



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería
Chile

Folguera, Andrés; Ramos, Víctor A.; Melnick, Daniel

Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los
últimos 30 millones de años

Andean Geology, vol. 29, núm. 2, diciembre, 2002, pp. 227-240

Servicio Nacional de Geología y Minería
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173918525005>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal

Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 millones de años

Andrés Folguera

Laboratorio de Tectónica Andina, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, CPC1428EHA Buenos Aires, Argentina
Folguera@gl.fcen.uba.ar
andes@gl.fcen.uba.ar

Víctor A. Ramos

Daniel Melnick

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Barrio Universitario s/n, Casilla 160-C, Concepción, Chile
Dmelnick@udec.cl
Dirección actual: GeoforschungsZentrum Potsdam, Telegrafenberg A17, D-14473 Potsdam, Germany
melnick@gfz-potsdam.de

RESUMEN

Los Andes neuquinos, entre los 36 y los 39°S, fueron construidos a través de un amplio espectro de procesos durante los últimos 30 millones de años. Estos pueden ser resumidos en dos tipos alternantes: mecánicas de deformación en las cuales se desarrollan amplias áreas de cientos de kilómetros de ancho sometidas a cizalla lateral homogénea paralela a los límites de placa y mecánicas con desarrollo de fallas transcurrentes en los dominios orogénicos internos y construcción de montañas en el retroarco generadas por el apilamiento de láminas de corrimiento de corteza superior. La corteza superior fue dominada por transtensión entre 28 y 15 Ma, mientras la zona del arco volcánico concentró el área de desarrollo de pequeñas cuencas volcanogénicas en un cinturón de más de 100 kilómetros de ancho. Luego, entre 12 y 10 (5) Ma, el arco concentró la intrusión de grandes volúmenes de magma a lo largo de sistemas transcurrentes litosféricos, mientras la formación de cuencas estaba inhibida y el retroarco se deformaba en un campo de cizalla pura perpendicular a los límites de placa, que invertía tectónicamente cuencas extensionales preexistentes. Finalmente luego de los 5 Ma, las condiciones llegaron a ser más parecidas al lapso 28-15 Ma, en el cual una transtensión homogénea afectó amplias fajas, de ancho superior a los 50 kilómetros. La partición de la deformación controla la forma en que es distribuida la cizalla lateral paralela a los límites de placas, la cual se relaciona con la componente de la convergencia paralela a la trinchera. Estas mecánicas de distribución van de zonas discretas de cizalla, a amplias áreas de deformación por cizalla en las cuales existe un alto potencial de generación de cuencas extensionales. El empujamiento y la somerización de la zona de Wadati-Benioff controló localmente el grado de partición de la deformación entre los 36 y 39°S, definiendo períodos discretos de acumulación de grandes volúmenes de materiales volcánicos alternados con períodos de intrusión de magmas a lo largo de fallas de rumbo en el arco volcánico.

Palabras claves: Andes patagónicos septentrionales, Partición de la deformación, Subducción oblicua, Cambios en la zona de Wadati-Benioff, Arco volcánico.

ABSTRACT

Strain partitioning along the arc in the Neuquén Andes (36-39°S) for the last 30 million years. The Neuquén Andes between 36 and 39°S were built by a broad range of processes during the last 30 Ma. Periods of deformation can be classified in two alternating types: periods of extension associated with homogeneous shear parallel

to the trench, whose strain encompassed areas hundreds of kilometers wide, and periods of discrete strike-slip fault displacements in the inner orogenic domains associated with uplift of retroarc mountains constructed by stacking of upper crustal thrust sheets. Extension-transtension (?) dominated the upper crust in the Neuquén Andes between 28 and 15 Ma and the arc was the locus of small volcanogenic basins in a belt over 100 kilometers wide perpendicular to the trench. Later, at 12-10 (5) Ma, the arc contracted, with the intrusion of large volumes of magma along strike-slip lithospheric systems, and intra-arc basin formation was inhibited. Meanwhile, the retroarc was deformed by pure shear perpendicular to the plate margin, which triggered basin inversion. Finally, after 5 Ma, conditions became more like those at 28-15 Ma, in which homogeneous transtension affected broad areas over 50 kilometers wide. Strain partitioning controls the distribution of the shear component, which is linked to the parallel component of convergence, either in discrete or broad areas of deformation, thereby acting as one variable that defined the availability of basin formation processes along the arc. Steepening and flattening of the Wadati-Benioff zones locally controlled the strain partitioning behavior of the upper crust in the Andes between 36° and 39°S. Discrete periods of accumulation of large volumes of volcanic materials in the inner domains of the orogen, contemporaneous with steep subduction, alternated with periods of arc-related intrusions along discrete strike-slip systems, during more shallowly dipping subduction.

Key words: Northern Patagonian Andes, Strain partitioning, Oblique subduction, Wadati-Benioff changes, Volcanic arc.

INTRODUCCION

La cordillera de los Andes al sur del codo de Arica (19°S), puede ser dividida en tres grandes segmentos en función de la presencia o no de apilamiento orogénico en el retroarco durante el Neógeno-Cuaternario (Gansser, 1973; Mpodozis y Ramos, 1989; Dewey y Lamb, 1992; Kley *et al.*, 1999):

- Los Andes centrales australes, de los 19°S hasta los 36°S, caracterizados por el desarrollo de sucesiones sedimentarias de antepaís neógenas y sistemas imbricados de retroarco de dicha edad;
- Los Andes patagónicos septentrionales, desde los 39° a los 45°S, en donde el apilamiento orogénico se fosilizó en amplias zonas del retroarco a partir de los 15 Ma (Fig. 1);
- Los Andes patagónicos australes, desde los 47° a los 54°S, en donde también existe apilamiento neógeno en la zona de retroarco de la cordillera.

Todos estos segmentos se han formado ante cierto grado de oblicuidad de la convergencia relativa entre la placa Sudamericana y las placas pacíficas. En el caso específico de los Andes al sur del Codo de Arica, la subducción oblicua de la placa de Nazca, ha producido un efecto deformacional inhomogéneo a lo largo del margen continental (Fig. 1) (Dewey y Lamb, 1992; Lavenu y Cembrano, 1999; Cembrano *et al.*, 2000).

El extremo sur de los Andes centrales australes y el extremo norte de los Andes patagónicos septentrionales (Fig. 1), entre los 36° y 39°S, están caracterizados por imbricamiento neógeno mode-

rado en el retroarco, desarrollo de reducidas secuencias de antepaís cenozoicas (Ramos, 1998) y episodios de extensión-transtensión durante los últimos 30 millones de años (Stern, 1989; Suárez y Emparan, 1995; Spalletti y Dalla Salda, 1996; Ramos y Folguera, 1998a, b; Muñoz y Araneda, 2000; Muñoz *et al.*, 2000; Stern *et al.*, 2000; Jordan *et al.*, 2001; Radic *et al.*, 2002). Adicionalmente durante este tiempo se han alternado, según los resultados de las investigaciones de los autores tal como se verificará a continuación, distintas mecánicas de deformación altamente contrastantes. Ciertas mecánicas propias de ciertos períodos están caracterizadas por sistemas transtensionales activados por la cizalla lateral, que experimenta la corteza superior ante convergencia oblicua a los límites de placas (Fig. 1), en los sectores orogénicos internos, afectando amplias fajas que comprenden al frente volcánico y sectores del retroarco interno y generando múltiples depocentros (Fig. 2, A) (Ramos y Folguera, 1998a, b; Folguera *et al.*, 2001; Potent y Reuther, 2001; Melnick *et al.*, 2002). Mientras que otras mecánicas de deformación son producidas por inversión tectónica de los depocentros extensionales generados durante los ciclos previos, en un marco de deformación coaxial a los límites de placa tanto en el retroarco, como en el arco (Jordan *et al.*, 2001; Radic *et al.*, 2002) (Fig. 2, B).

Esta gran variabilidad de mecánicas de deformación mencionadas (Dewey y Lamb, 1992; Lavenu y Cembrano, 1999; Cembrano *et al.*, 2000), se

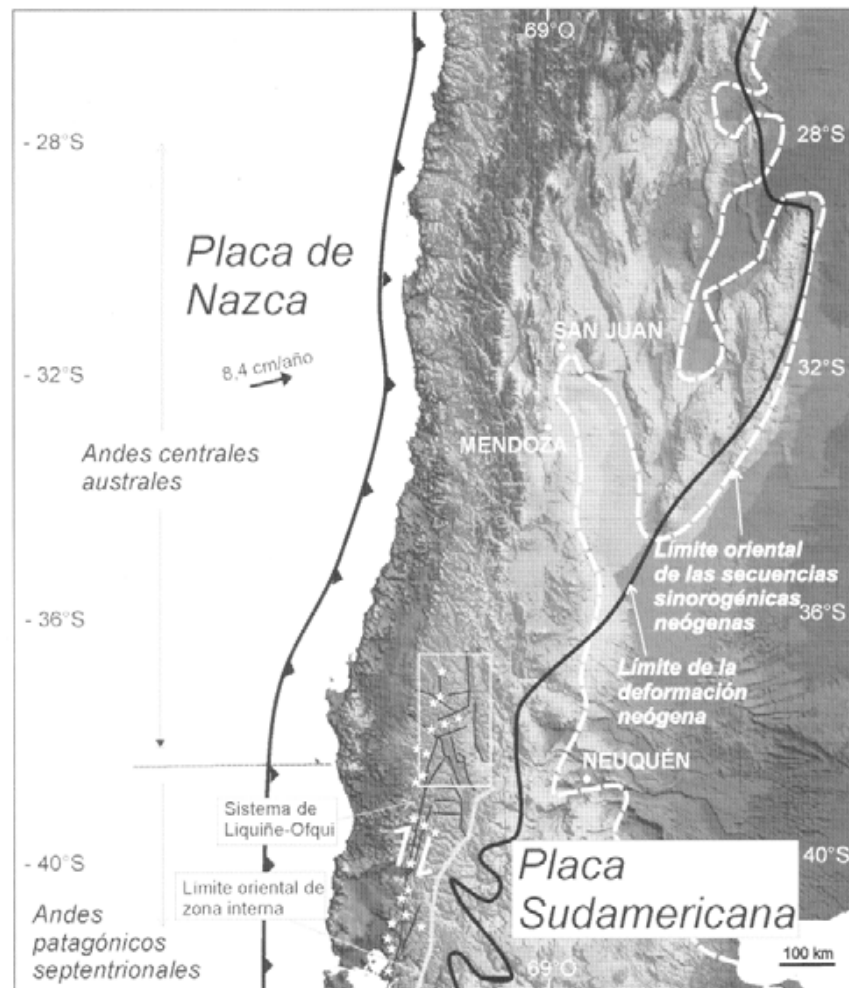


FIG. 1. Modelo digital de elevación. Principales unidades morfoestructurales y zona de estudio en la transición de los Andes Centrales y Andes patagónicos septentrionales. Principales volcanes cuaternarios indicados con una estrella, en asociación al sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui, del Mioceno Superior al Cuaternario (modificado de Mpodozis y Ramos (1989)); Dewey y Lamb (1992); Lavenu y Cembrano (1999); Kley *et al.* (1999).

explica por: las condiciones de contorno variables en el Neógeno, tales como la dirección y velocidad de la convergencia (Cande y Leslie, 1986; Pardo Casas y Molnar, 1987; Tebbens y Cande, 1997; Somoza, 1998; Muñoz *et al.*, 2000; Stern *et al.*, 2000; Jordan *et al.*, 2001); la edad del fondo oceánico subducido y su consecuente flotabilidad variable (Barnes *et al.*, 1998; Folguera y Ramos, 2002; Melnick *et al.*, 2002); y específicamente a escala local la fricción entre las placas (Jarrard, 1986; Chemenda *et al.*, 2000), función entre otros facto-

res de los cambios en la configuración de la zona de Wadati-Benioff (Sheuber y González, 1999).

Estas condiciones de contorno desencadenan diferentes grados de partición de la deformación (Tikoff y Teyssier, 1994; Teyssier *et al.*, 1995; Chemenda *et al.*, 2000), los cuales rigen la forma en que se distribuye la deformación total producto de la convergencia en el sistema subductivo, especialmente aquella relacionada con la cizalla lateral del sistema. Esta última es función del grado de oblicuidad al margen (Dewey y Lamb, 1992) y determina

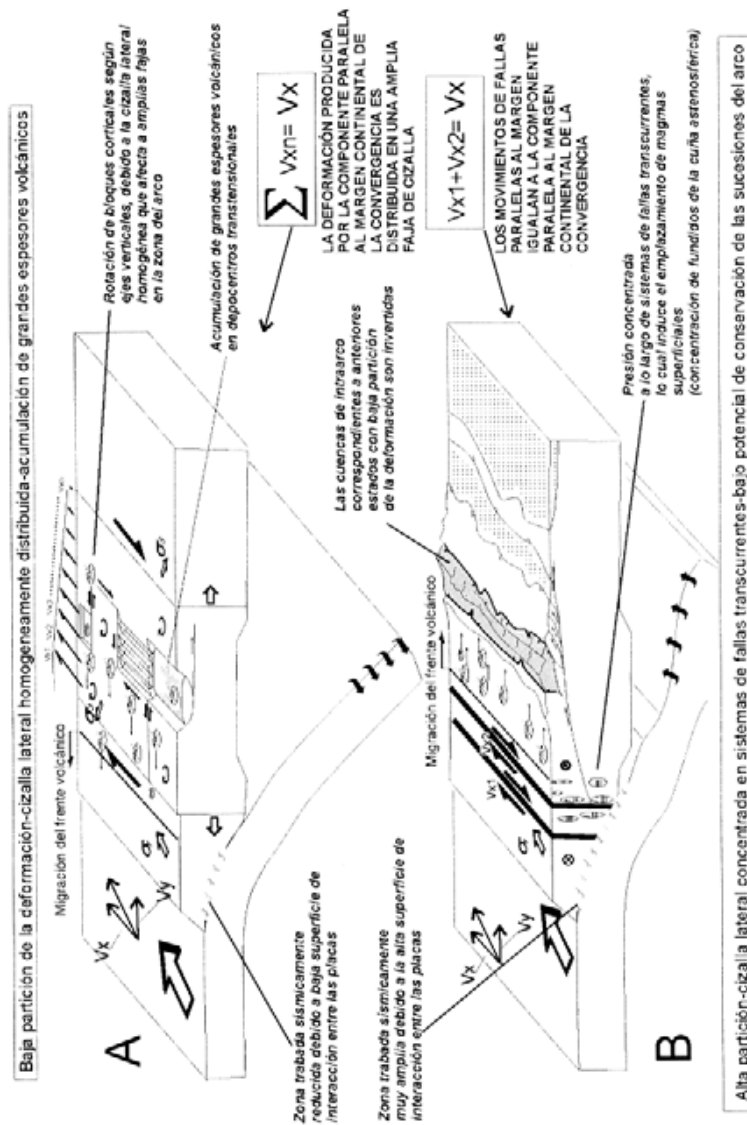


FIG. 2. Estados de baja y alta partición de la deformación. En los estados de baja, (A)- la cizalla lateral es homogéneamente distribuida y amplias fajas de corteza superior son sometidas a transensión si disminuye el acoplamiento de la zona de interplacas, generando múltiples depocentros que registran la actividad del arco volcánico. En los estados de alta, (B)- la cizalla lateral es concentrada en sistemas de fallas transcurrentes facilitando la actividad plutónica en los sectores internos e inhibiéndose la generación de depocentros extensionales por lo cual no se registran estos momentos del arco volcánico, quedando como hialos en el registro estratigráfico. Las edades están basadas en Vergara y Muñoz (1982); Niemeyer y Muñoz (1983); Suárez y Emparan (1995); Jordan *et al.* (2001); Radic *et al.* (2002); Mainick *et al.* (2002).

los diferentes estilos estructurales que se han sucedido en la cordillera entre 36 y 39°S (Fig. 1), en los últimos 30 Ma, los cuales se describirán posteriormente (Fig. 2). Otras condiciones de contorno, tales como edad de fondo oceánico (Dewey, 1980) y fricción variable a lo largo del margen de convergencia (Barnes *et al.*, 1998), a una escala regional y aquellas relacionadas a una escala más local como los cambios geométricos en la zona de Wadati-Benioff, han definido la cantidad de cizalla lateral concentrada en sistemas de fallas transcurrentes y aquella distribuida homogéneamente en la corteza.

El segmento andino comprendido entre los 36 y los 39°S representa un sitio clave para el estudio del control estructural de la actividad del arco volcánico en los sectores orogénicos internos. Este segmento ha tenido una dinámica particular del frente volcánico durante el Paleógeno superior y el Neógeno (Stern, 1989; Ramos, 1998; Kay, 2002) en función de cambios en la geometría de la zona de Wadati-Benioff, lo cual facilita, en comparación a otros segmentos, su relación con las distintas mecánicas de deformación y el registro volcano-sedimentario.

DISTRIBUCION DE LA DEFORMACION Y DEFINICION DE DISTINTOS ESTILOS ESTRUCTURALES

La convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, que produce deformación orogénica a lo largo del límite de las mismas, es absorbida a través de un abanico de procesos con distintas mecánicas de deformación (Dewey y Lamb, 1992; Lavenue y Cembrano, 1999). Cada mecánica es función de condiciones de contorno variables, entre otras la fricción de interplaca en el sistema subductivo (Jarrard, 1986; Chemenda *et al.*, 2000).

La convergencia, que resulta oblicua a los límites de placas puede ser dividida en dos componentes, una perpendicular y otra paralela a la trinchera oceánica, con implicancias mecánicas distintivas en los Andes (Dewey y Lamb, 1992; Lavenue y Cembrano, 1999).

La componente perpendicular produce acortamiento en la zona comprendida entre el límite de placas y el retroarco, mientras que la componente paralela produce deformación por cizalla lateral en la corteza superior. La suma de todo el desplazamiento paralelo a los límites de placa iguala a la componente correspondiente de la convergencia (Fig. 2). Parte de este movimiento es en general cuantificado como movimiento a lo largo de fallas transcurrentes y parte como desplazamiento en un medio homogéneamente deformado en un campo por cizalla simple (Fig. 2). Esta última parte se suma a una componente de cizalla pura, proporcional a la componente ortogonal al margen.

La partición de la deformación puede ser entendida, como una medida de la relación de (1) la cizalla lateral tomada por sistemas discretos de fallas paralelas al límite de placas y (2) la cizalla

lateral tomada en medios homogéneos que se deforman por cizalla simple (Tikoff y Teyssier, 1994; Teyssier *et al.*, 1995).

Si la totalidad del movimiento lateral es producida a lo largo de fallas transcurrentes, se dice que la partición de la deformación es total y en este caso los medios limitados por las fallas que acomodan el movimiento lateral, no involucrarán cantidades de cizalla rotacional, ya que ésta fue descontada completamente (Tikoff y Teyssier, 1994; Teyssier *et al.*, 1995; Bunds, 2001). En estos sistemas se esperará encontrar fallas transcurrentes paralelas al margen en el antearco y/o arco volcánico, que concentren la totalidad de la cizalla lateral (Tikoff y Teyssier, 1994; Saint Blanquat *et al.*, 1998; McNulty *et al.*, 1998; Chardon *et al.*, 1999; Sheuber y González, 1999; Taylor y Switzer, 2001): las zonas limitadas por estas fallas, se deformarán en un marco de cizalla no rotacional perpendicular a los límites de placas, siendo ésta extensional o compresional, dependiendo de la velocidad de 'roll back' del sistema subductivo (Forsythe y Uyeda, 1975; Uyeda y Kanamori, 1979; Dewey, 1980) (Fig. 2, B).

Si no existen fallas transcurrentes paralelas al margen que acomoden el movimiento lateral del sistema subductivo, la totalidad del mismo se distribuirá homogéneamente en un campo de cizalla simple, sumado a cierta cantidad de desplazamiento coaxial a los límites de placa. De esta forma se desarrollarán sistemas transpresionales o trans-tensionales (Bunds, 2001), en los cuales amplias fajas corticales estarán sometidas a cizalla rotacional (Fig. 2, A).

Este trabajo analiza la variedad de mecánicas de deformación registrada en los sectores internos de los Andes neuquinos entre 36 y 39°S, como función de distintos grados de partición de la deformación, durante los últimos 30 millones de años y

su vinculación a cambios en las condiciones de contorno, tales como variación en la geometría de la zona de Wadati-Benioff, que habrían definido distintos grados de fricción en el sistema subductivo (Fig. 2).

EVOLUCION DE LOS ANDES NEUQUINOS EN LOS ULTIMOS 30 MILLONES DE AÑOS

En los Andes neuquinos (36-39°S), se han acumulado cerca de 5.000 a 6.000 m de rocas volcánicas alternadas con sucesiones continentales a través de ciertos períodos discretos de corta duración, entre el Oligoceno superior y el Cuaternario (Vergara y Muñoz, 1982; Niemeyer y Muñoz, 1983; Suárez y Emparan, 1995, 1997; Spalletti y Dalla Salda, 1996; Muñoz *et al.*, 2000; Jordan *et al.*, 2001; Radic *et al.*, 2002). En gran medida, estas acumulaciones fueron resguardadas de la erosión en depocentros de origen extensional hasta tiempos recientes (Muñoz y Araneda, 2000; Jordan *et al.*, 2001; Radic *et al.*, 2002; Melnick *et al.*, 2002). La escasa continuidad temporal de las sucesiones y la presencia de grandes hiatos en el registro estratigráfico, se relacionan con episodios de inversión tectónica de los depocentros que conformaban estas cuencas de intraarco (Suárez y Emparan, 1995, 1997; Jordan *et al.*, 2001; Radic *et al.*, 2002) y reactivaciones extensionales de las cuencas (Folguera *et al.*, 2002; Folguera *et al.*, en prensa).

Muñoz *et al.* (2000) y Jordan *et al.* (2001) argumentaron que el primer tercio de estos espesores se acumuló en cortos períodos de duración, específicamente entre 28 y 18 millones de años atrás y, quizás, en otros sectores en lapsos más prolongados entre 28 y 15 Ma (Suárez y Emparan, 1995). De las dos terceras partes restantes, la mitad se acumuló en un período entre 5 y 2 Ma (Suárez y Emparan, 1997), mientras el tercio restante, tal vez, posea un bajo potencial de preservación, ya que corresponde a los edificios volcánicos propensos al desmantelamiento por la erosión, de continuar las condiciones climáticas de la zona, excepto sus niveles basales contenidos en depocentros extensionales (Fig. 3, C).

En otros sectores de los Andes, particularmente en el Altiplano chileno-argentino, las condiciones climáticas han definido relativamente bajas tasas de erosión desde por lo menos el Mioceno, permiti-

tiendo la conservación de aparatos volcánicos de distintas generaciones a lo largo del Neógeno (Kay *et al.*, 1994), sólo sujetos a deterioro debido a fenómenos de remoción en masa. En los Andes patagónicos, en cambio, el potencial de conservación de aparatos volcánicos derivado de las distintas condiciones climáticas es bajo, por lo cual la preservación de sucesiones volcánicas es aquí más sensible a la generación de depocentros de intraarco que resguarden estas pilas volcánicas (Suárez y Emparan, 1995; Muñoz *et al.*, 2002; Yagupsky y Folguera, 2001; Folguera *et al.*, 2002; Folguera *et al.*, en prensa).

Entre estos períodos, en los cuales hubo desarrollo de depocentros extensionales en la zona del arco volcánico, ha habido condiciones de inversión de las cuencas previas y consecuente construcción de reducidas áreas orogénicas internas, cercanas a la línea del arco volcánico (Fig. 3, B). Al mismo tiempo, estructuras que concentraban el desplazamiento de rumbo total del sistema subductivo fueron exitosas en controlar el ascenso de magmas hacia la superficie (Hervé *et al.*, 1993; Thomson *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 1999).

Los datos de convergencia relativa entre las placas de Nazca y Sudamericana durante los últimos 28 millones de años, muestran un rasgo llamativo (Fig. 3) (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Cande y Leslie, 1986; Somoza, 1998; Tebbens y Cande, 1997): la dirección y módulo de los mismos tienen bajísima variabilidad, por lo cual los cambios en la dinámica del borde de convergencia no son directamente relacionables con ellos. Sin embargo, las variaciones en la geometría de la zona de Wadati-Benioff, sugeridas por la dinámica del frente volcánico en los últimos 30 millones de años (Muñoz y Stern, 1988; Stern, 1989; Ramos, 1998; Muñoz *et al.*, 2000), implican condiciones de fricción variables entre las placas. Estas condiciones habrían regido la mecánica de partición de la cizalla lateral

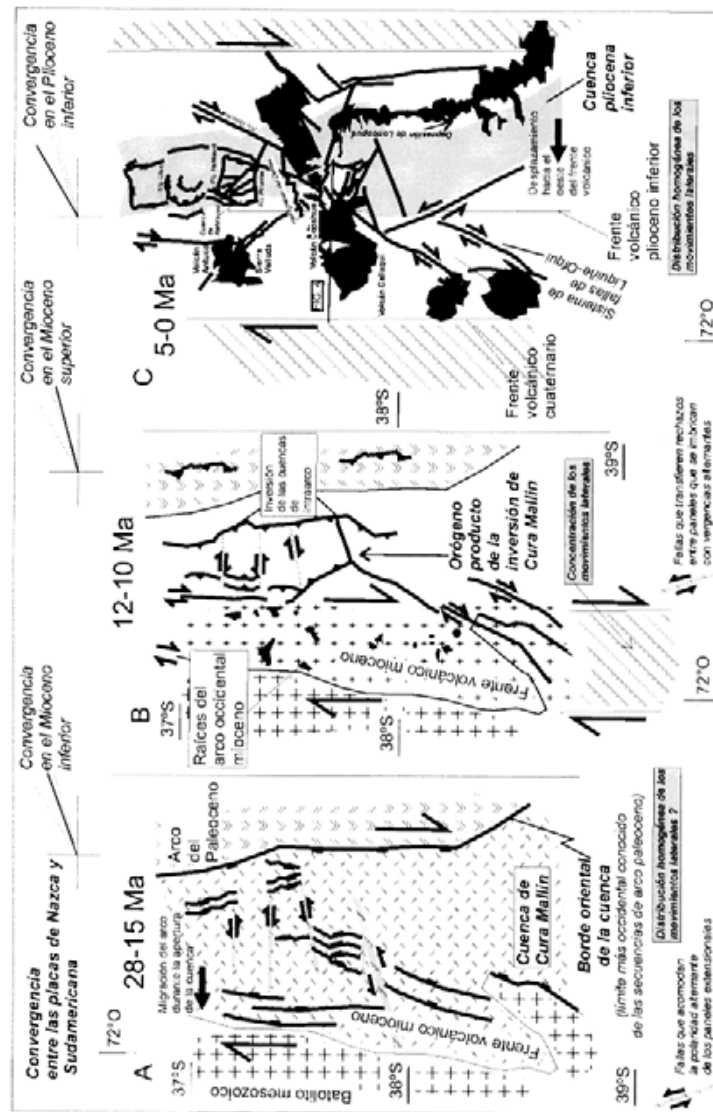


FIG. 3. Esquemas de los principales rasgos y procesos tectónicos de la cordillera nauquina, durante los últimos 30 millones de años. Basado parcialmente en Vergara y Muñoz (1982), Niemeyer y Muñoz (1983); Suárez y Emparan (1995); Jordan *et al.* (2001); Radic *et al.* (2002) y Melnick *et al.* (2002).

en el sistema subductivo (Fitch, 1972; Jarrard, 1986; Braun y Beaumont, 1995; Sheubert y González, 1999; Chemenda *et al.*, 2000) y la capacidad de generación de cuencas transtensionales, en donde se acumularon los productos del arco (McNulty *et al.*, 1998).

Resumidamente, se identifican dos desplazamientos hacia la trinchera del frente volcánico, durante el Paleógeno superior-Neógeno entre los 36 y 39°S. El primero de ellos ocurre en el lapso desde el Eoceno al Oligoceno superior (Ramos, 1998). Como extremos de este desplazamiento se encuentran, por un lado, la faja de afloramientos de intrusivos y rocas efusivas de la Serie Andesítica del Paleoceno-Eoceno (Fig. 3, A) y por el otro al frente de las volcánicas de la cuenca de Cura-Mallín (Fig. 3, A). Al término de este primer desplazamiento se habría abierto el conjunto de depocentros extensionales que conformaron la cuenca de Cura-Mallín (Jordan *et al.*, 2001; Radic *et al.*, 2002). Este desplazamiento habría sido aún mayor si se contabilizasen las volcánicas e intrusivos en la cordillera de la Costa de 28 a 18,8 Ma, como parte del frente volcánico (Muñoz *et al.*, 2000; Stern *et al.*, 2000). Estos autores puntualizaron el movimiento del frente volcánico hacia la trinchera en el Oligoceno superior. Sin embargo, es importante tener en cuenta que no sólo el frente volcánico fue particularmente móvil en este lapso, sino que el arco volcánico se expandió hacia el antepaís neuquino a estas latitudes hasta la sierra de Huantraico entre 20 y 18 Ma, a ca. 500 km de la trinchera oceánica (Kay, 2002).

El segundo desplazamiento hacia la trinchera (Muñoz y Stern, 1988; Stern, 1989), se registra entre el frente volcánico del Plioceno inferior correspondiente a la Formación Cola de Zorro (Vergara y Muñoz, 1982; Niemeyer y Muñoz, 1983) y el frente volcánico cuaternario (Fig. 3, C), durante el cual se desarrolló estructuración transtensional en la zona del arco y retroarco interno, que albergó sucesiones correspondientes a las dos posiciones del arco volcánico.

Si bien Suárez y Emparan (1997) identificaron a la Formación Malleco, nueva denominación que alberga a la anterior Formación Cola de Zorro, hasta los 72°W, el eje de desarrollo de la cuenca correspondiente a esta unidad se concentra en torno al paralelo 71°W, mientras que los máximos espesores de volcanismo pleistoceno superior a holoceno se desarrollan entre los 71°15' y los 71°30'W (Rovere *et al.*, 2000).

Coincidentemente, ambos tiempos de migración del arco hacia el borde de placas, se relacionan con la formación de cuencas de intraarco y retroarco interno. Si se relaciona esta migración al empinamiento de la zona de Wadati-Benioff (Stern 1989; Ramos, 1998; Muñoz *et al.*, 2000; Stern *et al.*, 2000), la extensión-transtensión de amplias fajas en la corteza, se relacionaría con una disminución en la fricción de la zona de interplacas. En este caso, la cizalla lateral producto de la convergencia oblicua se expandiría a amplias zonas de cizalla transtensional.

EVOLUCIÓN DE LOS ANDES NEUQUINOS, A PARTIR DE LA CRONOLOGÍA DE LOS DEPOSITOS VOLCÁNICOS Y LOS PULSOS MAGMÁTICOS

La actividad volcánica y plutónica en los Andes neuquinos se ha alternado a lo largo de los últimos 30 millones de años. Si bien no se cuenta con datos que aseveren que las tasas de inyección plutónica en la corteza superior hayan variado en el tiempo, el potencial de conservación de secuencias pertenecientes al frente volcánico no ha sido continuo.

Durante el Oligoceno superior al Mioceno inferior (28-18 Ma) se acumularon espesas sucesiones volcánicas y continentales, superiores a los 3.000 m de espesor en una serie de depocentros de origen extensional, correspondientes a la cuenca de intraarco de Cura-Mallín (Niemeyer y Muñoz,

1983; Suárez y Emparan, 1995; Jordan *et al.*, 2001) (Figs. 1 y 3), en los sectores internos de los Andes neuquinos. La actividad orogénica se concentró posteriormente en estos sectores entre 15 y 10 millones de años aproximadamente, en asociación con un conjunto de fallas transcurrentes dextrales en el extremo norte del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (Cembrano *et al.*, 2000). Esta actividad es contemporánea a la registrada en otras latitudes más australes de este sistema, alrededor de los 45 a los 46°S, en donde se encuentra asociada con altas tasas de denudación (Hervé *et al.*, 1993).

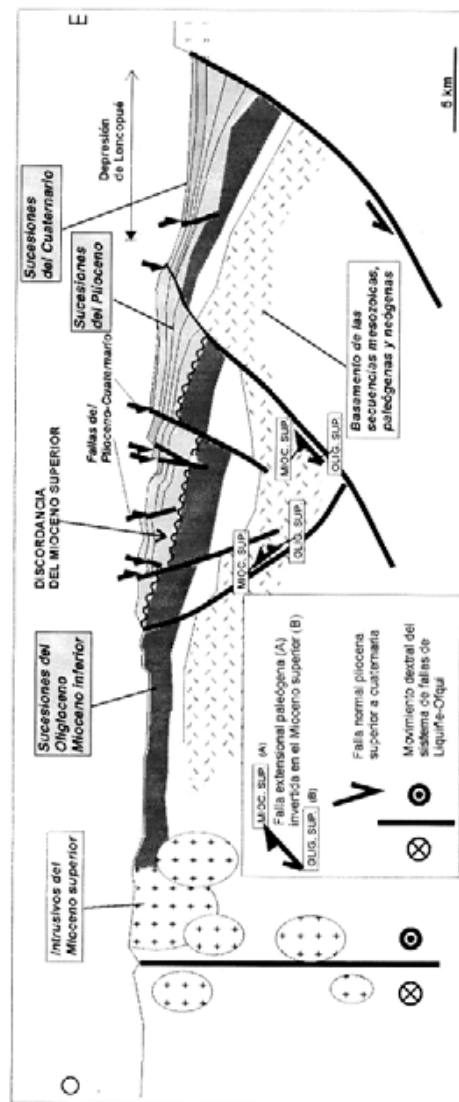


FIG. 4. Perfil esquemático en la cordillera neuquina a los 38°S, en donde se representan los depocentros neógenos y la zona de falla transcorriente de Liquiñe-Olqui en los sectores internos de la cordillera (modificado de Ramos y Folguera (1996a); Folguera y Ramos (2000); Melnick y Folguera (2001)).

A partir de 5 Ma hasta el Cuaternario, se acumula otra sucesión volcánica en cortos períodos de tiempo, conformada por dos secciones, particularmente aquellas referidas entre 5 y 4 Ma y entre 2 y 0 Ma (Vergara y Muñoz, 1982; Suárez y Emparan, 1997; Folguera *et al.*, 2002), en depocentros extensionales parcialmente coincidentes con los del Paleógeno superior (Figs. 3 y 4).

Previamente entre 12 y 10 Ma se había desarrollado la principal fase de inversión tectónica de los depocentros extensionales que evolucionaron entre el Oligoceno superior y el Mioceno Inferior (Radic *et al.*, 2002), la cual es parcialmente coincidente con un importante pulso de emplazamiento de magmas en los sectores orogénicos internos, asociado con la actividad de fallas transcurrentes del sistema de Liquiñe-Ofqui (Fig. 3, B) (Hervé *et al.*, 1993).

De esta forma quedan definidas dos etapas en las que se acumularon espesas sucesiones volcánicas, 25-15 Ma y 5-0 Ma, respectivamente, y una etapa en la que predominó el apilamiento orogénico en el retroarco interno y en el arco (15-8 Ma). En esta última, la formación de cuencas en los secto-

res internos orogénicos estuvo inhibida, producto de la concentración de la cizalla lateral en sistemas de fallas transcurrentes, lo que explicaría la falta de registro volcánico para ese tiempo (Figs. 2 y 4).

Los procesos registrados se pueden resumir de la siguiente forma:

- desplazamiento del frente volcánico hacia la trinchera, hecho que sugiere un empinamiento de la losa oceánica. Extensión (transtensión) en el Neógeno inferior (25-15 (10) Ma) y grandes volúmenes de productos volcánicos acumulados en los sectores internos orogénicos; baja partición de la deformación.
- expansión del arco volcánico y somerización de la losa oceánica en el Mioceno Superior. Inversión tectónica en el Mioceno Superior y actividad plutónica en los sectores internos; crecimiento de la partición de la deformación.
- reducción del ancho del arco volcánico y empinamiento de la losa. Transtensión en el Plioceno inferior-Cuaternario; acumulación de considerables volúmenes de rocas volcánicas y reducción de la partición de la deformación.

DISCUSION

Según las hipótesis aquí presentadas, cambios en el grado de partición de la deformación en el tiempo para un segmento orogénico dado, particularmente el correspondiente a 36-39°S, se relacionan con cambios en la configuración de la zona de Wadati-Benioff. Previamente a nivel regional, se había relacionado la partición de la deformación, con las variaciones en la edad de la corteza oceánica subducida (Folguera y Ramos, 2002).

Como herramienta metodológica para la definición de paleoestados de la partición de la deformación, se expone aquí el análisis del régimen de preservación en depocentros de origen extensional, de las sucesiones del arco volcánico en el tiempo en forma similar a McNulty *et al.* (1998), sus hiatos registrados y su movilidad.

Stern (1989) puntualizó que la movilidad del frente volcánico durante el Terciario es menor para el segmento de los Andes neuquinos que para otros segmentos con arcos particularmente dinámicos (Kay *et al.*, 1994). Sin embargo, una serie de des-

plazamientos hacia la trinchera y de cambios en el desarrollo lateral de la faja del arco, así como su potencial asociación a cambios en la configuración de la zona de Wadati-Benioff (Stern, 1989; Ramos, 1998; Kay, 2002) son discernibles.

Particularmente, existen dos posiciones bien definidas entre los restos del arco paleógeno inferior, correspondientes a la denominada Serie Andesítica, recientemente acotada al Paleoceno-Eoceno (Jordan *et al.*, 2001), y el frente volcánico del Mioceno (Suárez y Emparan, 1995). En su defecto, puede ser analizado el frente formado por rocas volcánicas y plutónicas de dicha edad en la cordillera de la Costa (Muñoz *et al.*, 2000; Stern *et al.*, 2000). Estas posiciones implican un desplazamiento del frente volcánico, y por ende, de la posición de la cuña astenosférica hacia la trinchera, asociada potencialmente al empinamiento de la losa oceánica subducida (Ramos, 1998; Stern *et al.*, 2000).

En la última fase de este desplazamiento del frente volcánico, se abre una serie de depocentros

extensionales (Ramos, 1998) correspondientes a la cuenca de Cura Mallín (25-15 Ma) (Suarez y Emparan, 1997; Jordan *et al.*, 2001) (Fig. 3, A).

El potencial empujamiento de la losa oceánica, habría implicado una reducción en el acoplamiento del sistema subductivo, reduciendo la fricción de interplacas y definiéndose una menor partición de la deformación producto del vector de convergencia oblicuo entre las placas.

Esta menor partición de la deformación desarrollada entre 25 y 15 Ma, implicaría que la componente paralela al margen de la convergencia, produjera cizalla lateral homogéneamente distribuida en amplias fajas de la corteza, lo cual explicaría el desarrollo de depocentros extensionales o transtensionales y la acumulación de depósitos volcánicos superiores a los 3.000 m de espesor en los mismos.

Un importante hiato en el registro estratigráfico de las secuencias volcánicas de intraarco, se observa posteriormente, entre los 15 y 10 (5) Ma (Radic *et al.*, 2002). Este es correlativo a un importante pulso de inyección magmática en sistemas de fallas

transcurrentes internos correspondientes al sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui, asociado a altas tasas de exhumación (Hervé *et al.*, 1993). El arco volcánico durante el Mioceno superior se expandió hacia el retroarco, infiriéndose un proceso de somerización de la zona de Wadati-Benioff (Kay, 2002).

Un último desplazamiento del frente volcánico entre el Plioceno inferior y Plioceno superior-Cuaternario, hacia la trinchera (Muñoz y Stern, 1988; Stern, 1989) (Fig. 3, C), se correlaciona con otro período de formación de cuencas de intraarco y acumulación de grandes espesores volcánicos, particularmente en aquellas cuencas relacionadas con la acumulación de los productos de la Formación Cola de Zorro entre 5 y 3 Ma (Folguera *et al.*, 2002; Folguera *et al.*, en prensa) y con el frente volcánico cuaternario entre 2 y 0 Ma (Melnick *et al.*, 2002), equivalente al registrado hace 28 Ma, en el cual habría prevalecido la cizalla lateral homogéneamente distribuida en un esquema de baja partición de la deformación.

CONCLUSIONES

Sobre la base de los hechos expuestos, se pueden extraer dos conclusiones:

- la primera está relacionada con conclusiones de McNulty *et al.* (1998) en la cordillera Blanca de Perú, según las cuales las tasas de actividad plutónica y las volcánicas son inversamente proporcionales en un arco volcánico, en función de la partición de la deformación del vector de convergencia oblicuo. En el caso específico que se describe, podrían ser las tasas de ambos procesos las que difieren, sin embargo se desconoce la magnitud de éstas. A pesar de ello es claro que el potencial de acumulación de las secuencias volcánicas del arco varía y que éstas son diferencialmente resguardadas de la erosión en función de la factibilidad de generación de amplias zonas de cizalla transtensiva.

El registro de la actividad volcánica es inhibido ante estados de más alta partición de la deformación y consecuente concentración de la cizalla lateral en sistemas discretos de fallas transcurrentes (Saint Blanquat *et al.*, 1998). Mientras que la preservación de las secuencias volcánicas depende de la expansión de la cizalla lateral y consecuente

desarrollo de transtensión generalizada que conforme múltiples depocentros, situación característica de estados de baja partición de la deformación. Aun cuando la tasa de actividad plutónica se mantuviera constante, la tasa de acumulación de las secuencias del arco variará sensiblemente, si bien los modelos argumentan que la primera varía en función de la concentración de la cizalla paralela a los límites de placas en sistemas discretos de fallas, que aumentan su capacidad de bombeo hacia la superficie (McNulty *et al.*, 1998; Saint Blanquat *et al.*, 1998).

La variable climática, tiene un efecto concreto en el potencial de preservación de sucesiones volcánicas, sin embargo ésta, se supone, juega un papel menor en zonas de alta erosión, como en el caso de la cordillera patagónica, en donde las secuencias son o no resguardadas en función de las velocidades de soterramiento a las que sean sometidas. Esta velocidad de subsidencia será función de la factibilidad de extensión en la zona del arco volcánico.

- la segunda conclusión, se relaciona con cam-

bios en la configuración de la zona de Wadati-Benioff. De esta forma, ésta se empujó, el grado de acoplamiento se redujo y, por lo tanto, la fricción de interpalacas disminuyó, provocando la expansión de la cizalla lateral y generándose transtensión regional. Ante somerización de la misma y aumento del grado de fricción entre las placas, el grado de partición de la deformación se incrementaría (Chemenda *et al.*, 2000) y de esta forma, la cizalla lateral se localizaría en sistemas discretos de fallas transcurrentes. En el arco externo-retroarco inter-

no, la corteza se deformaría coaxialmente invirtiéndose así los depocentros extensionales de generaciones previas. En los Andes neuquinos, este proceso se habría desarrollado en el Mioceno superior, con la expansión del arco volcánico hacia el interior de la placa (Kay, 2002), la inversión coetánea de los depocentros extensionales de la cuenca de Cura Mallín (Jordan *et al.*, 2001; Radic *et al.*, 2002) y la reactivación de sectores localizados de la faja plegada y corrida neuquina (Ramos, 1998).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte del proyecto 'Evolución del segmento de subducción normal (33-38°S) PIP 4162'. Se agradecen los comentarios y críticas constructivas de los revisores de este trabajo, T.

Jordan (Cornell University, U.S.A.), C. Stern (University of Colorado, U.S.A.) y de un tercer revisor anónimo. De igual forma, se agradecen las correcciones y los comentarios del Editor de la Revista.

REFERENCIAS

- Barnes, P.; de Lepinay, J.; Collot, J.Y.; Delteil, J.; Audru, J.C. 1998. Strain partitioning in the transition area between oblique subduction and continental collision, Hikurangi margin, New Zealand. *Tectonics*, Vol. 17, No. 4, p. 534-557.
- Bunds, M. 2001. Fault strength and transpressional tectonics along the Castle Mountain strike-slip fault, southern Alaska. *Geological Society of America*, Vol. 113, No. 7, p. 908-919.
- Braun, J.; Beaumont, C. 1995. Three-dimensional numerical experiments of strain partitioning at oblique plate boundaries: implications for contrasting tectonic styles in the southern Coast Ranges, California, and Central South Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100 (B9), p. 18059-18074.
- Cande, S.; Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91B, No. 1, p. 471-496.
- Cembrano, J.; Schermer, E.; Lavenue, A.; Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the LOFZ fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, Vol. 319, p. 129-149.
- Chardon, D.; Andronikos, C.; Hollister, L. 1999. Large scale transpressive shear zone patterns and displacements within magmatic arcs: The Coast Plutonic Complex, British Columbia. *Tectonics*, Vol. 18, No. 2, p. 278-292.
- Chemenda, A.; Lallemand, S.; Bokun, A. 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: constraints provided by experimental modeling. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, B3, p. 5567-5581.
- Dewey, J. 1980. Episodicity, sequence, and style at convergent plate boundaries. In *The continental crust and its mineral deposits* (Strangway, D.W., editor). *Geological Association of Canada, Special Paper 20*, p. 553-573.
- Dewey, J.; Lamb, S. 1992. Active tectonics in the Andes. *Tectonophysics*, Vol. 205, p. 79-95.
- Fitch, T. 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 77, p. 4432-4460.
- Folguera, A.; Ramos, V.A. 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°S-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 55, No. 3, p. 229-244.
- Folguera, A.; Yagupsky, D.; Zlotnik, S.; Iaffa, D.; Melnick, D. 2001. Transtensión como mecanismo de transición entre estados de baja y alta partición de la deformación entre 37 y 40°S en el Plioceno y Cuaternario. In *Congreso Latinoamericano de Geología, No. 11, Simposio 'Evolución Tectónica de los Andes'*, Archivos electrónicos. Montevideo.
- Folguera, A.; Ramos, V.A. 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°-46°S). *Revista de la Asociación*

- Geológica de España*, Vol. 15, No. 1-2, p. 81-94.
- Folguera, A.; Yagupsky, D.; Melnick, D. 2002. Formación de la Cuenca de Cola de Zorro (5 Ma). Cordillera Neuquina-X Región. Origen y emplazamiento del volcanismo plioceno inferior entre 36° y 39°S. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Actas, CD ROM, Archivos Electrónicos, Artículo No. 003, 5 p. El Calafate.
- Folguera, A.; Ramos, V.A.; Melnick, D.; Iaffa, D.; Yagupsky, D.; Zlotnik, S. (En prensa). Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Colapso de estructuras orogénicas. Cordillera Neuquina (37°30'). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Forsyth, D.W.; Uyeda, S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Royal Astronomical Society, Geophysical Journal*, Vol. 43, No. 1, p. 163-200.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, Vol. 129, p. 93-131.
- Hervé, F.; Pankhurst, R.J.; Drake, R.; Beck, M.; Mpodozis, C. 1993. Granite generation and rapid unroofing related to strike-slip faulting, Aysén, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 120, p. 375-386.
- Jarrard, R. 1986. Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, Vol. 14, p. 780-783.
- Jordan, T.; Burns, W.; Veiga, R.; Pángaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S.; Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, Vol. 20, No. 3, p. 308-324.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Tittler, A.; Cornejo, P. 1994. Tertiary magmatic evolution of the Maricunga Mineral Belt in Chile. *International Geology Review*, Vol. 36, p. 1079-1112.
- Kay, S.M. 2002. Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Actas, CD ROM, Archivos Electrónicos, Artículo No. 237, 2 p. El Calafate.
- Kley, J.; Monaldi, C.; Salfity, J. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, Vol. 301, p. 75-94.
- Lavenu, A.; Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, Vol. 21, p. 1669-1691.
- McNulty, B.; Farber, D.; Wallace, G.; López, R.; Palacios, O. 1998. Role of plate kinematics and plate slip vector partitioning in continental magmatic arcs: evidence from the cordillera Blanca, Perú. *Geology*, Vol. 26, No. 9, p. 827-830.
- Melnick, D.; Folguera, A. 2001. Geología del Complejo volcánico Copahue-Caldera del Agrio, un sistema transtensional activo desde el Plioceno en la transición de los Andes Patagónicos a los Andes Centrales (38°S-71°O). In *Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 10, CD ROM, Archivos electrónicos, Montevideo.
- Melnick, D.; Folguera, A.; Rosenau, M.; Ehtler, H.; Potent, S. 2002. Tectonics From The Northern Segment on The Liquiñe-Ofqui Fault System (37°-39°S), Patagonian Andes. In *International Symposium of Andean Geodynamics*, No. 5, CD ROM, Electronic Files, Toulouse.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemud, J.A.; editors). *Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, Vol. 11, p. 59-90.
- Muñoz, J.; Araneda, M. 2000. Extensión cortical en el Oligoceno-Mioceno entre los 39° y 42°S, Región de Los Lagos, Chile: antecedentes geológicos y geofísicos. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 609-612. Puerto Varas.
- Muñoz, J.; Stern, C. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 2, p. 147-161.
- Muñoz, J.; Troncoso, R.; Duhart, P.; Crignola, P.; Farmer, L.; Stern, C. 2000. The relationship of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 27, No. 2, p. 177-203.
- Niemeyer H.; Muñoz, J. 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del Bio Bio. *Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Carta Geológica de Chile*, No. 57, 52 p.
- Pankhurst, R.J.; Weaver, S.; Hervé, F.; Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 156, p. 673-694.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous times. *Tectonics*, Vol. 6, No. 3, p. 233-248.
- Potent, S.; Reuther, C. 2001. Neogene Deformations prozesse im aktiven magmatischem Bogen Süd-zentralchiles zwischen 37° und 39°S. *Mitteilungen Geologisch-Paläontologisches Institut Universität Hamburg*, Vol. 85, p. 1-22.
- Radic, J.; Rojas, L.; Carpinelli, A.; Zurita, E. 2002. Evolución tectónica de la Cuenca Terciaria de Cura-Mallín, región cordillerana chileno-argentina (36°30'-39°S). In *Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Actas, CD ROM, Archivos Electrónicos, Artículo No. 386, 5 p. El Calafate.
- Ramos, V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina Argentina. In *Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 10, Actas, Vol. 2, p. 105-110. Buenos Aires.
- Ramos, V.A.; Folguera, A. 1998a. Estructura extensional cenozoica en la Cordillera Neuquina. In *Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, No. 4, Actas, Vol. 2, p. 661-664. Mar del Plata.
- Ramos, V.A.; Folguera, A. 1998b. The Andes of Neuquén (36°-38°S): evidence of Cenozoic transtension along

- the arc. In *International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 4, *Proceedings, Extended Abstracts Volume*, p. 606-609. Göttingen.
- Rovere, E.; Leanza, H.; Hugo, C.; Casselli, A.; Tourn, S.; Folguera, A. 2000. Hoja geológica Andacollo, Provincia de Neuquén. *Servicio Nacional de Geología y Minería Argentino*, Buenos Aires.
- Saint Blanquat, M.; Tikoff, B.; Teyssier, C.; Vigneresse, J. 1998. Tranpressional kinematics and magmatic arcs. In *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (Holdsworth, R.; Strachan, R.; Dewey, J.; editors). *Geological Society of London*, Vol. 135, Special Publication, p. 327-340.
- Sheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): a story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, Vol. 18, No. 5, p. 895-910.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallón)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 3, p. 211-215.
- Spalletti, L.A.; Dalla Salda, L. 1996. A pull apart volcanic related Tertiary basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, p. 197-206.
- Stern, C. 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No. 2, p. 145-162.
- Stern, C.; Muñoz, J.; Troncoso, R.; Duhart, P.; Crignola, P.; Farmer, G. 2000. Tectonic setting of the Mid-Tertiary Coastal Magmatic belt in South Central Chile: an extensional event related to Late Oligocene changes in plate convergence rate and subduction geometry. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 9, *Actas*, Vol. 2, p. 693-696. Puerto Varas.
- Suárez, M.; Emparan, C. 1995. The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene fresh water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8, No. 1, p. 17-31.
- Suárez, M.; Emparan, C. 1997. Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Bío Bío. *Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Carta Geológica de Chile*, No. 71, p. 105.
- Taylor, W.; Switzer, D. 2001. Temporal changes in fault strike (to 90°) and extension directions during multiple episodes of extension: an example from eastern Nevada. *Geological Association of Petroleum Geologists*, Vol. 113, No. 6, p. 743-759.
- Tebbens, S.; Cande, S. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102 (B6), p. 12061-12084.
- Teyssier, C.; Tikoff, B.; Markley, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, Vol. 23, No. 5, p. 447-450.
- Tikoff, B.; Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, Vol. 16, No. 11, p. 1575-1588.
- Thomson, S.; Hervé, F.; Brix, M.; Stockhert, B. 1999. Fission track thermochronology of the Southern Chilean Andes (42° to 48°S). In *International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 4, *Proceedings, Extended Abstracts Volume*, p. 754-757. Göttingen.
- Uyeda, S.; Kanamori, H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, p. 1049-1061.
- Vergara, M.; Muñoz, J. 1982. La Formación Cola de Zorro en la Alta cordillera Andina Chilena (36°-39°S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, p. 31-46.