

GEOLOGIA Y GEOQUÍMICA DEL VOLCÁN LANIN (39,5°S/71,5°W), ANDES DEL SUR, IX REGIÓN, CHILE

Luis Lara Pulgar

En este trabajo se describe y analiza la geología del volcán Lanín (39,5°S/71,5°W) y de su basamento, las características geoquímicas y mecanismos eruptivos de este centro volcánico y se establece, además, un modelo de evolución morfoestructural en el contexto de la cadena volcánica transversal Villarrica-Lanín.

El basamento del volcán Lanín está constituido por rocas ígneas y metamórficas posiblemente precámbricas, granitoides cretácicos datados en 94 ± 2 Ma, rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior junto a centros volcánicos erodados del Plio-Pleistoceno. Los rasgos estructurales más relevantes del área de estudio son la Zona de Falla Reigolil-Pirihueico, de orientación NS; y la falla NW-SE que controla la cadena Villarrica-Lanín. El primero es un lineamiento regional que se expresa localmente como una zona de intensa deformación frágil en granitoides cretácicos. La segunda controla la distribución de los centros de la cadena y al mismo tiempo coincide con estructuras preandinas expresadas en el antearco.

El volcán Lanín presenta una bimodalidad estricta en sus emisiones.

Estas corresponden a basaltos de olivino de 52% SiO_2 y andesitas silíceas-dacitas de 63% SiO_2 . Criterios geomorfológicos y estratigráficos permiten definir cuatro unidades volcánicas predominantemente lávicas: Unidad Lanín 1 (Pleistoceno Inferior ?) constituida por basaltos y dacitas columnares parcialmente preservada en el flanco sur; Unidad Lanín 2 (Pleistoceno Medio ?), radialmente distribuida en la base del edificio actual y conformada tanto por basaltos como por andesitas silíceas junto a niveles piroclásticos y laháricos subordinados. La Unidad Lanín 3 (Pleistoceno Superior), constituye parte del edificio actual y está representada principalmente por basaltos con escasas andesitas silíceas. Finalmente, la Unidad Lanín 4 (Holoceno) agrupa las emisiones recientes entre las que cuenta campos de basaltos cordados, el lava-domo de andesita silícea que corona la cumbre, así como los centros eruptivos adventicios. Estos últimos incluyen conos de piroclastos y lava junto a un anillo de tobas en el flanco suroeste del edificio principal.

La modelación petrogenética sugiere para los basaltos una fuente peridotítica con fusión parcial <2%. Cristalización fraccionada denominada por olivino y clinopiroxeno expli-

caría las andesitas silíceas-dacitas a partir de estos basaltos. Los lantánidos, así como la petrografía, indican que olivino es la fase dominante del proceso de diferenciación. Los elementos mayores sugieren la participación adicional del clinopiroxeno junto a fases accesorias, mecánicamente segregadas en el proceso de diferenciación.

Se infiere mecanismos eruptivos que describen ciclos discretos y recurrentes, establecidos por rápido ascenso de pulsos magmáticos hacia una cámara efímera. Con posterioridad al proceso de diferenciación, los niveles superiores del reservorio serían vaciados por el conducto central induciendo luego su cierre. El exceso de presión sería liberado por conductos laterales que drenarían los términos basálticos de la cámara zonada. A menor escala, similar mecanismo podría reconocerse para los centros adventicios. La alta tasa de emisión inferida generaría la inestabilidad del edificio volcánico motivando, ocasionalmente, el colapso interno y la consecuente formación de una caldera de cráter (tipo Glencoe o Hawaiiana) de dimensiones reducidas.

La notable diferencia de mecanismos eruptivos y evolución morfoestructural exhibida entre el volcán

Lanín y los estratovolcanes occidentales de la cadena, puede ser atribuida a sus respectivas distancias a la fosa y/o a las zonas de fractura de la placa oceánica. A mayor distancia, se produciría un menor grado de fusión parcial del manto astenosférico. Se sugiere que este factor tendría expresión, además, en un menor volumen y carácter discreto de los pulsos magmáticos que alimentan un centro oriental. Estas condiciones favorecerían, en superficie, la formación de cámaras de mayor razón alto/ancho, rápidamente evacuadas, luego de verificar mecanismos de diferenciación simples. A su vez, en los centros occidentales, donde la alimentación abundante y continua desde el manto originaría cámaras de menor razón alto/ancho, se verificaría las condiciones necesarias para una mayor residencia de los magmas en el reservorio. Esta última explicaría los eventos explosivos y la consecuente generación de estructuras de caldera tipo Krakatoa que caracteriza a los centros occidentales de la cadena y los distingue, tanto de los conos monogénicos como del volcán Lanín.

Prof. Guía: Sr. Hugo Moreno Roa

26.05.1997

SEGMENTACIÓN ANDINA DESDE EL ANÁLISIS FLEXURAL DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER

Andrés Tassara O.

El orógeno andino entre los 12° y 56°S presenta una segmentación de sus propiedades morfoestructurales y geodinámicas. En un primer orden, los Andes Centrales (12° - 34°S) están caracterizados por una elevación media superior a los 3.500 m, mientras la elevación media de los Andes Australes (34° - 56°S) es de 2.000 m. En un segundo orden, ambos megasegmentos presentan variaciones longitudinales en el ancho y fisiografía del orógeno, en la geometría de subducción, en la naturaleza del arco volcánico actual y en los estilos deformativos del antepaís. Dichas variaciones permiten definir los segmentos norte (12° - 24° S), transicional norte (24° - 28° S) y central (28° - 34° S) de los Andes Centrales y los segmentos transicional sur (34° - 39° S), sur (39° - 47° S) y austral (47° - 56° S) de los Andes Australes.

Un análisis flexural sobre 16 secciones que combinan topografía y anomalía de Bouguer, homogéneamente distribuidas a lo largo del margen continental, ha permitido evaluar en este trabajo variaciones espaciales en la rigidez de la litósfera andina (parametrizada por su espesor elástico T_e), en el espesor cortical y en el stress horizontal asociado a la convergencia (parametrizado en el Factor de Compresión Horizontal FCH), variables que permiten caracterizar la segmentación andina desde una óptica independiente.

El dominio de antearco muestra una alta rigidez general que disminuye longitudinalmente desde un T_e máximo de 60 km en los segmentos norte y transicional norte, hasta 40 km en el segmento transicional sur, para luego aumentar notablemente a 65 km en el segmento sur. El espesor cortical de este dominio se mantiene relativamente constante en 36 - 38 km. La falta de datos gravimétricos al sur de los 47°S impidió caracterizar coherentemente el segmento austral. El dominio del arco volcánico presenta una baja rigidez relativa, con valores de T_e sistemáticamente inferiores a 15 km para los Andes Centrales (valor cero en el segmento transicional norte), los que aumentan gradualmente en el segmento transicional sur, hasta un T_e de 40 - 45 km para el segmento sur. El espesor cortical del arco de los Andes Centrales es en general superior a 60 km, valor que disminuye gradualmente en el segmento transicional sur, hasta los 38 km del segmento sur. El antepaís muestra una alta rigidez con valores de T_e de 60 km para el segmento norte, 40 - 50 km entre los segmentos transicionales norte y sur y 50 - 65 km para el segmento sur. El espesor cortical de este dominio tiene un máximo de 40 km en los Andes Centrales y de 38 km en los Andes Australes. La evaluación de FCH indica un stress horizontal de $2.5 * 10^{12}$ N/m entre los 15° y 17° S, $0 * 10^{12}$ N/m entre los 18° y 29° S y un aumento de 2.5 a $4 * 10^{12}$ N/m entre los 30° y

33° S. En los Andes Australes, T_e es siempre mayor que el umbral de sensibilidad del análisis flexural para la evaluación de FCH (15 km).

Las variaciones en el espesor elástico y cortical fueron relacionadas semicuantitativamente con la composición cortical y el régimen termomecánico impuesto por el proceso de convergencia (parametrizado en el flujo calórico y el "strain rate") a través de la "Yield Strength Envelope". Este concepto permite asumir que el espesor elástico, a un espesor cortical dado, es directamente proporcional al "strain rate" e inversamente proporcional al contenido de cuarzo en la corteza y al flujo calórico. Con esta relación ha sido posible inferir que el muy bajo T_e de los Andes Centrales es consistente, en un primer orden, con una composición cortical rica en cuarzo, mientras el alto T_e del segmento sur podría indicar un dominio de la plagioclasa en su composición cortical. El segmento transicional sur muestra una variación gradual entre estos dos extremos.

Los valores de T_e indican, además, variaciones en el régimen termomecánico a lo largo del margen. El muy bajo T_e de los segmentos norte y transicional norte puede interpretarse por una combinación del muy alto flujo calórico reportado en la zona (100 mW/m²) y un "strain rate" de 10^{-15} s⁻¹ (dentro del rango de "strain rates" naturales de 10^{-12} - 10^{-17} s⁻¹). El $T_e=0$ del segmento transicional norte es consistente con un mayor flujo calórico (no reportado) a un menor "strain rate", co-

herente este último con el menor acortamiento capaz de ser absorbido por el estilo deformativo de este segmento en comparación con el segmento norte. El bajo flujo calórico que supone la situación geodinámica del segmento central (~60 mW/m²) es compensado, en términos del muy bajo T_e , por un comparativamente bajo "strain rate", ligado a un estilo deformativo que presenta las mínimas capacidades de absorción de la convergencia para los Andes Centrales. A lo largo del segmento transicional sur, probablemente el flujo calórico disminuye y el "strain rate" aumenta al tiempo que la deformación y el magmatismo pasan de una distribución homogénea a lo ancho del orógeno a una concentración en la Zona de Falla Liquiñe - Ofqui (ZFLO) en el segmento sur. En éste, la perturbación termomecánica asociada a la ZFLO es indiscriminable para el método flexural, el que observa en este caso sólo la acción termal de la subducción a escala litosférica actuando sobre una corteza delgada y resistente.

Las zonas de los Andes Centrales cuyo stress horizontal es distinto de cero, se asocian con una placa oceánica de edad menor a 60 Ma y que subducta ridges asísmicos. Ambos hechos implican una relativamente alta flotabilidad de la losa y por tanto un mayor acople con la placa continental que se traduce en un mayor stress horizontal recibido por ésta.

Prof. Guía: Sr. Gonzalo Yañez C

23.10.1997