

COLADAS DE AZUFRE DE LOS VOLCANES LASTARRIA Y BAYO EN EL NORTE DE CHILE: REOLOGIA, GENESIS E IMPORTANCIA EN GEOLOGIA PLANETARIA

JOSE A. NARANJO

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago, Chile

RESUMEN

Los volcanes Lastarria (ca. 5.700 m; 25°10'S) y Bayo (5.380 m; 25°25'S) se ubican en la Región de Antofagasta y no se han identificado erupciones históricas en ellos. Sólo en el primero existe una intensa actividad fumarólica, principalmente en el flanco noroccidental, a ca. 5.200 m. En ambos volcanes se reconocen interesantes coladas de azufre (50-350 m de largo), cuyas estructuras y texturas superficiales las hacen semejantes a las lavas basálticas "pahoehoe". Estas coladas han incorporado hasta un 28% de fragmentos accidentales y presentan un alto grado de vesiculación (<30%). Las evidencias de coloración sugieren que las coladas de azufre, removilizadas de depósitos de azufre secundarios, fueron emplazadas en un estado de baja temperatura-viscosidad (113-160°C, ca. 10^{-1} poise), aunque también existen pequeños flujos que escurrieron a alta temperatura-viscosidad (>250°C, $10^2 - 10^3$ poise). Estimaciones de la duración de las emisiones de azufre fundido están entre los 30 y 50 minutos para coladas de 220 y 350 m de largo, valores comparables a las únicas emisiones de flujos de azufre naturales, observados en el volcán Siretoko-Iōsan, Japón, en 1939. El estudio de las coladas de azufre en volcanes terrestres permite inferir posibles modificaciones a los modelos teóricos para el volcanismo de "Io", la luna más cercana a Júpiter, considerando que aquéllas presentan inclusiones "contaminantes" y vesículas. El enriquecimiento inusitado de azufre en los volcanes de los Andes Centrales, comparado con aquéllos de los Andes del Sur, se habría producido por la presencia de una fuente magmática enriquecida en origen y/o por asimilación cortical de rocas sedimentarias mesozoicas con minerales ricos en azufre.

Palabras claves: Viscosidad-temperatura del S, Coladas de S, Volcanismo en "Io", Volcán Lastarria, Volcán Bayo, Región de Antofagasta, Andes Centrales, Chile.

ABSTRACT

The Lastarria (ca. 5,700 m, 25°10'S) and Bayo (5,380 m, 25°25'S) volcanoes in northern Chile have been historically inactive, although fumaroles are currently present in the former. Interesting 50-300 m long sulphur flows are recognized in both volcanoes. These flows show surface structures and textures similar to "pahoehoe" lavas. They have incorporated up to 28% of accidental fragments, having up to 30% of vesicles. Retained colours suggest that sulphur flows were emplaced in a low temperature-viscosity molten stage (113-160°C, ca. 10^{-1} poise), remobilized from secondary sublimated sulphur deposits, although small flows emplaced at high temperature-viscosity (>250°C, $10^2 - 10^3$ poise) have also been observed. For 220 and 350 m long flows emission times of molten sulphur have been estimated in 30 and 50 minutes, respectively. These times are comparable to the unique S flow observed during emplacement at Siretoko-Iōsan volcano, Japan, in 1939. Theoretical models for volcanism on "Io", the nearest Jupiter's moon, should consider the possibility of including "contaminant" accidental fragments and vesicles as Lastarria and Bayo S flows present. The unusual S-enrichment of the Central Andes compared with the Southern Andes volcanoes, would be due either to a magmatic source originally enriched and/or by crustal assimilation of Mesozoic sedimentary deposits of sulphur-rich minerals under the northern Chilean volcanoes.

Key words: S viscosity-Temperature, Sulphur flows, "Io" volcanism, Lastarria volcano, Bayo volcano, Antofagasta Region, Central Andes, Chile.

INTRODUCCION

El estudio del volcanismo en "lo", la luna más próxima a Júpiter, ha despertado un gran interés en conocer el papel que le cabe al elemento azufre, centrándose también la atención en la participación de éste en el volcanismo terrestre. Los depósitos de azufre son comunes en la Tierra y la mayoría de las emisiones azufrosas están asociadas con actividad fumarólica. No obstante, las coladas de azufre son muy escasas, y sólo se han informado las del volcán Siretoko-Iōsan, Japón (Watanabe, 1940), de los volcanes Sierra Negra y Azufre, Islas Galápagos (Banfield, 1954; Colony y Nordlie, 1973) y del Mauna Loa, en Hawai (Skinner, 1970; Greenley *et al.*, 1984). En los Andes Centrales, Leiding (1936) mencionó la presencia de flujos de azufre en el volcán Bayo; Rodríguez (1962) informó la presencia de yacimientos de azufre emplazados como "azufre fundido" en los volcanes Tacora, Ollagüe, Aucanquilcha y Chutínza. Bennett y Raccichini (1978) y Francis *et al.* (1980), describieron una pequeña erupción de azufre piroclástico, en el

volcán Poás, Costa Rica. Las coladas de azufre del volcán Siretoko-Iōsan son los únicos flujos naturales que han sido observados durante su emplazamiento y, junto con las del Lastarria, son también las únicas que exhiben morfologías y estructuras superficiales distintivas (Watanabe, 1940; Naranjo, 1985).

El Lastarria es un volcán andesítico-dacítico compuesto, que se eleva de 4.200 a 5.700 m s.n.m., en la parte suroriental de la Región de Antofagasta, a los 25°10'S y 68°31'W (Fig. 1). Las fumarolas localizadas en los bordes y flancos de su cráter más septentrional son la única actividad histórica. Si bien la mayor parte de su actividad eruptiva moderna sería post-glaciaria, sus lavas más antiguas han sido datadas en < 0,3 Ma (K-Ar, roca total; Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería).

Unos 30 km al sur del Lastarria se ubica el volcán Bayo (25°25'S y 68°35'W), que se eleva desde 3.900 a 5.380 m s.n.m. (Fig. 1). Es un macizo vol-

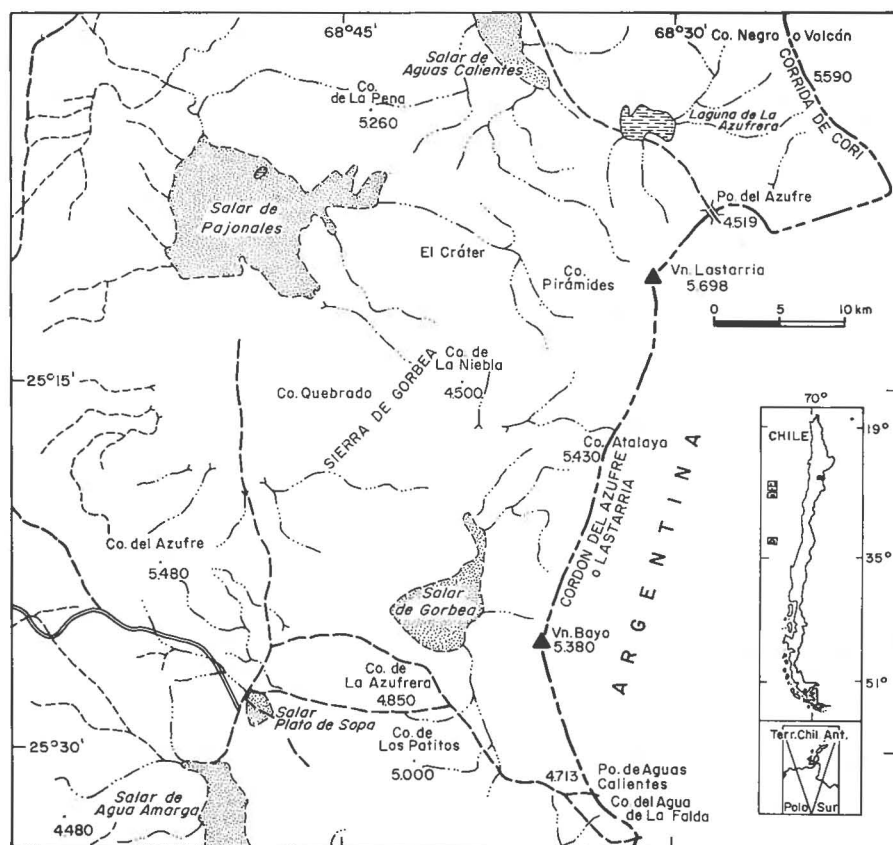


FIG. 1. Ubicación de los volcanes Lastarria y Bayo, en los Andes del norte de Chile.



FIG. 2. Fuentes fumarólicas a través de grietas en rocas andesíticas de color gris oscuro. El color y el estado del azufre varían gradualmente a partir de la fractura, desde pardo-anaranjado ($>250^{\circ}\text{C}$) a amarillo-anaranjado y amarillo intenso. Longitud expuesta aproximada del termómetro: 25 cm.



FIG. 3. Coladas lobuladas de aproximadamente 13 cm de ancho, tipo "pahoehoe", de azufre fundido de alta viscosidad y temperatura ($>250^{\circ}\text{C}$), emplazadas sobre fumarolas en grietas.



FIG. 4. Azufre de color carmesí, en pequeños botroides, que constituye la superficie inferior de las coladas de alta viscosidad y temperatura. Ancho del campo fotográfico: 9 cm.



FIG. 5. Cráter con forma de embudo (derecha) con intensa actividad fumarólica; desde estos depósitos se han originado numerosos flujos de azufre fundido.

cánico compuesto, con más de cinco cráteres. A pesar de su aspecto joven, no tiene registros, ni indicios de actividad histórica y las dataciones obtenidas de sus lavas andesítico-dacíticas, de dife-

rentes sectores del volcán, varían entre 1,6 y 0,2 Ma. En el pasado, su principal actividad fumarólica se concentró hacia el sur y suroeste de su cráter mayor (1 km de diámetro).

FUMAROLAS Y COLADAS

Las fumarolas activas del volcán Lastarria se localizan en los bordes de los cráteres más jóvenes y sobre el flanco noroccidental. Se han observado diversos tipos de centros de emisión fumarólica. En un primer tipo, los gases son emitidos a la superficie a través de depósitos piroclásticos no consolidados, y cubren áreas que exceden los 2.500 m². Allí se observan centros de escape típicos con forma de pequeñas chimeneas (15 cm de alto y 7 cm de diámetro y "hornitos" con forma cónica, similares a los descritos por Colony y Nordlie (1973) en Islas Galápagos.

En un segundo tipo de centro de emisión, las fumarolas son exhaladas a través de grietas en lavas andesíticas, completamente cubiertas por depósitos de azufre sublimado (Fig. 2). Alrededor de la parte interna y de mayor temperatura de estos escapes, la roca alterada es negruzca y grada, hacia el exterior, a un depósito de azufre de color pardo-anaranjado, correspondiente a azufre "pulverulento" sublimado. Sobre estas grietas se deposita una corteza de azufre fundido, de alta viscosidad,

que forma coladas irregulares tipo "scaly-pahoehoe" lobuladas. Sus dimensiones son variables desde 5 x 15 cm hasta 30 x 50 cm, con espesores de 1-2 cm (Fig. 3). En superficie, presentan diversas tonalidades de color pardo-anaranjado a gris-verdoso oscuro, siempre con lustre vítreo. En las partes más deprimidas de las superficies ondulantes, se reconocen parches de color amarillo intenso, formados por pequeños cristales de azufre sublimado a partir de gases exhalados, directamente, desde la superficie caliente de las coladas. Hacia la parte baja, éstas gradan a un color carmesí oscuro de azufre percolado a través de la corteza alterada de la roca de caja. Este azufre presenta un brillo vítreo intenso y, generalmente, aspecto botroidal (Fig. 4).

Otras fumarolas escapan por cráteres en forma de embudo de hasta 2,5 m de diámetro, sobre un depósito de azufre sublimado, amarillo intenso, de aproximadamente 1 m de espesor (Fig. 5). Hacia el interior, en la roca de caja, continúa una chimenea o conducto de <1 m de diámetro, sin que se pueda



FIG. 6. Textura superficial tipo "pahoehoe" con cordones torcidos concéntricos, orientados en forma perpendicular y oblicua a la dirección de flujo del lóbulo. Largo escala: 50 cm.

estimar su profundidad. Estas constituyen las emisiones más voluminosas de gases azufrosos y es en ese sector (ca. 5.200 m) donde se han concentrado, en mayor cantidad, los depósitos de azufre y desde donde se han originado las coladas principales de azufre fundido.

Se han identificado numerosos derrames con variadas características dimensionales, de color y de textura superficial. Las dos coladas más extensas (de hasta 350 m) fueron previamente descritas en detalle (Naranjo, 1985). En síntesis, las estructuras y texturas superficiales de las coladas de

azufre se asemejan a las de lavas pahoehoe, con cordones concéntricos y torcidos de hasta 3 cm de amplitud de onda (Fig. 6). Sus anchos varían entre 1 y 2,5 m, con espesores entre 10 y 20 cm. Generalmente, han desarrollado canales, "levées" y lóbulos de cascada, que han sobrepasado los bancos laterales o "levées" (Fig. 7). Los colores varían desde amarillo y verde pálido, cerca de la fuente, hasta tonos grises en las partes más distales. La intensidad del color amarillo disminuye con la incorporación de granos accidentales.

Los flujos de azufre del volcán Bayo se expo-



FIG. 7. Estructuras de "levée" canal y lóbulos frontales, con crestas o cordones plegados, que forman superficies escamosas imbricadas. En segundo plano se observa una colada más joven y menos degradada. Nótese el martillo en el canal central para escala.

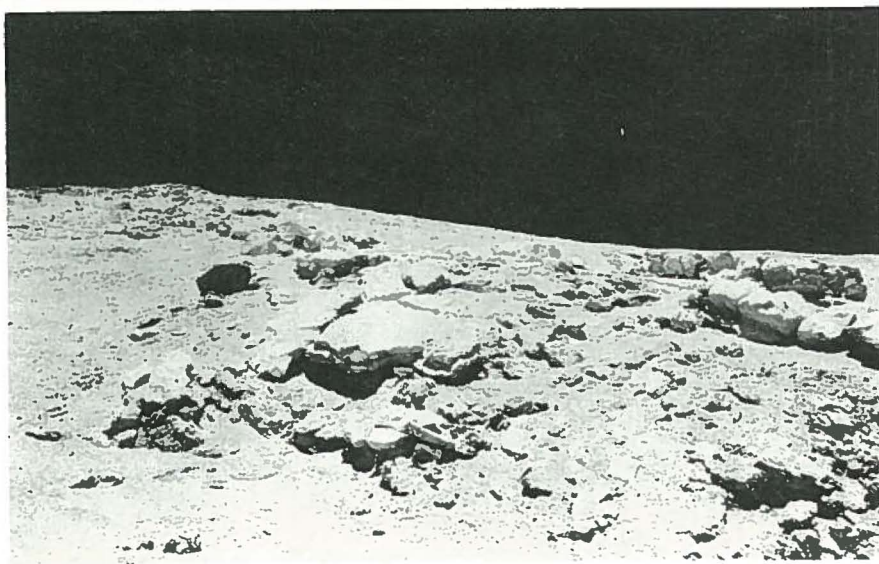


FIG. 8. Sucesivos flujos, mal preservados, de azufre (10-25 cm de espesor) del volcán Bayo. Debido a su degradación no se observan estructuras superficiales.

nen en las azufreras del lado oeste, a unos 5.000 m. La preservación de estas coladas no es tan buena como las del volcán Lastarria y son claramente más antiguas que éstas. Sus formas son difíciles de reconocer y se extienden hasta unos 50 m de largo, con anchos de 1,5-3 m y espesores de 10-25 cm. No presentan estructuras superficiales bien definidas debido a su degradación. Tienen color amarillo pálido con escasas variaciones de amarillo más intenso (Fig. 8).

En las coladas de azufre del Lastarria, así como en las del Bayo, se han identificado sucesivas unidades de flujo, que representan múltiples pulsos. En partes, presentan diversas intensidades de desgaste y variados grados de vesicularidad interna. Los fragmentos accidentales incorporados, que llegan hasta un 20% en volumen en los flujos del Lastarria, son más escasos en los del Bayo

(<15%). Estos clastos accidentales consisten en fragmentos de rocas alteradas de 2-5 mm y tefra de 0,5-5 cm. Cabe destacar que estos constituyentes están homogéneamente dispersos en las coladas, sin que ellas presenten laminación interna, gradación o estratificación cruzada.

El volumen total de azufre fundido movilizado sobrepasó los 500 m³ en el Lastarria. Las coladas de azufre han sido emitidas desde la superficie y partes frontales de lavas andesíticas más antiguas, intensamente fracturadas y alteradas. Estas se presentan densamente cubiertas por depósitos de azufre secundario, y es difícil indentificar las fuentes de emisión específicas. Localmente, los depósitos de azufre secundario se encuentran parcialmente cubiertos por tefra, demostrando que ellos existían ya antes que tuviera lugar algún tipo de actividad explosiva.

TEMPERATURA Y ORIGEN DE LAS COLADAS DE AZUFRE

La temperatura de formación de los depósitos de azufre puede ser inferida de la modalidad de preservación del color (Tabla 1), lo que se ha corrobo-

rado parcialmente con mediciones de terreno. Los alótropos coloridos de azufre de alta temperatura se revierten a alótropos de temperatura más baja (Fig. 9), si son enfriados bajo los 95°C, a menos

TABLA 1. COLORES DE LOS DEPOSITOS DE AZUFRE DEL VOLCAN LASTARRIA E INTERVALOS DE TEMPERATURA ORIGINAL

Tipo de Azufre Sólido	Estado de Deposición o Emplazamiento	Color	Intervalos de Temperatura (°C) Inferido (según Meyer, 1976)	Medido en Terreno
Azufre fumarólico macizo	Sublimado	Amarillo brillante con bandas anaranjada	84 - 113	-
"Hornitos" y chimeneas	Sublimado	Amarillo-anaranjado brillante/anaranjado intenso	84 - 113	88 - 90
Coladas de azufre "contaminado"(proximal)	Azufre líquido, enfriado	Amarillo-verdoso pálido	113 - 160	-
Coladas de azufre "contaminado"(distal)	Azufre líquido, enfriado	Amarillo-grisáceo pálido	113 - 160 (< anterior)	-
Coladas de azufre casi puro, sólo proximales	Azufre líquido, enfriado	Amarillo-verdoso intenso	113 - 160	-
Coladas lobuladas centimétricas de azufre puro	Azufre líquido, enfriado	Amarillo brillante	113 - 160	-
Superficie externa, superior, de azufre viscoso	Azufre fundido, viscoso	Pardo-anaranjado-rojizo	≥ 250	ca. 250
Superficie interna, inferior, de azufre viscoso	Azufre fundido, viscoso, percolado en roca alterada	Carmesí, brillo vítreo	> 250	273 - 275

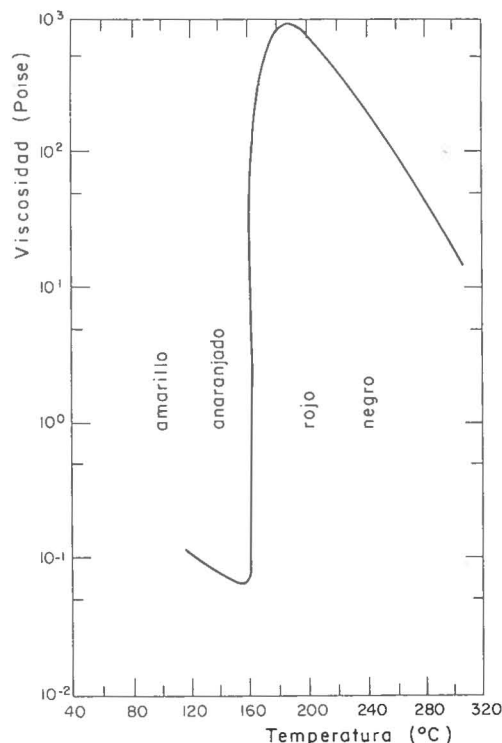


FIG. 9. Curva de viscosidad del azufre líquido en función de la temperatura y variación del color (ver Naranjo, 1985). El punto de fusión es ca. 113°C; el mínimo de viscosidad es ca. 160°C y el máximo a 190°C.

que, previamente, hubiesen sido calentados a más de 250°C. A esta temperatura, el azufre se torna extremadamente reactivo y su color se "enmascara" por un oscurecimiento irreversible debido a las impurezas orgánicas ambientales (Meyer, 1976). De este modo, se puede deducir que las coladas de azufre viscoso, color retenido pardo y rojizo, se han formado a más de 250°C. Por otra parte, considerando que en las paredes interiores de las fuentes de emisión de gases azufrosos no se condensa el vapor de agua, se puede suponer que el azufre de color amarillo-anaranjado, se depositó a una temperatura entre el punto de ebullición del a-

gua a 5.200 m s.n.m. (83-84°C) y 113°C, temperatura de fusión del azufre. El color amarillo revertido de las coladas de azufre más extensas, indica que ellas no fueron enfriadas a partir de una temperatura de más de 250°C y, por otra parte, es improbable que ellas hubiesen sido emplazadas en el estado de alta viscosidad, esto es, sobre los 160°C (Fig. 9). Por lo tanto, la temperatura de emplazamiento de las coladas de azufre mayores fue entre 113 y 160°C, valores comparables a las temperaturas del ejemplo observado del volcán Siretoko-lô-san, en el intervalo de 130-160°C (Watanabe, 1940).

La existencia de numerosas fumarolas, así como las evidencias de actividad explosiva, con posterioridad a los depósitos de azufre secundarios del volcán Lastarria, sugieren la presencia de una fuente magmática fresca en subsuperficie. Esta provee el calor necesario para la fusión de los depósitos de azufre. Así, las coladas de azufre se habrían originado por la removilización de depósitos de azufre sublimado, que habrían sido fundidos al elevarse el gradiente térmico local, mediante conducción de calor desde una fuente de magma fresco en subsuperficie y/o por un incremento de la temperatura mediante los gases elevados desde esa fuente. Un proceso similar ha sido postulado para las coladas de azufre del Mauna Loa, Hawaii (Skinner, 1970; Greeley *et al.*, 1984). Sin embargo, no es descartable la posibilidad de que flujos piroclásticos, que sobreyacen parcialmente a depósitos de azufre sublimado, pudieron haber transferido el calor necesario para fundir dichos depósitos. Por ejemplo, las temperaturas registradas para los depósitos de flujos piroclásticos en el Mount Saint Helens, Estados Unidos, de la erupción de 1980, eran del orden de 300-700°C, permaneciendo elevadas por hasta dos meses (Rowley *et al.*, 1982). Tales temperaturas serían lo suficientemente altas para fundir y movilizar el azufre.

MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DEL AZUFRE FUNDIDO

Las propiedades reológicas del azufre fundido son inusitadas y contrastan con aquellas de las coladas de lava, siendo estrechamente dependientes de la temperatura y viscosidad (Fig. 9). Al enfriarse bajo los 160°C, las coladas de azufre del Lastarria pudieron tener perfiles de flujo reológico similares a

aquéllos de coladas de lava silicatadas. No obstante, las propiedades reológicas de las lavas silicatadas son menos sensibles a la temperatura que otros factores como la razón de emisión, contenido de sílice, contenidos de burbujas de gas y de cristales (Walker, 1973; Pinkerton y Sparks, 1978).

Es factible que tales parámetros pudieran afectar, también, la conducta reológica de las coladas de azufre, ya que ellas contienen fragmentos accidentales, hasta un 28% en volumen, y burbujas gaseosas, hasta 26% en volumen.

Los modelos teóricos desarrollados para interpretar el papel que juega el azufre en el volcanismo de la luna más cercana a Júpiter, "Io" (Clow y Carr, 1980; Greeley *et al.*, 1984; Fink *et al.*, 1983; Greeley y Fink, 1984;) se han basado en el comportamiento del azufre puro y no han considerado las condiciones de emplazamiento de las coladas de azufre naturales sobre la Tierra. Los contaminantes dentro del azufre podrían cambiar en forma significativa no tan sólo su reflectancia espectral (Soderblom *et al.*, 1980; Gradie y Moses, 1983), esencial para el reconocimiento de posibles alótopos en la superficie de "Io", sino también su conducta reológica.

El azufre líquido puro se comporta como fluido Newtoniano (Farr y Macleod, 1920; Fannelly, 1945); sin embargo, es muy importante establecer si las coladas naturales de azufre se han comportado como fluidos Newtonianos o no-Newtonianos. Naranjo (1985) determinó que las dimensiones de los cordones o dorsales superficiales y la morfología de los perfiles de las coladas de azufre del Lastarria no se ajustan a los modelos geométrico-reológicos propuestos para coladas de lava, considerando las primeras como fluidos Newtonianos (modelos de Fink y Fletcher, 1978; Fink, 1980), o como fluidos Bingham (modelos de Hulme, 1974, 1976). De este modo, las ecuaciones propuestas en esos modelos tampoco son aplicables a las coladas de azufre líquido observadas sobre "Io" por la sonda espacial Voyager (Sagan, 1979). Según Wilson y Head (1983), esto se debería a que la viscosidad aparente del azufre muestra un mínimo local a unos 430°K, de modo que se

requiere de un modelo diferente y nuevo para las características de movimiento y enfriamiento de las coladas de azufre (Greeley *et al.*, 1981; Baloga *et al.*, 1981).

Otro factor que, probablemente, pudo afectar el aspecto interior y superficial de las coladas de azufre en el volcán Lastarria, fue el régimen de flujo. La ausencia de cualquier rasgo de bandeamiento u otro de estratificación dentro de estas coladas es muy sugerente de un emplazamiento de tipo laminar. Por lo tanto, se puede suponer que el número de Reynolds para ellas (Re) no excedió el valor límite de 2.100 para un régimen de flujo laminar ($Re = \rho u L / \eta$, con ρ es la densidad, u es la velocidad de flujo, η la viscosidad y L es una dimensión lineal que representa el espesor de la colada). Así, para las coladas de azufre del Lastarria, con $\rho = 1,8 \text{ g cm}^{-3}$ (1.800 kg m^{-3}), $\eta = 0,1 \text{ P}$ ($0,01 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) y un espesor promedio de 10 cm, la velocidad de emplazamiento no excedió los $0,12 \text{ ms}^{-1}$.

Tal velocidad implica que la colada más larga (ca. 350 m) se emplazó durante unos 49 minutos y aquella con 220 m de largo, en unos 30 minutos. Watanabe (1940) observó que en el volcán Siretoko-lôsan, las erupciones duraban entre 30 y 60 minutos.

Las velocidades máximas de flujo estimadas para las coladas de azufre indican una razón de emisión muy pequeña (del orden de $1,8 \times 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), comparada con aquellas de las lavas en la Tierra, como el domo dacítico Santorini, en Grecia, en 1966 ($5 \times 10^{-1} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y la enorme erupción basáltica del volcán Hekla, en Islandia, en 1947 ($7,5 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (Williams y McBirney, 1979). También en "Io" las razones de emisión estimadas para posibles erupciones de azufre son muchísimo mayores, con valores de 10^4 - $10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en el volcán Ra Patera (Pieri *et al.*, 1984) o de $4 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, en el volcán Loki, el más grande de "Io" (Carr, 1986).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

El origen de las coladas de azufre descritas para algunos volcanes como el Lastarria y el Bayo estaría dado por la removilización de depósitos de azufre fumarólico, generalmente, en un estado de alta movilidad (baja viscosidad). La fusión se produciría al elevarse el gradiente térmico, debido a la presencia de una fuente magmática o a un incremento de la temperatura por medio de gases prove-

nientes de dicha fuente, como un fenómeno recurrente.

Se sugiere que las coladas, posiblemente de azufre, identificadas en "Io" podrían tener un estilo similar, influenciadas por las inclusiones "contaminantes" de fragmentos accidentales y vesículas, más que una composición de azufre relativamente puro como ha sido propuesto por Greeley *et*

al. (1984). Esta idea apoyaría, en alguna medida, el modelo que propone un volcanismo predominantemente de silicatos en "Io" que, a su vez, sería responsable de la removilización de componentes muy volátiles como S, Na y K, enriquecidos en la parte más superficial de la litósfera del satélite (Carr, 1986).

Si bien las coladas de azufre son raras en los volcanes terrestres, éstas son notablemente más comunes en los volcanes principalmente andesítico-dacíticos de los Andes Centrales que en otros ambientes. No obstante, el azufre es más soluble en magmas basálticos que en magmas más ácidos (Gill, 1981). Esta contradicción podría ser explicada por la presencia de depósitos sedimentarios de minerales ricos en azufre (evaporitas jurásico-cretácicas) en la gruesa corteza continental, bajo los volcanes de los Andes Centrales. Así, al ascender

el magma hacia la superficie podría asimilar grandes cantidades de azufre al pasar a través de estos niveles. Según Gill (1981), la saturación de S se produciría para andesitas derivadas de basaltos, que son saturados en S por procesos de diferenciación. Las características de espesor cortical y el largo tiempo de ascenso de los magmas bajo los volcanes de los Andes Centrales son muy favorables para la acción combinada de procesos de diferenciación y asimilación, como ha sido señalado especialmente para la zona del volcán Lastarria (Naranjo, 1986). Estudios de la composición isotópica del azufre podrían entregar antecedentes que permitan discriminar entre un posible origen sedimentario del azufre, o un origen desde grandes profundidades en una fuente originalmente rica en azufre en la placa subductada.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. G. Ericksen, del U.S. Geological Survey, a los geólogos H. Moreno, del Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, y a C.F. Ramírez, del Servicio Na-

cional de Geología y Minería, la revisión crítica de este artículo. Esta es una contribución al Proyecto No. 249 del PICG.

REFERENCIAS

- Baloga, S.M.; Pieri, D.C.; Nelson R.M.; Sagan, C. 1981. Thermal processes in sulfur flows on Io. [Abstract] EOS, No. 62, p. 316.
- Banfield, A.F. 1954. Volcanic deposits of elemental sulphur. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin*, Vol. 47, p. 769-775.
- Bennet, F.D.; Raccichinni, S.M. 1978. Subaqueous sulphur lake in volcan Poás. *Nature*, Vol. 271, No. 5643, p. 342-344.
- Carr, M.H. 1986. Silicate volcanism on Io. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B3, p. 3521-3532.
- Clow, G.D.; Carr, M.H. 1980. Stability of sulfur slopes on Io. *Icarus*, No. 44, p. 268-279.
- Colony, W.E.; Nordlie, B.E. 1973. Liquid sulphur at Volcán Azufre, Galápagos Islands. *Economic Geology*, Vol. 68, p. 371-380.
- Fanelli, T. 1945. Supercooled sulphur and its viscosity. *Journal of the American Chemical Society*, No. 67, p. 1832-1834.
- Farr, C.C.; Macleod, D.B., 1920. On the viscosity of sulphur. *Proceedings of the Royal Society*, Vol. A97, p. 80-98.
- Fink, J.H. 1980. Surface folding and viscosity of rhyolite flows. *Geology*, Vol. 8, p.250-254.
- Fink, J.H.; Fletcher, R.C. 1978. Ropy Pahoehoe: surface foldings of a viscous fluid. *Journal of Volcanic and Geothermal Research*, Vol. 4, p. 151-170.
- Fink, J.H.; Park, S.O.; Greeley R. 1983. Cooling and deformation of sulphur flows. *Icarus*, No. 56, p. 38-50.
- Francis, P.W.; Thorpe R.S.; Brown G.C.; Glasscock, J. 1980. Pyroclastic sulphur eruption at Poás Volcano, Costa Rica. *Nature*, Vol. 283, p. 754-756.
- Gill, J. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. *Springer-Verlag*, 390 p. Berlin-Heidelberg, West Germany.
- Gradie, J.; Moses, J. 1983. Spectral reflectance of unquenched sulphur. *Lunar and Planetary Science*, Vol. 14, p. 255-256.
- Greeley, R.; Fink, J.H.; Park, S. 1981. Laboratory of modeling of sulphur flows on Io. *NASA-TM84211*, p. 38-40.
- Greeley, R.; Fink, J.H. 1984. Sulphur volcanoes on Io? *Astronomy Express*, Vol. 1, p. 25-31.
- Greeley, R.; Theiling, E.; Christensen, P.

1984. The Mauna Loa sulphur flows as an analog to secondary sulphur flows *Io*. *Icarus*, No. 60, p. 189-199.
- Hulme, G. 1974. The interpretation of lava flow morphology. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, No. 39, p. 361-383.
- Hulme, G. 1976. The determination of the rheological properties and effusion rate of an Olympus Mons lava. *Icarus*, No. 27, p. 207-213.
- Leiding, B. 1936. Informe sobre las azufreras de Gorbea. *Departamento de Minas y Petróleo, Boletín*, No. 60, p. 464-471.
- Meyer, B. 1976. Elemental sulfur. *Chemical Reviews*, Vol. 76, p. 367-388.
- Naranjo, J.A. 1985. Sulphur flows at Lastarria volcano in the North Chilean Andes. *Nature*, Vol. 313, No. 6005, p. 778-780.
- Naranjo, J.A. 1986. Geology and evolution of the Lastarria volcanic complex, North Chilean Andes. Unpublished M. Phil. Thesis, *Open University*, 157 p. Milton Keynes, U.K.
- Pieri, D.C.; Baloga, S.M.; Nelson, R.M.; Sagan. 1984. Sulphur flows of Ra Patera, *Io*. *Icarus*, No. 60, p. 685-700.
- Pinkerton, H.; Sparks, R.S.J. 1978. Field measurements of the Rheology of lava. *Nature*, Vol. 276, p. 383-385.
- Rodriguez, M. 1962. La minería del azufre en Chile. *Ministerio de Minería, Servicio de Minas del Estado* (Chile), 41 p.
- Rowley, P.D.; Kuntz, M.A.; Macleod, N.S. 1982. Pyroclastic flow deposits. In The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington (Lipman, P.W.; et al., editors). *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, No. 1250, p. 489-512.
- Sagan, C. 1979. Sulfur flows on *Io*. *Nature*, Vol. 280, p. 750-753.
- Skinner, B.J. 1970. A sulphur lava flow on Mauna Loa. *Journal on Pacific Science*, Vol. 24, p. 144-145.
- Soderblom, L.A.; Johnson, T.V.; Morrison D.; Danielson, E.; Smith, B.; Veverka, J.; Cock, A.; Sagan, C.; Kupferman, P.; Pieri, D.; Mosher J.; Avis, S.; Gradie, J.; Claney, T. 1980. Spectrography of *Io*: Preliminary Voyager I results. *Geophysical Research Letters*, Vol. 7, p. 963-966.
- Walker, G.P.L. 1973. Length of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, Vol. 274, p. 107-118.
- Watanabe, T. 1940. Eruption of molten sulphur from the Siretoko-Iōsan volcano, Hokkaido, Japan. *Japanese Geology and Geography*, Vol. 17, p. 289-310.
- Williams, H.; McBirney, A.R. 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co., 397 p., San Francisco, U.S.A.
- Wilson, L.; Head, J.N. 1983. A comparison of volcanic eruption processes on Earth, Moon, Mars, *Io* and Venus. *Nature*, Vol. 302, p. 663-669.