

CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DE LOS PRODUCTOS ERUPTIVOS DE LA ACTIVIDAD VOLCANICA 2006-2008 DEL VOLCÁN UBINAS

Marco Rivera^{1,2,3}, Jean-Claude Thouret^{2,3}, Jean-Luc Le Pennec²,
Hervé Martin³, Pablo Samaniego² Y Jersy Mariño¹

¹ INGEMMET, Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico. Av. Canadá 1470, San Borja, Lima-Perú
mrivera@ingemmet.gob.pe

² IRD, UR 031, Laboratoire Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, Francia.

³ Université Blaise-Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, Francia.

INTRODUCCIÓN

El volcán Ubinas ($16^{\circ} 22' S$, $70^{\circ} 54' O$) está localizado a ~65 km al sureste de la ciudad de Arequipa (Fig. 1). Este volcán es el más activo del sur peruano por haber presentado al menos 24 eventos volcánicos (VEI 1-3) desde el año de 1550 AD hasta la actualidad (Rivera et al. 2007). Estos eventos consistieron principalmente de erupciones explosivas moderadas (VEI 1-3) de tipo vulcaniano y freatomagmático (Rivera et al. 1998), así como en intensas emisiones de gases y cenizas ($<10 \times 10^6 m^3$). Estos eventos han causado daños en seis poblados localizados alrededor de un radio de 12 km alrededor del volcán donde habitan aproximadamente 3,500 habitantes. Según archivos históricos desde el año 1930 a 1961, al menos doce personas y un número aún mayor de animales domésticos han muerto por ingerir alimentos y/o agua mezclada con cenizas emitidas por el Ubinas (Rivera et al., 1998).

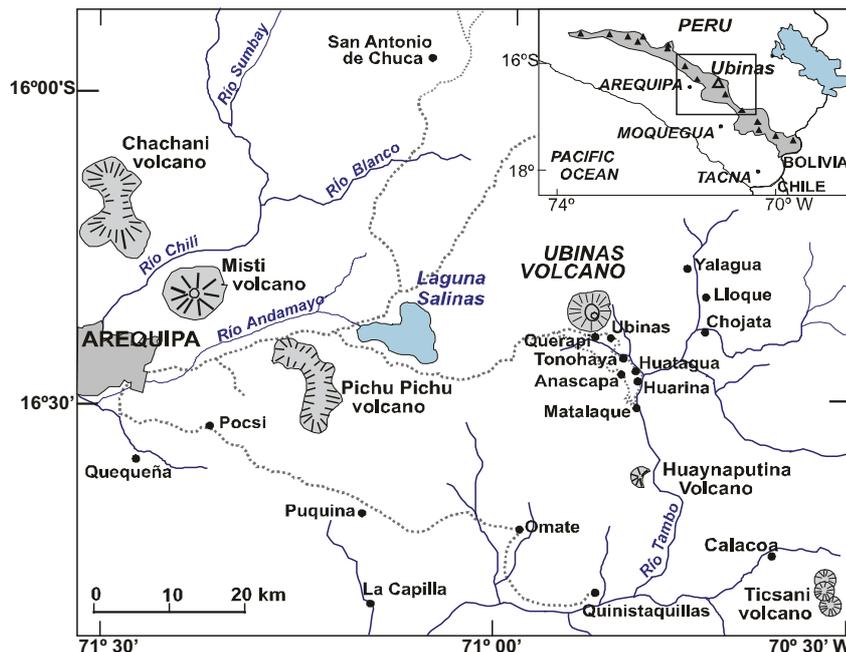


Figura 1. Mapa de localización del volcán Ubinas y poblados aledaños. En el cuadro superior derecho se distingue al volcán Ubinas localizado dentro de la cadena volcánica Plio-cuaternaria del sur peruano.

La más reciente actividad eruptiva del volcán Ubinas se inició el 27 de Marzo del 2006. En base a las características de los productos emitidos y al tipo de la actividad eruptiva, el proceso eruptivo ha presentado cuatro etapas: (1) una actividad eruptiva inicial de tipo freática y freatomagmática, ocurrida entre el 27 de Marzo y el 19 Abril de 2006, durante la cual se produjo la emisión de columnas de cenizas que alcanzaron hasta 3000 m de altura, siendo posteriormente dispersada a más de 8 km de distancia del cráter; (2) un episodio vulcaniano (20 de Abril - 11 de Junio de 2006) que generó columnas de cenizas entre 3000 y 4000 m de altura, y la emisión de bloques balísticos con diámetros superiores a 40 cm, que alcanzaron distancias de hasta 2 km del cráter. Durante esta etapa, el 20 de Abril de 2006 se pudo distinguir un cuerpo de lava

fresca en el fondo del cráter, el cual posteriormente fue pulverizado por las erupciones siguientes; (3) a mediados de Junio 2006 hasta Abril 2007 se produjo una importante actividad fumarólica ligada a procesos de desgasificación, alternados con importantes emisiones de gases y cenizas en forma de plumas volcánicas que ocasionalmente ascendieron entre 2000 a 3000 m de altura. En este periodo se produjeron al menos 12 eventos explosivos que emiten cenizas que viajaron influenciados por los vientos a más de 40 km de distancia; y (4) desde Mayo 2007 hasta la actualidad, ocurre una moderada actividad volcánica que va en declive y que ha generado columnas de gases que alcanzan eventualmente entre 200 a 800 m de altura.

Los estudios mineralógicos y geoquímicos de las tefras emitidas durante la actividad explosiva ocurrida desde 2006 a 2008 nos permiten comprender mejor el origen y los mecanismos implicados en el desencadenamiento y desarrollo de la actividad eruptiva. La composición mineralógica de los productos juveniles (bloques balísticos) fue analizada con la microsonda electrónica CAMECA SX-100 en el Laboratorio Magmas et Volcans (Universidad Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Francia). Los análisis químicos de elementos mayores y trazas fueron efectuados por el método de XRF y ICP-AES en el mismo laboratorio.

Palabras clave: Ubinas, erupción vulcaniana, bloques, mineralogía, geoquímica, mezcla

PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA

Los bloques juveniles emitidos durante la actividad del 2006 son principalmente densos y algunos ligeramente vesiculares. Todas estas rocas presentan una textura porfírica (Fig. 2) y contienen principalmente fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti, y en menor porcentaje (<2%) fenocristales de olivino y anfíbol. Los fenocristales de plagioclasa son de composición labradorita y andesina (An_{41-68}). Algunos presentan zonación inversa, con centros que presentan bajos contenidos en An (An_{33-56}) y bordes con alto contenido de An (An_{47-68}). Algunos de ellos presentan texturas de desequilibrio, como por ejemplo coronas de reacción (“dusty-rimmed”) llenas de inclusiones vítreas (Fig. 2a). Otros fenocristales de plagioclasa presentan una zonación normal (e.g. An_{66-41}).

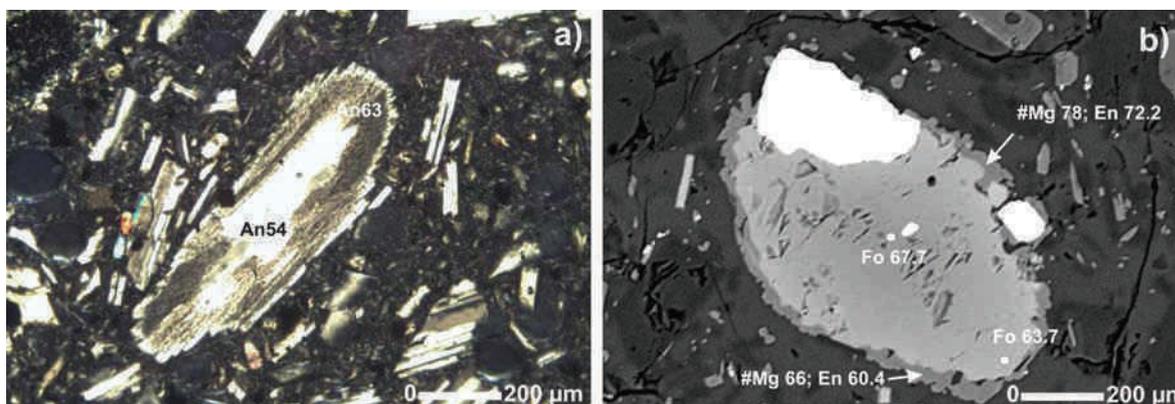


Figura 2. Fotografías de microscopio petrográfico y electrónico de bloques: a) Fenocristal de plagioclasa con bordes redondeados y con una corona de reacción lleno de inclusiones vítreas, tipo “dusty-rimmed”. b) Cristales de olivino con sobrecrecimiento de ortopiroxeno en sus bordes.

También se distinguen fenocristales de clinopiroxeno, de tipo augita (En_{38-45}), que miden hasta 1.2 mm. Algunos presentan zonación inversa, con un “magnesium number” (Mg#) que varía de 68 a 74. Los fenocristales de ortopiroxeno son de tipo enstatita (En_{67-71}), miden hasta 800 μm , y algunos presentan zonación inversa (Mg# 71→73). Se observa además sobrecrecimiento de ortopiroxeno alrededor de algunos cristales de olivino (Fig. 2b), lo que sugiere que el olivino está en desequilibrio con el líquido magmático. Algunas rocas presentan fenocristales de anfíbol de tipo magnesio-hastingsita cuyo Mg# varía de 66 a 70. Estos fenocristales presentan un hábito subhedral y anhedral, y miden entre 200 y 300 μm . Todos ellos están en desequilibrio con la matriz y presentan gruesos bordes de reacción (20 a 150 μm de ancho), constituidos de minerales opacos. Los óxidos de Fe-Ti, de tamaño menor a 300 μm están dispersos en la matriz, y aparecen también como inclusiones en fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol y olivino. Estas

características sugieren que algunas fases minerales no están en equilibrio con el líquido que los rodea, lo cual sugiere que han evolucionado en condiciones químicas y físicas diferentes. Estas características son típicas de un proceso de mezcla de magmas.

GEOQUÍMICA

Las rocas emitidas durante la actividad 2006-2008 son de composición andesítica (56.7-57.6% SiO₂; 2.0-2.3% K₂O; Fig. 3), perteneciente a la serie calco-alkalina altamente potásica. Estas rocas se caracterizan por presentar elevados valores en elementos incompatibles litófilos de radio iónico grande LILE (K, Rb, Ba, Th) con respecto a elementos de fuerte potencial iónico - HFSE (e.g. Nb, Zr) y Tierras raras pesadas - HREE (e.g. Yb) (Fig. 4). Estas características particulares son propias de magmas de zonas de subducción. En efecto, el enriquecimiento en LILE está relacionado con la incorporación de fluidos provenientes de la deshidratación del *slab*. Por el contrario, el empobrecimiento en Y y HREE puede ser atribuido a procesos de fusión parcial y/o asimilación en la base de la corteza continental (localizada entre 65 et 70 km de profundidad). La composición química de los bloques emitidos durante la presente actividad es similar en composición a las andesitas básicas emitidas durante los últimos 1000 años o en la época histórica (Fig. 4).

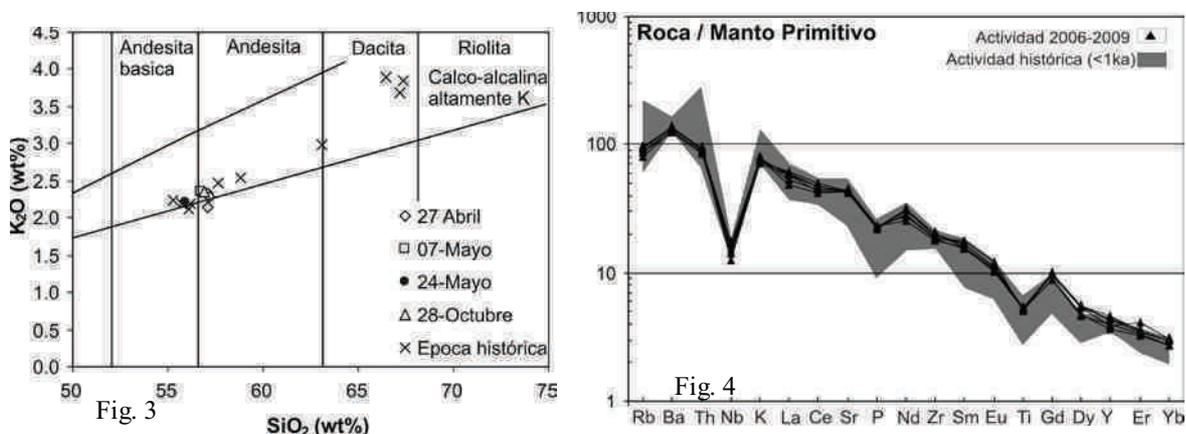


Figura 3. Diagrama K₂O vs. SiO₂ mostrando que la composición de bloques emitidos en el año 2006 por el Ubinas. Fig. 4. Diagrama multielemento de bloques juveniles emitidos en el 2006, y productos de menos de 1 ka normalizado con respecto al Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989).

CONDICIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA DE LOS MAGMAS

La temperatura de cristalización de los magmas ha sido obtenida empleando el geotermómetro de ortopiroxeno-clinopiroxeno de Putirka (2008) y confirmado con las estimaciones del geotermómetro del anfíbol de Ridolfi *et al.* (2010). Según estos geotermómetros obtenemos un temperatura que varía entre 927 y 1017 °C ±30 °C (Tabla 1). Por otro lado, hemos estimado la presión de cristalización del magma, la cual está estrechamente relacionada con la profundidad de la cámara magmática. Esta estimación se ha realizado mediante el empleo de los geobarómetros de Ridolfi *et al.* (2010) y de Johnson y Rutherford (1989). Los dos geobarómetros están basados en el valor de Al^T (aluminio total) de los anfíboles. Según los resultados, la presión de cristalización de los anfíboles está comprendida entre 398 ± 40 y 620 ± 50 MPa. Es decir una profundidad que varía entre 15 y 23 ± 2 km (Tabla 1).

Geotermómetro	Temperatura (°C)		Error	Geobarómetro del Anfíbol	Presión (MPa)		Error
	Mínima	Máxima			Mínima	Máxima	
Anfíbol	981	1014	±22 °C	Ridolfi et al. (2010)	398	528	±40
Opx - Cpx	927	1017	±30 °C	Johnson y Rutherford (1989)	510	620	±50

Tabla 1. Resultados de las estimaciones de presión y temperatura del magma antes de la erupción.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

Durante los últimos 1000 años, el Ubinas ha emitido magmas que varían desde andesitas básicas a dacitas (Fig. 3). Sin embargo los últimos 500 años la composición ha tendido a ser más básica. El estudio geoquímico y mineralógico efectuado por Thouret et al. (2005) muestra que estos productos evolucionaron principalmente por cristalización fraccionada y asimilación crustal. Por otro lado, algunos productos piroclásticos emitidos a lo largo de los últimos 1000 años presentan evidencias de mezcla de magmas, que pudieron contribuir en el desencadenamiento de erupciones, como fue el caso por ejemplo de los flujos de escorias de composición andesita básica, ligados a la erupción explosiva del Ubinas ocurrida el año de 1677.

La composición geoquímica de los productos juveniles emitidos por el Ubinas en 2006 es similar a los productos emitidos durante los últimos 1000 años, sugiriendo que todos los magmas provienen de una misma fuente mantélica y que sufrieron similares procesos de diferenciación intra-crustal. Por otro lado, algunas texturas petrográficas y la zonación química de algunas fases minerales de los productos emitidos en el 2006 sugieren que parte de los componentes minerales no estaban en equilibrio con el líquido magmático antes la actividad eruptiva. En efecto, los bloques juveniles emitidos en el año 2006 muestran fenocristales de plagioclasa (algunos de tipo “dusty-rimmed”, y con zoneamiento inverso), ortopiroxeno, clinopiroxeno con zoneamiento inverso, anfíbol con gruesos bordes de reacción, y xenocristales de olivino con sobrecrecimiento de ortopiroxeno en sus bordes.

Las estimaciones de la temperatura pre-eruptiva de los magmas, en particular por las parejas de ortopiroxeno-clinopiroxeno muestran valores comprendidos entre 927 y 1017 °C \pm 30 °C (Tabla 1). Por otro lado, la presión de cristalización obtenida con el geobarómetro “Al-in-hornblende” muestra valores elevados entre 400 y 620 MPa, que corresponden a niveles de cristalización profunda >15 km. Dado la alta temperatura del magma (cerca del límite de estabilidad del anfíbol), y al hecho de los anfíboles no se encuentran en equilibrio con el líquido magmático, consideramos que el anfíbol puede haber cristalizado en una etapa precoz, y en un nivel más profundo, y que fue incorporado en los magmas actuales del Ubinas.

En base a las evidencias geoquímicas y mineralógicas, se sugiere que antes del inicio de la actividad se produjo un proceso de mezcla de magmas, probablemente ligado a una recarga de magma andesítico más máfico dentro del conducto o la cámara magmática, conteniendo magma andesítico en vía de diferenciación. Un proceso como tal, pueden desencadenar una remobilización del magma residente por adición de calor y/o volátiles. A su vez esto puede generar sobre presión dentro de la cámara magmática y desencadenar eventos explosivos. En tal sentido, esta mezcla pudo haber influenciado en desencadenamiento de la reciente actividad eruptiva del Ubinas.

REFERENCIAS

- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminums in hornblende geobarometer with application to long valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17. 837-841
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *in* Putirka, K.D., et Tepley F.J., (ed). Minerals, inclusions and volcanic processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 61-120.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in cal-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*
- Rivera M., Thouret J.C., Gourgaud A. 1998. Ubinas, el volcán más activo del sur del Perú desde 1550: Geología y Evaluación de las amenazas volcánicas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* 88 ; p. 53-71.
- Rivera P., Mariño, J., Cacya, L., Thouret, J.-C., Cruz, V., Lopez, M., 2007. Volcan Ubinas: actividad eruptiva 2005-2007 y características de productos emitidos. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* 102, 5-23.
- Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basin*, Geological Society of America, Special Paper 42, 313–345.
- Thouret J.C., Rivera M., Worner G., Gerbe M.C., Finizola A., Fornari M., Gonzales K., 2005. Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. *Bulletin of Volcanology*; 67: 557 - 589.