

LA ZONA DEL NEVADO DE JOTABECHE Y LAGUNA DEL NEGRO FRANCISCO: EVOLUCION TECTONICA Y VOLCANICA DE LA EXTREMIDAD MERIDIONAL DEL ALTIPLANO CHILENO

C. Mpodozis*, R. Allmendinger** y T. Jordan**

Introducción

La región de Laguna del Negro Francisco y Nevado de Jotabeche, al sureste de Copiapó, se ubica en el extremo meridional del Altiplano y de la cadena volcánica activa de los Andes Centrales (CVZ); en la zona de transición entre el segmento norte con subducción inclinada y el segmento central de los Andes chileno-argentinos (28°-30°S) donde la subducción es subhorizontal^{1,2,3}. El fin de la CVZ y el Altiplano ha sido relacionada, en algunos trabajos^{4,5}, con una 'discontinuidad tectónica' aunque la naturaleza específica de la misma no haya sido enunciada. Estudios neotectónicos en la zona austral, aledaña de la Puna argentina han determinado que esta región fue sometida a extensión norte-sur durante el Cuaternario^{6,7}. Observaciones efectuadas en la zona de Nevado de Jotabeche, si bien no han comprobado fenómenos similares, han permitido reconocer episodios más antiguos de extensión norte-sur (Mioceno, Cretácico?). La estratigrafía de la zona del Nevado de Jotabeche incluye, además, un complejo registro del Terciario cuyas relaciones con diversos episodios de deformación permite construir una detallada cronología de la evolución estructural del extremo sur del Altiplano chileno.

Paleozoico y Mesozoico

El Basamento Paleozoico está formado, en la zona del Jotabeche, por una serie pelito-arenosa, afectada por metamorfismo de bajo grado, que aflora en la zona de Paso Vidal Gormaz y se correlaciona con la Formación

Chinches (Devónico-Carbonífero?⁸). Cubierta, en discordancia, por lavas riolíticas de la Formación Pantanososo⁹ e intruida por pórfidos riolíticos y granitos pérmicos, la asociación representa el basamento típico de gran parte de la cordillera entre La Serena y Copiapó.

El Mesozoico se inicia con una potente serie de lavas basáltico-andesíticas subhorizontales (Río Aguas Blancas) intercaladas con niveles de tobas e intruida por sills y cuellos basálticos. Corresponde a la Formación La Temera (Triásico Superior) de la región de Copiapó⁹. La cubre, concordantemente (al oeste), un delgado nivel de calizas sinemuriano-bajocianas de la Formación Lautaro^{8,9}, que desaparece hacia el este, apoyándose directamente sobre el Triásico una serie de conglomerados y areniscas rojas continentales, pertenecientes a la Formación Quebrada Monardes del Jurásico-Cretácico, culminando el conjunto con lavas asignadas a la Formación Quebrada Seca del Cretácico⁸ (Fig 1).

Una fase de extensión Norte sur en el Cretácico(?). El paquete Triásico-Jurásico es una sucesión concordante, y, al norte del Nevado de Jotabeche se dispone en forma subhorizontal. Sin embargo, en el valle alto del río Aguas Blancas lavas andesíticas de la formación Quebrada Seca (Cretácico) inclinadas 30-40° al sur se 'apoyan', directamente sobre andesitas y basaltos triásicos subhorizontales (Fig. 1). El contacto tectónico, 'younger over older', entre lavas cretácicas y triásicas es, aproximadamente, paralelo a la inclinación de las capas en la placa superior y corresponde a una falla normal, inclinada al sur, de rumbo general este-oeste, que causa la casi completa omisión estratigráfica de la Formación Quebrada Monardes. La placa superior está afectada por un sistema de pequeñas fallas normales conjugadas, cuyo análisis cinemático indica que se formaron *asociadas a extensión norte-sur*. La traza de la falla Aguas Blancas está cubierta, hacia el este, por las lavas

* Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10565, Santiago, Chile.

** Department of Geological Sciences, Cornell University, Snee Hall, Ithaca, New York 14853-1504 U.S.A.

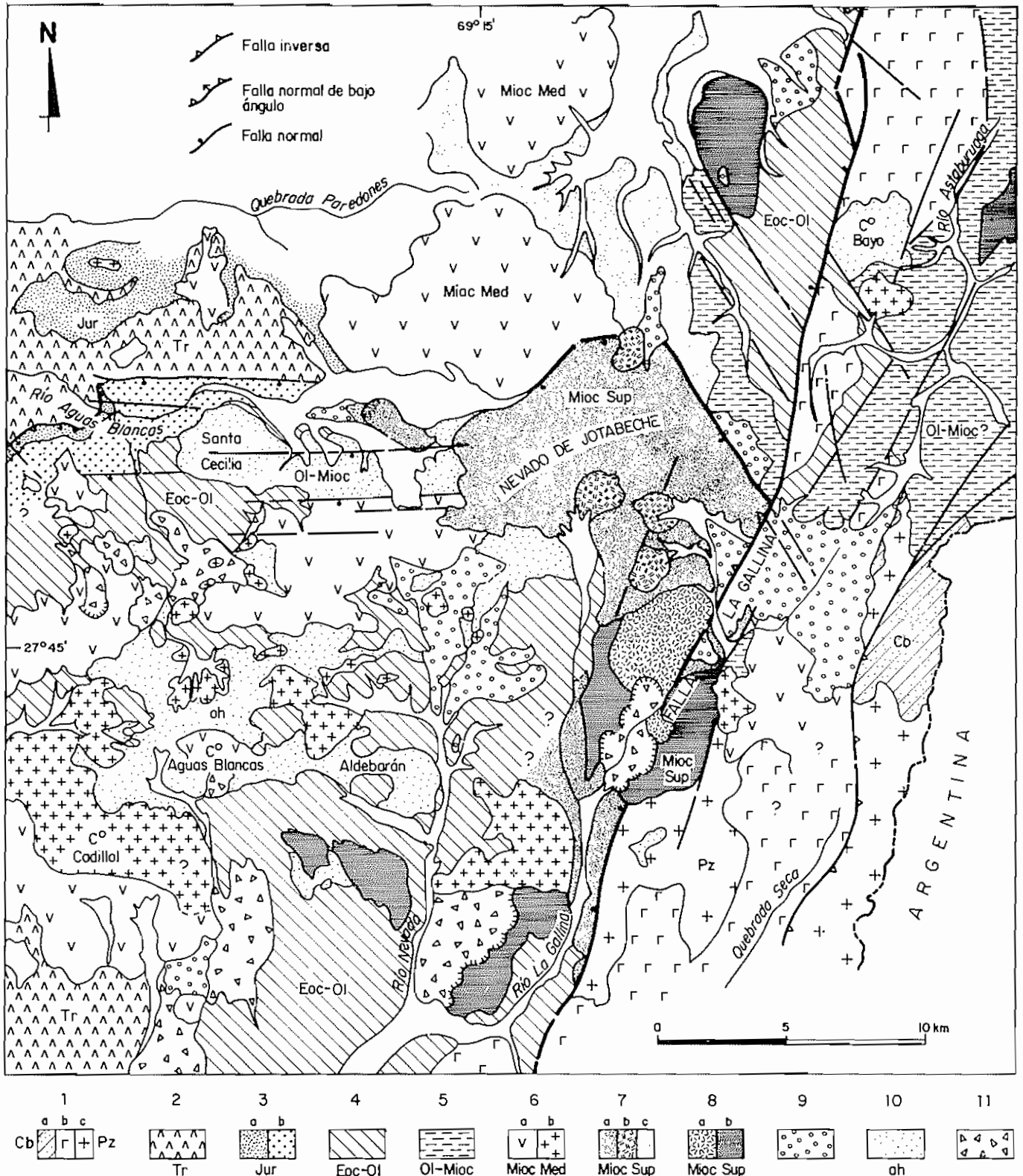


FIG. 1. Mapa geológico (preliminar) de la zona del Nevado de Jotabeche. 1. Basamento paleozoico: (a) Formación Chinchas (Devónico-Carbonífero(?)), (b) Formación Pantanoso, (c) Granitoides pérmicos; 2. Triásico (Formación La Ternera); 3. Jurásico-Cretácico: (a) Formación Quebrada Monardes, (b) Formación Quebrada Seca; 4. Eoceno-Oligoceno(?) (Estratos de Río Nevado); 5. Unidades volcánicas atribuidas al Oligoceno superior-Mioceno inferior. 6. Mioceno medio: (a) lavas andesíticas y dacíticas, (b) pórfidos dioríticos y andesíticos intrusivos; 7. Mioceno superior: (a) ignimbritas y lavas de intracaldera del Nevado de Jotabeche, (b) domos y pórfidos riolíticos, (c) ignimbritas de extracaldera ('outflow'); 8. Mioceno superior: Serie de Pircas Negras, (a) lavas, (b) domos; 9. Gravavas; 10. Zonas de alteración hidrotermal; 11. Morrenas y depósitos gravitacionales.

miocenas del núcleo del Nevado de Jotabeche y, hacia el oeste, está cortada por un sistema de fallas sinistralas de rumbo NW. La edad de la extensión sólo puede ser acotada entre la edad de la Formación Quebada Seca y la edad (Eoceno-Oligoceno(?)) de la primera unidad terciaria, subhorizontal, que la cubre en discordancia (Estratos de Río Nevado).

El Terciario Inferior comprende dos niveles estratigráficos :

La unidad basal (informalmente *Estratos de Río Nevado*, ERN) constituida por un nivel inferior de ignimbritas lenticulares, a las que suceden más de 200 m de conglomerados rojos, areniscas y brechas que, al sur del río Nevado, engranan con limolitas yesíferas laminadas y calizas. El nivel superior de los ERN está formado por conglomerados y brechas volcanoclásticas que pasan, hacia arriba, a lavas andesíticas y andesítico-basálticas, los cuales llega a apoyarse directamente sobre el Mesozoico. Edades radiométricas K-Ar obtenidas en las volcanitas superiores al sur del Nevado de Jotabeche se ubican en el intervalo 46-13 Ma (Mpodozis *et al.*, en prep). Aunque las relaciones de contacto permiten sugerir una edad principalmente eocena-oligocena para los ERN, la gran dispersión de edades se debería, probablemente, a procesos de rejuvenecimiento asociados al volcanismo mioceno.

La unidad superior cubre, en discordancia, a lo menos de erosión, a los ERN y está formada por afloramientos dispersos de ignimbritas y tobas alteradas, asociadas a domos dacítico-riolíticos y anillos de piroclastos, que afloran en forma discontinua por más de 100 km hacia el norte y constituyen la roca de caja principal de la mineralización de metales preciosos en la Franja de Maricunga¹⁰. Edades K-Ar tanto en rocas frescas como alteradas (Santa Cecilia, Fig. 1) se ubican alrededor de los 20-24 Ma¹¹. Al este del Nevado de Jotabeche (Río Astaburuaga, Fig. 1) aflora una serie de lavas andesíticas, brechas y escasas intercalaciones sedimentarias que estarían, aparentemente relacionadas a las tobas aunque una afinidad con los ERN no pueda descartarse del todo.

La deformación del Mioceno inferior a medio. Entre los 20-16 Ma, de acuerdo con las edades de las rocas afec-

tadas por y posteriores a, la zona del Jotabeche registra un evento compresivo que se manifiesta por una deformación en estilo 'thick skinned'¹². Durante este período se elevaron bloques del basamento a favor de fallas inversas de alto ángulo, visibles al sureste del Jotabeche, donde ponen en contacto granitos paleozoicos con rocas oligocenas. Con esta fase, se produjo un significativo engrosamiento tectónico de la corteza y se habría iniciado una progresiva disminución del ángulo de inclinación de la zona de Benioff^{13,14}.

El Conjunto volcánico del Mioceno medio y superior

En marcada discordancia angular sobre las unidades anteriores se edificó, posteriormente a la fase de deformación compresiva del Mioceno inferior, un conjunto volcánico con edades comprendidas entre 17 y 5 Ma cuyo mejor exponente es el Complejo Volcánico Jotabeche. A diferencia de los centros volcánicos miocenos, ubicados más al norte, está profundamente erodado, lo cual permite el análisis de su estratigrafía volcánica. Dos etapas caracterizan su evolución.

Etapas I. Mioceno medio: Volcanismo andesítico en régimen extensional norte-sur. El Mioceno medio está representado por un conjunto de lavas subhorizontales y flujos piroclásticos proximales, que forman cuatro cordones de dirección este-oeste, 'en échelon', de más de 5.000 m de altura (cerros Cadillal, Aguas Blancas, Cordón de Yeguas Heladas, Jotabeche 'norte'; Fig. 1). Están formados por andesitas y dacitas de hornblenda, con edades K-Ar entre 16 y 13 Ma. Entre estos cordones se encuentran áreas deprimidas, que exponen extensas zonas de alteración hidrotermal (Aldebarán, edades K-Ar, 14-13 Ma), afectando a rocas del basamento prevolcánico (generalmente ERN). Ellas se asocian a numerosos stocks porfídicos, andesítico-microdioríticos, que se alinean a lo largo de un eje mayor E-W. La fábrica estructural dentro de las zonas alteradas está dominada por un enrejado denso de fracturas y fallas de rumbo aproximado E-W (Fig. 1) e inclinación al sur (60-80°). El análisis cinemático de una población de fallas en las cercanías de Paso Champaña, demuestra que se trata de fallas normales asociadas a extensión en sentido norte-sur que estuvieron activas junto al volcanismo.

Etapa II. Mioceno superior: Volcanismo explosivo y colapso. Durante el Mioceno superior, la actividad volcánica se redujo en intensidad y se concentró en el extremo oriental de la cadena del Jotabeche. Su naturaleza cambió hacia un volcanismo explosivo riolítico, seguido de lavas básicas, a la vez que el régimen tectónico pasó a ser controlado por un sistema conjugado de fallas NNE y NW, en las cuales la componente normal parece estar asociada a una importante componente de rumbo. El núcleo mioceno superior (K-Ar 8,1 Ma) del Nevado Jotabeche, está formado (en la base) por lavas andesítico-dacíticas, y más de 500 m de de ignimbritas, lavas y tobas riolíticas. Un sistema de fallas¹⁰ limita por el norte, controlando una estructura de colapso asimétrica tipo 'caldera en bisagra', cuyo *diseño hexagonal abierto al sur resulta de la interferencia entre antiguas fallas normales E-W reactivadas, con el sistema N-NNE*. Domos riolíticos (K-Ar, 10 Ma) intruyen a las facies de intracaldera a la vez que hacia el norte de la estructura se encuentran extensos flujos de extracaldera (outflow) que rellenan la cuenca de la laguna del Negro Francisco (K-Ar, 10-8 Ma). Sobre la traza NNE de la gran falla La Gallina (Fig. 1), que limita el flanco oriental del Jotabeche, se emplazaron domos andesíticos y andesítico-basálticos. A ellos se asocian coladas de la misma composición que, si bien en el río La Gallina se interdigitan con las ignimbritas, generalmente las cubren. En estas lavas y domos (*Lavas de Pircas Negras*¹⁵), que representan el último episodio volcánico de importancia reconocido en la región, se han obtenido edades K-Ar entre 8-5 Ma.

Las fallas del sistema NNE-NW no sólo controlan el colapso de la 'caldera' del Jotabeche, sino que forman parte de una franja de deformación que afecta a toda la región ubicada al este del macizo, caracterizada por un enrejado de fallas de trazas rectas que limitan núcleos del basamento Paleozoico dentro de los afloramientos de lavas y tobas del Eoceno-Mioceno inferior (Fig. 1).

La evolución del volcanismo mioceno del Complejo Jotabeche muestra, en resumen: una fase andesítica en el Mioceno medio (16-13 Ma) acompañada de extensión norte-sur, una fase explosiva de magmatismo ácido en el Mioceno superior (11-8 Ma?) y una fase póstuma con lavas básicas (8-5 Ma), posteriores al

colapso del macizo volcánico. Esta evolución es muy parecida a la descrita por Wark *et al.*¹⁶ al cesar la subducción terciaria en la Sierra Madre Occidental mexicana entre los 38-30 Ma. En la zona del Jotabeche, el proceso no está ligada al 'cese' de la subducción sino que a la disminución del ángulo de inclinación de la zona de Benioff desde el Mioceno medio^{13, 14}.

A partir de un estado de arco magmático 'normal' (Mioceno inferior) el proceso incluiría las siguientes etapas: 1. Disminución del flujo de magmas transferidos del manto a la corteza, comienzo de extensión cortical; 2. Estagnación y coalescencia de magmas andesíticos al interior de la corteza y diferenciación en cámaras magmáticas zonadas a partir de los cuales se produce la erupción explosiva de ignimbritas riolíticas; 3. Cese del volcanismo silíceo debido a que el flujo de magmas derivados del manto se hace demasiado pequeño para alimentar cámaras magmáticas corticales; 4. Andesitas basálticas pueden ser eruptadas a través de fracturas frágiles al finalizar el período de volcanismo silíceo pero pueden estar también presentes junto con éste.

Dentro de la cadena volcánica miocena del borde occidental del Altiplano de Copiapó, sólo el Complejo Jotabeche y el volcán Copiapó muestran esta evolución en tres fases. Más al norte, la cadena está representada por estratovolcanes andesítico-dacíticos monogénicos, del Mioceno medio (Ojo de Maricunga, Cerros Bravos Doña Inés, entre otros), sin que se conozcan evidencias de actividad en el Mioceno superior. Es probable que la diferencia evolutiva en el extremo sur de la cadena se deba a que esa zona estuvo especialmente afectada, a partir del Mioceno medio, por deformación extensional asociada a fracturas frágiles (extensión norte-sur, etc.) durante el alzamiento del Altiplano.

Mioceno superior-Cuaternario. Al cesar el volcanismo en el Mioceno superior, los rasgos mayores del relieve actual ya se encontraban determinados, entre otros la serie de cuencas endorréicas independientes que caracterizan la morfología actual del Altiplano (Negro Francisco, Maricunga...). Al este del Jotabeche se formó, después de una fase de vigorosa erosión, una pequeña cuenca cerrada de 10 km de diámetro (Cuenca de La Gallina) que fue rápidamente rellena por 100-150 m de gravas y conglomerados, que culminan con un

nivel de tobas ricas en pómez. El drenaje de la Cuenca de la Gallina fue finalmente capturado hacia el sur por el sistema del río Copiapó; tanto el relleno de la cuenca como la cubierta de coluvio cuaternario están afectadas por escarpes de falla muy recientes, que resultan de la reactivación de fallas previas (Falla La Gallina). El análisis cinemático de un par de ellas revela que se trata de *fallas inversas*, cuaternarias, asociadas a acortamiento regional en sentido este-oeste.

Conclusiones

La región del Nevado de Jotabeche-Laguna del Negro Francisco guarda un registro muy completo de la evolución terciaria del extremo meridional del Altiplano chileno. Esta se caracteriza por una estrecha y compleja relación entre volcanismo y deformación. Los cambios en la distribución y facies de las unidades de roca señalan que esta zona constituyó una región de importante cambio paleogeográfico durante la mayor parte del Terciario. Su historia tectónica registra, a lo menos, *dos eventos de extensión norte-sur*: uno ocurrido, probablemente, en el Cretácico (?) y otro en el Mioceno medio.

Referencias

1. Baranzangi, M.; Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of Nazca plate beneath South America. *Geology*, Vol. 14, p. 686-692.
2. Jordan, T. E.; Isacks, B. L.; Allmendinger, R. W.; Brewer, J. A.; Ramos, V. A.; Ando, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 94, p. 341-361.
3. Cahill, T. 1990. Earthquakes and tectonics of the Central Andean Subduction Zone. *PhD Thesis*, Cornell University, Ithaca, N. Y., 225 p.
4. Bonatti, E.; Harrison, G. C. A.; Fisher, D. E.; Honnorez, J.; Schilling, J. G.; Sipp, J. J.; Zentilli, M. 1977. Easter volcanic chain (Southeast Pacific): a mantle hot line. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, p. 2457-2478.
5. González-Ferrán, O.; Baker, P.E.; Rex, D. C. 1985. Tectonic-volcanic discontinuity at latitude 27° South, Andean Range, associated with Nazca plate subduction. *Tectonophysics*. Vol. 112, p. 423-441.
6. Allmendinger, R. W.; Eremchuk, J. G. 1987. Southward extension in the southernmost Altiplano-Puna Plateau: Quaternary deformation of the Pasto Ventura region. *EOS (Transactions of the American Geophysical Union)*, Vol. 68, p. 415.
7. Allmendinger, R. W.; Marrett, R. A.; Strecker, M.; Eremchuk, J. E.; Alonso, R. N. 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna plateau, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 2, p. 111-130.
8. Mercado, M. 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 56, 73 p. Santiago.
9. Segerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 24, 58 p, Santiago.
10. Davidson, J.; Mpodozis, C. (In press). Regional Geologic Setting of Epithermal Ore Deposits, Chile. *Economic Geology Monograph*.
11. Sillitoe, R. H.; McKee, E. H.; Vila, T. (In press). Reconnaissance K-Ar Geochronology of the Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology Monograph*.
12. Moscoso, R.; Mpodozis, C. 1988. Estilos Estructurales en el Norte Chico de Chile, Regiones de Atacama y Coquimbo: *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15 (2), p. 151-166.
13. Kay, S. M.; Maksae, V.; Mpodozis, C.; Moscoso, R.; Nasi, C. 1987. Probing the Andean Lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5°S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, p. 6173-6189.
14. Kay, S. M.; Maksae, V.; Mpodozis, C.; Moscoso, R.; Nasi, C. 1988. Tertiary Andean Magmatism in Argentina and Chile between 28°-33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, p. 21-38.
15. Kay, S. M.; Mpodozis, C.; Ramos, V. A.; Munizaga, F. (In press). Magma source variations for Mid-Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28°-33°S). *Geological Society of America, Special Paper* (en prensa).
16. Wark, D. A.; Kempter, K. A.; McDowell, F. W. 1990. Evolution of waning, subduction-related magmatism, northern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 102, p. 1555-1564.