

FRAGMENTACIÓN POR FLUJO EN LA IGNIMBRITA LAS LAJAS, FORMACIÓN CHON AIKE, MACIZO DEL DESEADO

Horacio ECHEVESTE y Raúl FERNÁNDEZ

Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata y CICBA, La Plata.
Email: hecheves@inremi.unlp.edu.ar

RESUMEN

El análisis petrográfico del vitrófiro basal de la ignimbrita riolítica Las Lajas, permitió detectar texturas que indican flujo del conjunto cristaloclastos-matriz como respuesta a la presión de carga e inclinación del substrato. La mayoría de los cristaloclastos (feldespato, cuarzo y biotita), son trozos subhedrales a anhedrales de cristales fragmentados prematuramente durante la vesiculación del magma en el momento de la erupción. Con posterioridad, la mayoría de los cristaloclastos se fractura nuevamente, posiblemente por contracción y expansión térmica diferencial. El flujo laminar pendiente abajo del conjunto cristales-fundido en la base de la unidad, produjo deformación por cizalla que generó planos de flujo en la matriz, desplazó los fragmentos de los cristales fracturados frágilmente y en algunos casos produjo rotura de cristales por choques mutuos. En el caso de la biotita, además de romperse por los planos de clivaje, se deformó de manera dúctil por choques con otros cristales rígidos o adaptándose a los planos de flujo de la matriz. La deformación por flujo del vitrófiro se habría producido a una temperatura por encima de 730°C (temperatura de transición del vidrio para fundidos riolíticos calco-alcalinos) y con una viscosidad para el conjunto cristaloclastos-matriz por debajo de 8,64 E+12 Pa s. Este mecanismo de fragmentación por flujo sería homólogo al que se produce en lavas riolíticas y similar al producido en el flujo submagmático aunque con una tasa de deformación más alta que involucra cataclasis de cristales.

Palabras clave: *Ignimbrita de alto grado, vitrófiro, cristales rotos, reomorfismo, Jurásico.*

ABSTRACT

Fragmentation during outflow in the Las Lajas Ignimbrite, Chon Aike Formation, Deseado Massif.

The petrographic analysis of the vitrophyre that makes up the basal layer of the Las Lajas rhyolite ignimbrite lead to the identification of textures that indicate a flow of the set of phenocrysts-matrix as a response to the load pressure and to a ground slope (~20°). The majority of the phenocrysts, feldspar, quartz, and biotite are subhedral and anhedral crystals which have fragmented prematurely during the magma vesiculation during eruption. After the "sedimentation" of the phenocrysts and the molten material that formed the matrix, the majority of the phenocrysts fractured once again, possibly due to the thermal contraction and expansion and, in some cases, self-collision. The pending laminar flow below the set of molten crystals in the base of the unit generates a shear strain that displaces the fragments of the brittle broken crystals. At the same time, the biotite breaks along the cleavage planes and has a ductile deformation due to shocks with other solid crystals and by adapting to the matrix's deformation flow direction. The deformation due to the vitrophyre was produced at a temperature above 730 °C (glass transition temperature for calc-alkaline rhyolitic melt) and with a viscosity for the phenocrysts-matrix below the 8.64 E+12 PS s. This fragmentation mechanism due to flow would be the equivalent to the one produced in rhyolitic lava and lava domes and is similar to that produced in the submagmatic flow, although with a higher strain rate that involves cataclasis of crystals.

Keywords: *High grade ignimbrite, vitrophyre, broke crystals, rheomorphism, Jurassic.*

INTRODUCCIÓN

La participación de fragmentos de cristales en ignimbritas ha sido reconocida desde los estudios pioneros sobre rocas

volcanoclásticas de Ross y Smith (1961) y constituye una de sus características principales. Sin embargo, pocos investigadores han estudiado en detalle los mecanismos causantes de la rotura de los cristales,

si bien clásicamente se ha atribuido al fenómeno explosivo de las erupciones como responsable de esta fragmentación debido a la descompresión rápida y a los impactos durante la erupción y transpor-

te dentro del flujo piroclástico (Fisher y Schmincke 1984).

Best y Christiansen (1997) hacen un análisis pormenorizado de fenocristales de tobas de flujo de cenizas terciarias en la *Great Basin* de Estados Unidos y concluyen que el mecanismo más eficiente de rotura de cristales es la expansión de gases dentro de las inclusiones de fundido que estos poseen, fenómeno que ocurre durante la vesiculación del magma por caída de presión previa a la erupción. Por otra parte no descartan que una pequeña proporción de cristales rotos puedan provenir de colisiones mutuas, aunque sostienen que las probabilidades que estas ocurran son en general muy bajas.

Si bien el proceso propuesto por Best and Christiansen (1997) se puede aplicar a la mayoría de los cristales rotos en tobas de flujo o ignimbritas, en este trabajo se propone además un mecanismo alternativo para explicar la presencia de cristaloclastos fracturados y deformados *in situ* en el vitrófiro basal de una ignimbrita riolítica calcoalcalina de alto grado. La unidad estudiada, denominada Ignimbrita Las Lajas por Echeveste *et al.* (1999), pertenece a la Formación Chon Aike del volcanismo jurásico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, porción sur de la Patagonia Argentina.

NOMENCLATURA

Ignimbrita: término usado en el sentido de Cas y Wright (1988) que, siguiendo a Sparks *et al.* (1973), la definen como la roca o depósito formado por un flujo piroclástico de material juvenil vesiculado (pómez y trizas vítreas) independientemente del grado de soldadura o volumen. **Ignimbrita de alto grado:** en el sentido de Walker (1983) y Branney y Kokelaar (1992). El primero la define como aquella ignimbrita densamente soldada, incluso cuando su espesor es inferior a 5 metros. Branney y Kokelaar (1992) agregan a la moderada intensa soldadura, la presencia de zonas reomórficas. Asimismo, carecen de estructura bandeada típica de las ignimbritas no soldadas (Freundt 1998).

Reomorfismo: Wolff y Wright (1981) definen el reomorfismo de tobas soldadas como un movimiento secundario de flujo que sucede inmediatamente después de su depósito, como un fluido viscoso coherente. Según Walker (1983) se produce cuando las partículas de ceniza se unen para formar un cuerpo tipo lava que fluye pendiente abajo, normalmente confinado a la zona basal de la unidad.

Flujo particulado - flujo no particulado: Branney y Kokelaar (1992) en su propuesta de mecanismo de formación de ignimbritas de alto grado, plantean que estas se forman por depositación progresiva (*progressive aggradation*) durante el pasaje sostenido de un flujo de partículas que al aglutinarse (en flujos de alta temperatura) precipitan para formar un depósito capaz de fluir inducido por gravedad y por la tracción por cizalla producido por el flujo particulado que viaja por encima.

Vitrófiro: porción densamente soldada de una ignimbrita que presenta en muestra de mano apariencia de vidrio (Cas y Wright 1998). Su presencia indica temperatura de emplazamiento superior a la temperatura mínima de soldadura. Los vitrófiros basales de ignimbritas parecen haber sido emplazados a partir de flujos de partículas tan calientes y de tan baja viscosidad que se aglutinan inmediatamente cuando impactan con el suelo, antes de que el enfriamiento debido al contacto con este pueda tener algún efecto en la soldadura (Freundt 1998).

Agglutinación y coalescencia: términos usados en el sentido que lo hacen Branney y Kokelaar (1992), el primero de los términos es referido a una rápida soldadura, mientras que el segundo es indicativo de que los piroclastos fluidos (gotas) se fusionan para formar un líquido homogéneo, de tal forma que se desdibujan sus contornos originales.

Litoclastos cognados: son fragmentos densos, de formas subredondeadas, formados por cristales y vidrio de color ámbar, incipientemente recrystalizado. Es un término homólogo al de *magma blobs* de Bachmann *et al.* (2000).

Fracción crítica (CMF por su sigla en inglés, *critical melt fraction*): en mezclas de cristales y material fundido, corresponde a la mínima fracción de fundido para que la mezcla sea capaz de fluir.

IGNIMBRITA LAS LAJAS

La Ignimbrita Las Lajas fue reconocida en la porción central del Macizo del Deseado (Fig. 1). Forma parte del conjunto de unidades volcanoclásticas de la Formación Chon Aike, de edad jurásica media a superior que, junto a otras unidades volcánicas del norte de Patagonia y del oeste de la Península Antártica, constituyen lo que Pankhurst *et al.* (1998) denominaron "*Chon Aike Province*", una Gran Provincia Ígnea Silícica (*Silicic Large Igneous Province*). En el Macizo del Deseado, asociado genética, temporal y espacialmente al volcanismo ácido, existe un evento andesítico, reconocido como Formación Bajo Pobre que en la zona próxima a la Ignimbrita Las Lajas se interdigita en la base de la Formación Chon Aike (Echeveste *et al.* 2001) y se ubica, en algunos casos junto a lavas riolíticas próximo a posibles centros volcánicos (Fig. 1).

La Ignimbrita Las Lajas es una ignimbrita de alto grado, de composición riolítica, que cubre un área de 500 km² con una extensión máxima en sentido N-S de 38 km, un volumen estimado de 40 km³ y una relación de aspecto V/H de 1:300, donde V es la potencia media y H el diámetro de un círculo cuya área es igual a la del depósito ignimbrítico (Walker 1983). En planta, la Ignimbrita Las Lajas tiene forma de medialuna cóncava hacia el este y en la parte central de su borde oriental, donde está mejor expuesto su perfil vertical con un espesor máximo en el orden de 100 metros, se puede observar que es una ignimbrita compuesta, formada por dos unidades de enfriamiento. En este sector, la paleosuperficie sobre la que se deposita la unidad inferior, presenta la mayor pendiente observada, con inclinación de 20° al oeste, característica que permite inferir que el flujo no particulado se desplazaba hacia el oeste-nor-

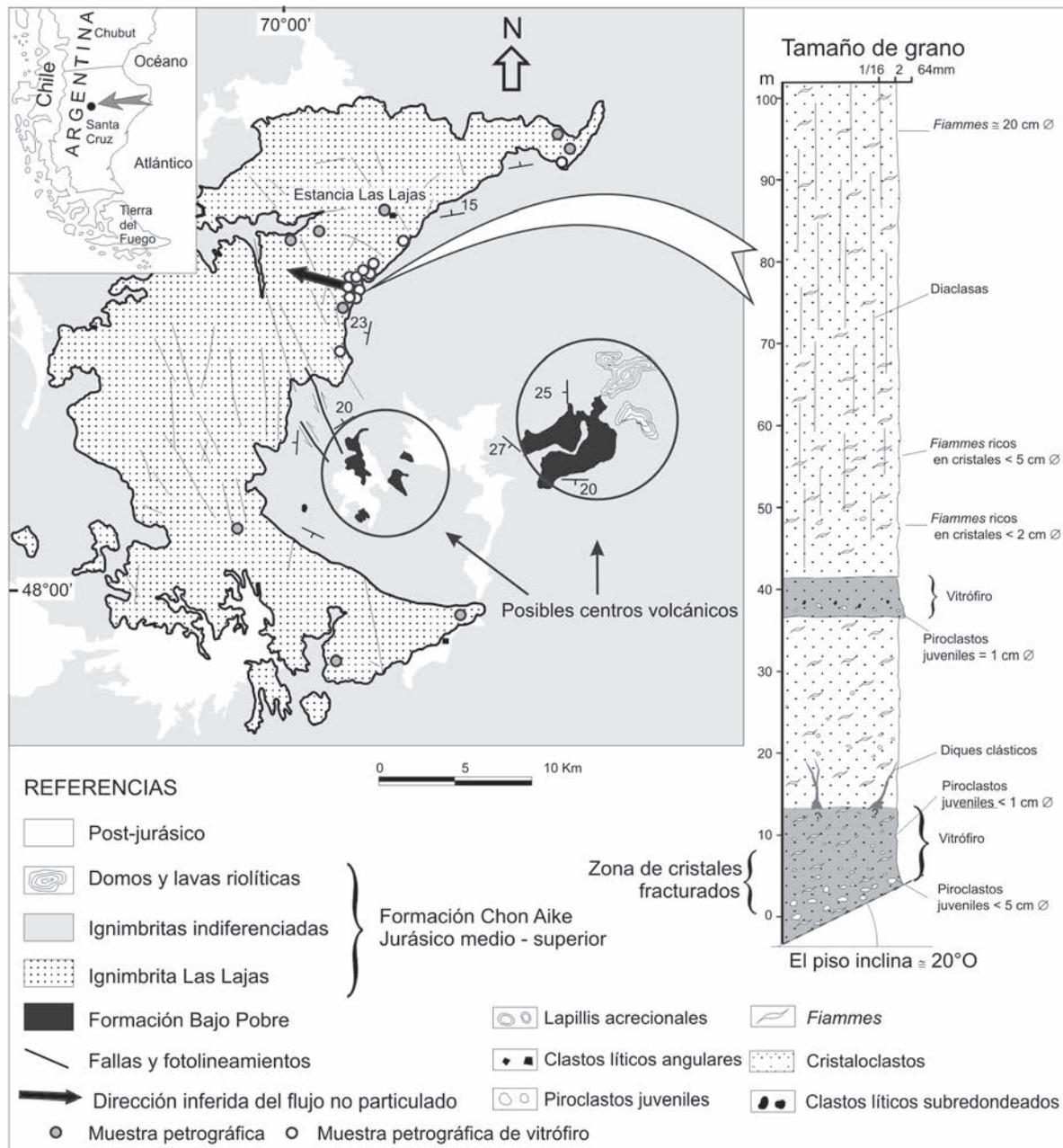


Figura 1: Mapa geológico simplificado de la Ignimbrita Las Lajas (según Echeveste *et al.* 1999) y sección esquemática que muestra sus características texturales.

oeste (Fig. 1). La unidad inferior, de hasta 35 m de espesor, presenta en la base un manto de vitrófiro de espesor variable (0,5 a 20 m), mientras la unidad superior, que también presenta un vitrófiro en la base (de unos 5 m de potencia) alcanza un espesor mínimo de 80 metros (techo erosionado). El color gris oscuro a negro, la fractura concoide y el brillo vítreo de los vitrófiros en muestra de mano, los distinguen del resto de la unidad de color

castaño-rojizo y brillo mate.

En un sector de la ignimbrita, inmediatamente por encima del vitrófiro inferior, fueron reconocidos “diques” en posición subvertical, de hasta 30 cm de espesor y hasta 2 m de largo en sentido vertical, compuestos por material piroclástico bien seleccionado, en ocasiones ramificándose en venillas de algunos milímetros. Son de color castaño oscuro y presentan contactos netos con la caja y line-

amientos de flujo paralelos a esos contactos. El relleno de los diques tiene aspecto de microbrecha, formada por fragmentos angulosos de cristales que en general no superan los 400 micrones (tamaño medio ~ 200 micrones), rodeados por una matriz vítrea de grano fino. Cuerpos similares a los descriptos, fueron observados por Smith y Cole (1997) en la ignimbrita Somers (Nueva Zelandia), quienes los denominan “diques clásticos” y los consi-

deran como el producto de la inyección de material piroclástico no consolidado co-ignimbrítico.

MÉTODOS

El presente trabajo se orientó especialmente al análisis de las características texturales del vitrófiro basal de la unidad de flujo inferior, en la zona central de su borde oriental (Fig. 1). Fueron recolectadas 25 muestras de zonas proximales y distales de la Ignimbrita Las Lajas, de las cuales 7 corresponden al vitrófiro inferior de la zona central de su borde oriental, donde previamente se había detectado la presencia de cristales fracturados *in situ*.

Se confeccionaron 38 secciones delgadas, 23 de muestras del vitrófiro inferior. En aquellas en las cuales la fluidalidad reomórfica era observable en muestra de mano, se hicieron dos secciones perpendiculares sobre muestras orientadas. El porcentaje de cristaloclastos y matriz se calculó en 7 muestras con una platina integradora Ernst Leitz 1254, sobre perfiles con equidistancia de 1 mm en una superficie de 20 x 20 mm.

Las densidades de roca total se calcularon sobre fragmentos de $\sim 8-10 \text{ cm}^3$ determinando su peso en aire y sumergido en agua destilada.

La viscosidad modelo ideal del vitrófiro, fue estimada mediante el programa *Viscosity* de Dehn (1995) basado en el método de Shaw (1972) que calcula la viscosidad de un líquido magmático silicatado (libre de cristales y burbujas) sobre la base de su composición química y temperatura.

CARACTERÍSTICAS TEXTURALES

La Ignimbrita Las Lajas presenta una marcada homogeneidad textural, tanto lateral como vertical, propia de ignimbritas de alto grado, con una notable escasez de fragmentos líticos accesorios y accidentales. Presenta textura eutaxítica y fuerte soldadura desde la base hasta el techo de la unidad (su densidad varía entre 2,46-2,54

g/cm^3), con la presencia de abundantes cristaloclastos de hasta 4 mm de diámetro, que ocupan de 30 a 37 % en volumen.

Cristaloclastos

Los cristaloclastos están representados por feldespatos (plagioclasa > sanidina), cuarzo, y biotita, con anfíbol, allanita, zircón y rutilo como minerales accesorios. Se reconocen cristaloclastos enteros y fragmentos de cristaloclastos, estos últimos son más abundantes y miden entre 10 micrones a 2,5-3 milímetros.

Los cristaloclastos enteros de feldespatos y cuarzo varían en tamaño entre 0,6 a 4 mm. Los primeros suelen ser euhedrales a subhedrales (Fig. 2a, b), libres de alteración, comúnmente con aristas redondeadas y con profundos engolfamientos. En general, presentan maclas polisintéticas (plagioclasa) y simple (sanidina), los primeros suelen mostrar zonación oscilatoria característica. En ocasiones, los cristales de plagioclasa constituyen agregados de varios cristales (textura glomeroporfirica).

Los cristaloclastos de cuarzo presentan amplias inclusiones de fundido y engolfamientos (Fig. 3c), generalmente son subhedrales, con aristas redondeadas (Fig. 2c). Los fragmentos de cristaloclastos de feldespato y cuarzo están limitados en general por una superficie en parte cóncava (Fig. 2d, e) y en menos casos las superficies de fractura son irregulares (Fig. 2f) o planas definiendo fragmentos de tipo astilloso (Fig. 2g).

La gran mayoría de los cristaloclastos de feldespato y cuarzo, tanto cristales grandes enteros como fragmentos, se presentan fracturados internamente. Las superficies de las fracturas son principalmente irregulares (Fig. 2c), en algunos casos concoidales (Fig. 2d, e, f) y en otros controladas por el clivaje (Fig. 2a).

En el caso de los cristaloclastos de biotita, la gran mayoría parecen ser escamas de cristales mayores, producto de la facilidad con que porciones del mineral pueden separarse a partir de los planos de clivaje. El diámetro de los fragmentos varía entre $\sim 0,1$ a 1 milímetro.

Si bien no se midió la relación porcentual entre cristaloclastos enteros y fragmentos de cristales mayores ante la dificultad de reconocer con certeza a estos últimos, en la figura 3a se muestra un dibujo sobre una fotomicrografía (Fig. 3b) donde se puede apreciar la relación cualitativa entre cristaloclastos enteros (E), fragmentos de cristales mayores (solo se han señalado algunos, F) y cristaloclasto con textura en rompecabeza cuyos fragmentos han sido desplazados *in situ* (R).

Fiammes/Flamas

En los vitrófiros basales de la Ignimbrita Las Lajas, no se diferencian *fiammes* en muestra de mano, sin embargo el examen microscópico permite distinguir sectores de sección más o menos elíptica y terminaciones irregulares, flamíferas, interpretados como fragmentos pumíceos totalmente colapsados y deformados por compactación y flujo (Fig. 3d). Presentan superficies onduladas, especialmente cerca o en contacto con cristaloclastos, fino bandeamiento y límites difusos con la matriz. El bandeamiento sería producto del aplastamiento de las vesículas tubulares o esféricas.

Por arriba de los vitrófiros, inferior y superior, la presencia de *fiammes* se hace evidente a escala magascópica ya que resaltan por los tonos claros que poseen. Los *fiammes* próximos a la base son aplanados, de color blanco, de 1 a 3 cm de diámetro por 0,3 a 0,5 cm de espesor. Aumentan en tamaño hacia arriba, alcanzando 20 cm de diámetro por 2 cm de espesor en el techo de la unidad.

Litoclastos cognados

En la base del vitrófiro inferior son frecuentes los litoclastos cognados de color rosado, subredondeados, de hasta 4 cm de diámetro, formados por cristales y vidrio, en algunos casos parcialmente desvitrificado con textura esferulítica. Los más pequeños, de $\sim 0,5$ mm, son subesféricos, de superficie irregular y suelen contener pequeños cristales anhedrales de feldespato, cuarzo y/o biotita (Fig. 3d). En ocasiones están formados por un cris-

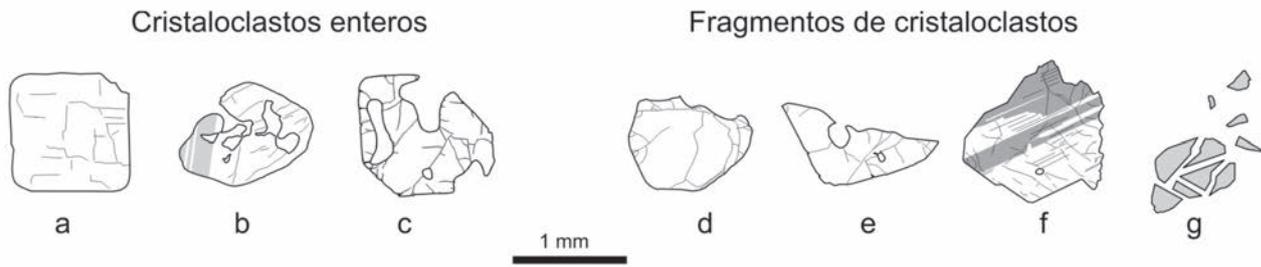


Figura 2: Tipos de cristaloclastos enteros y fragmentos de cristaloclastos mayores. a) Sanidina euhedral de aristas redondeadas y fracturas internas controladas por el clivaje. b) Plagioclasa subhedral con macla polisintética, abundantes engolfamientos y fracturas internas irregulares. c) Cuarzo euhedral con inclusiones de fundido y profundos engolfamientos cortado por abundantes fracturas irregulares. d, e) Fragmentos de cristales de cuarzo y feldespato rotos a partir de fracturas concoidales, posiblemente paredes de inclusiones de fundido. f) Fragmento de un cristal de plagioclasa con superficie de fractura irregular. g) Fragmentos astillosos (de un mismo cristal) limitados por superficies planas.

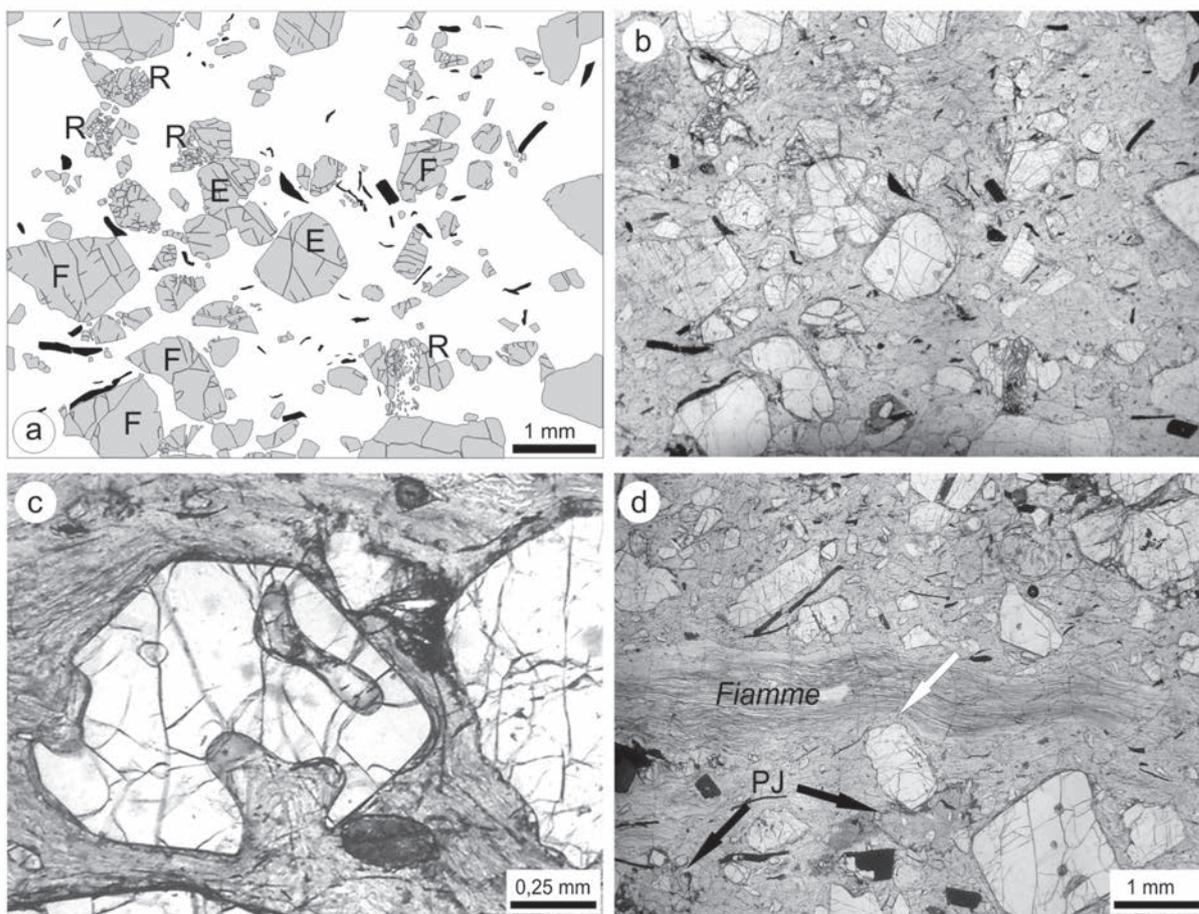


Figura 3: a) Dibujo sobre la base de la fotomicrografía presentada en (b) de una muestra de vitrófiro inferior en la que se puede apreciar la relación cuantitativa entre cristaloclastos enteros (E), fragmentos de cristaloclastos enteros (F) y cristaloclasto con textura en rompecabeza cuyos fragmentos han sido desplazados in situ (R), de color gris los cristaloclastos de feldespato y cuarzo, en negro los de biotita. c) Engolfamiento e inclusión de fundido en cristaloclasto de cuarzo. d) Fragmento pumiceo fuertemente deformado (*fiamme*) por compactación, ondulado en torno a cristaloclastos (flecha blanca). Pequeños piroclastos cognados subsféricos (PJ), flechas negras.

taloclasto (euhedral o subhedral) de cuarzo o feldespato rodeado total o parcialmente por material vítreo de color ámbar. El vidrio está parcialmente desvitrificado y tanto al microscopio como en muestra de mano se los distingue por su

color rosado, que contrasta con el vidrio incoloro del resto de la matriz, indicador de un estado de mayor oxidación del hierro. La incipiente cristalización del vidrio de estos litoclastos cognados indica una historia de enfriamiento distinta a la del

resto de la matriz vítrea, totalmente isótropa.

Otros fragmentos líticos

La presencia de líticos accidentales y accesorios, es muy escasa y está limitada a

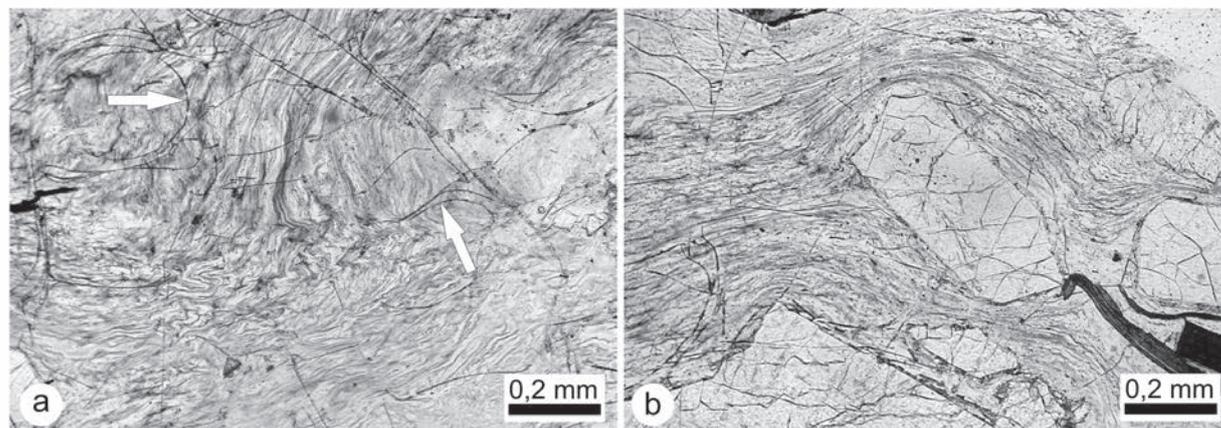


Figura 4: Detalle de texturas reomórficas en el vitrófiro inferior de la Ignimbrita Las Lajas. Las dos fotomicrografías sin analizador. a) Plegamientos de la matriz vítrea con textura perlítica (flechas). b) Cristal de feldespato con sombras de presión asimétricas (textura σ -cristal) producida por cizalla simple.

fragmentos menores a 2 cm de volcanitas andesíticas de grano fino, de otras ignimbritas y de tobas.

Matriz

La matriz, especialmente en los vitrófiros, está formada por la aglutinación y en parte coalescencia de trizas y gotas vítreas, producto de la alta temperatura y baja viscosidad de las partículas. Esto produce un material fundido homogéneo en el que se borran los contactos entre partículas. Por encima de los vitrófiros, si bien el grado de soldadura es fuerte, es posible distinguir los fragmentos de vidrio deformados que definen una marcada textura eutaxítica.

La observación microscópica del vitrófiro inferior permitió identificar algunas texturas reomórficas como pliegues asimétricos de la matriz vítrea (Fig. 4a), sombras de presión asimétricas en torno a cristaloclastos rígidos (tipo σ , producidas por cizalla simple, Fig. 4b) y microboudinages.

MORFOLOGÍA Y DEFORMACIÓN DE CRISTALES

Entre los indicadores de flujo identificados al microscopio en este trabajo nos referiremos específicamente a los cristaloclastos con deformación frágil (cuarzo, sanidina y plagioclasa) y dúctil (biotita)

presentes en el vitrófiro basal de la unidad de flujo inferior. La deformación frágil de los cristaloclastos se manifiesta como microfracturas intragranulares con distintos grados de movimiento de las partes. Las fracturas cortan los cristales sin desplazamiento de los fragmentos (Fig. 5a); sin embargo, cuando hubo movimiento escaso luego de la ruptura de los cristales se producen texturas en rompecabezas, pudiéndose reconstruir la forma original del cristal (Fig. 5a, b, c, d). Son frecuentes los desplazamientos de los cristales fracturados por choques mutuos y en ocasiones por “prensado” entre dos cristales (Fig. 5b) donde las microfracturas presentan una orientación preferencial irradiando desde el punto de contacto. También se observan cristales fracturados y desplazados que están aislados en la matriz vitrofírica (Fig. 5c y d). Una vez desplazados los fragmentos, el espacio entre ellos es ocupado por el material vítreo de la matriz que los rodea. Además se interpreta que hubo desplazamientos mayores, aunque de difícil reconocimiento pues la traslación y rotación de los fragmentos impide reconstruir la forma del cristal original. Los espacios entre trozos de un mismo cristal se presentan rellenos del material vítreo, aún en fracturas tan delgadas como de 10 micrones.

La deformación dúctil es muy común en cristales de biotita y se la observa como

ondulaciones que acompañan los microplegamientos de la matriz (Fig. 5a), pliegues *kink* (Fig. 5e) o cristales tabulares con extremos muy deformados en contacto con otros cristales indicando también, en este caso, deformación por choque (Fig. 5f). Asimismo son frecuentes pequeños fragmentos de biotita dispuestos más o menos alineados según las líneas de flujo de la matriz que posiblemente correspondan al desmembramiento, a partir de los planos de clivaje, de cristaloclastos más grandes (Fig. 5g).

DISCUSIÓN

Mecanismo y condiciones de deformación

Se analizan a continuación las condiciones de deformación de cristales desde el momento de la erupción, en el que se inicia el flujo particulado, hasta la detención del flujo no particulado.

Flujo particulado: Best y Christiansen (1997) propusieron que la brusca caída de presión durante la erupción produce la expansión de los gases disueltos en el fundido y, en el caso de los cristales con engolfamientos, canales o inclusiones de fundido, esta expansión puede ocasionar su ruptura, siendo este el mecanismo más efectivo para la fracturación de cristales. En la Ignimbrita Las Lajas, después de la erupción, los cristales y fragmentos de cristales se desplazan en el flujo particu-

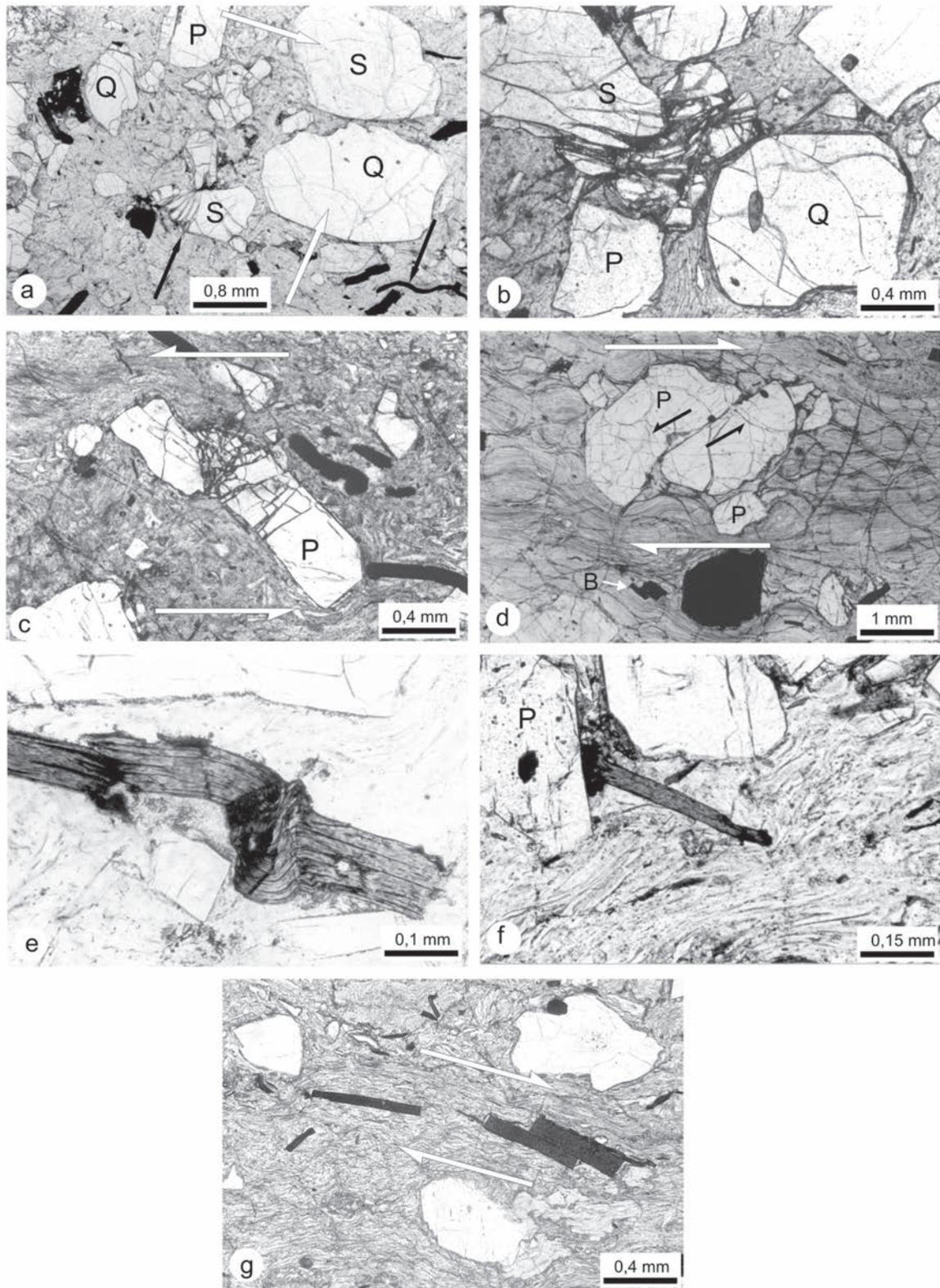


Figura 5: Fotomicrografías de secciones delgadas (sin analizador) representativas del vitrofiro basal de Ignimbrita Las Lajas. Q= cuarzo, P= plagioclasa, S= sanidina, B= biotita. a) Cristales fracturados de cuarzo y sanidina sin desplazamiento de los fragmentos (flechas blancas) junto a cristales con deformación frágil y dúctil (sanidina y biotita, flechas negras), la matriz está formada por la coalescencia de fragmentos vítreos. b) Cristales fracturados por “presado” entre dos cristales, la textura en rompecabezas permite reconstruir la forma del cristal original, previo a la ruptura. c y d) Cristales aislados de plagioclasa, fracturados y parcialmente desplazado por el flujo. e) Biotita deformada de manera dúctil según pliegues tipo *kink*. f) Biotita con un lado del cristaloclasto muy deformado por choque con otro cristal. g) Fragmentos de un cristal de biotita fracturados según planos de clivaje parcialmente desplazados.

lado manteniéndose enteros (aunque no se descarta que una pequeña proporción pueda fracturarse por choques mutuos), unos pocos de ellos rodeados por una capa de vidrio y/o fundido como parte de litoclastos cognados o *magma blobs* que puede haber estado incipientemente cristalizada al momento de la erupción. La mayoría de los cristaloclastos presentes en el vitrófiro fueron transportados en el flujo particulado libres de fundido.

Flujo no particulado: La aglutinación y coalescencia de gotas de vidrio y cristales en ignimbritas de alto grado, que permiten que éstas se suelden inmediatamente por contacto (Mahood 1984), inducen su depositación pasando a formar parte del flujo no particulado (según Branney y Kokelaar 1992). En el vitrófiro de la Ignimbrita Las Lajas, la coalescencia de piroclastos le confieren a la matriz características de un líquido homogéneo en el que sus límites originales quedan obliterados, sólo son reconocibles los fragmentos vítreos no vesiculados que estaban parcialmente recristalizados al momento de su depositación y algunos clastos pumíceos transformados en *flammas*. Las texturas reomórficas formadas en estas condiciones de baja viscosidad del conjunto cristales-masa vítrea fundida, relativamente comunes en ignimbritas peralcalinas (Schmincke y Swanson 1967, Kobberger y Schmincke 1999), se produjeron después de la depositación, por debajo de la superficie de “sedimentación”, en coincidencia con lo interpretado para fábricas deformacionales observadas en otras ignimbritas calcoalcalinas de alto grado (Chapin y Lowell 1979, Branney *et al.* 1992, Smith y Cole 1997, Beddoe-Stephens y Millward 2000).

Una vez depositados, los cristales de plagioclasa, sanidina y cuarzo se deformaron frágilmente fracturándose. Algunas de estas microfracturas pueden haberse producido por stress causado por expansión y contracción termal diferencial, semejante a la fragmentación *in situ* por enfriamiento observada en lavas porfíricas (McPhie *et al.* 1993, pag. 22) o en domos de lava silíceos en ambiente subacuático

(Gimeno 1994), aunque respecto a este último caso, no se han detectado evidencias de que la ignimbrita Las Lajas se hubiera depositado sobre un cuerpo de agua. Sin embargo, en algunos casos, la posición de los cristales, con puntos de contacto entre individuos adyacentes y direcciones y formas de las fracturas con una distribución radial y sub-perpendicular a estos contactos, permite inferir que las microfracturas se han producido por choques mutuos entre dos o más cristales, durante el flujo reomórfico. Los cristales de biotita se deforman de manera dúctil a través de desplazamientos intracristalinos según los planos de clivaje, generando plegamientos suaves que acompañan los plegamientos de la matriz, pliegues *kink* y cristales con extremos deformados cuando el flujo los hace chocar con otros cristales, hasta pequeños fragmentos dispersos según las líneas de flujo de la matriz. En este medio, flujo no particulado, el mecanismo de expansión de gases señalado como responsable de la rotura de cristales en ignimbritas (Best y Christiansen 1997) y en lavas riolíticas (Manley 1996, Allen y McPhie 2003) no es suficiente para explicar la fracturación y deformación “in situ” de los cristales, ya que la descompresión y separación de la fase gaseosa dentro de las inclusiones de fundido en los cristales se habría producido tempranamente al momento de la erupción.

La coexistencia de cristales fracturados y desplazados durante el flujo reomórfico junto a otros que no obstante estar fracturados y presentar numerosos y profundos engolfamientos, sus fragmentos se encuentran unidos, sugiere que el movimiento del material no particulado se producía con distintas tasas de deformación por cizalla a lo largo de la sección vertical (a nivel microscópico). La cizalla se produciría en un flujo laminar entre sectores de vidrio de distinta viscosidad con diferentes velocidades entre láminas. Los cristales rotos aislados y desplazados, así como las rupturas y desplazamientos por choques entre cristales se ubicarían en o próximos a los planos de mayor ta-

sa de deformación por cizalla (Fig. 6), mientras que los cristales fracturados que se mantuvieron enteros eran transportados en suspensión por porciones de vidrio (más rígidas y viscosas?) que se movían como una unidad. Este mecanismo sería homólogo al responsable de la formación de lenticulas de brecha producidas en lavas riolíticas en los sectores foliados del flujo, producidos por cizalla (Dadd 1992).

Estimación de temperatura y viscosidad: La deformación de los cristaloclastos en el flujo reomórfico se produce a una temperatura por encima de la temperatura de transición del vidrio (T_g) en condiciones de baja presión (presión de carga dada por la columna de material suprayacente). La temperatura de transición del vidrio (T_g) para fundidos silicatados se encuentra en torno a 1000K (727°C, Spera 2000). Stevenson *et al.* (1995) determinan T_g para obsidianas riolíticas calcoalcalinas entre 718 y 746 °C, por lo que se estima que al menos el vitrófiro de la Ignimbrita Las Lajas ha tenido temperaturas superiores a estas.

La viscosidad modelo ideal del vitrófiro inferior de la Ignimbrita Las Lajas, fue estimada para la muestra PT 158 (Alperin *et al.* 2007) a una temperatura de 727°C. El resultado obtenido fue de 1,25 E+12 Pa s. La presencia de cristales y burbujas de gas dispersas tienen una marcada influencia en la viscosidad de los fundidos silicatados (Dingwell *et al.* 1993). Si bien son escasos los datos existentes de las propiedades reológicas de mezclas de fundido, cristales (o sólidos en general) y burbujas de vapor, una buena aproximación para obtener la viscosidad de un fundido con cristales, es utilizando la ecuación de Einstein-Roscoe (McBirney y Murase 1984):

$$\eta = \eta_0 (1 - \phi / \phi_0)^{-2.5} \quad (1)$$

Donde

η_0 = viscosidad del fundido puro

ϕ_0 = es la fracción de sólidos con un empaquetamiento máximo (en la práctica varía entre 0,6-0,65)

ϕ = es la fracción de sólido en el fundido

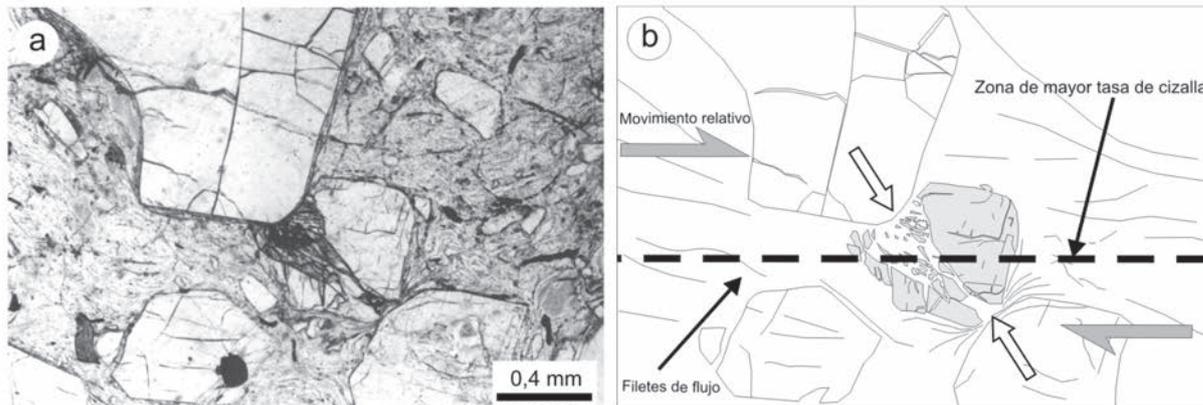


Figura 6: a) Fotomicrografía mostrando un cristal de plagioclasa fracturado por “prensado” entre dos cristales. b) Esquema de la ruptura del cristal. Las flechas grises indican el sentido de la cizalla en el flujo laminar y el movimiento relativo de los cristales. Las flechas blancas el sentido de la mayor compresión. .

Para la zona basal vitrofírica de la Ignimbrita Las Lajas, en el momento próximo a la detención del flujo, se considera que la temperatura de este estaba próxima a la temperatura de transición del vidrio (T_g) y, asumiendo que η_0 a T_g es de $1,25 \text{ E}+12 \text{ Pa s}$, aplicando la ecuación (1) se obtiene, para una proporción de cristales (ϕ) de 35%, una viscosidad efectiva $\eta \sim 8,64 \text{ E}+12 \text{ Pa s}$, casi un orden de magnitud mayor que para el fundido puro.

A pesar de la participación relativamente alta de la fase cristalina en la Ignimbrita Las Lajas (35 % en volumen), la mezcla cristales-fundido conservó una temperatura suficientemente alta (y una eficiente retención del calor) que permitió mantener al fundido por arriba de la fracción crítica, otorgándole al conjunto la posibilidad de fluir.

Por lo tanto, el desplazamiento de los fragmentos de cristales fracturados, la ruptura de cristaloclastos de cuarzo y feldespatos por choques mutuos y la deformación dúctil de los cristales de biotita se produjeron con anterioridad a la detención del flujo cuando este tenía una temperatura superior a unos 720°C y una viscosidad inferior a $\sim 8,64 \text{ E}+12 \text{ Pa s}$.

El flujo reomórfico laminar ocasiona una fuerte deformación que se suma al aplastamiento producido por carga. Este mecanismo produce estiramiento de trizas y gotas de vidrio sin vesicular, los pómez son totalmente colapsados y estirados con extremos flamígeros (*flayed or flamel-*

ke termination) y los cristaloclastos son fracturados y desplazados *in situ*.

La disposición periclinal de la ignimbrita respecto a los centros volcánicos situados al este (Fig. 1) y la ausencia de basculamiento tectónico de las unidades geológicas de la región, indican que la pendiente actual del piso de la unidad sería próxima a la original. Nosotros atribuimos a la inclinación del sustrato (relativamente alta: $\sim 20^\circ$) que constituía el piso donde la ignimbrita se depositó y donde fueron reconocidas la mayoría de las texturas del vitrófiro inferior, como el principal factor responsable del movimiento pendiente abajo, y favorecido posiblemente por la presión de carga, constituyendo un *secondary rheomorphic flowage* (en el sentido de Wolff y Wright 1981, Best y Chistiansen 1997). Kobberger y Schmincke (1999) atribuyen el flujo reomórfico que encuentran por encima de la zona basal en la ignimbrita D (Mogán Formation), de Gran Canaria, a la combinación de dos factores, la presión de carga debido al incremento en la acumulación vertical de material piroclástico y a la pendiente, en general de 6 a 8° . Por otra parte, en ignimbritas de alto grado de la Isla de Cerdeña, se han reportado texturas reomórficas atribuidas a pendientes tan bajas como 4 - 5° (Pioli y Rosi 2005).

El mecanismo de fragmentación por flujo descrito antes, es similar al producido en el flujo sub-magmático (Blenkinsop 2000) definido como una deformación

que involucra flujo de fundido y cristales, con deformación de estos últimos. Sin embargo, mientras que en el flujo sub-magmático la deformación de cristales se produce principalmente por transferencia de masa por difusión y en menor medida por cataclisis, en la fragmentación reomórfica o fragmentación por flujo, con una tasa de deformación relativamente alta, la deformación principal se origina por cataclisis.

Por otra parte, Allen y McPhie (2003) encuentran en lavas y domos de lava riolíticos calcoalcalinos alrededor de un 5% de fragmentos de cristales de feldespatos y cuarzo en la población de fenocristales total. Atribuyen su formación a la descompresión de grandes inclusiones de fundido mientras que la cizalla durante el flujo laminar desmembraron los fragmentos.

CONCLUSIONES

El vitrófiro inferior de la Ignimbrita Las Lajas muestra a nivel microscópico, fuerte soldadura, pliegues de flujo, sombras de presión asimétricas alrededor de cristaloclastos, pómez estirados con extremos deshilachados, cristaloclastos fracturados cuyos fragmentos han sido desplazados *in situ* y cristaloclastos de biotita con deformación dúctil, características texturales que indican que el conjunto de cristales y matriz se movió como parte de un flujo que involucró deformación por cizalla.

Parte de los cristaloclastos presentes en el vitrófiro corresponden a fragmentos de cristales mayores, posiblemente fracturados prematuramente por la expansión de burbujas de gas dentro de las inclusiones de fundido, en el momento de la descompresión violenta que acompañó a la erupción. Sin embargo, algunos de estos fragmentos de cristaloclastos y cristaloclastos enteros se han fracturado con posterioridad a su sedimentación conjuntamente con el material vítreo fundido que constituye la matriz, posiblemente por contracción termal diferencial y en algunos casos por choques mutuos durante el flujo reomórfico, en aquellos sectores con mayor tasa de deformación por cizalla. La pendiente del sustrato ($\sim 20^\circ$ ONO) y la presión de carga determinaron el movimiento de, al menos, una parte del vitrófiro que constituye la base de la unidad de flujo inferior pendiente abajo. Los fragmentos de los cristaloclastos fracturados *in situ* están separados y rodeados por la matriz vítrea, lo que indica que la fragmentación debe de haber ocurrido mientras la fase vítrea todavía estaba fundida y en movimiento. La separación y rotación de los fragmentos ocurrieron en respuesta a la deformación por cizalla durante el flujo laminar. La matriz tenía una temperatura mayor a la de transición del vidrio y una viscosidad suficientemente baja para que el conjunto cristales-matriz pudiera fluir.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado en el marco del Proyecto Pict 2385 "Mineralizaciones epitermales asociadas a procesos volcánicos jurásicos de la porción central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz" financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. Michael Ort (Dept. of Geology, Northern Arizona University) por la lectura crítica de una versión preliminar del manuscrito y las valiosas sugerencias para su mejoramiento.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, S.R. y McPhie, J. 2003. Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126: 263-283.
- Alperin, M., Echeveste, H., Fernandez, R. y Bellieni, G. 2007. Análisis estadístico de datos geoquímicos de volcanitas jurásicas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 200-209.
- Bachmann, O., Dungan, M.A. y Lipman, P.W. 2000. Voluminous lava-like precursor to a major ash-flow tuff: low-column pyroclastic eruption of the Pagosa Peak Dacite, San Juan volcanic field, Colorado. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 98: 153-171.
- Beddoe-Stephens, B. y Millward, D. 2000. Very densely welded, rheomorphic ignimbrites of homogeneous intermediate calc-alkaline composition from the English Lake District. *Geological Magazine* 137: 155-173.
- Best, M.G., Christiansen, E.H. 1997. Origin of broken crystals in ash-flow tuffs. *Geological Society of American Bulletin* 109: 63-73.
- Blenkinsop, T. 2000. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluwer Academic Publishers, 150 p., Dordrecht.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology* 54: 504-520.
- Branney, M.J., Kokelaar, P. y McConnell, B. 1992. The Bad Step Tuff: a lava-like rheomorphic ignimbrite in a calc-alkaline piecemeal caldera, English Lake District. *Bulletin of Volcanology* 54: 187-199.
- Cas, R. y Wright, J. V. 1988. Volcanic successions, modern and ancient. Chapman and Hall, 528 p., London.
- Chapin, C.E. y Lowell, G.R. 1979. Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles run paleovalley, Central Colorado. En Chapin, C.E. y Elston, W.E. (eds.) *Ash flow tuffs*. Geological Society American Special Paper 180: 137-154.
- Dadd, K. 1992. Structures within large volume rhyolite lava flows of the Devonian Comerong Volcanics, southeastern Australia, and the Pleistocene Ngongotaha lava dome, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 54: 33-51.
- Dehn, J. 1995. Viscosity for Windows, v.1.1. <http://www.v-home.alaska.edu/~jdehn/vpetro/viscwin.htm> [2002, may].
- Dingwell, D.B., Bagdassarov, N.S., Bussod, G.Y. y Webb, S.L. 1993. Magma rheology. En Luth, R.W. (ed) *Short Course Handbook on Experiments at high pressures and application to the Earth's Mantle*. Mineral Association of Canada 21: 131-196.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Llamabías, E., Tessone, M., Schalamuk, I., Piccirillo, E., De Min, A. 1999. Ignimbritas tardías de alto grado en la formación Chon Aike. Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 182-185, Salta.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Llamabías, E., Tessone, M., Schalamuk, I., Piccirillo E. y De Min, A. 2001. Relaciones entre las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 548-558.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer, 472 p., New York.
- Freundt, A. 1998. The formation of high-grade ignimbrites, I: Experiments on high- and low-concentration transport systems containing sticky particles. *Bulletin of Volcanology* 59: 414-435.
- Gimeno, D. 1994. Genesis of crystal-rich epiclastic rocks from subaqueous silicic lava domes: role of thermal shock on quartz phenocrysts. *Sedimentary Geology* 90: 33-47.
- Kobberger, G. y Schmincke, H.U. 1999. Deposition of rheomorphic ignimbrite D (Mogán Formation), Gran Canaria, Canary Island, Spain. *Bulletin of Volcanology* 60: 465-485.
- Mahood, G.A. 1984. Pyroclastic rocks and calderas associated with strongly peralkaline volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research* 89: 8540-8552.
- Manley, C.R. 1996. In situ formation of welded tuff-like textures in the carapace of a voluminous silicic lava flow, Owyhee County, SW Idaho. *Bulletin of Volcanology* 57: 672-686

- McBirney, A.R. y Murase, T. 1984. Rheological properties of magmas. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences* 12: 337-357.
- McPhie, J., Doyle, M. Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES, University of Tasmania, 198 p., Tasmania, Australia.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. y Riley, T.R. 1998. The Chon Aike Province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113-136.
- Pioli, L. y Rosi, M. 2005. Rheomorphic structures in a high-grade ignimbrite: The Nuraxi tuff, Sulcis volcanic district (SW Sardinia, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142: 11-28.
- Ross, C.S. y Smith, R.L. 1961. Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations, and identification. *US Geological Survey Professional Paper* 366, 81p. Washington.
- Shaw, H.R. 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *American Journal of Science* 272: 870-893
- Schmincke, H.U. y Swanson, D.A. 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Geology* 75: 641-664.
- Smith, T.R. y Cole, J.W. 1997. Somers Ignimbrite formation: cretaceous high-grade ignimbrites from South Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75: 39- 57.
- Sparks, R.S.J., Self, S. y Walker, G.P.L. 1973. Products of ignimbrite eruption. *Geology* 1: 115-118.
- Spera, F.J. 2000. Physical properties of magma. En Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, 1417 p. San Diego.
- Stevenson, R.J., Dingwell, D.B., Webb, S.L. y Bagdassarov, N.S. 1995. The equivalence of enthalpy and shear stress relaxation in rhyolitic obsidians and quantification of the liquid-glass transition in volcanic processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 68: 297-306.
- Walker, G.P.L. 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 65-88.
- Wolff, J.A. y Wright, V.J. 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 10: 13-34.

Recibido: 1 de agosto, 2011.

Aceptado: 2 de noviembre, 2011.