F., y Aubert, M. (1982). Structure of Piton de la Fournaise Volcano (La Reunion Island, Indian Ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area. *J. Volcanol. Geothermal Res.*, 12, 361-392.
- López Ruiz, J. (1986). Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de las rocas ígneas. *Estudios Geol.*, 42, 239-258.
- López Ruiz, J., y Rodríguez Badiola, E. (1985). La región volcánica Mio-Pleistocena del NE de España. *Estudios Geol.*, 41, 105-126.
- McFarlane, D. J., y Ridley, W. I. (1968). An interpretation of gravity data for Tenerife, Canary Islands. *Earth Planet Sci. Letts.*, 44, 481-486.
- Minster, J. F., y Allegre, C. J. (1978). Systematic use of trace elements in Igneous Processes. Part III: Inverse Problem of Batch Partial Melting in Volcanic Suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 37-52.
- Minster, J. F.; Minster, J. B.; Treuil, M., y Allegre, C. J. (1977). Systematic use of trace element in Igneous Processes. Part II: Inverse Problem of the Fractional Crystallization Process. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, 49-77.
- Morris, P. A. (1984). MAGFRAC: A basic program for least-squares approximation of fractional crystallization. *Computers & Geosciences*, 10-4, 437-444.
- Murray, J. B. (1988). The influence of loading by lavas on the siting of volcanic eruption vents on Mt. Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35, 121-139.
- Navarro, J. M. (1974). La estructura geológica de Tenerife y su influencia en la hidrogeología. *Simp. Intern. Hidrogeol.*, Lanzarote.
- Pearce, A. J., y Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- Perraud, B. (1982). *Etude volcano-structurale des iles Maurice et Rodrigue (Ocean Indien occidental) origine du volcanisme*. Thesis. Univ. Grenoble. Grenoble.
- Rayleigh, J. W. S. (1896). Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Phil. Mag.*, 42, 77-107.
- Real Audiencia de Canarias (1731). *Descripción del estado a que tiene reducida el Volcán la Isla de Lanzarote desde el primer día de Septiembre de 1730 asta el 4 de Abril de 1731*. G. y J., Leg. 89, Archivo de Simancas (Manuscrito, 56 págs.)
- Ridley, W. I., y Adams, M. L. (1976). Transitional basalts from Lanzarote, Canary Islands. *Eds. Trans. Am. Geophys. Union*, 57-4, 17-546.
- Sagredo, J. (1969). Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramáficas en las rocas volcánicas de Lanzarote y Fuerteventura. *Estudios Geol.*, 25, 189-223.
- Sapper, K. (1906). Beiträge zur Kenntnis von Palma und Lanzarote. *Petermanns Geograf. Mitteilungen*, 7, 145-153.
- Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 34, 237-243.
- (1979). Trace element melting models. In: *Origin and distribution of elements*. (L. H. Ahrens ed.), Pergamon Press. Oxford, 577-586.
- Sigurdsson, H., y Sparks, R. J. (1978). Lateral magma flow within rifted Icelandic crust. *Nature*, 274/5667, 126-130.
- Soler, V. (1986). *La variación secular del campo geomagnético en la zona de Canarias y su aplicación al estudio del volcanismo reciente*. Tesis doctoral. Univ. La Laguna, Tenerife.
- Soler, V.; Carracedo, J. C., y Heller, F. (1984). Geomagnetic secular variation in historical lavas from the Canary Islands. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 78, 313-318.
- Swanson, D. A.; Duffield, W. A., y Fiske, R. S. (1976). Displacement of the south flank of Kilauea Volcano: The result of forceful intrusion of magma into the rift zones. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 963, 1-93.
- Thellier, E., y Thellier, O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Geophysique*, 15-3, 1-92.
- Valverde, C. (1989). Aproximación histórica a las erupciones ocurridas en Lanzarote. *ESF Meeting on Canarian volcanism*. Lanzarote, 237-242.
- Viera y Clavijo, J. (1783). *Noticias de la Historia General de las Islas Canarias*. Madrid. (Reedición: Goya Ed. Tomo II (2 y 3), Sta. Cruz de Tenerife, 1982).
- Wadge, G. (1981). The variation of magma discharge during basaltic eruptions. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 11, 139-168.

Recibido el 19 de diciembre de 1989
Aceptado el 17 de abril de 1990