

EL BATOLITO DE COLANGÜIL (29-31°S) CORDILLERA FRONTAL DE ARGENTINA: ESTRUCTURA Y MARCO TECTÓNICO

EDUARDO JORGE LLAMBIAS
ANA MARÍA SATO

Secretaría de Minería-CONICET, Santa Fe 1548, Piso 11, 1060 Buenos Aires, Argentina

RESUMEN

El Batolito de Colangüil (BC), cuya edad está comprendida entre los 264 y 247 Ma, está compuesto por 61% de granodioritas y 39% de granitos, con enjambres de diques longitudinales silícicos y máficos. Difiere de los batolitos circumpacíficos por ser su composición más félsica. Se intruyó, en gran parte, en la cuenca de Río Blanco-Agua Negra, de edad carbonífera superior-asseliana, después de la fase orogénica San Rafael (FOSR) cuya edad está comprendida entre la finalización de la sedimentación en dicha cuenca y el comienzo del emplazamiento del BC, siendo la edad más probable, en Colangüil, entre 280 y 270 Ma. Las primeras intrusiones del BC consistieron en granodioritas y fueron contemporáneas con las primeras efusiones de las volcánicas del Grupo Choiyoi, cuya composición es andesítica, en su base, pasando a riolítica hacia arriba. Tanto las volcánicas como las plutónicas evolucionaron desde magmas de composición intermedia a magmas silícicos y supersilícicos. Los esfuerzos compresivos de la FOSR plegaron y corrieron una amplia franja de la Cordillera Frontal. La deformación disminuyó gradualmente hacia el este, no afectando la parte oriental de la Precordillera y Sierras Pampeanas. La deformación fue controlada por cinturones debilitados térmicamente, cuyo mayor desarrollo se encuentra en la Cordillera Frontal. El espesor cortical en la franja deformada se incrementó, generando extensión por desplome gravitacional, lo cual facilitó el emplazamiento del BC. Previo a la intrusión del BC, esta región estuvo dominada por un régimen subductivo activo, que cesó al finalizar la FOSR. El BC no está relacionado con los procesos subductivos porque, al detenerse la subducción, las isotermas transpusieron la losa subductada que, para el tiempo de la intrusión, ya se había deshidratado y equilibrado térmicamente. A su vez, la anomalía térmica, probablemente heredada de la época subductiva, estuvo mayor tiempo en contacto con la litósfera favoreciendo la formación de una subplaca básica y la fusión de la raíz profunda de la corteza engrosada.

Palabras claves: Batolito de Colangüil, Magmatismo gondwánico, Cordillera Frontal, Batolitos posorogénicos, Fase orogénica San Rafael, Emplazamiento del batolito, Argentina.

ABSTRACT

The Colangüil Batholith (CB) is located on the eastern border of the Cordillera Frontal (29-31°S), northern San Juan Province. Intrusion took place between 264 and 247 Ma, after the San Rafael orogenic phase (SROP). It consists of 61% granodiorites and 39% granites and silicic longitudinal dike swarms with minor mafic dikes. Global composition is different from circumpacific batholiths which are more mafic. Most of the CB was intruded into the Río Blanco-Agua Negra sedimentary basin of Upper Carboniferous-Asselian age. The SROP took place between the end of the sedimentation in this basin (Asselian) and the beginning of the intrusion of the CB, being 280-270 Ma its most probable age. The first batholith intrusions are granodiorites, being roughly coeval with the first eruptions of the Choiyoi volcanics, which consist of andesitic to dacitic ignimbrites. Both sequences evolved from intermediate to silicic and high silicic composition. The compressive stresses of the SROP folded and thrust a wide belt along the Cordillera Frontal. Degree of deformation decreased gradually to the east, and thus the eastern Precordillera and Sierras Pampeanas were not deformed. The selective control of deformation was favored by thermal weakening. As a consequence of the SROP, the crust was thickened giving rise to an extensional regime which was enhanced by the high thermal gradient. CB was intruded following the tensional fractures. Thus, the relationship between the SROP and the subsequent extensional regime explains the selective localization of the Permian magmatism in Cordillera Frontal, along the most deformed belts. Previous to the emplacement of the CB, a subducting regime was active and probably ended at the same time the SROP was no longer active. CB is not related to the subductive regime because when the motion of the slab being subducted stopped, it became thermally equilibrated, the dehydration processes ceased, and the convective flow in the asthenospheric wedge stopped. However, the thermal anomaly generated during this process was preserved even though the motion of the subducting slab was

unimportant. Heating of the thickened crust was favored on account of the motionless state of the lithosphere giving rise to a basic underplate which melted the base of the thickened crust.

Key words: Colangüil Batholith, Gondwanic magmatism, Frontal Cordillera, Post-orogenic batholiths, San Rafael orogenic phase, Batholith emplacement, Argentina.

INTRODUCCION

El Batolito de Colangüil (BC) ofrece un excelente escenario para dilucidar las relaciones entre magmatismo y fases orogénicas y establecer el estado de esfuerzo durante su intrusión. Por su composición granodiorítica a granítica con enjambres de diques félsicos y su asociación con plateaux ignimbríticos andesítico-dacíticos a riolíticos, representa en Argentina un magmatismo que es frecuente durante el ciclo Gondwánico y, por lo tanto, puede ser útil para comprender otras unidades magmáticas coetáneas no tan bien expuestas.

La composición modal de los batolitos y la proporción de sus rocas reflejan, en general, el ambiente tectónico donde se emplazaron. Así, Pitcher (1987) caracterizó a los batolitos circumpacíficos como pertenecientes a la asociación tonalita-granodiorita fanerozoica, mientras que la asociación granodiorita-granito es considerada como posorogénica, relacionada con un régimen de ascenso.

En Argentina, la asociación granodiorita-granito es común al magmatismo Gondwánico en todo su ámbito, lo cual llevó a Rapela y Llambías (1985) a crear una provincia magmática que denominaron Cuyano-Norpatagónica y a Kay *et al.* (1989), la provincia Choiyoi. En muchas regiones de esta provincia, como por ejemplo en la del Macizo Norpatagónico, las relaciones geológicas de estos batolitos no han podido establecerse por carencia de afloramientos

que permitan inferir la historia previa al emplazamiento. En cambio, las excelentes exposiciones del BC permitieron reconstruir su historia y el modelo obtenido facilitará la comprensión de aquellas regiones cuyas relaciones geológicas sean poco claras.

El análisis de las condiciones tectónicas pre y sin-batolíticas han permitido esbozar el estado de esfuerzo que prevalecía en la corteza por encima de la transición dúctil-frágil y realizar consideraciones sobre la relación entre emplazamiento magmático y las fases orogénicas. Las conclusiones obtenidas sugieren que el emplazamiento fue favorecido por un estado de esfuerzo tensional que sucedió a una fuerte compresión producida durante el Pérmico inferior por la fase orogénica San Rafael (FOSR). El emplazamiento del BC está estrechamente relacionado en el espacio con la franja de deformación producida por la FOSR, cuya distribución, si bien tiene extensión regional, no abarca la totalidad de la comarca comprendida por las Sierras Pampeanas, Precordillera y Cordillera Frontal. Esto se debe a que los esfuerzos generados durante el Pérmico inferior, como consecuencia de la subducción, fueron absorbidos por deformación en aquellos lugares donde las rocas adquirieron mayor ductilidad, atribuida a calentamiento, dando lugar al desarrollo de la FOSR. Asimismo, esta franja de debilidad mecánica podría explicar su estrecha relación con el emplazamiento del Batolito.

EL BATOLITO DE COLANGÜIL, UNIDADES, ROCA DE CAJA, EDAD

Las primeras menciones del BC fueron hechas por Groeber (1951) al referirse al magmatismo neopaleozoico de la Cordillera de San Juan como "Granitos rojos y blancos" que se alojan en sedimentitas del "Antracólítico". Posteriormente, Quartino y Zardini (1967) publicaron sus investigaciones sobre geología, petrografía y asociaciones metalogenéticas, llamando la atención sobre la presencia de diques híbridos, descritos más tarde por Quartino y Spikermann (1968). La geología y la estratigrafía interna del BC, entre los 29° y 31°S fueron descritas por Llambías y Sato (en prep.), quienes establecieron la evolución interna del batolito y la edad relativa de sus

unidades. Dado que la presente contribución consiste en el análisis de las relaciones geológicas del batolito y de su régimen mecánico de emplazamiento, no se describirán en detalle sus unidades por lo cual se da a continuación un resumen basado en estos últimos autores.

El batolito intruye, en gran parte, a la Formación Cerro Agua Negra (FCAN), de edad carbonífera superior-asseliana, y a otras unidades sedimentarias cuyas edades no han sido determinadas. Componen el batolito las siguientes unidades (Tabla 1), en orden decreciente de edad, dando entre paréntesis las relaciones porcentuales de sus áreas de afloramiento.

tos: Granodiorita Las Piedritas (60,7%), que representa las intrusiones más antiguas, en las cuales se han alojado las restantes unidades; Riolita Tres Quebradas (0,3%), representada por intrusivos muy pequeños, menores de 1 km², constituidos esencialmente por rocas silíceas porfídicas, que pasan a granosas, debiéndose sus texturas volcánicas a lo reducido de sus cuerpos; Granito Los Puentes (32,0%) es la unidad de mayor extensión entre los granitos y se caracteriza por tener entre 5 y 7% de biotita, que es mayor que en el resto de los granitos, en los cuales

no sobrepasa el 5%; Granito Los Lavaderos (1,5%), con características similares a los leucogranitos anfíbólicos descritos por Parada (1984) en el Batolito del Elqui. Se caracteriza por contener abundante allanita como accesorio; Granito Las Opeñas (3,9%), con cordierita y muscovita primaria. Es el único plutón que posee megacristales de feldespato potásico; Granito Agua Blanca (1,7%), son leucogranitos típicos a los cuales están asociadas mineralizaciones de molibdeno, wolframio y fluorita. La composición modal se da en la tabla 2. Los diques se formaron du-

TABLA 1. UNIDADES DEL BATOLITO DE COLANGÜIL EN ORDEN DECRECIENTE DE EDAD HACIA ARRIBA, TAMAÑO Y RELACION AXIAL DE LOS PLUTONES, Y SISTEMAS DE DIQUES RELACIONADOS CON CADA UNIDAD

Unidad	Plutón	Tamaño km ²	Eje mayor Eje menor	Diques félsicos y máficos	Edad Rb/Sr (Ma)
Granito Agua Blanca	Chita Agua Blanca	22 24	? ?	Escasos diques cónicos y longitudinales	247 ⁽¹⁾
Granito Las Opeñas	Un solo plutón	102	8,5	Escasos diques longitudinales	254 ⁽²⁾
Granito Los Lavaderos	Un solo plutón	39	3,5	Escasos diques longitudinales	251 ⁽²⁾
Granito Los Puentes	El Fierro Los Puentes Conconta	413 330 96	1,6 2,3 ?	Enjambres de diques longitudinales	257 ⁽²⁾
Riolita Tres Quebradas	Cuerpos subvolcánicos	7	?	Enjambres de diques longitudinales	
Granodiorita Las Piedritas	Tabaquito Las Piedritas Romo Los Leones Tocota	896 472 18 12 192	1,5 ? ? 1,3 3,2	Diques radiales ? ? ? ? ?	264 ⁽²⁾

⁽¹⁾ Sato y Kawashita (1988); ⁽²⁾ Datos preliminares (Shaw, Llambías y Sato, en prep.).

TABLA 2. COMPOSICION MODAL DEL BATOLITO DE COLANGÜIL

Unidad	plg	Kf	q	px	hb	bi	mu	ap	sp	al	mt	il	zr	cd	ad	fl	inclusiones ign. met.
Granitos																	
Agua Blanca	An ₂₅₋₃₀	X	X	-	-	x	x	(x)	-	-	(x)	(x)	x	-	-	x	-
Las Opeñas	An ₂₅₋₃₀	X	X	-	-	X	X	x	-	-	(x)	(x)	x	x	(x)	(x)	(x)
Los Lavaderos	An ₃₀₋₃₅	X	X	-	X	X	-	x	-	X	(x)	(x)	x	-	-	-	-
Los Puentes	An ₃₀₋₃₅	X	X	-	-	X	-	x	-	-	x	x	x	-	-	-	x
Riolita Tres Quebradas	An ₂₅₋₃₀	X	X	-	-	(x)	-	(x)	-	-	(x)	(x)	x	-	-	(x)	
Granodiorita Las Piedritas	An ₄₀₋₅₀	x	X	(x)	X	X	-	x	x	-	x	(x)	x	-	-	-	X

X, abundante; x, escaso; (x), raro; -, no observado

plg, plagioclasa; Kf, feldespato potásico; q, cuarzo; px, piroxeno; hb, hornblenda; bi, biotita; mu, muscovita; ap, apatita; sp, esfero; al, allanita; mt, magnetita; il, ilmenita; zr, circon; cd, cordierita; ad, andalucita; fl, fluorita; ign, ígneas; met, metamórficas.

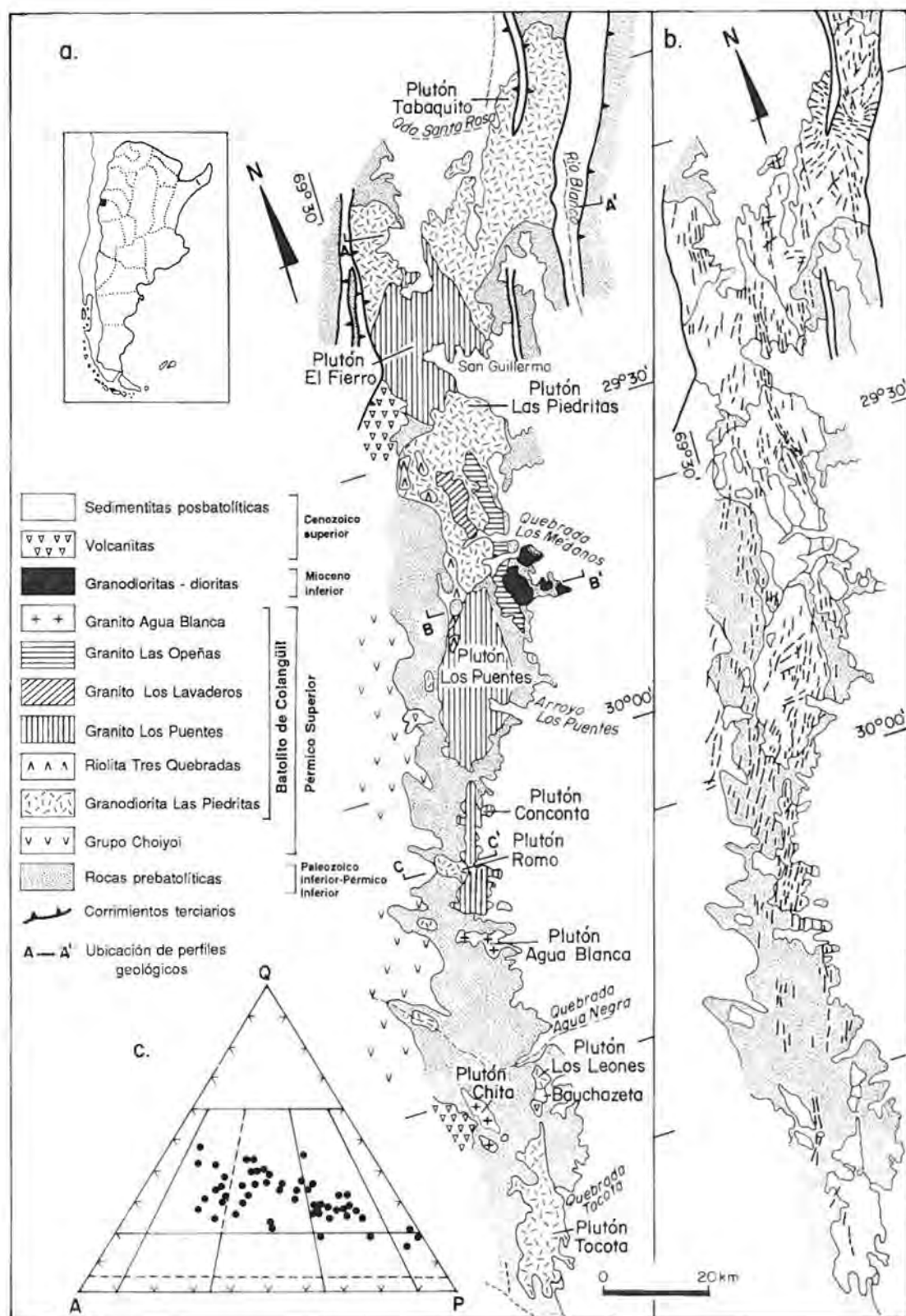


FIG. 1. a. Mapa geológico simplificado del Batolito de Collangüil, San Juan. b. Enjambres de diques asociados. c. Diagrama QAPF modal de las plutonitas del Batolito de Collangüil.

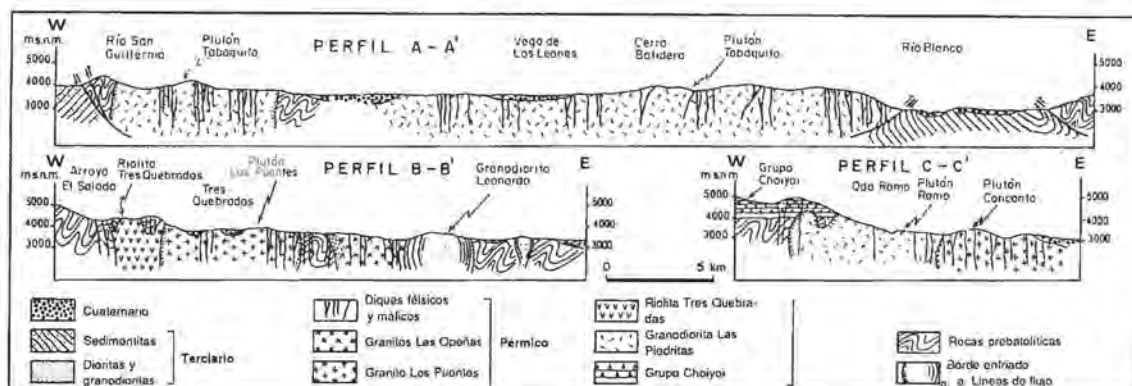


FIG. 2. Secciones geológicas del batolito de Colangüil. La ubicación de las trazas aparece en la figura 1.

rante toda la historia del batolito, pero los enjambres de diques más extensos se emplazaron durante la intrusión de la Riolita Tres Quebradas y a la finalización de la intrusión del Granito Los Puentes.

El batolito comenzó a intruir a los 264 Ma, edad Rb/Sr de un plutón de la Granodiorita Las Piedritas (Shaw *et al.*, en prensa), y finalizó en los 247 Ma (Sato y Kawashita, 1988), empleando para su emplazamiento un lapso de unos 17 Ma. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varía entre $0,70526 \pm 0,00012$ (Granodiorita Las Piedritas) y $0,71296 \pm 0,00442$ (Granito Las Opeñas). Conjuntamente con el emplazamiento del batolito extruyeron las volcanitas del Grupo Choiyoi, representadas, en el área estudiada, por sus unidades más antiguas, compuestas por ignimbritas andesíticas a dacíticas (SiO_2 : 61-64%) y escasas riolitas (SiO_2 : 77%) (Shaw, Llambías y Sato, en prep.). Las volcanitas Choiyoi se apoyan, en fuerte discordancia angular (Fig. 2), sobre la Formación Cerro Agua Negra y su unidad basal, que es sedimentaria (300 m de espesor), está intruida por la Granodiorita Las Piedritas (Llambías *et al.*, en prensa), indicando que el Grupo Choiyoi y el BC se desarrollaron prácticamente en forma simultánea. La edad Rb/Sr de las ignimbritas andesíticas a dacíticas y diques asociados es de 256 ± 6 Ma, con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70633 \pm 0,00039$ (Shaw *et al.*, en prensa) que, teniendo en cuenta los márgenes de error, confirman las observaciones geológicas realizadas. La presencia de clastos de volcanitas en los aglomerados ba-

sales del Grupo Choiyoi revelan una actividad volcánica previa aún no identificada en terreno.

En el batolito las unidades evolucionaron de granodiorita a granito y granito leucocrático. En general, tienen características de granitos tipo-I, excepto el Granito Las Opeñas que es tipo-S. El Granito de Agua Blanca, que es el más diferenciado de todos, se encuadra dentro de los granitos tipo-I, altamente fraccionados de Sylvester (1989). Los magmas graníticos fueron subsaturados respecto del agua. En el Granito de Agua Blanca, la saturación se alcanzó al momento de cristalizar alrededor del 83% del magma (Sato, 1989).

El Batolito de Colangüil se encuentra en una región donde la tectónica terciaria está caracterizada por corrimientos de rumbo norte-sur, que afectan la totalidad de la Cordillera Frontal (Marín y Nullo, 1988; Moscoso y Mpodozis, 1988). Sin embargo, en la región mapeada, las relaciones de los plutones entre sí y con los diques no fueron modificadas por encontrarse en el interior de una gran escama tectónica cuyos bordes se observan en el extremo norte del batolito (Figs. 1, 2). En la parte central y sur del batolito, en los sectores Colangüil y Tocota, las relaciones del batolito con las estructuras terciarias están cubiertas por sedimentos modernos, por lo cual no han podido ser analizadas. Sin embargo, con respecto al batolito se ha determinado que el mismo no fue afectado tectónicamente.

COMPARACION CON OTROS BATOLITOS

La comparación del Batolito de Colangüil (BC) con otros batolitos tiene carácter preliminar porque aún no se ha completado el estudio químico que se encuentra en elaboración (Shaw, Llambías y Sato,

en prep.).

El BC tiene características que lo diferencian de otros batolitos, en especial de los circumpacíficos, y que los acerca a los batolitos pertenecientes a la

asociación de granodiorita-granito posorogénica relacionada con un régimen de ascenso cortical (Pitcher, 1987). Sus características más destacadas son las siguientes:

1. La composición es predominantemente granodiorítica y granítica, consistente en 61% de granodioritas y 39% de granitos. La evolución va de granodiorita a granito, siendo los granitos cada vez más ricos en sílice y más leucocráticos cuanto más jóvenes son. Están ausentes rocas tan básicas como gabros, dioritas e incluso tonalitas.
2. Fosee enjambres de diques longitudinales, tanto félsicos como máficos. Este contraste en composición indica una bimodalidad composicional apenas incipiente. Son frecuentes los ejemplos de diques híbridos (Quartino y Zardini, 1967; Quartino y Spikermann, 1968) cuyas composiciones son intermedias entre ambos, sugiriendo la presencia de dos magmas de diferente composición. La proporción de los diques dentro del batolito se estima entre 1 y 3%, de acuerdo con las relaciones areales de los afloramientos respecto a la de los plutones.
3. Su nivel de emplazamiento es muy superficial, habiendo determinado Sato (1987) una profundidad de 1,3 km, para el Plutón de Chita por el estudio de inclusiones fluidas que se homogenizan críticamente.
4. El emplazamiento en el nivel frágil de la corteza estuvo controlado por fracturas de extensión.
5. Está asociado, espacial y temporalmente, con *plateaux* ignimbríticos que comienzan con andesitas y culminan con importantes volúmenes de riolitas.

El BC se diferencia de los batolitos circumpacíficos por la composición global (Tabla 3). En estos últimos, las rocas predominantes son tonalitas a las cuales se asocian gabros, dioritas y granodioritas, y los enjambres de diques son máficos a andesíticos. En cambio, los granitos son poco frecuentes (Larsen, 1948; Cobbing y Pitcher, 1972; Pitcher, 1978; Gastil *et al.*, 1975; Aguirre *et al.*, 1974). Sin embargo, entre los batolitos circumpacíficos de América hay algunos con composiciones modales similares al de Colangüil. Son batolitos que están alejados de la zona de subducción y en una posición cercana al antepaís, donde la corteza se engrosó por procesos tectónicos. Entre los ejemplos más destacados se pueden citar el de la Cordillera Blanca de Perú, de edad miocena y los Batolitos de Cordillera Interior (Miller y Barton, en prensa) en Norte América, de edad jurá-

sico-terciaria inferior. En el Batolito de Cordillera Blanca predominan leucogranodioritas y, en menor proporción, granitos con menor cantidad de tonalitas (Egeler y DeBooy, 1956 in Cobbing *et al.*, 1981). En los Batolitos de Cordillera Interior, situados al este de Sierra Nevada, predominan las granodioritas y granitos (Miller y Bradfish, 1980; Miller y Barton, en prensa), si bien, en algunas localidades, se encuentran rocas tan básicas como gabros, dioritas y tonalitas particularmente entre las intrusiones más antiguas del Jurásico. Un carácter común a estas plutonitas, situadas en una posición relativamente alejada de la zona de subducción, es que están emplazadas en cortezas engrosadas y sus composiciones varían de metaluminosas a peraluminosas, con contenidos elevados de potasio. En el Batolito de Colangüil, las granodioritas (SiO_2 : 55-70%; mayor frecuencia: 63-67%) varían de metaluminosas a débilmente peraluminosas (A/CNK : 0,84-1,12); son de mediano a alto potasio (K_2O : 1,6-4%; mayor frecuencia: 3,0-3,7%), y su relación Rb/Sr es moderada (0,11-0,75; mayor frecuencia: 0,43-0,60). Los granitos (SiO_2 : 70-77%; mayor frecuencia: 73-77%) son débilmente peraluminosos (A/CNK : 0,99-1,21), potásicos (K_2O : 4,7-5,5%) y con elevada relación Rb/Sr (1,46-62,1) (Shaw, Llambías y Sato, en prep.).

No obstante la similitud en la composición modal y de elementos mayoritarios, el contenido de elementos trazas en Colangüil es bastante diferente. Tanto en Cordillera Blanca como en Cordillera Interior, los batolitos tienen relaciones Rb/Sr relativamente bajas (0,08-0,61 y 0,16-2,3, respectivamente); Atherton y Sanderson, 1987; Miller y Barton, en prensa) respecto del BC (0,11-62,1). Este carácter potásico y alta relación Rb/Sr lo diferencian de los batolitos mencionados, siendo necesario profundizar los estudios para comprender esta diferencia.

Con respecto del Batolito Elqui-Limarí, en la Cordillera Frontal de Chile, la Superunidad Elqui (Carbonífero superior-Pérmico inferior) es en conjunto más básica, mientras que la Superunidad Ingaguás (Pérmico-Triásico inferior) es de composición similar. Pero si se compara con los datos dados por Nasí *et al.* (1985) de K_2O (2,0-4,1) y Rb/Sr (0,17-8,5), el Batolito de Colangüil sería más potásico y tendría relaciones Rb/Sr mayores para términos de sílice equivalentes, lo cual podría indicar una mayor diferenciación o diferencias en la fuente.

Las características del Batolito de Colangüil son similares a las de otros batolitos neopaleozoicos de Argentina comprendidos en la provincia Cuyano-Norpatagónica. Desde el punto de vista composi-

cional, la misma puede ser incluida en la asociación de granodiorita-granito de Pitcher (1987) con plateaux riolíticos asociados. Es de destacar que la homogeneidad de esta provincia se confirma porque en el Bloque de San Rafael (sudeste de Mendoza) Malvicini y Delpino (1989) establecieron un régimen distensivo para el magmatismo pérmico, cuyas característi-

cas litológicas son similares a las de Colangüil. Asimismo, en algunas localidades del Macizo Norpatagónico, como en La Esperanza (Llambías y Rapela, 1984), los enjambres de diques y su composición contrastada entre máficos y félsicos indicarían un régimen extensional durante su emplazamiento.

TABLA 3. COMPOSICION DE DIFERENTES BATOLITOS, ESTABLECIDA SEGUN SUS SUPERFICIES DE AFLORAMIENTO

	Colangüil	Cordón del Plata ⁽¹⁾	Costa de Perú ⁽²⁾		Baja California ⁽³⁾	Peninsular Ranges ⁽⁴⁾
			Segmento Sayán	Segmento Casma		
Gabro-Diorita	0	3,1	15,9	11,5	2	7
Tonalita	0	17,5	57,9	46,3	73	63
Granodiorita	60,7			20,0	23	28
Granito	39,3	79,3	26,2	22,2	2	2
Diques	Riolíticos < máficos		Andesíticos máficos		Máficos andesíticos	

(1) Caminos (1965); (2) Cobbing y Pitcher (1972); (3) Gastil *et al.* (1975); (4) Larsen (1948).

ESTRUCTURA

Para comprender el régimen mecánico que favoreció la intrusión del Batolito Colangüil es imprescindible realizar el análisis de la estructura previa al batolito y de la estructura contemporánea al mismo, que, como se verá, están relacionadas entre sí.

ESTRUCTURAS PREBATOLITICAS Y LA FASE OROGENICA SAN RAFAEL

Las rocas de caja intruidas por el batolito están constituidas, en su mayor parte, por sedimentitas plegadas y corridas, pertenecientes a la Formación Cerro Agua Negra (FCAN). En el extremo norte del BC, en la región de San Guillermo, la caja se compone de sedimentitas afectadas por un débil metamorfismo regional, cuyas edades fueron asignadas, dubitativamente, al Paleozoico inferior (Furque, 1972). La FCAN se depositó en una cuenca de retroarco (Ramos *et al.*, 1986), con un espesor de 2.000 m (Polanski, 1970). El relleno de la cuenca se mantuvo en equilibrio con la subsidencia, predominando en todo su espesor un régimen de aguas someras con influencia de oleaje (Gutiérrez, 1984; Gabaldón *et al.*, 1985). Su edad fue determinada como carbonífera

superior-pérmica inferior, y no sería más joven que el Asseliano (González, 1981; Azcuy, 1985; Gutiérrez, 1984). La sedimentación en esta cuenca cesó con el comienzo de los movimientos de la FOSR, cuyo carácter fuertemente compresivo se evidencia por el intenso plegamiento acompañado por corrimiento en algunas localidades. La FOSR se extendió a lo largo de toda la Cordillera Frontal (Caminos, 1979) y al flanco occidental de la Precordillera, donde se registra una progresiva disminución de la deformación hacia el este, hasta que, en el flanco oriental de la Precordillera y en las Sierras Pampeanas, dicha deformación fue nula (Azcuy y Caminos, 1987a, b). No se conoce aún la magnitud del acortamiento transversal producido por esta fase diastrófica pero, muy probablemente, condujo a un significativo incremento del espesor de esta parte de la corteza. La fuerte erosión a que estuvo sometida esta región como consecuencia de la FOSR (Llambías y Sato, 1989) permite inferir que este engrosamiento estuvo acompañado por un significativo levantamiento.

En el sector central del Batolito de Colangüil se comprobó que entre la FOSR y el emplazamiento del Batolito se había desarrollado una superficie de ero-

sión sobre la cual se depositaron las volcanitas correspondientes a la base del Grupo Choiyoi en esta región (Llambías y Sato, en prep.). Al ser observada dicha superficie de erosión en otras localidades de la Cordillera Frontal (Caminos, 1979; Cortés, 1985; Caballé, 1986; Mpodozis y Cornejo, 1988; Méndez, comun. verbal, 1989) se infiere que tuvo extensión regional. Las relaciones estratigráficas y edad de estas volcanitas indican que fueron contemporáneas con el comienzo del batolito. Esta relación acota la edad de la FOSR y de la superficie de erosión, que está comprendida entre la finalización de la sedimentación de la FCAN en el Asseliano y el comienzo de la intrusión del batolito datado en 264 Ma (Shaw *et al.*, en prensa) en el plutón granodiorítico de Las Piedritas. Esta cifra es concordante con la edad K-Ar del plutón de granodiorita de Tocota, de 283 ± 15 Ma (Linares y Llambías, 1974, valor corregido con nueva constante, Caminos *et al.*, 1979), si se tienen en cuenta los márgenes de error. Considerando que el Asseliano está comprendido entre los 280 y 290 Ma (ver escala comparativa de Menning, 1989), el lapso entre la finalización de la sedimentación de la FCAN y el comienzo de la intrusión del batolito es de aproximadamente 20 Ma, que representa el intervalo de tiempo en el cual se produjo la FOSR y se desarrolló la superficie de erosión. Para producir tal superficie, la erosión tuvo que ser muy intensa, pudiéndose inferir de esto que la región estuvo sometida a un fuerte levantamiento como resultado de la FOSR. El material producido por esta erosión se habría acumulado en cuencas generadas, como consecuencia del levantamiento, al este de la Cordillera Frontal. Sus depósitos deberían estar en discordancia angular, la cual desaparecería gradualmente hacia el este, sobre los depósitos del Carbonífero Superior. Futuras investigaciones podrán aclarar este tema.

ESTRUCTURAS CONTEMPORANEAS AL BATOLITO

Las evidencias para establecer el estado y la dirección de los esfuerzos principales de los niveles superiores de la corteza durante la intrusión del batolito se basan en la morfología del mismo, en general, la de cada cuerpo plutónico, en particular, y en la disposición de los diques (Fig. 1). Al ser superficial el nivel de intrusión del batolito, las consideraciones que se efectuarán están referidas al nivel frágil de la corteza, bien por encima de la transición frágil-dúctil.

GEOMETRIA DEL BATOLITO

El batolito, en los sectores considerados, tiene un

eje mayor de 230 km y uno menor de 40 km, en el sector San Guillermo, y de 20 km, en el sector Colangüil. El eje mayor tiene rumbo general norte-sur, coincidente con el rumbo de las estructuras generadas por la FOSR. En detalle, cada uno de los sectores en que se subdividió el batolito tiene rumbos que divergen hasta un máximo de 30° , manteniéndose en cada uno de ellos el paralelismo entre los diques y los ejes mayores de los plutones.

Diques anulares no han sido observados, con excepción de los diques cónicos relacionados con el plutón Chita (Sato, 1989). Diques radiales sólo se presentan en el extremo norte del batolito e intruyen al plutón Tabaquito de la Granodiorita Las Piedritas. Son andesíticos y anteriores a los diques longitudinales riolíticos de esta área (Llambías y Sato, en prep.).

FORMA Y TAMAÑO DE LOS PLUTONES

Todos los plutones, excepto algunos pertenecientes a la Granodiorita Las Piedritas y al Granito Agua Blanca, cuyas formas no han podido definirse, son alargados con su eje mayor paralelo al eje del batolito (Castro, 1987; Puigdomenech, 1987; Llambías y Sato, en prep.). Los plutones que tienen mayor relación axial (eje mayor/eje menor), como las correspondientes a los Granitos Los Lavaderos (3,5) y Las Opeñas (8,5) (Tabla 1), intruyen a la Granodiorita Las Piedritas. En estos casos, el control estructural de su forma se debe exclusivamente al estado de esfuerzo contemporáneo al batolito y no a una anisotropía heredada, la cual pudo haberse manifestado en la forma de las primeras intrusiones (Granodiorita Las Piedritas), pero no en las subsiguientes, que se intruyeron en ella. Por lo tanto, la forma de los plutones intruidos en la granodiorita se debe a una distribución anisótropa del esfuerzo en un plano horizontal. Además, la escasez de estructuras anulares y radiales, con las excepciones mencionadas, y la carencia de ejemplos de intrusión forzada sugieren que la columna magmática no ejercía presión sobre la caja sino que encontraba un espacio favorable para su emplazamiento (Llambías *et al.*, 1987). Las aureolas de roca de caja, densamente fracturadas y penetradas por diques como se da en el plutón de Los Puentes es una manera de ganar espacio por 'stopping' pero, probablemente, esta fracturación se deba más a fracturación térmica (Daly, 1903; Marsh, 1982; Furlong y Myers, 1985) que al esfuerzo generado por el enjambre boyante de la columna magmática (Anderson, 1942).

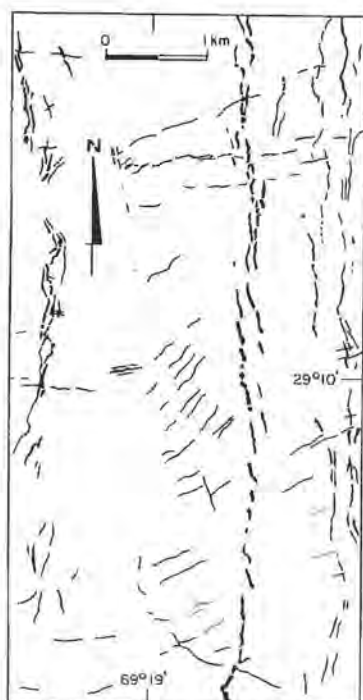


FIG. 3. Diques con disposición en 'échelon', que intruyen a la Granodiorita Las Piedritas (Plutón Tabaquito), al este del cerro Imán (29°10'S; 69°19'W). Los diques longitudinales, aproximadamente norte-sur, subverticales, tienen espesores de hasta 50 m y están compuestos por pórfidos graníticos a riolíticos y riolitas. Los diques transversales son menos potentes (hasta 10 m) y predominan las andesitas y microdioritas. Son anteriores a los longitudinales.

Diques

Los diques son, en su mayoría, de tipo dilatacional. Contra sus paredes poseen una zona de grano fino afírica con flujo planar paralelo a las paredes de 0,1-0,4 m de ancho y que pasa, abruptamente, hacia las fases porfídicas del interior del dique. Constituyen enjambres de diques longitudinales subverticales, con longitudes de hasta 20 km y están formados por segmentos de hasta 300 m de longitud, con arreglo en 'échelon' (Figs. 3, 4). El rumbo de los diques es, en general, paralelo al eje mayor de los plutones. En el extremo norte del batolito (Sector San Guillermo) sus rumbos son N5-10°E; en el sector central (Sector Colangüil), N12-22°E. En un perfil transversal al eje del batolito, los diques representan un 3% (Castro, 1987) y, localmente, en franjas con mayor

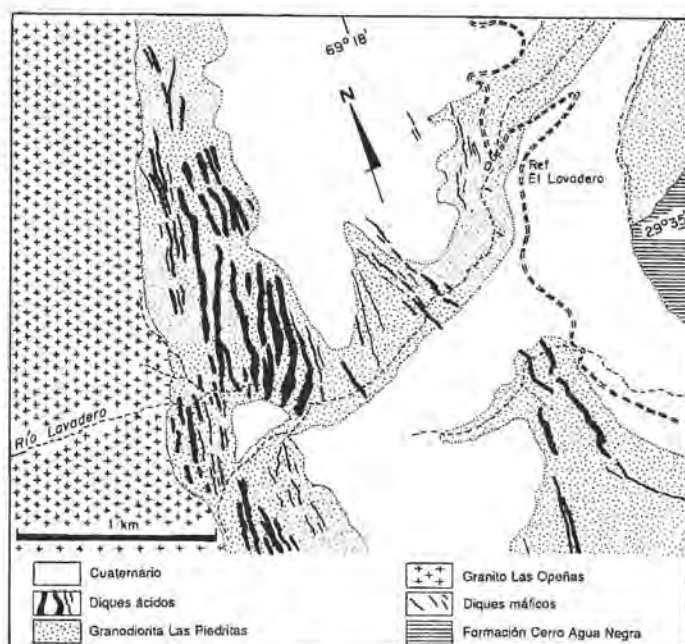


FIG. 4. Esquema de diques al oeste del refugio El Lavadero (29°35'S; 69°18'W). El enjambre de diques intruye a la Granodiorita Las Piedritas, pero no al Granito Las Opeñas. Son subverticales, casi norte-sur. Están constituidos por leucogranitos de grano fino, pórfidos graníticos a riolíticos, y riolitas. En menor proporción, se encuentran andesitas a microdioritas. Los diques más potentes llegan a medir 50 m de espesor y contienen frecuentes tabiques de la caja en su interior.

densidad de diques hasta 10% del grosor del batolito, lo cual implica una ganancia de espacio (por ser los diques de dilatación) de esa magnitud. Los espesores de los diques riolíticos varían entre 3 y 50 m. Algunos de los diques más gruesos están compuestos por inyecciones sucesivas de igual composición, indicando una continua reapertura de la fractura, como sucede en los diques básicos en los ejes de dispersión oceánica (Kidd y Can, 1974; Kidd, 1977). Debido a la alta viscosidad que poseen los magmas ácidos subsaturados en agua, como son los de Colangüil, el relleno de estos diques debió ocurrir simultáneamente con la propagación de la grieta (Spera, 1980; Spence y Turcotte, 1985) y con una lubricación aumentada por encapsulamiento por formación de líquidos de menor viscosidad, contra las paredes (Carrigan, Schubert y Eichelberg, en prep.) y que correspondería a las fases afíricas del borde de los diques. Por lo expuesto se infiere que los esfuerzos tensionales fueron contemporáneos con la ac-

tividad magmática. La formación de fracturas por tensión fue, probablemente, facilitada por una disminución de la resistencia a la ruptura causada por: 1. debilitamiento térmico, ya que la mayoría de los diques son contemporáneos con el batolito; y 2. por el efecto de la presión interna del magma que disminuyó la resistencia de las rocas en un valor igual al de dicha presión (Anderson, 1942; Phillips, 1972; Shaw, 1980), fenómeno que es conocido como fracturación hidráulica.

CUERPOS SUBVOLCANICOS

La presencia de cuerpos subvolcánicos (Riolita Tres Quebradas) y enjambres de diques longitudinales relacionados con ellos en el BC indican, para estos cuerpos, una condición de enfriamiento dife-

rente a la de los plutones. Para generar texturas volcánicas se requiere, durante su cristalización, un grado de sobrenfriamiento elevado que dé lugar a las texturas de las pastas. En los cuerpos subvolcánicos, cuyas dimensiones son menores que 1 km², dicho sobrenfriamiento se logra si los reservorios magmáticos se conectan con la superficie. De este modo, la disipación térmica será elevada debido a la decompresión adiabática y, principalmente, a la advección al fluir el magma hacia la superficie. El hecho que los diques relacionados a estos cuerpos subvolcánicos sean de dilatación y paralelos al eje del batolito permite inferir que la conexión de la cámara magmática con la superficie se debió a fracturas tensionales.

DISCUSION

RELACIONES PALEOGEOGRAFICAS

Para comprender el marco tectónico Neopaleozoico en el cual se emplazó el Batolito de Colangüil (BC) es necesario efectuar un análisis comparativo de lo que sucedía en esa época en las regiones vecinas y establecer la posición relativa de cada uno de los terrenos que componen el actual marco geológico (Fig. 5).

A partir de la fase orogénica San Rafael (FOSR), la Cordillera Frontal y la Precordillera tenían posiciones relativas similares a la actual, si bien luego la tectónica de corrimientos terciaria (Marín y Nullo, 1988; Moscoso y Mpodozis, 1988) comprimió, sustancialmente, esta región modificando sus relaciones espaciales.

Una evidencia que la Precordillera y la Cordillera Frontal tenían una configuración similar a la actual está dada por los diques de riolita con grandes fenocristales de feldespato potásico y cuarzo, idénticos a los que se encuentran en el BC, que intruyen a sedimentitas pelíticas a psamíticas con desarrollo de clivaje al este de la junta de los ríos Blanco y La Palca. Dichas sedimentitas fueron descritas por Furque (1963) con una edad probable ordovícica y como pertenecientes a la Precordillera. Otro argumento es la presencia de un volcanismo silíceo correspondiente al ciclo volcánico Choiyoi en Sierra de La Huerta (Ramos *et al.*, 1988), que amplía el área de distribución de dichas volcanitas.

La relación entre las cuencas de Río Blanco-Agua Negra y la de Paganzo ha sido interpretada como de transición gradual (Vásquez *et al.*, 1981; Milana *et*

al., 1987) o separadas por un umbral no totalmente emergido (Salfity y Gorustovich, 1983). No obstante, se está de acuerdo que la cuenca de Paganzo se continentalizaba progresivamente hacia el este y se subdividía en diversos depocentros. La deformación producida por la FOSR fue sumamente intensa en la cuenca de Río Blanco-Agua Negra, afectando con magnitud decreciente las sedimentitas depositadas en el borde occidental de la Precordillera, hasta hacerse nula en su borde oriental, y en las Sierras Pampeanas (Azcuy y Caminos, 1987a, b). Se puede inferir que, durante esta época, la Precordillera y Sierras Pampeanas actuaban como elementos rígidos y que tenían posiciones relativas similares a las actuales, ya que constituían un basamento común de la cuenca de Paganzo.

El basamento de la cuenca de Río Blanco-Agua Negra, en la Cordillera de Colangüil, aún no se conoce porque los escasos afloramientos reconocidos no han sido estudiados sistemáticamente. En la quebrada de Chita, al oeste del plutón homónimo, la Formación Cerro Agua Negra (FCAN) está corrida sobre areniscas grises oscuras, con estratificación gradada e intercalaciones de pelitas con clivaje (Sato, 1989), cuya edad aún no ha sido establecida. En el extremo noroccidental del batolito, también afloran sedimentitas con características similares cuyas edades tampoco fueron determinadas. Se requerirán estudios de mayor detalle para resolver su estructura, edad y sus posibles correlaciones para comprender la naturaleza del basamento de la cuenca de Río Blanco-Agua Negra.

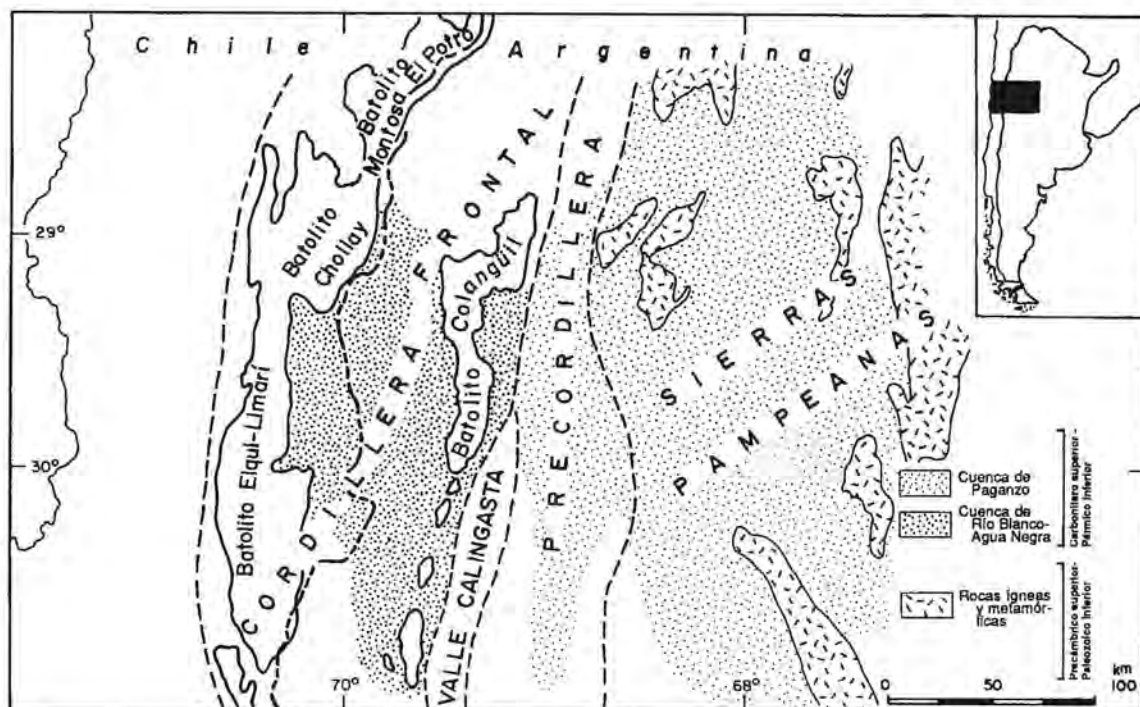


FIG. 5. Mapa esquemático que representa los diferentes terrenos, las cuencas sedimentarias y los principales batolitos gondwánicos entre los 28° y 31°S. Las volcanitas Choyoi y los plutones aislados que afloran entre ambos grupos de batolitos no han sido representados. Los bordes de la cuenca de Río Blanco-Agua Negra aún no son debidamente conocidos; sin embargo, hacia el este, las sedimentitas engranan lateralmente con aquéllas de la cuenca de Paganzo.

Al oeste de Colangüil, ya en Chile, el basamento de la Cordillera Frontal está constituido por diversos complejos metamórficos del Paleozoico inferior, cuya correlación es difícil de establecer dado lo aislado de sus afloramientos. Dicha complejidad aumenta al haber eventos metamórficos del Paleozoico inferior (415 ± 5 Ma) y del Paleozoico superior (300 ± 30 Ma) según Ribba *et al.* (1988). El primero, Neises de La Pampa, constituye el basamento de la región y ha sido atribuido al terreno exótico Chilena, definido por Ramos *et al.* (1984, 1986). El segundo, Complejo Metamórfico El Tránsito, y otros aún no definidos (Mpodozis y Cornejo, 1988) están relacionados con la nueva configuración del continente de Gondwana y con la etapa subductiva a la cual se vinculan los batolitos neopaleozoicos de la Cordillera Frontal (Nasi *et al.*, 1985; Llambías *et al.*, 1987; Ribba *et al.*, 1988).

Durante el Carbonífero superior y Pérmico inferior, contemporáneamente con el desarrollo de la cuenca de Río Blanco-Agua Negra, se emplazaba la Superunidad Elqui del Batolito Elqui-Limarí. La caja de esta superunidad estaba constituida por los com-

plejos metamórficos Neises de La Pampa, El Cepo y El Tránsito, y por las formaciones Hurtado, de edad devónico(?) - carbonífera (Mpodozis y Cornejo, 1988) y Las Placetas, probablemente carbonífera superior (Reutter, 1974 in Mpodozis y Cornejo, 1988), pudiendo esta última ser correlacionable con la Formación Cerro Agua Negra. Siendo el Complejo Metamórfico El Tránsito un prisma de acreción (Ribba *et al.*, 1988) la Superunidad Elqui marca el arco magmático más cercano a la fosa en una zona de subducción. En consecuencia, es muy probable que el borde occidental de la cuenca de Río Blanco-Agua Negra haya estado constituido por el progresivo levantamiento de esta región, originado por el emplazamiento de este arco magmático como lo representaran Azcuy y Caminos (1987b).

Las unidades metamórficas mencionadas, además de otras como el complejo metamórfico del Choapa, datado en 359 ± 36 Ma (Rebolledo y Charrier, 1988), en la Cordillera de la Costa, fueron interpretadas como prismas de acreción desarrollados sobre el margen occidental del continente de Gondwana (Thie-

le y Hervé, 1984; Nasí *et al.*, 1985; Charrier *et al.*, 1985; Ribba *et al.*, 1988; Rebolledo y Charrier, 1988). Si bien hay que tener en cuenta que estas unidades podrían tener una posición relativa diferente a la actual (Forsythe *et al.*, 1987), en general, confirman la presencia de un margen continental activo. El período de mayor actividad de dicho margen estuvo comprendido entre la edad del Complejo Metamórfico del Choapa y el Pérmico inferior, momento en que finalizó el desplazamiento del continente de Gondwana (Rapalini, 1989). Como consecuencia de ello, habría cesado la subducción (Kay *et al.*, 1989) y también habría culminado la fase orogénica San Rafael.

RELACIONES ENTRE LAS FASES COMPRESIVAS Y DISTENSIVAS Y EL EMPLAZAMIENTO DEL BATOLITO DE COLANGÜIL

ETAPA COMPRESIVA

La deformación producida durante la fase orogénica San Rafael (FOSR) consistió en el acortamiento transversal de la Cordillera Frontal debido a la formación de pliegues y corrimientos (Caminos, 1979; Azcuy y Caminos, 1987a, b). El balance del desplazamiento de la masa rocosa que, en su mayor parte, no se trasladó lateralmente hacia el antepaís, sugiere que durante el acortamiento de la corteza se produjo el engrosamiento de la misma generando una raíz profunda. Una clara evidencia del levantamiento es la superficie de denudación desarrollada como consecuencia de la FOSR. A una conclusión similar respecto al engrosamiento cortical llegaron Mpodozis y Kay (en prep.) a partir del análisis geoquímico de los Batolitos Elquí y Chollay, al establecer que, a partir de la Granodiorita Carricito de la Unidad Ingaguás, la corteza se engrosó sustancialmente. Este hecho estaría en concordancia con la FOSR.

En cuanto al origen de la compresión no se aportan en este trabajo elementos para su solución. Mpodozis y Kay (en prep.) infieren que podría deberse a colisión continente-continente. No obstante, será necesario ampliar el conocimiento de la región para resolver esta cuestión ya que, durante la subducción gondwánica e inclusive la andina, la erosión y el desplazamiento de terrenos dificultan las reconstrucciones paleogeográficas y el análisis tectónico correspondiente.

ETAPA DISTENSIVA

Las características de los cuerpos ígneos descritos, como ser, la elongación de los plutones, los

enjambres de diques longitudinales contemporáneos con el batolito, y la presencia de diques compuestos permiten inferir un estado de esfuerzo tensional contemporáneo con el emplazamiento del batolito. Por la distribución de los diques, se deduce que el mínimo esfuerzo principal era horizontal y con una dirección perpendicular al batolito (Anderson, 1942; Roberts, 1970; Shaw, 1980; Delaney y Pollard, 1981), es decir, aproximadamente este-oeste. Las variaciones en el rumbo de los diques e incluso las del eje del batolito indican sólo variaciones locales de la dirección del esfuerzo principal, pero, en profundidad, corresponderían a un eje magmático uniforme (Delaney y Pollard, 1981). Más difícil es determinar la dirección del esfuerzo principal máximo, que bien podría ser vertical, horizontal o intermedio. La ausencia de diques subhorizontales, con excepción de los diques aplíticos vinculados al enfriamiento de un plutón y que, por esta razón, responden a un estado de esfuerzo residual, permite inferir que el esfuerzo principal máximo, en el ámbito del BC, pudo ser vertical de acuerdo al modelo de Roberts (1970).

Las evidencias mencionadas son adecuadas para inferir que, durante el emplazamiento del BC, predominó un régimen tensional con su esfuerzo principal mínimo horizontal este-oeste. No obstante esto, la intensidad de la deformación varió, aparentemente, a lo largo del tiempo que empleó el batolito para su emplazamiento. La Granodiorita Las Piedritas, que corresponde a las primeras intrusiones del batolito y representa el 60,7% de la totalidad de sus afloramientos, no entrega señales claras respecto a la intensidad del régimen tensional debido a que las intrusiones posteriores borraron muchos de sus caracteres originales. Sin embargo, dentro de esta granodiorita aún perduran algunos plutones como los de Tocota y Los Leones, cuya relación axial es ligeramente superior a 1. En otros, como el Plutón Tabaquito, resulta difícil medir su elongación por estar sus bordes oriental y occidental cercenados por la tectónica terciaria y su borde sur, intruido por el Granito Los Puentes. En consecuencia, se puede inferir que, durante esta época, el régimen tensional tenía intensidad menor respecto a momentos posteriores. Las volcánicas del Grupo Choiyoi, si bien pueden ser contemporáneas o ligeramente anteriores a las granodioritas, no son útiles dado que aún no se han individualizado los focos de erupción. Durante las intrusiones de la Riolita Tres Quebradas y los granitos Los Puentes, Lavaderos y Las Opeñas, la deformación por tensión fue máxima por: 1. emplazarse du-

rante esta etapa los cuerpos subvolcánicos; 2. la mayor concentración de diques longitudinales; y 3. presentar los plutones la máxima elongación (Tabla 1). La intensidad de la deformación disminuyó al final del emplazamiento del batolito, cuando se intruyeron los plutones del Granito de Agua Blanca, como puede interpretarse por la escasez de diques longitudinales. En cambio, la presencia de diques cónicos y la deformación de la caja por empuje magmático (Sato, 1989) indican exceso de presión del magma respecto al esfuerzo tensional externo. Es probable que la fuerte disminución de las fracturas de extensión sea una de las causas de la finalización del emplazamiento del batolito.

El origen de los esfuerzos tensionales horizontales en la corteza es difícil de establecer (Bott, 1982; Bott y Mithen, 1983; Turcotte y Emerman, 1983). Cuando el esfuerzo tensional horizontal alcanza valores extremos y afecta a la litósfera, la cual fue debilitada por un anormal calentamiento que condujo a su adelgazamiento, puede dar origen a 'rifts' permitiendo así la salida de magmas desde niveles profundos, con composiciones básicas en abundancia y también desde niveles menos profundos (probablemente base de la corteza), con composiciones silíceas notablemente contrastadas. El régimen tensional que actuó en Colangüil no tuvo la suficiente magnitud para formar verdaderos 'rifts' y, probablemente, ha estado localizado sólo en la parte superior de la corteza. No obstante, la presencia de un magmatismo débilmente bimodal, expresado por la presencia de los diques básicos (Llambías y Sato, en prep.) sugiere una grosera equivalencia al proceso mencionado.

RELACION ENTRE COMPRESION Y TENSION

Las teorías propuestas para establecer el origen de los esfuerzos tensionales en la corteza fueron resumidas por Bott (1982). Entre ellas, la que ha sido invocada con frecuencia en las cadenas orogénicas es la relacionada con bloques elevados donde se produce un contraste de energía potencial suficiente para generar los esfuerzos tensionales (Bott y Dean, 1972; Artyushkov, 1973; Bott y Mithen, 1983; Molnar y Chen, 1983; Sonder *et al.*, 1987; Dewey, 1988). Otra explicación de los procesos extensionales es que los mismos estarían relacionados con esfuerzos transtensionales. Al respecto, cabe mencionar las fallas de rumbo paralelas a la Cordillera Frontal, descritas por Fuentes *et al.* (1986) en Mendoza, y la conclusión obtenida por Rapalini (1989) respecto a

que en el Pérmico inferior había bloques rotados como consecuencia de una probable subducción oblicua. A pesar de estas evidencias, la estrecha relación espacial entre engrosamiento cortical y subsiguiente distensión favorecerían la primera explicación.

En el oeste de Estados Unidos, Sonder *et al.* (1987) aplicaron el modelo mencionado en primer término para explicar el magmatismo desarrollado con posterioridad a las orogenias Sevier y Larámica. El mismo consiste en asumir que, como consecuencia de un movimiento compresivo que genera engrosamiento cortical, el bloque engrosado está sometido a esfuerzos desviatorios tensionales. Cuando la resistencia de la litósfera disminuye por incremento de la temperatura se produce extensión. El tiempo que tarda en hacerse efectiva dicha extensión depende de la temperatura inicial del Moho, o en otras palabras, del grado de la anomalía térmica instalada en la base de la corteza al momento de producirse la deformación. Para temperaturas iniciales de alrededor de 450°C, la extensión se produce aproximadamente unos 100 Ma después del engrosamiento cortical, pero si la temperatura inicial es de alrededor de 700°C puede producirse inmediatamente después.

CONDICIONES TECTONICAS DEL EMPLAZAMIENTO DEL BATOLITO DE COLANGÜIL

En Colangüil, la evolución geológica es apropiada para aplicar el modelo mencionado ya que son claras las evidencias de una severa compresión que dio origen a un fuerte levantamiento del terreno. Esto ocasionó el desarrollo de un régimen tensional por desplome gravitacional del bloque elevado (Fig. 6a). A su vez, este régimen tensional fue favorecido porque los esfuerzos horizontales que actuaron durante la compresión bajaron su magnitud al disminuir (o posiblemente extinguirse) la subducción (Molnar y Lyon-Caen, 1988) durante el Pérmico inferior alto a superior (Kay *et al.*, 1989), debido a la desaceleración en el movimiento del continente de Gondwana a partir de los 268 Ma (Rapalini, 1989). Si se aplica el modelo de Sonder *et al.* (1987) y teniendo en cuenta que el magmatismo se desarrolló entre 10 y 20 Ma después de la FOSR, la temperatura del Moho debió ser cercana a los 700°C. En la región estudiada, no es posible dilucidar el origen de esta elevación térmica en la litósfera, pero es razonable pensar que al detenerse el movimiento del continente de Gondwana, el contacto prolongado con una anomalía térmica favoreció esta circunstancia. Este proceso,

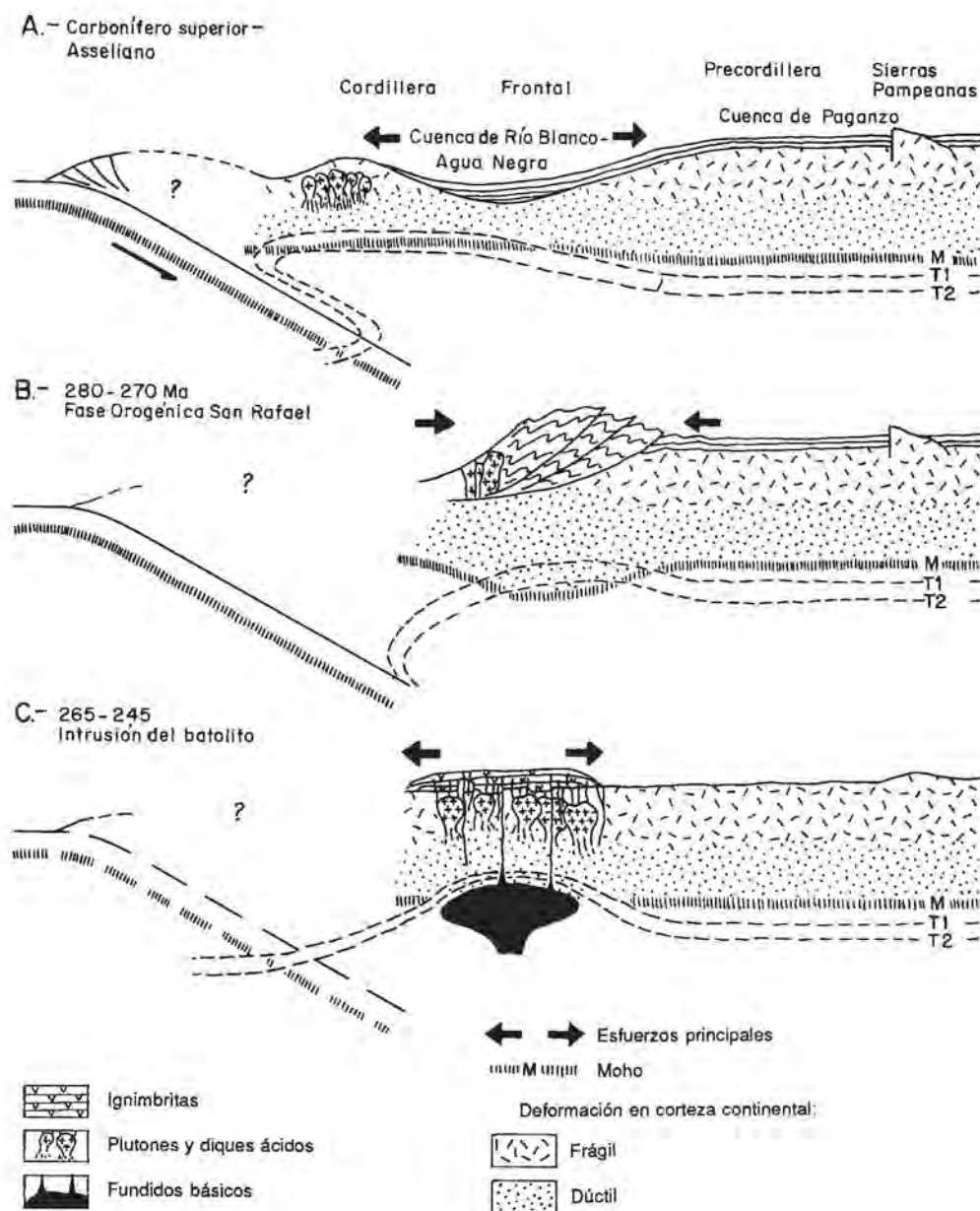


FIG. 6. Esquemas, no a escala, que tratan de sintetizar la relación entre grado de deformación, gradiente geotérmico y magmatismo a la latitud del Batolito de Colangüil (29-31°S), entre el Carbonífero superior y el Pérmico superior. Las isothermas $T_1 < T_2$ son asumidas. En a. se representa el escenario durante el Carbonífero superior hasta el Asseliano. La Precordillera y Sierras Pampeanas constituyen un bloque rígido con amplio espesor de corteza frágil. En b. finaliza la subsidencia de las cuencas sedimentarias y comienza un período compresivo que se encuentra comprendido entre los 280 y 270 Ma y corresponde a la fase orogénica San Rafael. El esfuerzo compresivo se transmitió a través de los bloques rígidos y se absorbió por deformación en las franjas debilitadas térmicamente. Dado el escaso desplazamiento lateral de la masa rocosa, el balance de masa se efectuó en su mayor parte en sentido vertical, engrosando la corteza. En c. se representa la etapa dominada por extensión y coincide con el detenimiento del continente de Gondwana (Rapalini, 1989) y de la subducción (Kay *et al.*, 1989). Por este motivo, las isothermas cruzan la loza subductada, y el magmatismo está relacionado con un régimen térmico diferente al de una zona de subducción y propio de intraplaca con elevado gradiente geotérmico.

probablemente, condicionó las características litológicas y químicas del BC y de algunas regiones de la provincia magmática Cuyano-Norpatagónica.

En la Cordillera Frontal y en el flanco occidental de la Precordillera, el gradiente geotérmico debió ser alto como puede inferirse por la actividad magmática desarrollada en algunas localidades durante el Carbonífero superior y Pérmico inferior en esta región. No obstante, su distribución no fue uniforme en el espacio y en el tiempo. Durante esta época, la mayor actividad magmática se registró en el flanco occidental de la Cordillera Frontal, mientras que en el flanco oriental dicha actividad era menor. Por otra parte, el gradiente geotérmico en este último flanco debió ser relativamente alto, aunque inferior al del flanco occidental, de acuerdo con los siguientes argumentos:

1. Desarrollo de volcanismo en sedimentitas del Carbonífero superior en la Precordillera a esta latitud (Fauqué *et al.*, en prensa) el cual, probablemente, se extiende a la Cordillera Frontal.
2. Los esfuerzos compresivos, que actuaron durante la FOSR, fueron absorbidos en forma selectiva por una intensa deformación ocurrida en la franja donde se depositaron las cuencas del Carbonífero superior-Pérmico inferior, con especial referencia a la cuenca de Río Blanco-Agua Negra y a las cuencas de esta edad del flanco occidental de la Precordillera. Esto pone de manifiesto la disminución de la resistencia de la corteza por incremento de la temperatura, entre otros factores, lo cual, además, produce el adelgazamiento de la litósfera y hace ascender la transición dúctil-frágil adelgazando la capa frágil de la corteza. De acuerdo con el modelo presentado por Sonder y England (1986), la resistencia de un perfil vertical integrado de la litósfera desciende cuando aumenta la temperatura del Moho, de modo que el área de deformación debería coincidir con las áreas de elevado gradiente geotérmico. Dicho de otro modo, la distribución de la deformación producida por la FOSR fue controlada por la distribución de la temperatura que dependía, sin conocerse con exactitud de que manera, de la temperatura inicial del Moho. Por esta razón, la deformación y el magmatismo coinciden en el espacio y no en el tiempo.
3. Concordantemente con lo expuesto y asumiendo que el modelo de Sonder *et al.* (1987) es aplicable, el elevado gradiente geotérmico se confirma por el hecho que el magmatismo hizo su irrupción en la corteza frágil unos 10-20 Ma después de pro-

ducirse el FOSR. Esto significa una elevada temperatura inicial del Moho, del orden de 625-725°C, durante la deformación.

La rigidez del sustrato de la Precordillera, sobre todo en su parte oriental, era en comparación con la del sustrato de la Cordillera Frontal, mucho mayor, por lo cual su deformación fue menos intensa y menor su engrosamiento cortical. La rigidez y la ausencia de magmatismo podría indicar que el gradiente geotérmico, en este sector de la Precordillera, era menor que en la Cordillera Frontal.

De modo que, de acuerdo con los argumentos referidos, con posterioridad a la FOSR, el magmatismo se instaló prácticamente a todo lo ancho de la Cordillera Frontal (Fig. 6b), representando el BC la franja magmática más oriental, situada casi en el borde del antepaís.

RELACION ENTRE EL BATOLITO DE COLANGÜIL Y LA SUBDUCCION

La edad del BC, comprendida entre 264 y 247 Ma, es posterior a la desaceleración del movimiento del continente de Gondwana durante el Pérmico inferior (Valencio y Vilas, 1972; Vilas y Valencio, 1982), que ha sido establecida aproximadamente a los 268 Ma por Rapalini (1989). Es probable que esta desaceleración coincida con la finalización de la FOSR, iniciándose a partir de este momento un período en el cual los esfuerzos compresivos decrecieron hasta que prácticamente cesaron, como consecuencia de la disminución en la velocidad de subducción (Kay *et al.*, 1989). Esta situación explicaría la relativa similitud en la composición global entre el Batolito de Colangüil y la Superunidad Ingaguás del Batolito Elqui-Limarí cuyas características químicas fueron explicadas como debidas a una posible extinción de la subducción por Kay *et al.* (1989), Ribba *et al.* (1988) y Mpodozis (comun. escrita, 1989). Favorecido por el detenimiento de la placa, la raíz profunda generada durante la FOSR alcanzó la temperatura necesaria para generar el magmatismo Neopaleozoico. La anomalía térmica permitió la formación de un magma básico subplacado, fuente de generación de magmas en la corteza (Hildreth, 1981; Cobbing y Pitcher, 1983; Hyndmann y Foster, 1988; Kay *et al.*, 1989). La loza subductada, al carecer de movimiento se equilibró térmicamente, por lo cual las isotermas se traspusieron (Fig. 6c). La generación del magma, en consecuencia, no estuvo relacionada ni a la cuña astenosférica y a su movimiento convectivo (Toksöz y

Bird, 1977) ni a la deshidratación de la loza subducida, sino al desarrollo de una anomalía térmica que tuvo un prolongado contacto con la litósfera por estar prácticamente inmóvil. De esta manera, el magmatismo es más propio de intraplaca que de subducción, por lo cual son significativas las diferencias con los batolitos circumpacíficos.

Procesos similares a los descritos, probablemente, se produjeron desde el Precámbrico superior-Paleozoico inferior en las Sierras Pampeanas, sugiriendo que en toda esta región imperaba un margen continental activo. La localización del magmatismo fue migrando, progresivamente, hacia el oeste, y ya para el Paleozoico superior, la máxima actividad magmá-

tica y tectónica se registraba en la Cordillera Frontal y en algunos sectores de la Cordillera de la Costa de Chile. La prolongada presencia de un margen continental activo fue la causa que la región comprendida entre las Sierras Pampeanas y la Cordillera de la Costa de Chile esté compuesta por diversos terrenos exóticos que se yuxtapusieron, ya sea por colisión o por desplazamiento, a lo largo del margen continental (Ramos *et al.*, 1986; Ramos, 1988). Este ensamble de terrenos fue soldándose al continente, progresivamente, a partir del Paleozoico superior. Durante el Pérmico inferior alto y superior, cuando el BC se intruía, la consolidación habría prácticamente culminado, hacia el este de la Cordillera Frontal.

CONCLUSIONES

Las conclusiones obtenidas son de carácter preliminar y deberán ser cotejadas con futuras investigaciones que completen el conocimiento geológico de la región. Una síntesis de ellas es la siguiente:

1. La deformación producida por la fase orogénica San Rafael (FOSR) en la Cordillera Frontal de San Juan fue de tipo compresional y su distribución fue controlada por una debilidad mecánica de la litósfera originada, entre otros factores, por el elevado calentamiento de esta franja. Su edad está comprendida entre la finalización de la sedimentación en la cuenca de Río Blanco-Agua Negra (Asseliano) y el comienzo de la intrusión del Batolito de Colangüil (BC) a los 264 Ma. La compresión produjo el ascenso de la región, lo cual condujo al desarrollo de una superficie de erosión sobre la cual fluyeron las primeras erupciones volcánicas del Grupo Choiyoi, contemporáneas con el comienzo de la intrusión del batolito.
2. El emplazamiento del BC fue facilitado por un régimen tensional que se produjo por colapso gravitacional, como respuesta al engrosamiento cortical y elevación del bloque. Por esta razón, el sitio de emplazamiento del batolito está condicionado al área donde la FOSR produjo la deformación. Hacia el este del batolito de Colangüil (parte oriental de la Precordillera y Sierras Pampeanas), el gradiente geotérmico fue bajo y la actividad magmática nula, resistiendo la deformación por ser bloques rígidos.
3. El magmatismo Neopaleozoico de la Cordillera Frontal no está vinculado temporalmente a la

FOSR sino que su emplazamiento en niveles superiores de la corteza le sucede en el tiempo a dicha fase orogénica. Por lo expuesto, los ciclos magmáticos no son útiles para datar las fases orogénicas, ya que, generalmente, le suceden en un lapso que es variable de acuerdo al calentamiento original de dicha franja orogénica. En el caso del BC, el lapso comprendido entre el engrosamiento cortical y el comienzo de su emplazamiento fue de 10-20 Ma, lo cual significa, según el modelo de Sonders *et al.* (1987), una elevada temperatura inicial del Moho de 625-725°C.

4. Las relaciones geológicas del BC indican que las estructuras previas a su emplazamiento están vinculadas a subducción. No obstante esto, el desarrollo magmático se produjo porque al inmovilizarse la placa, el aumento de temperatura llegó a fundir la raíz profunda de la corteza independizándola del proceso de subducción. Para la época del emplazamiento del BC, la loza subducida estaba equilibrada térmicamente y los procesos de deshidratación habían finalizado. Así, las características de este magmatismo no son propias de un marco tectónico definido, compartiendo algunos rasgos de convergencia de placas, como el engrosamiento cortical previo, y de intraplacas como la erosión térmica de la base de la corteza, la carencia de deshidratación de la loza subducida y de convección de la cuña astenosférica. Es por esta razón que las características del BC no son propias de un marco tectónico definido. Las granodioritas, que son las rocas más antiguas de Colangüil, y cuya composición es pro-

racterísticas de los arcos magmáticos. Los granitos más antiguos también muestran características tipo-I (Granito Los Puentes) aunque una unidad es afín a los tipo-S (Granito Las Opeñas). Los últimos granitos poseen características relacionadas con un ambiente posorogénico con corteza engrosada y elevado gradiente geotérmico y sus

rasgos son los de los granitos tipo-I, con elevado fraccionamiento, de Sylvester (1989).

5. Por similitud litológica y presencia de enjambres de diques en complejos ígneos del Macizo Norpatagónico, cuyas composiciones son similares a las del BC, puede inferirse para ellos un régimen que podría ser similar al descrito.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen profundamente a G. Bonorino (CONICET-Secretaría de Minería, Buenos Aires); C. Mpodozis (Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile); V. Ramos (Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires); y a un corrector anónimo de la Revista Geológica de Chile por las valiosas sugerencias aportadas al manuscrito. También expresan su agradecimiento a R. Caminos, D. Delpino y F. Nullo (Secretaría de Minería, Buenos Aires); S. Kay (INSTOC, Cornell University, USA) y C. Rapala (Centro de Investigaciones Ge-

ológicas, Universidad Nacional de La Plata), por las provechosas discusiones mantenidas sobre el tema. Los autores también quieren expresar su agradecimiento a los baqueanos Félix Vega, Julio Angel y Juan Paredes de Colangüil, Las Flores y Malimán, respectivamente, por posibilitar el recorrido de esta región de difícil acceso. También agradecen a la familia de Aníbal Vega, de Colangüil, por la hospitalidad brindada. El trabajo fue financiado por CONICET (PID No. 99/89) y la Secretaría de Minería de Buenos Aires.

REFERENCIAS

- Aguirre, L.; Charrier, R.; Davidson, J.; Mpodozis, C.; Rivano, S.; Thiele, R.; Tidy, E.; Vergara, M.; Vicente, J.C. 1974. Andean magmatism. Its paleogeographic and structural setting in the central part (30°-35°S) of the southern Andes. *Pacific Geology*, Vol. 8, p. 1-38. Tokio.
- Anderson, E.M. 1942. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. *Oliver and Boy*, 191 p. Edinburgh.
- Artyushkov, E.V. 1973. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 78, p. 7675-7708.
- Atherton, M.P.; Sanderson, L.M. 1987. The Cordillera Blanca batholith: a study of granitic intrusion and the relation of crustal thickening to peraluminosity. *Geologische Rundschau*, Vol. 76, No. 1, p. 213-232.
- Azcuy, C.L. 1985. Paleogeography and stratigraphy on Late Carboniferous of Argentina. In *Congrès International de Stratigraphie et Géologie Carbonifère*, No. 10, *Compte Rendue*, Vol. 4, p. 281-293. Madrid, 1983.
- Azcuy, C.L.; Caminos, R. 1987a. Diastrofismo. In *El Sistema Carbonífero en la República Argentina* (Archangel'sky, S.; editor). *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, p. 239-251. Córdoba.
- Azcuy, C.L.; Caminos, R.; 1987b. Características paleogeográficas y diastróficas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur. Una reseña. In *Congreso Geológico Peruano*, No. 6, Pre-print, 36 p. Lima.
- Bott, M.H.P. 1982. Origin of the lithospheric tension causing basin formation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. A305, p. 319-324.
- Bott, M.H.P.; Dean, D.S. 1972. Stress systems at young continental margins. *Nature*, Vol. 235, p. 23-25.
- Bott, M.H.P.; Mithen, D.P. 1983. Mechanism of graben formation. The wedge subsidence hypothesis. In *Processes of continental rifting* (Morgan P.; Baker, B.H.; editors). *Tectonophysics*, Vol. 94, p. 11-12.
- Caballé, M.F. 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal entre los ríos Manrique y Calingasta (Provincia de San Juan). *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis*, No. 467, 205 p. La Plata.
- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 20, No. 3, p. 351-392.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. In *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, Vol. 1, p. 398-453.
- Caminos, R.; Cordani, U.G.; Linares, E. 1979. Geocronología y geología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 2, *Actas*, Vol. 1, p. F43-F61. Santiago.
- Castro, C.E. 1987. El Batolito de Colangüil entre las quebradas de La Pancha (30°00' Lat.S) y Agua Blanca

- (30°16' Lat S). Geología y mineralización asociada. In *Congreso Geológico Argentino, No. 10 y Symposium Circumpacific and Phanerozoic Granites*, Actas, Vol. 4, p. 100-103. San Miguel de Tucumán.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S. 1972. The Coastal batholith of Central Perú. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 128, p. 421-460.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S. 1983. Andean plutonism in Perú and its relationship to volcanism and metallogensis at a segmented plate edge. *Geological Society of America, Memoir*, No. 159, p. 277-291.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S.; Wilson, J.J.; Baldock, J.W.; Taylor, W.P.; McCourt, W.; Snelling, N.J. 1981. The geology of the western Cordillera of north Perú. *Institute for Geological Sciences, Overseas Memoir*, No. 5, p. 1-143. London.
- Cortés, J.M. 1985. Vulcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de estancia Tambillos, Provincia de Mendoza, República Argentina. In *Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas*, Vol. 1, p. 89-108. Antofagasta.
- Charrier, R.; Arcos, R.; Malbrán, F.; Rebolledo, S. 1985. Estilos estructurales en los Andes de Chile Central: algunos ejemplos de la Región Costera y Cordillera Principal. In *Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas*, Vol. 4, p. 194-198. Antofagasta.
- Daly, R.A. 1903. The mechanics of igneous intrusion. *American Journal of Sciences, Series 4*, Vol. 16, p. 107-126.
- Delaney, P.T.; Pollard, D.D. 1981. Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. *U.S. Geological Survey, Professional Papers*, No. 1202, 61 p.
- Dewey, J.F. 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, Vol. 7, No. 6, p. 1123-1139.
- Fauque, L.E.; Caminos, R.L.; Limarino, C.O. (En prensa) Algunas consideraciones sobre el magmatismo intracarbonífero en la Precordillera Riojana. Reunión Final Proyecto 211, Paleozoico Tardío de Sudamérica, Comunicaciones. Buenos Aires.
- Forsythe, R.D.; Kent, D.V.; Mpodozis, C.; Davidson, J. 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, central Chilean Andes. In *Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics* (MacKenzie, G.D.; editor). *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, Vol. 40, p. 241-252.
- Fuentes, A.J.; Ramos, V.A.; Velo, R.A. 1986. La falla del río Tupungato: una fractura de cizalla gondwánica, Mendoza, Argentina. *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 37, p. 1-15.
- Furlong, K.P.; Myers, J.D. 1985. Thermal mechanical modeling of the role of thermal stress and stoping in magma contamination. In *Processes in magma chambers* (Baker, B.H.; McBirney, A.R.; editors). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 24, p. 179-191.
- Furque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b-Guandacol (Provincia de La Rioja y San Juan). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 92; p. 1-104. Buenos Aires.
- Furque, G. 1972. Descripción geológica de la Hoja 16b-Cerro La Bolsa (Provincias de La Rioja y San Juan). *Servicio Nacional Minero y Geológico (Argentina), Boletín*, No. 125, p. 1-70.
- Gabaldón, V.; Lizuain, A.; Franchi, M. 1985. Las facies del Carbonífero de la Cordillera Frontal, Provincias de San Juan y Mendoza, Argentina. In *Congreso Latinoamericano de Geología, No. 6, Memorias*, No. 1, p. 166-181. Bogotá.
- Gastil, G.; Phillips, R.P.; Allison, E.C. 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America, Memoir*, No. 140, p. 1-170.
- González, C.R. 1981. El Paleozoico superior marino de la República Argentina. Bioestratigrafía y Paleoclimatología. *Ameghiniana*, Vol. 18, Nos. 1-2, p. 51-65.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. *Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista de Ciencias Geológicas*, Vol. 1, No. 5, p. 235-352.
- Gutiérrez, P.R. 1984. Formación Cerro Agua Negra: consideraciones sobre paleoambiente sedimentario y contenido paleontológico, San Juan, Argentina. *IGCP Annual Meeting, Project No. 211, Abstract* 31-2, San Carlos de Bariloche.
- Hildreth, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: implication for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, No. B.11, p. 10153-10192.
- Hyndman, D.W.; Foster, D.A. 1988. The role of tonalites and mafic dikes in the generation of the Idaho batholith. *Journal of Geology*, Vol. 96, p. 31-46.
- Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Mpodozis, C.; Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, Vol. 17, p. 324-328.
- Kidd, R.G.W. 1977. A model for the process of formation of the upper oceanic crust. *Geophysics, Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 50, p. 149-183.
- Kidd, R.G.W.; Cann, J.R. 1974. Chilling statistics indicate an ocean-floor spreading origin for the Troodos complex, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 19, p. 290-300.
- Larsen, E.S. 1948. Batholith and associated rocks of Corno, Elsinore, and San Luis Rey Quadrangles, southern California. *Geological Society of America, Memoir*, No. 29, p. 1-182.
- Linares, E.; Llambías, E.J. 1974. Edad K-Ar de la granodiorita de la quebrada de Tocota, departamento Iglesia, San Juan (Nota Breve). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 29, No. 1, p. 135.
- Llambías, E.J.; Rapela, C.W. 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 39, Nos. 3-4, p. 220-243.

- Llambías, E.J.; Caminos, R.; Rapela, C.W. 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. In *Congreso Geológico Argentino No. 9, Relatorio*, Vol. 1, No. 4, p. 85-117.
- Llambías, E.J.; Sato, A.M. 1989. Relaciones geológicas del Batolito de Colangüil. In *Reunión Geotranssectas de América del Sur, Actas*, p. 83-87. Mar del Plata.
- Llambías, E.J.; Sato, A.M.; Puigdomenech, H.H.; Castro, C.E. 1987. Neopaleozoic batholiths and their tectonic setting. Frontal range of Argentina between 29° and 31°S. In *Congreso Geológico Argentino, No. 10, Symposium Circumpacific and Phanerozoic Granites, Actas*, Vol. 4, p. 92-95. San Miguel de Tucumán.
- Llambías, E.J.; Sato, A.M.; Castro, C.E. (En prensa). Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el Batolito de Colangüil. In *Congreso Geológico Argentino, No. 11, Actas*. San Juan, 1990.
- Malvicini, L.; Delpino, D. 1989. Metalogénesis de los complejos riolíticos de la provincia geológica San Rafaelino-Pampeana y la Comarca Nordpatagónica, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 10, Correlación Geológica, No. 3*, p. 63-82. San Miguel de Tucumán, 1987.
- Marín, G.; Nullo, F.E. 1988. Geología y estructura al oeste de la Cordillera de La Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 43, No. 2, p. 153-162.
- Menning, M. 1989. A synopsis of numerical time scales 1917-1986. *Episodes*, Vol. 12, No. 1, p. 3-5.
- Marsh, D.D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *American Journal of Sciences*, Vol. 282, p. 808-855.
- Milana, J.P.; Bercowski, F.; Lech, R.R. 1987. Análisis de una secuencia marino-continental neopaleozoica, en la región del río San Juan, Precordillera Central, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas*, Vol. 3, p. 113-116. San Miguel de Tucumán.
- Miller, C.F.; Barton, M.D. (En press) Phanerozoic plutonism in the Cordilleran interior. In *Plutonism from Antarctica to Alaska* (Kay, S.M.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, No. 241.
- Miller, C.F.; Bradfish, L.J. 1980. An inner belt of muscovite bearing plutons. *Geology*, Vol. 8, p. 412-416.
- Molnar, P.; Chen, W.P. 1983. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan plateau. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, p. 5361-75.
- Molnar, P.; Lyon-Caen, H. 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. In *Processes in continental lithospheric deformation* (Clark, S.P.; editor) *Geological Society of America, Special Paper*, Vol. 218, p. 179-207.
- Moscoso, R.; Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile (28-31°S), Regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15, No. 2, p. 151-166.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P. 1988. Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 68, p. 1-164.
- Nasi, C.; Mpodozis, C.; Comejo, P.; Moscoso, R.; Maksaeu, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, Nos. 25-26, p. 77-111.
- Parada, M.A. 1984. Caracterización geoquímica de elementos mayores de las rocas ígneas hercínicas de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° latitud sur. In *Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 3, p. 159-170. San Carlos de Bariloche.
- Phillips, W.J. 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 128, p. 337-359.
- Pitcher, W.S. 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau*, Vol. 76, No. 1, p. 51-79.
- Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico en Argentina. *Editorial Eudeba*, 216 p. Buenos Aires.
- Puigdomenech, H.H. 1987. Geología del granito Los Puentes-El Salado. Batolito de Colangüil, San Juan, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 10, Symposium on Circumpacific and Phanerozoic Granites, Actas*, Vol. 4, p. 132-134. San Miguel de Tucumán.
- Quartino, B.J.; Spikermann, J.P. 1968. Modificaciones en diques graníticos por hibridación y exo-endomorfismo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 23, No. 1, p. 33-43.
- Quartino, B.; Zardini, R.A. 1967. Geología y petrología de la cordillera de Colangüil y las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. Magmatismo y metalogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 22, No. 1, p. 5-63.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes*, Vol. 11, p. 168-173.
- Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.; Kay, S.; Cortés, J.M.; Palma, M.A. 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. In *Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 84-106. Buenos Aires.
- Ramos, V.A.; Jordán, T.E.; Allmendinger, R.W.; Mpodozis, C.; Kay, S.M.; Cortés, J.M.; Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, Vol. 5, No. 6, p. 855-880.
- Ramos, V.A.; Munizaga, F.; Marín, G. 1988. Las riolitas neopaleozoicas de la Sierra de La Huerta (Provincia de San Juan): evidencia de una metalogénesis aurífera gondwánica en Sierras Pampeanas. In *Congreso Nacional de Geología Económica*, No. 3, Vol. 1, p. 149-159. Olavarría.
- Rapalini, A. 1989. Estudio paleomagnético del vulcanismo permotriásico de la región andina de la República Argentina. Consecuencias tectónicas y geodinámicas. Tesis de grado (Inédito). *Universidad Nacional de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales*, 278 p. Buenos Aires.
- Rapela, C.W.; Llambías, E.J. 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de

- La Esperanza, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 40, Nos. 1-2, p. 4-25.
- Rebolledo, S.; Charrier, R. 1988. Geología y análisis estructural del basamento paleozoico del área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile. (Resumen). *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 39, p. 30.
- Ribba, L. Mpodozis, C.; Hervé, F.; Nasi, C.; Moscoso, R. 1988. El basamento del valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: Eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los Andes Chileno-Argentinos. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15, No. 2, p. 129-149.
- Roberts, J.L. 1970. The intrusion of magma into brittle rocks. In *Mechanism of igneous intrusion* (Newall, G.; Rast, N.; editors). *Geological Journal, Special Issue*, No. 2, p. 287-338.
- Salfity, J.A.; Gorustovich, S. 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 38, No. 3-4, p. 437-453.
- Sato, A.M. 1987. Mina de molibdeno de Chita: evolución postmagmática del plutón granítico homónimo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 42, No. 3-4, p. 349-361.
- Sato, A.M. 1989. Caracterización petrológica del plutón granítico de Chita, departamento Iglesia, provincia de San Juan. Tesis de Grado (Inédito). *Universidad Nacional de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales*, 207 p.
- Sato, A.M.; Kawashita, K. 1988. Edad Rb-Sr de la última intrusión del Batolito de Colangüil, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 43, No. 3, p. 415-418.
- Shaw, H.R. 1980. The fracture mechanism of magma transport from the mantle to the surface. In *Physics of Magmatic Processes* (Hargraves, R.B., editor). *Princeton University Press*, p. 265-323. Princeton, New Jersey.
- Shaw, S.; Llambías, E.J.; Sato, A.M. (En prensa). New Rb/Sr age determinations from the Colangüil Batholith between 29°-31°S, Cordillera Frontal, Argentina. (Abstract). In *Congreso Geológico Argentino*, No. 11. San Juan.
- Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, Vol. 97, p. 261-280.
- Sonder, L.J.; England, P.C. 1986. Vertical averages of rheology of the continental lithosphere: relation to thin sheet parameters. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 77, p. 81-90.
- Sonder, L.J.; England, P.C.; Wernicke, B.P.; Christiansen, R.L. 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. In *Continental extensional tectonics* (Coward, M.P.; Dewey, J.F.; Hancock, P.L.; editors). *Geological Society, Special Publication*, Vol. 28, p. 187-201.
- Spence, D.A.; Turcotte, D.L. 1985. Magma-driven propagation of cracks. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. B1, p. 575-580.
- Spera, F.J. 1980. Aspects of magma transport. In *Physics of Magmatic Processes* (Hargraves, R.B.; editor). *Princeton University Press*, p. 265-323. Princeton, New Jersey.
- Thiele, R.; Hervé, F. 1984. Sedimentación y tectónica de antearco en los terrenos preandinos del Norte Chico, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 22, p. 61-75.
- Toksoz, M.N.; Bird, P. 1977. Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus. In *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins* (Talwani, M.; Pitman, W.C.; editors). *American Geophysical Union, M. Ewing Series* No. 1, p. 379-393.
- Turcotte, D.L.; Emerman, S.H. 1983. Mechanism of active and passive rifting. In *Processes of continental rifting* (Morgan, P.; Baker, B.H.; editors). *Tectonophysics*, Vol. 94, p. 39-50.
- Valencio, D.; Vilas, J.F. 1972. Paleomagnetism of late Paleozoic and early Mesozoic rocks of South America. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 15, p. 75-85.
- Vásquez, J.R.; Gorroño, R.A.; Ivorra, J. 1981. El Paleozoico superior en las provincias de San Juan y La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 36, No. 1, p. 89-98.
- Vilas, J.F.A.; Valencio, D.A. 1982. Implicancias geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de formaciones asignadas al Paleozoico tardío-Mesozoico temprano del centro-oeste argentino. In *Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 5, Actas, Vol. 3, p. 743-759. Buenos Aires.