



XVIII Congreso Peruano de Geología

Actividad eruptiva en sistemas de larga duración: relaciones entre el complejo post-caldérico Chachani y las ignimbritas Plio-cuaternarias de la cuenca de Arequipa (Perú)

Rigoberto Aguilar^{1,2}, Jean-Claude Thouret¹, Pablo Samaniego¹

¹ Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal et CNRS, 63038 Clermont-Ferrand, France (aguilar.contreras75@gmail.com)

² Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, Urb. Magisterial B-16, Umacollo, Arequipa, Perú.

1. Introducción

Los sistemas volcánicos de larga duración representan una actividad magmática prolongada, emitiendo productos eruptivos en periodos superiores a 1 millón de años, con hiatos que pueden variar de unas decenas a miles de años (e.g. Smith & Luedke, 1981). Los productos emitidos durante su actividad, preservan información de su desarrollo y proveen datos sobre los procesos ocurridos en profundidad, a lo largo de su historia. Debido a su dinámica, la mayoría de estos sistemas suelen formar complejos volcánicos constituidos por un conjunto de centros eruptivos, espacial y temporalmente relacionados. En los Andes centrales, los complejos volcánicos Chachani, Nevado Coropuna, Aucanquilcha (Grunder et al., 2008), Tarata-San Pedro (Dungan et al., 2001), son ejemplos de sistemas volcánicos de larga duración, cada una con una historia de evolución particular y compleja. Algunos de estos complejos volcánicos como el Chachani y probablemente el Nevado Coropuna fueron edificados sobre calderas de edad cuaternaria; una prueba de ello es la presencia de depósitos voluminosos de ignimbritas depositadas alrededor de estos complejos.

Las ignimbritas (Pyroclastic Density Currents, PDC) son un producto abundante y voluminoso ($> 1 \text{ km}^3$) del vulcanismo explosivo, con una composición de magma diferenciado (Wilson & Hildreth, 2003) y generado por el colapso de columnas eruptivas, o por derrames a partir de fisuras más o menos concéntricas que luego iniciarán el colapso de una caldera. Las ignimbritas están constituidos

principalmente por ceniza y pómez, con una clasificación pobre. Los componentes pueden estar sueltos y sin compactar, o densamente endurecidos de forma parcial o total (Branney & Kokelaar, 2002).

En la Zona Volcánica Central de los Andes peruanos, el vulcanismo silícico de gran magnitud ha sido una actividad característica desde el Mioceno, donde la estratigrafía volcánica es dominada por ignimbritas (e.g. Cereceda et al., 2010). Los edificios volcánicos del Arco Frontal ($< 1 \text{ Ma}$: Mamani et al., 2009) han sido construidos sobre estas secuencias. En el área de Arequipa y en los alrededores del Complejo Volcánico Chachani, han sido reconocidas cuatro unidades de ignimbritas (Paquereau-Lebti et al., 2006, 2008). Estas unidades son: La Ignimbrita del Río Chili (IRC, ca. 13.33 Ma), Ignimbrita La Joya (ILJ, ca. 4.87 Ma), Ignimbritas del Aeropuerto de Arequipa (IAA, 1.64-1.67 Ma) y el Tufo Yura (TY, ca. 1.28 Ma).

El presente trabajo está basado en la integración de datos de campo, cartográfica detallada, estudios petrológicos (microscopio de polarización y microsonda electrónica), geocronología y geoquímica de roca total. Estos datos permiten proponer más argumentos para apoyar la hipótesis planteada por estudios anteriores sobre la ubicación de la fuente de las Ignimbritas del Aeropuerto de Arequipa debajo del Complejo Volcánico Chachani, y que éste, representaría la actividad volcánica post-caldérica de un mismo sistema magmático.

2. Contexto geológico y tectónico

La depresión de Arequipa de orientación ONO-ESE ha sido interpretada como una cuenca tectónica de tipo “pull apart” asociada a fallas regionales de rumbo con componente normal, que tienen una dirección $\sim N130^\circ$ (Mering et al., 1996; Thouret et al., 2001). Esta cuenca está rellena por depósitos ignimbríticos del Mioceno (13-14 Ma) al Pleistoceno (1-2 Ma), y por depósitos volcanoclásticos más recientes y depósitos aluviales. En el extremo noreste de la depresión tectónica de Arequipa, el complejo volcánico Chachani sigue un alineamiento en echelón ($N130^\circ$ y $N160^\circ$) con el estratovolcán Misti y el complejo volcánico Pichu-Pichu a lo largo de un segmento volcánico de 60 km. El complejo se encuentra cabalgando el flanco sur de la Cordillera occidental y por esa razón los edificios que conforman el complejo son disimétricos y se emplazaron sobre estructuras que sugieren una morfología en escalera hacia el sur.

El Complejo Volcánico Chachani, está conformado por 12 edificios volcánicos asociados en tres grupos principales: (1) las lavas Pre-Chachani (que afloran en la quebrada La Paccha) subyacen al Tufo Yura datados en 1.278 Ma. (2) El grupo de los edificios antiguos, construidos entre ~ 1 Ma y 642 ka, conformado por las lavas del Chachani Base, los estratovolcanes Chingana, Estribo y Nocarane, y el domo El Colorado. (3) Los edificios jóvenes (463 ka - 56 ka) conformados por los conos compuestos El Ángel y El Rodado, el cúmulo domo La Horqueta, los domos del Aeropuerto de Arequipa, los flujos de lava Uyupampa, el estratovolcán Chachani, y los domos de Cabrería y el Volcancillo.

El contexto tectónico local en la cual se desarrolló el Complejo Volcánico Chachani está constituido por cuatro grupos de fallas y lineamientos de dirección $N130^\circ$, $N160^\circ$, $N70^\circ$ y $N20^\circ$. Las estructuras $N130^\circ$ y $N160^\circ$ están relacionadas a sistemas de fallas de rumbo con componente normal que siguen la dirección andina (e. g. sistemas de fallas Cincha-Lluta y Huanca: Acosta et al., 2010). Los edificios volcánicos y centros de emisión antiguos están alineados en esta dirección. Los lineamientos continuos de dirección $N70^\circ$, permiten delimitar una estructura central NE-SO, donde se emplazan los edificios más jóvenes del complejo. Unos centros de emisión visibles en el flanco sureste del complejo, cerca de los domos del Aeropuerto de Arequipa están alineados sobre “pequeños” lineamientos $\sim N20^\circ$.

3. Las Ignimbritas del Aeropuerto de Arequipa (IAA) y el Complejo Volcánico Chachani (CVC)

Localizado a 22 km al norte de Arequipa, el CVC es uno de los complejos volcánicos más grandes de la Zona Volcánica Central de la Cordillera de los Andes, con un área estimado de 600 km² y volumen 169-306 (método morfométrico) y 248 \pm 25 km³ (método basado en DEM). El CVC es un conjunto de estratovolcanes, cumulo-domos, domos coladas y campos de lava de composición que varía de andesita basáltica a dacítica (53 a 66 wt% de SiO₂), sin alcanzar una composición riolítica; con edades ³⁹Ar/⁴⁰Ar que van desde ca.1 Ma hasta ca. 56 ka.

La IAA (área ~ 600 km² y volumen 18 - 20 km³: Paquereau-Lebti et al., 2006) consiste en una unidad blanca superpuesta por una unidad rosada. La unidad blanca fue datada en 1.66 \pm 0.07 Ma, y la unidad rosada fue datada en 1.63 \pm 0.07 Ma. Esta última no está soldada. La erupción de estas unidades, habría originado la formación de una caldera cuyos bordes estarían representados por estructuras mayores de rumbos $N130^\circ$ - $N160^\circ$ y $N70^\circ$. Estudios de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) e isopleas indican un patrón bien definido hacia la posible fuente enterrada debajo del Complejo Volcánico Chachani (Paquereau-Lebti et al., 2006, 2008).

Las edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Tabla 1) nos indican que el CVC se habría emplazado desde hace ca. 1 Ma. Sin embargo, afloramientos de lavas subyacentes al Tufo Yura (1.28 Ma), nos indican erupciones que, ocurrieron entre ca. 1.66 Ma y ca. 1.28 Ma, pero la fuente de estas lavas no ha sido precisada. Si la IAA tiene su fuente debajo del CVC, podemos asumir que el sistema magmático que da origen a la actividad volcánica, es la misma para ambos. Así, la actividad eruptiva de este sistema habría empezado hace < 1.28 Ma y ocurrió hasta ca. 56 ka.

Muestra	Edificio	Tipo	Material	Edad (ka \pm 2 σ)
Cha- 02-32	Cabrería	lava	groundmass	56.5 \pm 31.6 ⁽¹⁾
Cha- 08-44	Chachani	lava	groundmass	130.3 \pm 38.4 ⁽¹⁾
Cha-08- 31	Chachani	lava	groundmass	131.5 \pm 3.7 ⁽¹⁾
Cha- 02-33	Uyupampa	lava	groundmass	231.7 \pm 36.2 ⁽¹⁾
Cha-04-02	Airport Domes	lava	plagioclase	291,6 \pm 44,7 ⁽¹⁾
Cha-14-02	La Horqueta	lava	zircon	332 \pm 29 ⁽²⁾
Cha-14-19	La Horqueta	lava	zircon	345 \pm 26 ⁽²⁾
Cha- 02-04-JC	Airport domes	lava	groundmass	368.8 \pm 61.9 ⁽¹⁾
Cha-12-05	Airport Domes	lava	groundmass	397 \pm 40 ⁽¹⁾
Cha-12-24	El Angel	lava	zircon	463 \pm 34 ⁽²⁾
Cha-02-19	Colorado	lava	groundmass	641,8 \pm 88,2 ⁽¹⁾
Cha- 02-17	Estribo	lava	groundmass	694.1 \pm 74.9 ⁽¹⁾
Cha- 02-06-JC	Nocarane	lava	groundmass	754.0 \pm 9.5 ⁽¹⁾
Cha- 02-24	Estribo	lava	plagioclase	808,5 \pm 62,7 ⁽¹⁾
Cha- 02-26	Chingana	lava	groundmass	916.5 \pm 41.1 ⁽¹⁾
Cha-08-07	Yura Tuff	Pumice	Plagioclase	1278,1 \pm 46,0

Tabla 1 Edades de los edificios del CVC. Método ⁽¹⁾ ⁴⁰Ar/³⁹Ar y ⁽²⁾ U-Pb.

3.1. Relación entre IAA y CVC basada en la geoquímica de roca total

Al generarse los magmas por fusión parcial del manto, ascienden hacia la superficie; en este tiempo de ascenso serán afectados por diferentes procesos que variarán su composición química (asimilación, diferenciación, etc.; e. g. Wilson, 1986). Sin embargo, la evolución de estos magmas estará influenciada por la relación de elementos compatibles e incompatibles de su magma parental y sus características geoquímicas serán conservadas.

Si la IAA y el CVC pertenecen a un mismo sistema magmático, las lavas y las ignimbritas deberían exhibir ciertas características que nos permitan demostrar una correlación geoquímica y diferenciarlas de otras unidades

volcánicas; por ejemplo, de la Ignimbrita La Joya emplazada en la cuenca de Arequipa.

A partir del análisis geoquímico de elementos trazas, los ratios de Ba/Th vs Ce/Y y Ba/Th vs Ta/Nd (Fig. 1) nos ayudan a distinguir dos grupos: (1) altos valores de Ba/Th en IAA y CVC, y (2) bajos valores en ratios Ba/Th en ILJ. Los ratios de K/Rb vs Ce/Y y Cs/Y vs Ba/Th revelan: (1) altos valores de K/Rb en AAI y CVC, y bajos valores de Cs/Y que contrastan con (2) bajos valores K/Rb y altos valores de Cs/Y en ILJ. Sin embargo, los valores de elementos traza en las muestras de ILJ, IAA y CVC exhiben algunas diferencias.

Los ratios de elementos incompatibles (K, Rb) y elementos menos incompatibles (Dy, Ta, Yb, Nb) indican que la IAA y CVC siguen una tendencia similar; por el contrario, ILJ muestra valores dispersos. En diagramas de elementos incompatibles (K, Rb, Ba y Cs) versus el contenido de sílice (no presentados aquí), las muestras de IAA y CVC siguen la misma tendencia de diferenciación, distinta al patrón seguido por las muestras de la ILJ. La ILJ está enriquecida en Rb y Cs (Fig. 1), pero está empobrecida en Ba comparado con IAA. La ILJ muestra también un amplio rango en el contenido de Cs para valores similares de SiO₂ comparado con las muestras del CVC. Debido a que las muestras de ILJ están enriquecidas en Rb y empobrecidas en Sr en comparación a AAI y CVC, los ratios Rb/Sr en ILJ tienden a crecer mostrando un rango amplio para valores de SiO₂ relativamente constantes.

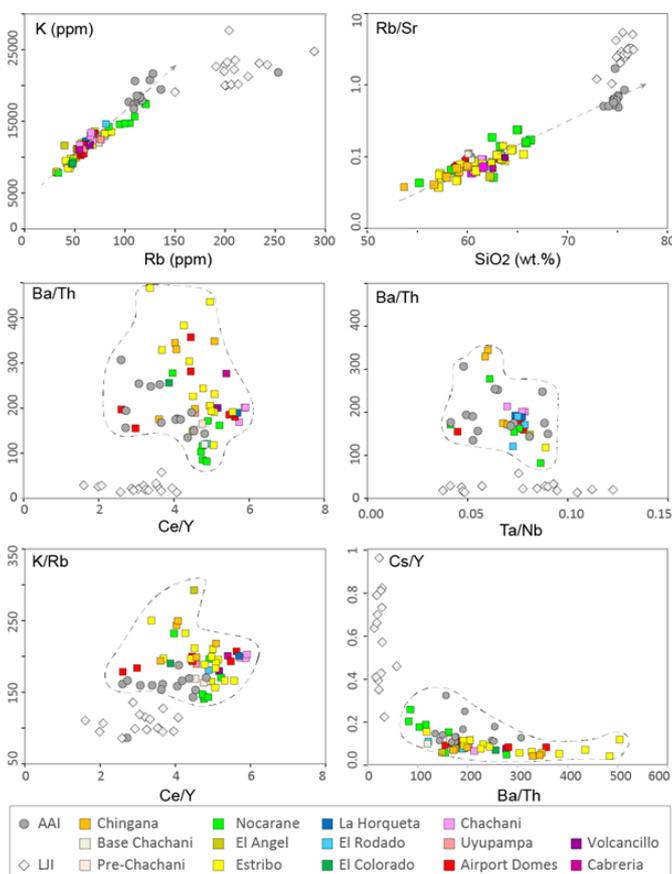


Figura 1. Diagramas de ratios de elementos traza para todos los edificios del Complejo Volcánico Chachani (CVC), Ignimbritas del aeropuerto de Arequipa (IAA) y las Ignimbritas La Joya (ILJ).

3.2. Relación entre IAA y CVC basada en la geoquímica de anfíboles y biotitas

En este estudio, se utilizó la microsonda electrónica para analizar los minerales de lavas del CVC y medir el contenido de TiO₂, MnO y Al₂O₃ en biotitas frescas; además, SiO₂, TiO₂, MgO y FeO (wt. %) en anfíboles (e.g. Cobeñas et al., 2012; Tepley et al., 2013). Estos datos fueron comparados con los valores de los mismos elementos en biotitas y anfíboles de la IAA obtenidos por Paquereau-Lebti et al. (2006) con la finalidad de observar alguna similitud y/o diferencia en los minerales de estas unidades. Así, los diagramas de TiO₂ vs FeO y MgO vs SiO₂ muestran que los anfíboles de la IAA y el CVC registran el mismo patrón de composición, lo cual sugiere que los cristales de ambos grupos pertenecen a un mismo sistema magmático.

Los diagramas de variación de MnO vs Al₂O₃ en biotitas (Fig. 2) muestra que las biotitas del CVC son mayormente homogéneas, mientras que aquellas de IAA muestran valores dispersos, que podría ser debido a la coexistencia de fenocristales y xenocristales en IAA. El diagrama de variación TiO₂ vs Mg# muestra una correlación positiva para ambos (IAA y CVC).

4. Conclusiones

Los óxidos de los elementos mayores muestran un patrón similar entre ILJ, IAA y CVC en procesos de diferenciación; además de un hiato en el contenido de sílice entre CVC e IAA (entre 66 y 75 wt. % de SiO₂). Sin embargo, los ratios de elementos traza y su variación con el contenido de SiO₂ nos permite diferenciar la ILJ y AAI, y resaltar firmas similares entre IAA y CVC. El análisis químico puntual realizado en cristales de biotita y anfíbol del CVC y la IAA nos muestran similitudes en la composición de estos minerales. Las diferencias en tiempos de emplazamiento y el grado de diferenciación entre el CVC y la IAA sugieren que las muestras de IAA y ILJ pertenecen a distintos reservorios; pero, las similitudes en la composición química de la roca total y minerales, nos sugieren la pertenencia a un mismo sistema magmático y una misma fuente ubicada debajo del CVC. Por el contrario, la ILJ proviene de otro sistema magmático y la ubicación de su fuente es aún desconocida.

Agradecimientos

Este trabajo es parte de la tesis de Master 2 del primer autor el año 2015 realizado en el Laboratorio Magmas Volcanes de la Universidad Blaise Pascal - Francia; con la colaboración del Proyecto Internacional de Cooperación Científica PICS-CNRS, el IRD y la Embajada de Francia en el Perú. Brian Jicha realizó las dataciones Ar/Ar en la Universidad de Wiscosin -EEUU y J. L. Paquette realizó las dataciones U/Pb en el LMV - Francia.

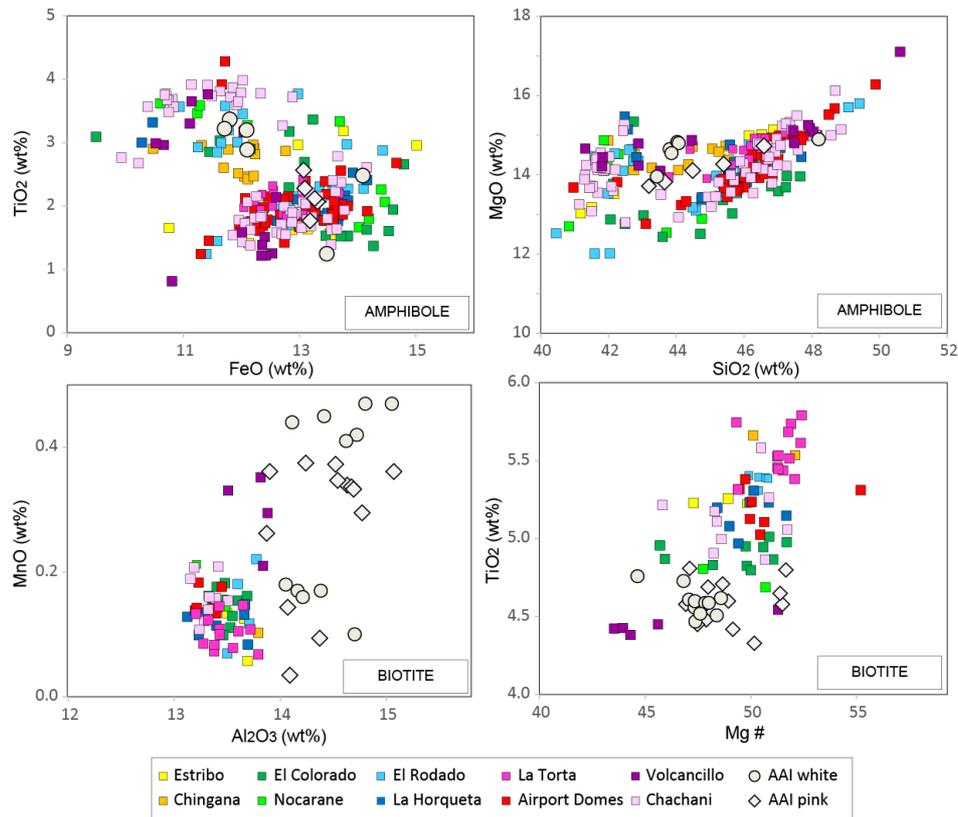


Figura 2. Diagramas TiO_2 vs FeO y MgO vs SiO_2 expresados en wt. % para cristales de anfíbol. TiO_2 vs Mg\# y MnO vs Al_2O_3 para cristales de biotita usados para correlacionar fases minerales de la IAA y el CVC.

Referencias

- Acosta, H., Mamani, M., Alvan, A., Oviedo, M., Rodriguez, J., (2010). Actividad tectónica del sistema de fallas Incaquiuo durante la formación de la cuenca Arequipa en el Jurásico. XV Congreso Peruano de Geología. CD Vol. Resúmenes extendidos.
- Branney, M. J., Kokelaar, P. (2002). Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society, London, Memoirs, 27
- Cas, R., Wright, J. (1987). Volcanic Successions, Modern and Ancient. 528 pp.
- Cereceda, C., Cerpa, L., Torres, D., Muñoz, L., Aguilar, R., Rodriguez, F. (2010). Estratigrafía Volcánica Cenozoica del Sur del Perú, en el límite Cordillera Occidental-Altiplano (Arequipa, Cusco y Puno). XV Congreso Peruano de Geología. CD Vol. Resúmenes extendidos.
- Cobeñas, G., Thouret J. C., Bonadonna, C., Boivin, P. (2012). The c.2030 yr BP Plinian eruption of El Misti volcano, Peru: eruption dynamics and hazard implications. J Volcanol Geotherm Res 241-242:105-120.
- Grunder, A.L., Klemetti, E.K., McKee, C.M., and Feeley, T.C. (2008). Eleven million years of arc volcanism at the Aucanquilcha Volcanic Cluster, northern Chilean Andes: Implications for the lifespan and emplacement of batholiths. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, v. 97, p. 415-436.
- Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T. (2009). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13° S to 18° S): Tracing crustal Thickening and magma generation through time and space. Geological Society American Bulletin, v. 122, n°1-2, p. 162-182.
- Mering, C., Huaman R., D., Chorowicz, J., Deffontaines, B., Guillaude, R. (1996). New data on the geodynamics of southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. Tectonophysics 259, 153-169.
- Paquereau-Lebti, P., Thouret, J. C., Wörner, G., Fornari, M. (2006). Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. J Volcanol Geotherm Res, 154, 251-275.
- Paquereau-Lebti, P., Fornari, M., Roperch, P., Thouret, J. C., Macedo, O. (2008). Paleomagnetic, magnetic fabric properties, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, of Neogene - Quaternary ignimbrites in the Arequipa area, Southern Peru. Flow directions and implications for the emplacement mechanisms. Bulletin of Volcanology, 70, 977-997.
- Tepley III F. J., De Silva S., Salas G. (2013) Magma Dynamics and Petrological Evolution leading to the VEI 5 2000 BP Eruption of El Misti Volcano, Southern Peru. Journal of Petrology, Vol 54 No 10 Pg. 2033-2065
- Thouret J. C., Finizola A., Fornari M., Legeley-Padovani, A., Suni., Frechen M. (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. GSA Bulletin; v. 113; no. 12; p. 1593-1610
- Wilson, M. (1989). Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, London, 466 p.
- Wilson C. J., Hildreth W. (2003) Assembling an Ignimbrite: Mechanical and Thermal Building Blocks in the Bishop Tuff, California. The Journal of Geology, 111:653-670.
- Smith R. L.; Luedke R. G. (1981). Potentially active volcanic lineaments and loci in the western conterminous United States. Eos, Transactions, American Geophysical Union 62(45): 1079.