

ESTILOS ESTRUCTURALES EN EL NORTE CHICO DE CHILE (28-31°S), REGIONES DE ATACAMA Y COQUIMBO

RAMON MOSCOSO
CONSTANTINO MPODOZIS

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago, Chile

RESUMEN

En Chile, entre los 28° y 31°S, la cadena andina está formada por dos provincias tectónicas con estilos estructurales distintos pero complementarios. La Cordillera Frontal (CF) está dominada por la deformación de basamento ('thick skinned'), caracterizada por fallas inversas, 'pilares' y domos de basamento, a los cuales se amolda una cobertura de comportamiento pasivo. La región costera, en cambio, muestra una deformación pelicular ('thin skinned') con su cobertura volcánica cretácica, relleno de la cuenca marginal 'abortada' del Norte Chico, deformada en pliegues abiertos de gran longitud de onda y escamas dirigidas hacia el oeste en las calizas neocomianas. Durante el colapso de la cuenca, en el Cretácico Inferior tardío-Superior, las secuencias volcánicas de la Provincia Costera comenzaron a cabalgar sobre o ser empujadas debajo del basamento de la Cordillera Frontal. Con posterioridad (Oligoceno-Mioceno), el emplazamiento del arco magmático andino sobre la Cordillera Frontal produjo un debilitamiento térmico de la corteza, de tal modo que frente a los esfuerzos compresivos, y antes del Mioceno Medio, ésta se deformó en un estilo 'thick skinned', similar al de la Provincia Larámica de las Montañas Rocallosas orientales. Sin embargo, la longitud de onda de la deformación fue mucho menor que en la Provincia Larámica debido, probablemente, a la escasa profundidad que alcanzó la Zona de Transición Frágil-Dúctil en la corteza, durante la deformación. Esta cesó, al menos en Chile, al producirse el 'aplanamiento' del ángulo de subducción durante el Mioceno Medio-Superior y la concomitante migración hacia el este del frente de deformación. Debido a ello, pese a que el estilo estructural de la Cordillera Frontal es muy parecido al de las cadenas cristalinas de antepaís, ésta quedó 'atrapada' en el núcleo del orógeno andino.

Palabras claves: Tectónica, Estilos estructurales, Basamento, Cobertura, Fallas, Pliegues, Norte Chico, Chile.

ABSTRACT

Between 28° and 31°S, the Chilean Andes include two major tectonic provinces. In the Frontal Range (FR) the structural style is dominated by a 'thick skinned' type of deformation with large crystalline basement blocks, bounded by east and west verging reverse faults and basement-cored anticlines. The Coastal Province is a 'thin-skinned' region in which the Cretaceous volcano-sedimentary infill of the Central Chile 'aborted' marginal basin is deformed by open, long wavelength folds, as well as by east and west verging thrusts. During basin collapse, starting in the late Lower to Upper Cretaceous, the volcanics were thrust over or underthrust beneath the uplifted western FR margin. In the Middle Tertiary the FR was thermally weakened as a result of being heated by the east-advancing Andean magmatic front. Facing tectonic stresses the FR was then deformed in a thick-skinned fashion very similar in style to the Laramide Province (Western U.S.) and the tectonically active Sierras Pampeanas (Argentina). Wavelength of deformation is much smaller, however, probably due to the existence of a very shallow 'brittle-to-ductile' transition zone in the crust during the deformation. Middle to Late Miocene flattening of the Benioff zone produced a displacement of the deformation front towards the east, while deformation ended in the FR. As a final result, the FR, despite that its tectonic style is quite similar to some foreland chains of basement uplifts, became 'trapped' in the core of the Andean orogen.

Key words: Tectonics, Structural styles, Basement, Cover, Thrust, Faults, Folds, Norte Chico, Chile.

INTRODUCCION

En el Norte Chico chileno, entre los 28° y 31°S, se reconocen dos provincias geológicas mayores:

1. La **Provincia Costera**, constituida, fundamentalmente, por volcanitas y sedimentitas mesozoicas.

cas intruidas por batolitos mesozoico-paleógenos; y 2. La **Cordillera Frontal**, tradicionalmente llamada 'Alta Cordillera', en la cual el predominio de los terrenos pluto-volcánicos del basamento (Paleozoico-Triásico) demuestra que ella no posee una individualidad geológica propia. Corresponde a la prolongación de la bien conocida Cordillera Frontal, entidad morfológica y geológica fundamental de las provincias argentinas de Mendoza y San Juan (Caminos, 1979; Jordan *et al.*, 1983) y que penetra en territorio chileno al norte de los 31°S (Mpodozis *et al.*, 1985). Ambas provincias presentan estilos estructurales distintos: una (Cordillera Frontal) dominada por deformación 'thick skinned' en el basamento y, la otra (Provincia Costera), por deformación pelicular ('thin skinned') de la cobertura volcano-sedimentaria mesozoica.

El propósito de este trabajo es presentar cuatro perfiles transversales, que ilustran el estilo estructural de ambas provincias (Figs 1, 2) y, basado en ellos, discutir el estilo estructural de este sector de los Andes chileno-argentinos.

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

En la **Provincia Costera** se encuentran afloramientos de rocas metamórficas y sedimentarias, paleozoicas, representativas de asociaciones de prisma de acreción y/o cuencas de ante-arco (Hervé *et al.*, 1981; Moscoso *et al.*, 1982; Rivano y Sepúlveda, en prensa) cubiertas, en discordancia, por secuencias detrítico-volcánicas del Triásico-Jurásico Inferior (Moscoso y Covacevich, 1982; Mundaca *et al.*, 1979; Rivano y Sepúlveda, en prensa). Hacia el este se disponen, en discordancia, miles de metros de lavas andesíticas y basálticas, con intercalaciones de sedimentitas marinas y continentales del Cretácico. Diversas formaciones, dispuestas en franjas cada vez más jóvenes hacia el este, se incluyen en esta secuencia. Las más antiguas son el Grupo Bandurrias (formaciones Arqueros, Quebrada Marquesa y Bandurrias; Aguirre y Egert, 1965; Moscoso *et al.*, 1982) y el megalente calcáreo del Grupo Chañarillo, del Cretácico Inferior; sobre éstas se sitúan las formaciones Cerrillos y/o Viñita (Thomas, 1967; Segerstrom, 1968). Dichas formaciones, representativas de fenómenos volcánicos y sedimentarios ocurridos en ambiente de cuenca volcánica extensional de tras-arco ('Cuenca Marginal Abortada del Norte Chico', Mpodozis y Ramos, en prensa) están cubiertas, en discordancia, por reducidos aflora-

mientos de volcanitas del Paleógeno (formaciones Cerro La Peineta y Los Elquinos; Dediós, 1967; Zentilli, 1974) e intruidas por plutones calcoalcalinos del Jurásico-Terciario inferior, dispuestos, también, en franjas cada vez más jóvenes hacia el este.

La **Cordillera Frontal** corresponde a un bloque de basamento (Paleozoico-Triásico Medio) del orógeno andino, elevado por la deformación a alturas que culminan a más de 6.000 m, cubierto, en discordancia, por delgadas y angostas franjas longitudinales de secuencias meso-cenozoicas, limitadas por fallas inversas (Maksaev *et al.*, 1984; Nasi *et al.*, en prensa; Mpodozis y Cornejo, en prensa; Figs. 1, 2). El basamento es fundamentalmente cristalino, formado por granitoides (batolitos Elqui-Limarí, Chollay, Montosa-El Potro; Cornejo *et al.*, 1984; Maksaev *et al.*, 1984; Mpodozis *et al.*, 1985; Nasi *et al.*, 1985, en prensa), complejos plutónicos del Paleozoico superior-Triásico, que intruyen a unidades metamórficas del Paleozoico inferior (Ribba, 1985; Mpodozis y Cornejo, en prensa), secuencias sedimentarias marinas del Devónico-Carbonífero (Reutter, 1974; Cornejo, 1982) y, lavas ácidas del Paleozoico superior-Triásico (Dediós, 1967; Maksaev *et al.*, 1984; Nasi *et al.*, en prensa).

La cobertura se inicia en el Triásico Medio-Superior con secuencias marinas y continentales (formaciones Las Breas y San Félix; Dediós, 1967; Reutter, 1974) y lavas andesítico-basálticas del Triásico Superior-Lías (Formación La Titora; Reutter, 1974), que dan paso a calizas, areniscas y conglomerados de ambiente marino costanero (formaciones Tres Cruces y Lautaro; Dediós, 1967; Segerstrom, 1968; Jensen 1976), cubiertas por sedimentos continentales rojos y lavas andesíticas del Jurásico Superior (formaciones Algarrobal, Baños del Toro, Picudo, Mostazal; Dediós, 1967; Reutter, 1974; Jensen, 1976; Mpodozis y Cornejo, en prensa). Al sur de los 29°45'S se disponen, discordantemente sobre ellas, secuencias marinas y lagunares del Cretácico Inferior (formaciones Río Tascadero y Pucalume; Dediós, 1967; Rivano, 1980). En la zona fronteriza entre Chile y Argentina (Fig. 1), afloran secuencias volcánicas, principalmente neógenas (formaciones Doña Ana, Cerro de Las Tórtolas, Vallecito; Maksaev *et al.*, 1984; Kay *et al.*, 1987; Mpodozis *et al.*, 1988), representativas de un intenso volcanismo oligoceno-mioceno superior, después de lo cual cesó la actividad volcánica en la región.

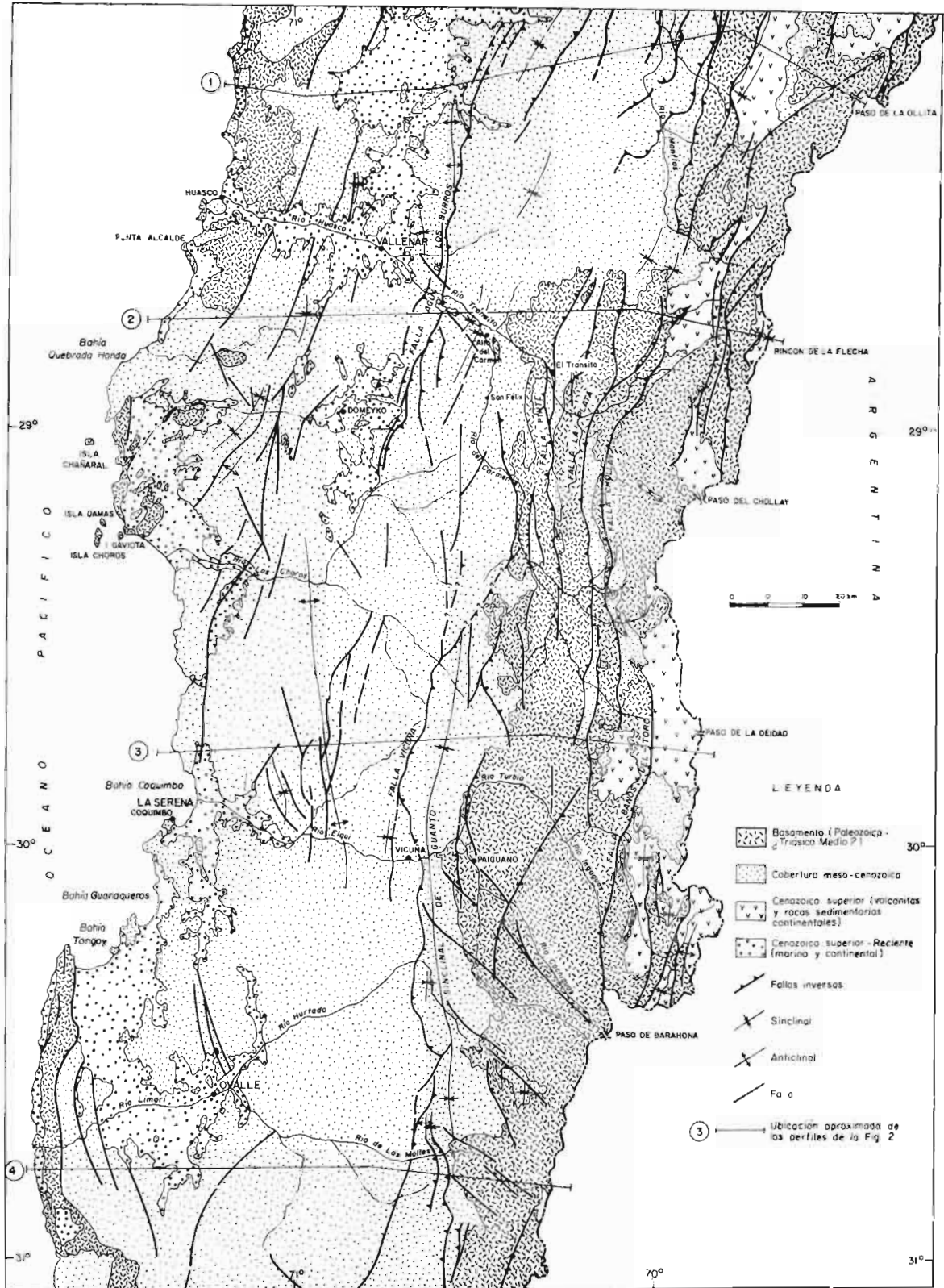


FIG. 1. Mapa tectónico del territorio chileno entre los 28° y 31°S. Notar la distribución de los afloramientos de basamento que predominan ampliamente en la zona oriental (Cordillera Frontal), en contraste con la cobertura, principalmente mesozoica, de la Provincia Costera.

PERFILES ESTRUCTURALES

En la figura 1 se presenta un mapa tectónico esquemático del territorio chileno entre los 28° y 31°S y, en la figura 2, cuatro perfiles estructurales a escala de la misma zona. Ambas figuras muestran, en forma generalizada, las relaciones geométricas existentes entre las diversas unidades de la Provincia Costera y Cordillera Frontal. El perfil más septentrional fue trazado aproximadamente a la latitud 28°S, al sur del valle del río Copiapó; el segundo, a la altura de Vallenar (28°45' S); y los dos últimos, a lo largo del valle de Elqui (29°45'S) y región del Limarí (30° 45' S). En todos ellos se puede

ver, fácilmente, el ya mencionado contraste entre los estilos estructurales de ambas provincias. No es la intención de este trabajo efectuar una descripción detallada de cada uno de los elementos presentes en esos perfiles, sino destacar y comentar los rasgos más significativos de los mismos. Ello se ve dificultado, especialmente en la Provincia Costera, por el gran volumen de los intrusivos meso-cenozoicos, que interrumpen la continuidad de las estructuras. El análisis de la estructura regional se hará sin considerar la influencia de los intrusivos.

PROVINCIA COSTERA

Durante el Cretácico Inferior, entre los 27° y 33°, la paleogeografía estuvo controlada por la 'Cuenca Marginal Abortada' del Norte Chico (Åberg *et al.*, 1984; Mpodozis y Ramos, en prensa), 'rift' volcano-tectónico extensional de tras-arco en el cual se acumularon miles de metros de piroclastos y sedimentos, marinos y continentales, e intercalaciones de lavas riolítico-basálticas. Sus análogos modernos hay que buscarlos en el Estrecho de Bransfield, en la Antártica (Storey y Garrett, 1985), la 'Central Volcanic Zone' de Nueva Zelanda (Stern, 1987) o la Cuenca de Okinawa (Letouzey y Kimura, 1986; Sibuet *et al.*, 1987). El colapso de la cuenca extensional en el Cretácico Inferior tardío-Superior, producto del avance del arco o 'platelet' frontal contra el margen pasivo oriental, de la cuenca produjo una intensa deformación en la zona de contacto entre cuenca y antepaís.

Las formaciones volcánicas cretácicas (relleno de la Cuenca Marginal) forman un ancho sinclorium entre los afloramientos del basamento costero y la Cordillera Frontal. Al interior del sinclorium, son evidentes diversas fallas inversas y cabalgamientos inclinados, tanto al este como al oeste, que afectan especialmente a los niveles calcáreos neocomianos del Grupo Chañarcillo (Figs. 1, 2) definiendo para esta provincia un tipo de deformación pelicular ('thin skinned' o 'thin shelled' en el sentido de Chamberlin, 1919). Las estructuras que ofrecen mayor interés se encuentran en la zona de contacto con la Cordillera Frontal. Esta es una zona de especial concentración de la deformación, que muestra, a lo largo del rumbo, importan-

tes variaciones geométricas en las relaciones basamento-cobertura. En la figura 3 se presentan cuatro perfiles interpretativos, que ilustran las variaciones en la posible estructura profunda de esta zona de contacto.

En el valle del río Copiapó (Amolanas-Iglesia Colorada, Fig. 1) la cobertura volcánica, y especialmente sus niveles basales sedimentarios jurásicos, están cabalgados hacia el este sobre el bloque de basamento cordillerano (Fig. 2). El nivel de despegue que controla los cabalgamientos parece ser 'intracobertura' en las escamas más occidentales, pero, hacia el este, involucra directamente el basamento, quizás cizallado, a lo largo de un cabalgamiento subhorizontal (Fig. 3)

En el valle del Huasco no existen fallas mayores visibles en el contacto Provincia Costera-Cordillera Frontal. A lo largo del valle del Carmen, las formaciones basales, triásico-jurásicas, de la cobertura envuelven, subverticales e incluso ligeramente invertidas al oeste, al núcleo de basamento cordillerano (Fig. 2). El borde occidental de la Cordillera Frontal podría, por lo tanto, modelarse como un anticlinal de pared colgante (hanging wall anticline) sobre una (o varias) fallas ciegas en el basamento (Fig. 3). Si se consideran los razonamientos de Coward (1983) y Knipe (1985) en cuanto al gasto de energía requerido para formar diversos tipos de cabalgamientos, éstos deberían enraizarse al este con un plano de despegue ('décollement') subhorizontal.

Al norte del río Tránsito se produce una brusca interrupción de los afloramientos del basamento,

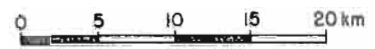
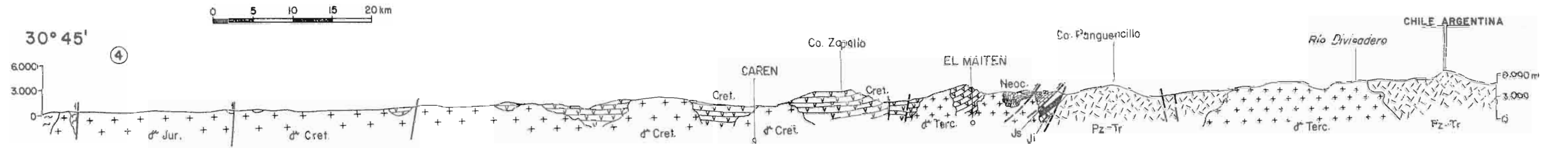
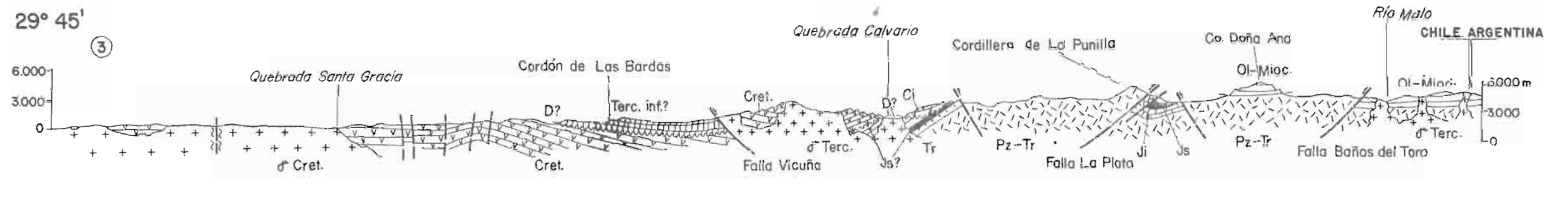
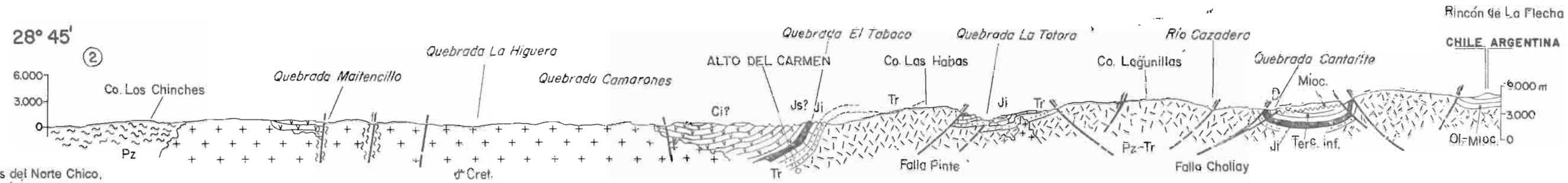
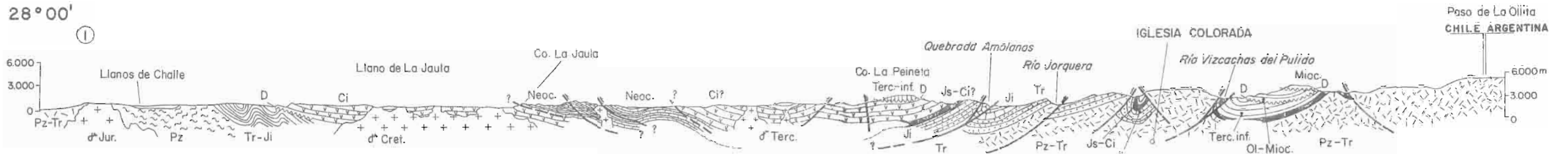


FIG. 2. Secciones estructurales a través del Norte Chico, entre los 28° y 31°S. (Ubicación de los perfiles en la figura 1.) Pz-Tr: Basamento del Paleozoico-Triásico Medio, principalmente cristalino (Pz: Prisma de acreción de la zona costera). Tr: Rocas estratificadas, sedimentarias y volcánicas, del Triásico; Ji: Secuencias sedimentarias marinas y continentales del Jurásico Inferior-Medio; Js: Continentales y volcánicas del Jurásico Superior; Ci: Volcano-sedimentarias del Cretácico Inferior; Neoc.: Calizas neocomianas; Cret.: Cretácico indiferenciado. Terc. inf.: Formaciones volcánicas, continentales, del Terciario inferior; Ol.-Mioc.: secuencias volcánicas y sedimentarias del Oligo-Mioceno (Mioc.: Mioceno). γ: Granitoides (Jur.: Jurásico; Cret.: Cretácico; Terc.: Terciario.)

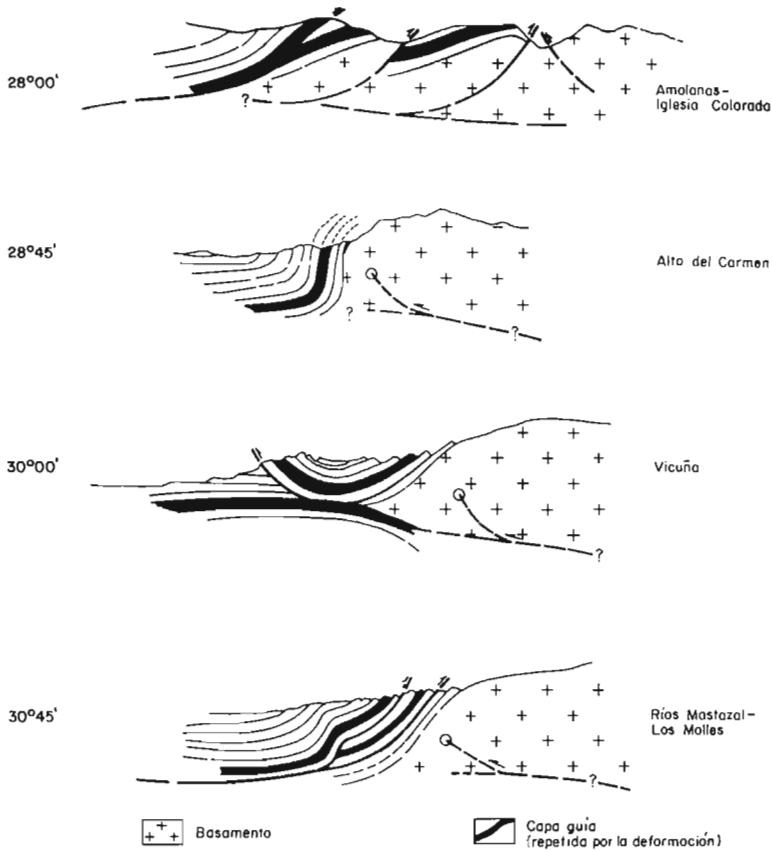


FIG. 3. Modelos geométricos que ilustran las variaciones en la relación basamento-cobertura, a lo largo del margen occidental de la Cordillera Frontal entre los 28° y 31°S.

los que continúan hacia la zona de Copiapó sólo a lo largo de una delgada franja en la zona fronteriza con Argentina (Fig. 1). Esta discontinuidad transversal representa a la **zona de transferencia** entre los cabalgamientos hacia el este del valle de Copiapó y el anticlinal de pared colgante del Huasco. La transferencia entre ambas zonas puede efectuarse ya sea a lo largo de la 'tip line' de la supuesta falla, por una rampa lateral o bien a través de una falla de desgarre ciega ('tear fault') en el basamento.

Al sur de San Félix y hasta la Cordillera de Ovalle, 15-20 km al oeste de los afloramientos más orientales del basamento, aparece la **Falla Vicuña** (Dediós, 1967) que rompe a través de la cobertura (Fig. 1). Entre la falla y los primeros afloramientos del basamento se encuentra, aunque en parte obliterado por los intrusivos paleógenos, el amplio **Sinclinal de Guanto** (Mpodozis y Cornejo, en prensa). El sinclinal se puede modelar como un sinclinal de pared colgante ('hanging wall syncline') sobre un sistema de rampa (Falla Vicuña)-'flat', al frente del antiforame de basamento (Fig. 3). El supuesto 'flat' basal sería un plano de despegue que puede ser intracobertura en el eje del sinclinal.

Sin embargo, si se quiere conectar con el 'flat' basal del bloque cordillerano, tiene que cortar y hundirse hacia el este, a través del basamento (Fig. 3). Este dispositivo estructural guarda una asombrosa similitud con las estructuras descritas por Fonboté *et al.* (1986) en el frente meridional de los Pirineos orientales (Región de Canigó). El borde sur de la zona axial (basamento hercínico) de los Pirineos forma allí un 'antiformal stack', desarrollándose en su frente un sinclinal 'alóctono', flotante sobre un cabalgamiento subhorizontal. Este se enraiza, hacia el norte, en el núcleo cristalino pirenaico y, hacia el sur, rompe, a través de una rampa, hacia la superficie en el flanco sur del sinclinal. Sistemas parecidos a la Falla Vicuña-Sinclinal de Guanto también son comunes en el frente de los bloques de basamento de la Provincia Larámica de las Montañas Rocallosas orientales de Wyoming y Colorado ('Out of the Syncline Thrusts', Brown, 1984). En el caso de los Pirineos, el sistema ha sido considerado como el producto del corrimiento ('underthrusting') de la cobertura bajo la zona cristalina axial. Si se efectúa una analogía con el Norte Chico es probable que el sistema Falla Vicuña-Sinclinal de Guanto sea el producto de un incipien-

te corrimiento del relleno volcánico-sedimentario de la cuenca marginal bajo el núcleo cristalino de la Cordillera Frontal. Más al sur aún, en la Cordillera de Ovalle (30°30'S, Fig 1) aparece nuevamente una situación con cabalgamiento hacia el este de la cobertura, tal como lo indican las escamas con vergencia oriental, que afectan a las calizas neocomianas (Fig. 2). Una nueva **zona de transferencia** se encuentra bien expresada, al norte del río Los Molles, en el complejo pliegue disarmónico de la quebrada Las Represas-Río Palomo, sobre la terminación meridional de la Falla Vicuña, asociado, también, a la desaparición del Sinclinal de Guanto. El elevado manto del plano de discordancia basal de la cobertura entre los ríos Los Molles y San Miguel (Mpodozis y Cornejo, en prensa) señala que, con toda probabilidad, el basamento está, en esta región como en la zona del Huasco, deformado por un sistema de fallas ciegas. Estas se evidencian, en superficie, como un anticlinal o domo de basamento (cerros Calderón-Panguecillo), que interfiere con los cabalgamientos hacia el este en la cobertura (Fig 3).

Desde los 31° hasta, por lo menos, la región del Aconcagua (33°S) el estilo tectónico se caracteriza por el cabalgamiento generalizado hacia el este de las secuencias volcánicas del sinclorium occidental sobre los niveles sedimentarios jurásico-cretácicos de la 'Plataforma del Aconcagua', a lo largo del borde entre la Cordillera Principal y el basamento de la Cordillera Frontal (Vicente, 1972;

Mpodozis y Ramos, en prensa). En el valle del río Mendoza éste ha sido modelado por Ramos (1985, 1988) como una 'clásica' franja de corrimientos, despegada a nivel de los yesos oxfordianos, sobre un plano con suave manto al oeste sin que existan, como más al norte, interferencias con la deformación en el basamento.

La deformación a lo largo del contacto entre el margen pasivo de la Cuenca Marginal y la Cordillera Frontal se caracteriza, entonces, por una serie de láminas ('flakes' según la terminología de Oxburgh, 1972), a través de las cuales, y a lo largo del rumbo, **el relleno volcánico-sedimentario de la Cuenca Marginal cabalgó sobre o fue empujada debajo del basamento de la Cordillera Frontal**. La deformación (¿en parte sincrónica?) del basamento, interfiere con las estructuras en la cobertura, de tal modo que el margen pasivo de la Cuenca Marginal corresponde a una zona de traslape ('overlap zone', de acuerdo a Kulik y Schmidt, en prensa) entre la deformación 'thick skinned' del núcleo de la Cordillera Frontal y la deformación 'thin skinned' de la Provincia Costera. La edad de la deformación en esta región es un problema aún no resuelto. Si bien el inicio de ella puede ubicarse en el Cretácico Superior, las rocas afectadas más jóvenes corresponden a volcanitas e intrusivos paleoceno-eocenos, sin que existan rocas más recientes que pudieran servir como un sello estratigráfico a la deformación.

CORDILLERA FRONTAL

La deformación está controlada por el basamento; presenta un estilo 'thick skinned' con grandes bloques limitados por fallas inversas, de vergencia oriental y occidental, a los cuales se amolda la cobertura solidaria. Godoy y Davidson (1976) llamaron la atención, por primera vez, a este estilo estructural especial, característico de grandes zonas del Norte de Chile, formado por una sucesión de 'pilares' y 'zanjas' limitados por fallas inversas.

Los bloques de basamento no están afectados sólo por deformación localizada en las fallas inversas que los limitan, sino que, algunos de ellos, muestran evidencias megascópicas de deformación 'dúctil' (deformación no localizada, en el sentido de Rutter, 1986) que se manifiesta en la presencia de pliegues de basamento: anticlinales o domos con núcleo de granitoides paleozoicos. La

franja de Jurásico marino, invertida al oeste del Pilar de Montosa en el río Vizcachas del Pulido (Fig. 1), ya descrita por Jensen (1976), indicaría que algunas de estas estructuras evolucionaron incluso hacia estadios parecidos a los 'fold-thrust uplifts' de las Rocallas orientales de Wyoming y Colorado (Berg 1962, 1981; Gries, 1983; Blackstone, 1983; Brown, 1983). En éstos, la inversión de la cobertura se origina a partir del volcamiento progresivo de un domo de basamento, que termina por romperse en uno o ambos flancos, dejando bajo ellos una lámina invertida de cobertura, atrapada entre dos fallas inversas. En Wyoming y Colorado algunos autores han indicado que los antiformes de basamento se pueden producir por rotación de pequeños bloques, limitados por fallas o diaclasas, o bien por cataclisis o flujo cataclástico intracrystal-

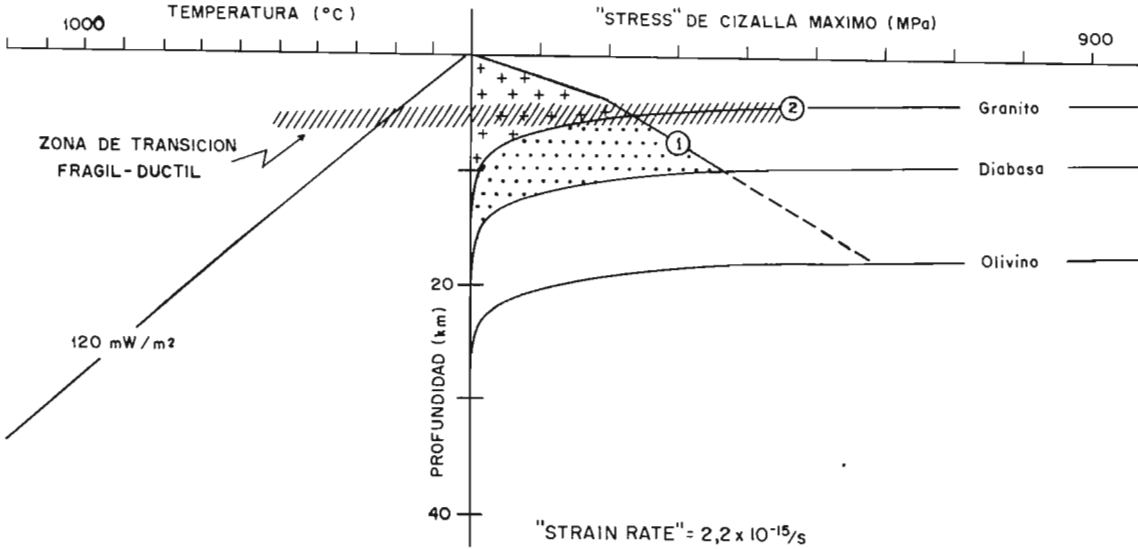


FIG. 4. Curvas de 'stress' máximo versus profundidad para distintas litologías y minerales, considerando un flujo calórico de 120 mW/m². En rocas graníticas, la Zona de Transición Frágil-Dúctil se ubica a unos 5 km. Sobre esta profundidad, el campo estable (achurado) está limitado por la curva 1 (ley de Byerlee, comportamiento frágil); bajo los 5 km, por la curva 2 (comportamiento 'plástico'). La intersección de ambas indica, aproximadamente, la profundidad de la Zona de Transición Frágil-Dúctil. (Según Allmendinger *et al.*, 1987; modificado.)

no, en respuesta a esfuerzos compresionales (Le Masurier, 1970; Mitra y Frost, 1981).

La analogía más cercana entre el estilo estructural de la Cordillera Frontal entre los 28° y 31°S es, precisamente, con estas provincias de bloques de basamento que aparecen en el antepaís de cadenas de montañas tales como las Rocallosas orientales ('Provincia Larámica'), los Andes de Mérida y Sierra de Perijá en Colombia y Venezuela, la Cadena Ibérica en España, el Alto Atlas marroquí (Rodgers, 1987) y las tectónicamente activas Sierras Pampeanas de Argentina entre los 26° y 36°S (Jordan *et al.*, 1983). En las Sierras Pampeanas, bloques precámbricos elevados en el Cenozoico superior, se encuentran desde bloques rígidos rotados a lo largo de fallas inversas lítricas (Sierra de Velasco), así como grandes domos de basamento, que parecen corresponder a estadios iniciales de 'fold thrust uplifts' (Sierra Pie de Palo). Algunos de ellos (Sierra de Valle Fértil) están asociados a 'drape folds' en la cobertura sedimentaria paleozoica (Jordan y Allmendinger, 1986).

A pesar de estas analogías, existen dos diferencias fundamentales entre esas provincias y la Cordillera Frontal. La primera es una **diferencia de escala**: las Sierras Pampeanas están formadas por bloques de unos 45 km de ancho, separados por

valles de 74 km de ancho promedio; estos valores se combinan para dar una longitud de onda de deformación (L) del orden de 120 km, que parece disminuir de este a oeste (Jordan y Allmendinger, 1986). En la Cordillera Frontal el valor aproximado de L, obtenido a partir de las figuras 1 y 2, no sobrepasa los 30 km. La segunda es una **diferencia de posición**: en todas las provincias mencionadas la deformación afecta al antepaís del sistema orogénico; en cambio, a estas latitudes, la **Cordillera Frontal representa al núcleo del orógeno andino**.

La diferencia de escala se puede explicar si se consideran los factores que influyen en la reología de la corteza continental. Trabajos recientes (Meissner y Strelahu; 1982, Smith y Bhrun, 1984; Meissner y Weaver, 1986; Scholz, 1988) indican que, al interior de la corteza, existe una discontinuidad mecánica fundamental: una zona de transición entre la corteza superior 'frágil' y la corteza inferior 'dúctil', o más correctamente (de acuerdo con Sibson, 1983) entre la zona superficial, donde la deformación tiene lugar por mecanismos 'elástico-friccionales', y la corteza inferior, donde se produce por mecanismos 'cuasi-plásticos'. Durante una fase de deformación orogénica, el nivel su-

perior 'frágil' podría desprenderse de la corteza inferior 'dúctil' siguiendo la Zona de Transición Frágil-Dúctil (Burchfiel y Davis, 1972; Bird, 1984; Meissner y Weaver, 1986; Isacks, 1988; Kulik y Schmidt, en prensa). La profundidad (P) a la cual se encuentra la Zona de Transición Frágil-Dúctil está controlada por la respuesta mecánica del cuarzo frente a los esfuerzos de cizalla. Estudios experimentales han demostrado que, en rocas cuarzo-feldespáticas, el cuarzo comienza a deformarse por flujo plástico a temperaturas entre 250° y 350°C (Turcotte y Schubert, 1982; Sibson, 1983).

Fletcher (1984) derivó un modelo teórico que relaciona el espaciamiento (S) entre los distintos bloques de basamento, con P, indicando que el valor de S sería 4-6 veces mayor que P. Schmidt *et al.* (1985) y Kulik y Schmidt (en prensa) aplicaron esta relación para la Provincia Larámica de Wyoming encontrando que, de acuerdo con ésta, la Zona de Transición Frágil-Dúctil se encontraría entre 25 y 38 km de profundidad. Jordan y Allmendinger (1986), utilizando la misma relación para la Sierras Pampeanas, indicaron que, de ser válido el modelo, la Zona de Transición Frágil-Dúctil se encontraría entre 20 y 30 km. El modelo parece no ser de aplicación tan simple ya que, por ejemplo, la distribución de la sismicidad en las Sierras Pampeanas indica que la totalidad de la corteza (hasta los 40 km de profundidad) es sismogénica y, por lo tanto, frágil hasta niveles más profundo que los predichos por el modelo (Kandinski-Cade, 1985; Smalley e Isacks, 1987). Si, a pesar de ello, se aplica dicha relación a la Cordillera Frontal, aunque sólo sea como una aproximación, la Zona de Transición Frágil-Dúctil debería ubicarse aproximadamente a 5 km de profundidad al momento de la deformación, es decir, una profundidad mucho menor que bajo las Sierras Pampeanas.

Como ya se indicó, el factor crítico que controla la posición de la Zona de Transición Frágil-Dúctil es la temperatura y, por ende, el gradiente geotérmico local. La edad de la deformación en la Cordillera Frontal es, en Chile (entre los 27° y 31°S), esencialmente terciaria, del pre-Mioceno Medio (Maksaev *et al.*, 1984, Mpodozis *et al.*, en prep). Durante el Oligoceno y Mioceno, el eje del arco magmático andino se ubicó, precisamente, sobre la Cordillera Frontal (Maksaev *et al.*, 1984, Kay *et al.*, 1987), por lo cual, el flujo calórico debe haber sido bastante elevado. El basamento en la Cordillera Frontal está formado por rocas cuarzo-feldespá-

ticas (granítico-riolíticas), cuyo comportamiento mecánico está controlado por la gran abundancia de cuarzo. Suponiendo un flujo de calor de 120 milliwatts/m², normal en zonas volcánicas activas (Allmendinger *et al.*, 1987) y un 'strain rate' de (10⁻¹⁴-10⁻¹⁵)s⁻¹ característico de la deformación regional en sistemas orogénicos (Pfiffner y Ramsay, 1982), la Zona de Transición Frágil-Dúctil pudo encontrarse a sólo 5 km de profundidad al momento de iniciarse la deformación (Figs. 4, 5). Esta suposición está de acuerdo con lo indicado por la relación S/P. En las Sierras Pampeanas, en cambio, libres de las influencias volcánicas, el flujo calórico es el de una corteza 'cratónica' fría y estable (60 milliwatts/m²; Smith y Bhrun, 1984) y la Zona de Transición Frágil-Dúctil se debe encontrar, de todas maneras y dependiendo de la litología, a niveles mucho más profundos. Lo anterior se comprueba al considerar la distribución de la sismicidad en la corteza (Smalley e Isacks, 1987) y el gran espaciamiento entre los bloques de basamento.

En resumen, si bien la geometría y el estilo estructural de la Cordillera Frontal son muy similares a la Provincia Larámica de las Rocallosas, el elevado gradiente termal existente al ocurrir la deformación podría explicar la pequeña longitud de onda de la misma. La corteza superior parece haberse despegado, a nivel de la Zona de Transición Frágil-Dúctil y hacia ella convergieron, probablemente, las fallas inversas que limitan los diversos bloques de basamento. Sin embargo, no se puede descartar por completo que algunas de las fallas inversas sean, en parte, resultantes de la reactivación de fallas extensionales producidas en la Cordillera Frontal durante la apertura de la cuenca marginal mesozoica. Otras derivan, sin duda, de la reactivación de franjas miloníticas paleozoicas (Mpodozis y Cornejo, en prensa; Nasi *et al.*, en prensa).

La diferencia de posición se puede explicar al considerar la historia geológica de este segmento de los Andes. Después del colapso de la Cuenca Marginal, los esfuerzos compresivos fueron transmitidos a la Cordillera Frontal, que, durante el Terciario, continuó su deformación según el estilo característico de bloques de antepaís, favorecido, probablemente, por el elevado flujo calórico regional, ligado al activo arco volcánico del Oligo-Mioceno (Fig. 5).

Sin embargo, con el paso del tiempo, el acortamiento lateral, derivado de los diversos eventos

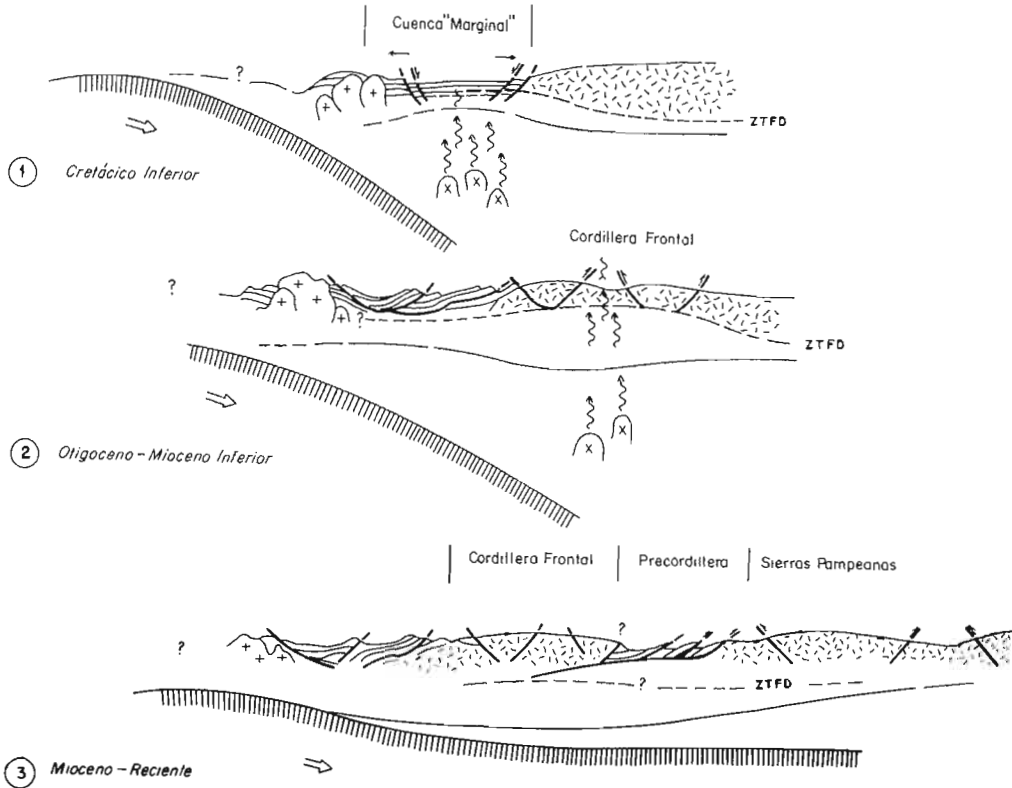


FIG. 5. Esquema que muestra, en forma simplificada, la evolución tectónica del Norte Chico desde el Cretácico Inferior, con la 'Cuenca Marginal Abortada', hasta el Reciente, donde existe subducción 'plana'. Se indica, en cada caso, la ubicación de la Zona de Transición Frágil-Dúctil (ZTFD). Las flechas señalan las fallas activas durante cada período.

de deformación compresiva terciaria, debe haber producido un progresivo engrosamiento del nivel superior 'frágil' de la corteza continental. También durante el Mioceno, entre los 27° y 33°S (comenzando a los 20 Ma), se produjo una rápida disminución del ángulo de subducción, para culminar, a los 10 Ma (Mioceno Superior) con la situación de subducción plana 'avolcánica' que caracteriza a la región hasta hoy en día (Jordan *et al.*, 1983; Maksaev *et al.*, 1984; Jordan y Allmendinger, 1986; Kay *et al.*, 1987). El aplanamiento de la zona de Benioff produjo la extinción del arco magmático en el Mioceno Superior, debido a la desaparición de la cuña astenosférica caliente entre la placa oceánica subductada y la base de la litósfera continental (Kay *et al.*, 1987). El subsecuente enfriamiento de la litósfera ayudado, tal vez, por la disipación térmica en los grandes campos geotermales oligo-miocenos que se extienden entre el Salar de Maricunga (26°30'S) y las nacientes del río Grande (31°S) (Maksaev *et al.*, 1984) pudo haber contribuido, también, a 'bajar' la Zona de Transi-

ción Frágil-Dúctil. Lo anterior, junto a la contribución derivada del engrosamiento tectónico, condujo, probablemente, a una progresiva 'rigidización' de la Cordillera Frontal. El basamento fue, desde entonces, capaz de soportar sucesivos eventos compresionales sin romperse nuevamente en forma frágil. Las evidencias derivadas de la observación de terreno indican que la actividad de las fallas inversas, en la Cordillera Frontal, cesó por completo, por lo menos en Chile, antes de los 16 Ma (Maksaev *et al.*, 1984; Nasi *et al.*, en prensa; Mpodozis *et al.*, en prep.). Ello ocurrió inmediatamente después de una importante fase de deformación en el Mioceno Inferior. Las volcanitas del Mioceno Inferior-Medio (Formación Cerro de Las Tórtolas, Complejo Volcánico Cadillal-Jotabeche), que sucedieron a ese episodio llevan ya, en sus rasgos geoquímicos, la huella de engrosamiento cortical y/o enfriamiento del manto litosférico (Kay *et al.*, 1987; Mpodozis *et al.*, 1988).

Una disminución del ángulo de subducción es acompañada, necesariamente, por una variación

tanto en la magnitud como en la distribución de los 'stresses', especialmente en la forma en que éstos son transmitidos desde la placa oceánica subducida a la litósfera continental (Cross y Pilger, 1982, Froidevaux *et al.*, 1988). Disminuye el 'stress' normal, traspasado frontalmente, y aumenta el 'stress' de cizalla en la base de la litósfera continental, ya que se produce un mayor acoplamiento mecánico entre ésta y la placa subducida. Una relación causal directa entre subducción plana y la deformación en bloques de antepaís para la Provincia Larámica de las Rocallosas ha sido propuesta por Armstrong (1974), Dickinson y Snyder (1978), Bird (1984) y Cross (1986) y, también, para las Sierras Pampeanas por Jordan y Allmendinger (1986). Bird (1984) estimó que, durante el evento de subducción plana del Terciario inferior en las Rocallosas, a causa del incremento del 'stress' de cizalla que actuó sobre la base de la litósfera continental, la parte inferior, dúctil, de la corteza, 'fluyó' plásticamente hacia el este. Debido a ello, se habría producido un engrosamiento de la corteza de hasta 20 km bajo el antepaís (Provincia Larámica) acompañando a la deformación 'frágil' en la superficie.

En los Andes, el 'aplanamiento' de la zona de Benioff entre los 27° y 33°S culminó en el Mioceno Superior (10 Ma). Durante el proceso tuvo lugar tanto el 'congelamiento' de la deformación en la Cordillera Frontal, a los 16 Ma (al menos en Chile, al norte de los 31°S), como una rápida migración del frente de la deformación hacia el este. La reactivación tectónica de las potentes secuencias sedimentarias paleozoicas en la Precordillera argentina, en un estilo 'thin skinned', comenzó a los 14 Ma en la Precordillera Central (Cuerda *et al.*, 1981; Johnson *et al.*, 1986), mientras que la deformación, en los bloques de antepaís de las Sierras Pampeanas, se habría iniciado a los 10 Ma (Jordan y Allmendinger, 1986) y prosigue, activamente, en la actualidad.

La Cordillera Frontal se puede considerar, en consecuencia, como una **cadena de bloques de basamento, de pequeña longitud de onda, inactiva, 'atrapada' en el núcleo del orógeno andino, debido al avance hacia el este del frente de la deformación terciaria**. Sin embargo, no es una cadena 'clásica' de bloques de antepaís, cuyo origen pudiera buscarse en una relación directa con la subducción horizontal, ya que se estructuró con anterioridad al aplanamiento de la zona de Be-

niöff. La Cordillera Frontal es una zona de deformación 'thick skinned' producida por el debilitamiento termal de la corteza bajo el arco magmático terciario (Fig. 5). El cese de la deformación se produjo, precisamente, junto a la extinción del arco y aplanamiento de la zona de subducción.

Después del cese de la deformación interna en la Cordillera Frontal, ésta parece haberse desplazado en bloque hacia el este sobre la Precordillera, mientras que, más al oriente comenzó la deformación de tipo 'larámico' de las Sierras Pampeanas. Modelos presentados recientemente (Isacks, 1988; Beer y Allmendinger, en prep.) indican que la Cordillera Frontal, al menos en la zona de Rodeo-Iglesia, corresponde a un gran anticlinal de pared colgante sobre una rampa que se hunde hacia el oeste. El plano de pared colgante ('hanging wall flat') de esa estructura se prolongaría hacia el este, hasta el frente de la Precordillera Oriental, sirviendo, además, como el plano de despegue basal de la franja de corrimientos que avanzaron, hacia el este, por etapas, durante el Mioceno (Fielding y Jordan, en prensa). Aunque es posible que la rampa principal se conecte, hacia el oeste, con un plano de despegue que coincida con la Zona de Transición Frágil-Dúctil, ésta es una zona 'deprimida' por el engrosamiento tectónico y enfriamiento litostérico pre-mioceno medio y no la zona 'alta' del Oligo-Mioceno.

Isacks (1988) presentó, recientemente, un modelo para explicar la deformación en el frente oriental de los Andes al norte de los 33°S y dar cuenta, en especial, del alzamiento del Altiplano. Según el modelo, el alzamiento y deformación sería un proceso esencialmente post 10 Ma, controlado térmicamente. La actividad volcánica del arco cenozoico superior de los Andes Centrales habría producido un adelgazamiento de la litósfera y un ascenso 'termal' de la zona altiplánica. El elevado flujo calórico se habría manifestado en una Zona de Transición Frágil-Dúctil 'alta'. Los esfuerzos compresivos, transmitidos por la placa de Nazca, habrían producido un engrosamiento tectónico de la corteza inferior dúctil, acompañado de ruptura superficial frágil y, finalmente, el desacople de la corteza superior a lo largo de la Zona de Transición Frágil-Dúctil. Esta habría avanzado hacia el este para, a través de una rampa en el frente oriental de los Andes, cabalgar sobre el cratón estable (Sierras Subandinas).

El modelo es utilizado por Isacks (1988) no sólo

para la región altiplánica sino también para la actual zona de subducción plana. Sin embargo, el inicio de la deformación y engrosamiento tectónico es, en esta región, bastante más antiguo que lo señalado por el modelo. Entre los 27° y 33°S, la situación de la Zona de Transición Frágil-Dúctil 'alta' es una historia previa al Mioceno Medio, y, durante esa época, la deformación no fue transmitida hacia el este, sino que se produjo sólo ruptura frágil, *in situ*, del basamento de la Cordillera Frontal. Entre los 27° y 33°S, el cabalgamiento en el frente oriental de la cordillera se inició sólo después (o como máximo al final) de la extinción del arco, cuando la corteza bajo la Cordillera Frontal estaba más fría, tectónicamente engrosada, y la Zona de Transición Frágil-Dúctil, deprimida. El avance hacia el este del frente de deformación se vio favorecido por la corteza rigidizada

por la deformación pre-miocena media, que fue capaz de transmitir hacia el este, sin romperse, el 'stress' horizontal normal inducido por la subducción 'plana'. El modelo de Isacks puede ser especialmente válido para explicar la deformación más reciente en el piedemonte oriental de los Andes del noroeste argentino; sin embargo, no considera el engrosamiento tectónico y alzamiento pre-mioceno ocurrido en la Cordillera de Domeyko, que es la culminación estructural de los Andes en la región de Antofagasta (Reutter *et al.*, 1988; Mpodozis y Ramos, en prensa). Esta limita por el oeste el Altiplano y es la prolongación septentrional de la Cordillera Frontal. Maksaeu y Zentilli (en prensa) han sugerido, basados en estudios de trazas de fisión, que la Cordillera de Domeyko experimentó un alzamiento importante en el Eoceno y que, a partir de esa época, no ha sido afectada por erosión mayor.

CONCLUSIONES

La Provincia Costera y la Cordillera Frontal presentan, en el Norte Chico de Chile (27-33°S), estilos estructurales distintos pero complementarios. La deformación y tectogénesis, que comenzó en el Cretácico Inferior tardío-Superior, se inició con el colapso de la cuenca marginal 'abortada' del Norte Chico. La deformación fue absorbida, en parte, a lo largo del borde oriental, pasivo, de la cuenca (margen occidental de la Cordillera Frontal) a través de una serie de grandes láminas ('flakes') a favor de las cuales el relleno de la cuenca marginal cabalgó sobre o fue empujado bajo ('underthrusted') del margen occidental de la Cordillera Frontal. Esta se deformó, principalmente, con posterioridad al colapso de la cuenca marginal, cuando la instalación sobre ella del arco magmático oligo-mioceno debilitó termalmente la corteza. La Cordillera Frontal se deformó en un estilo 'thick skinned', muy parecido al que presentan las cade-

nas de bloques de antepaís, tales como la Provincia Larámica de las Montañas Rocallosas orientales e incluso las Sierras Pampeanas en Argentina. Sin embargo, la longitud de onda de la deformación es, en la Cordillera Frontal, casi un orden de magnitud menor que en las provincias mencionadas. Este hecho está, probablemente, relacionado con el nivel muy alto de la Zona de Transición Frágil-Dúctil, consecuencia del magmatismo durante la deformación (Fig. 5). A pesar de esas analogías, la Cordillera Frontal no es propiamente una cadena de antepaís sino que constituye el núcleo del orógeno andino. Puede ser descrita y comprendida mejor como una cadena de antepaís 'fósil', inactiva, atrapada al interior del sistema por la migración hacia el este del frente de deformación, debido al aplanamiento del ángulo de subducción durante el Mioceno.

AGRADECIMIENTOS

En este estudio se entrega parte de los resultados obtenidos en los Proyectos Guanta, Pisco Elqui y El Tránsito del Servicio Nacional de Geología y Minería. El trabajo se originó en una charla presentada por R. Moscoso en la reunión final del Proyecto 202 del IGCP 'Megafallas de Sudamérica' llevada a cabo en San Juan, Argentina, en 1986. En 1987, C. Mpodozis tuvo la oportunidad de visitar,

gracias a una beca de la John Simon Guggenheim Memorial Foundation, parte de la provincia 'Larámica' de Wyoming y Colorado, quedando impresionado, a pesar de las diferencias de escala, por las evidentes analogías de estilo estructural entre esa región y la Cordillera del Norte Chico chileno. Posteriores discusiones con Richard Allmendinger (Universidad de Cornell), Víctor Ramos (Servicio Geo-

lógico Nacional, Argentina) y Raymond Price (Servicio Geológico de Canadá) contribuyeron a dar su

forma final al manuscrito.

REFERENCIAS

- Åberg, G.L.; Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström, J.O. 1984. Spreading subsidence and generation of ensialic marginal basin: an example from the Early Cretaceous of Central Chile. In *Marginal Basin Geology* (Kokelaar, B.P.; Howels, M.F.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 16, p. 185-193.
- Aguirre, L.; Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 38, 48 p.
- Allmendinger, R.W.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1987. Técnicas modernas de análisis estructural. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 90 p. Buenos Aires.
- Armstrong, R.L. 1974. Magmatism, orogenic timing and orogenic diachronism in the Cordillera from Mexico to Canada. *Nature*, Vol. 247, No. 5440, p. 348-351.
- Berg, R.R. 1962. Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 46, p. 2019-2032.
- Berg, R.R. 1981. Review of thrusting in the Wyoming foreland. *Contributions to Geology, University of Wyoming*, Vol. 19, No. 2, p. 93-104. Laramie.
- Bird, P. 1984. Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain foreland and Great Plains. *Tectonics*, Vol. 3, p. 741-758.
- Blackstone, D.L. 1983. Laramide compressional tectonics, southeastern Wyoming. *Contributions to Geology, University of Wyoming*, Vol. 22, No. 1, p. 1-38. Laramie.
- Brown, W.G. 1983. Sequential development of the fold-thrust model of foreland deformation, In *Rocky Mountain Foreland Basins and Uplifts* (Lowell, J.D.; editor). *Rocky Mountain Association of Geologists*, p. 57-64. Denver.
- Brown, W.G. 1984. Basement involved tectonics foreland areas. *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series*, Vol. 26, 92 p.
- Burchfield, B.C.; Davis, G.A. 1972. Structural framework and evolution of the southern part of the Cordilleran orogen, western United States. *American Journal of Science*, Vol. 272, p. 97-118.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. In *Symposium de Geología Regional Argentina, No. 2, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, Vol. 1, p. 397-396. Córdoba.
- Chamberlin, R.T. 1919. The building of the Colorado Rockies. *Journal of Geology*, Vol. 27, p. 145-251.
- Cornejo, P. 1982. Geología del valle del río Hurtado, Cordillera de Ovalle, IV Región. Memoria de Título (inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 242 p. Santiago.
- Cornejo, P.; Nasi, C.; Mpodozis, C. 1984. La Alta Cordillera entre Copiapó y Ovalle. In *Seminario de actualización de Geología de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Miscelánea*, No. 4, p. H1-H45.
- Coward, M.P.; 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrust to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*, Vol. 5, No. 2, p. 113-123.
- Cross, T.A. 1986. Tectonic controls of foreland basin subsidence and Laramide style deformation in western United States. In *Foreland Basins* (Allen, P.A.; Home-wood, P.; editors). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, No. 8, p. 15-39.
- Cross, T.A.; Pilger, R.H. 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 93, No. 6, p. 545-562.
- Cuerda, A. Cingolani, C.A.; Varela, R.; Schauer, O.C. 1981. Geología de la Sierra de Mogna, Precordillera de San Juan. In *Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas*, Vol. 3, p. 139-158. San Luis.
- Dediós, P. 1967. Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 16, 65 p.
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S. 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. In *Laramide folding associated with basement block faulting in the Western United States* (Matthews, V., III; editor). *Geological Society of America, Memoir*, No. 151, p. 355-366.
- Fielding, E.J.; Jordan, T.E. (in press). Active deformation at the boundary between the Precordillera and Sierras Pampeanas, Argentina, and comparison with ancient Rocky Mountain deformation. *Geological Society of America, Special Paper*.
- Fletcher, R.C.; 1984. Instability of lithosphere undergoing shortening. A model for Laramide foreland structures [Abstract]. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, Vol. 16, p. 83.
- Fonboté, J.M., Muñoz, J. A., Santanach, P. 1986. On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern part of the belt. *Tectonophysics*, Vol. 129, p. 291-301.
- Froidevaux, C.; Uyeda, S.; Uyesima, M. 1988. Island arc tectonics. *Tectonophysics*, Vol. 148, p. 1-9.
- Godoy, E.; Davidson, J. 1976. Pilares tectónicos en compresión de edad miocena superior en los Andes del norte de Chile (22-30°S). In *Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas*, Vol. 1, p. B87-B103. Santiago.
- Gries, R. 1983. Oil and gas prospecting beneath Precambrian of foreland thrust plates in Rocky Mountains. *Am-*

- erican Association Petroleum Geologists, *Bulletin*, Vol. 67, p. 1-28.
- Hervé, F.; Davidson, J.; Godoy, E.; Mpodozis, C.; Covacevich, V. 1981. The Late Paleozoic in Chile: Stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Anais Academia Brasileira de Ciencias*, Vol. 53, p. 361-363.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, p. 3211-3231.
- Jensen, O. 1976. Geología de las nacientes del río Copiapó entre los 27°53' y 28°30' Lat. S, Provincia de Atacama, Chile. Memoria de Título (inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 249 p. Santiago.
- Johnson, N.M.; Jordan, T.E. Johnson, P.A.; Naeser, C.W. 1986. Magnetic polarity, stratigraphy, age, and tectonic setting of sediments in the eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina. In *Foreland Basins* (Allen, P.A.; Homewood, P.; editors). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, No. 8, p. 63-75.
- 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.
- Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, Vol. 286, p. 737-764.
- Kandinski-Cade, K. 1985. Seismotectonics of the Chile margin and the 1977 Cauçete earthquake of western Argentina. Unpublished PhD. Thesis, *Cornell University*, 253p.
- Kay, S.M.; Maksaev, V.; Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5°) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, p. 6173-6190.
- Knipe, R.J. 1985. Footwall geometry and the rheology of thrust sheets. *Journal of Structural Geology*, Vol. 7, No.1, p. 1-10.
- Kulik, D.; Schmidt, C. (in press). Region of overlap and styles of interaction of Cordilleran thrust belt and Rocky Mountain foreland. *Geological Society of America, Special Paper*.
- Le Masurier, W.E. 1970. Structural study of a Laramide fold involving shallow-seated basement rock, Front Range, Colorado. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 81, p. 421-434.
- Letouzey, J.; Kimura, M. 1986. The Okinawa Trough: Genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, Vol. 125, p. 209-230.
- Maksaev, V.; Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, No. 21, p. 11-51.
- Maksaev, V.; Zentilli, M. (in press). Tertiary uplift and formation of porphyry copper deposits in the Andes of Northern Chile: Fission track evidence. In *Fission Track Dating Symposium, No. 6*, Besancon, France. (To be published in *Nuclear Tracks*).
- Meissner, R.; Strelhau, J. 1982. Limits of stresses in continental crust and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, Vol. 1, p. 73-89.
- Meissner, R.; Weaver, T. 1986. Intracontinental seismicity, strength of crustal units, and the seismic signature of fault zones. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. A-317, p. 45-61.
- Mitra, G.; Frost, B.R. 1981. Mechanisms of deformation within Laramide and Precambrian deformation zones in basement rocks of the Wind River mountains. *Contributions to Geology, University of Wyoming*, Vol. 19, No. 2, p. 161-173. Laramie.
- Moscoso, R.; Covacevich, V. 1982. Presencia de sedimentitas triásico-jurásicas al sur de Canto del Agua, Cordillera de la Costa, Región de Atacama, Chile: Descripción de la Formación Canto del Agua. In *Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas*, Vol. 3, p. F179-F196. Concepción.
- Moscoso, R.; Nasi, C.; Salinas, P. 1982. Hoja Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 55, 100p.
- Mpodozis, C.; Nasi, C.; Moscoso, R. 1985. El cinturón magmático del Paleozoico superior-Triásico de la Cordillera Frontal Chilena entre los 28° y 31°S: Estratigrafía ígnea y marco tectónico. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 35, p. 161-165.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M.; Moscoso, R.; Nasi, C. 1988. Las secuencias volcánicas terciarias de la Alta Cordillera entre los ríos Copiapó y Huasco: Cambios geoquímicos ligados a la disminución del ángulo de subducción. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Resúmenes*. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 39, p. 267.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P. (en prensa). Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 68.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. (in press). The Andes of Central Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its Relationship to Energy and Mineral Resources*. *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources*.
- Mundaca, P. Padilla, H., Charrier, R. 1979. Geología del área comprendida entre Quebrada Angostura-Cerro Talinay y Punta Claditas, Provincia del Choapa, IV Región. In *Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas*, Vol 1, p. A121-A161. Arica.
- Nasi, C.; Mpodozis, C.; Cornejo, P., Moscoso, R.; Maksaev, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, No. 25-26, p. 77-111.

- Nasi, C.; Moscoso, R.; Maksiyev, V. (en prensa). Hoja Guanta, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 67.
- Oxburgh, R. 1972. Flake tectonics and continental collision. *Nature*, Vol. 239, p. 202-204.
- Pfiffner, O A.; Ramsay, J.G. 1982. Constraints on geological strain rates: Arguments from finite strain rates of naturally deformed rocks. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, p. 311-321.
- Ramos, V.A. 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Reconstrucción tectónica de sus facies. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, Vol. N°2, p. 104-118, Antofagasta.
- Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S latitude. *Geological Society of America, Special Paper*, No. 218, p. 31-54.
- Reutter, K.J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29°S südlicher Breite. *Neues Jahrbuch der Geologie und Paläontologie*, Vol. 146, No. 2, p. 153-178.
- Reutter, K. J.; Giese, P.; Götze, H. J.; Scheuber, E.; Schwab, K.; Schwartz, G.; Wigger, P. 1988. Structures and crustal development of the Central Andes between 21° and 25°S. In *The Southern Central Andes between 21° and 25°S* (Balburgh, H.; Breitkeutz, C.; editors). *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. 17, p. 231-261.
- Ribba, L.P. 1985. Geología Regional del Cuadrángulo El Tránsito, Región de Atacama, Chile. Memoria de Título (inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 203 p. Santiago.
- Rivano, S. 1980. Cuadrángulos D-86, Las Ramadas, Carrizal y Paso Río Negro, Región de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, Nos. 41-44, 68 p.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P. (en prensa). Hoja Illapel, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 69.
- Rodgers, J. 1987. Chains of basement uplifts within cratons marginal to orogenic belts. *American Journal of Science*, Vol. 287, p. 661-692.
- Rutter, R.H. 1986. On the nomenclature of mode of failure transition in rocks. *Tectonophysics*, Vol. 122, p. 381-387.
- Scholz, C.H. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, Vol. 77, No. 1, p. 319-328.
- Schmidt, C.J.; Evans, J.P.; Fletcher, R.C.; Spang, J.H. 1985. Spacing of Rocky Mountain foreland arches and Laramide magmatic activity [Abstract]. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, Vol. 17, p. 710.
- Seegerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 24, 58 p.
- Sibson, R.H. 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 140, p. 741-767.
- Sibuet, J.C.; Letouzey, J.; Barbier, F.; Charvet, J.; Fouchier, J.P.; Hilde, T.W.C.; Kimura, M.; Ling-Yung, C.; Marsset, B.; Muller, C.; Stephan, J.F. 1987. Back-arc extension in the Okinawa Trough. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B13, p. 14041-14063.
- Smalley, R.; Isacks, B. 1987. A high resolution local network study of the Nazca Plate Wadati-Benioff Zone under Western Argentina. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B13, p. 13093-13912.
- Smith, R.B.; Bruhn, R.L. 1984. Intraplate extensional tectonics of the eastern Basin-Range: Inferences on structural style from seismic reflection data, regional tectonics, and thermal-mechanical models of brittle-ductile deformation. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, p. 5733-5762.
- Stern, T.A.; 1987. Asymmetric back-arc spreading, heat flux and structure associated with the central volcanic region of New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 85, p. 265-276.
- Storey, B.C.; Garrett, S.W. 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism, and extension. *Geological Magazine*, Vol. 122, p. 5-14
- Thomas, H. 1967. Geología de la Hoja Ovalle, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 23, 58 p.
- Turcotte, D.L.; Schubert, G. 1982. Geodynamics. *John Wiley & Sons*, 450 p. Nueva York.
- Vicente, J.C. 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes Argentino-Chiliennes Centrales au parallèle de Aconcagua. In *Congreso Geológico Internacional*, No. 24, Actas, Section 3, p. 81-98. Montreal.
- Zentilli, M. 1974. Geological Evolution and metallogenetic relationships in the Andes of Northern Chile between 26° and 29° south. Unpublished PhD Thesis. *Queens University*, 446 p. Kingston, Canada.