

# EL BASAMENTO DEL VALLE DEL TRANSITO, CORDILLERA DE VALLENAR: EVENTOS MAGMATICOS Y METAMORFICOS Y SU RELACION CON LA EVOLUCION DE LOS ANDES CHILENO-ARGENTINOS

LUIS RIBBA  
CONSTANTINO MPODOZIS  
FRANCISCO HERVE  
CARLO NASI  
RAMON MOSCOSO

Compañía Minera El Bronce de Petorca, Carmencita 240.  
Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465.  
Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21.  
Freeport Chilean Exploration, La Gloria 133.  
Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago, Chile

## RESUMEN

En el valle del Tránsito, al este de Vallenar (29°S) afloran rocas paleozoico-triásicas, metamórficas e intrusivas. Las más antiguas son ortogneises granodioríticos, de probable edad silúrica (Neises de La Pampa, NPL; isócrona Rb-Sr, roca total, 415 ±15 Ma) afectados por un evento termal triásico (errorcrona Rb-Sr en minerales, 246 ±18 Ma; edades K-Ar en muscovita: 239 ±10 Ma; en biotita: 236 ± 6Ma). El Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT) formado por esquistos cuarzo-micáceos, metabasitas, cuarcitas y mármoles, experimentó un metamorfismo transicional entre esquistos verdes y anfibolitas durante el Carbonífero (errorcronas Rb-Sr: 304 ± 40; 303 ± 35; 335 ± 20 Ma). En el CMT también se reconocen los efectos del evento termal triásico (errorcrona Rb-Sr: 261± 62 Ma, edades K-Ar, muscovita 238 ±10; 231 ± 6; 229 ± 6 Ma). Tanto el CMT como los NLP están intruidos por tonalitas de biotita y hornblenda y granodioritas de dos micas carboníferas (Unidades Guanta y Cochiguás) y granitos leucocráticos epizonales, permo-triásicos (Unidades Chollay y Colorado). La formación de franjas de milonitas (Milonitas de Quebrada Las Pircas y El Portillo), a expensas de los granitoides carboníferos, ocurrió durante su emplazamiento o bien durante el alzamiento previo a la intrusión de los granitos permo-triásicos. Los NLP representarían a remanentes del terreno alóctono de 'Chilenia', soldado al continente sudamericano en el Devónico. Con posterioridad a la sutura, se activó la subducción en el borde occidental de Chilenia formándose un prisma de acreción representado, en la zona, por el CMT y, a través de él, se emplazaron granitoides relacionados con la subducción (unidades Guanta y Cochiguás). Durante el Permo-Triásico tuvo lugar un ascenso generalizado en las geotermas regionales e intrusión de granitos hipersilíceos, al cesar la actividad del sistema de subducción gondwánico.

*Palabras claves: Paleozoico, Geocronología, Tectónica, Terrenos alóctonos, Norte Chico, Chile.*

## ABSTRACT

Along the El Tránsito valley, east of Vallenar (29°S) there are large outcrops of the Andean 'Basement'. The oldest rocks are Silurian granodioritic orthogneisses (La Pampa Gneisses, LPG; whole rock isochron: 415 ±15 Ma) affected by a Triassic thermal event (mineral Rb-Sr errorchron: 246 ±18 Ma; muscovite K-Ar age: 239 ±10 Ma, biotite K-Ar: 236 ± 6 Ma). The larger El Tránsito Metamorphic Complex (TMC) is formed by quartz micaschists, metabasites, quartzites and marbles. During the Carboniferous, it was metamorphosed to a facies transitional between greenschists and amphibolites (whole rock Rb-Sr errorchrons: 304 ± 40; 303 ± 35; 335 ± 20 Ma). A Triassic thermal event is also recorded in the CMT (whole rock Rb-Sr errorchron: 261 ± 62 Ma; K-Ar muscovite ages: 238 ±10; 231 ± 6; 229 ± 6 Ma). Both metamorphic complexes were intruded by Carboniferous hornblende-biotite tonalites and two mica granodiorites (Guanta and Cochiguás units) and leucocratic Permo-Triassic granites (Chollay and El Colorado Units). Large mylonite belts (Quebrada Las Pircas and El Portillo Mylonites) could have been formed during the emplacement of the Carboniferous granitoids or during the uplift predating the intrusion of the Permo-Triassic granitoids. The LPG are remnants of the 'Chilenia' allochthonous terrane. After its suture (Devonian) to the western margin of Gondwanaland an east-dipping subduction zone was activated along its Pacific margin. An accretionary wedge (now represented by the TMC) developed; it was intruded by the coeval, subduction-related, Carboniferous plutons. Uplift, a large increase in the geothermal gradient, crustal melting and intrusion of hypersiliceous granitoids occurred during the waning stages of magmatism in the Permo-Triassic.

*Key words: Paleozoic, Geochronology, Tectonics, Allochthonous terranes, Norte Chico, Chile.*

## INTRODUCCION

El río Tránsito (Fig.1), ubicado al oriente de ValLENAR (29°S), corre encajado en un profundo cañón desde su nacimiento, en Juntas del Chollay, hasta Alto del Carmen, donde se une con el río del Carmen para formar el Huasco. En ambas laderas del valle, se encuentran extensos afloramientos del basamento del orógeno andino dispuestos bajo la cobertura de formaciones sedimentarias y volcánicas del Triásico y Jurásico. La geología de la cobertura ha sido objeto de varios estudios y descripciones (Brüggen, 1913; Zeil e Ichikawa, 1958; von Hillebrandt, 1973; Reutter, 1974; Ribba, 1985; Schoener, 1985; Mpodozis *et al.*, en prep.). A pesar de que los afloramientos del basamento son de los mayores y más variados de la Cordillera del Norte Chico, no existía, hasta la fecha, ningún tra-

bajo de detalle sobre ellos. Reutter (1974), Miller (1970) y Hervé (1982) se refirieron a aspectos puntuales de la estructura y geoquímica de algunos de los afloramientos de rocas metamórficas. Dentro del basamento se distinguen no sólo rocas metamórficas de variado tipo (ortoneises, esquistos cuarzo-micáceos, metabasitas y mármoles) sino también rocas cataclásticas (milonitas) y granitoides (tonalitas de biotita-hornblenda, granodioritas de dos micas, granitos leucocráticos, y otros).

El propósito de este trabajo es presentar y discutir los resultados de las investigaciones efectuadas recientemente en la zona, los cuales incluyen tanto el mapeo de las diversas unidades como estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos.

## LAS ROCAS METAMORFICAS

Constituyen afloramientos de gran extensión en el valle del Tránsito y se pueden agrupar en dos unidades principales: los Neises de La Pampa (or-

toneises granodioríticos) y el Complejo Metamórfico El Tránsito (esquistos cuarzo-micáceos, metabasitas, cuarcitas y mármoles).

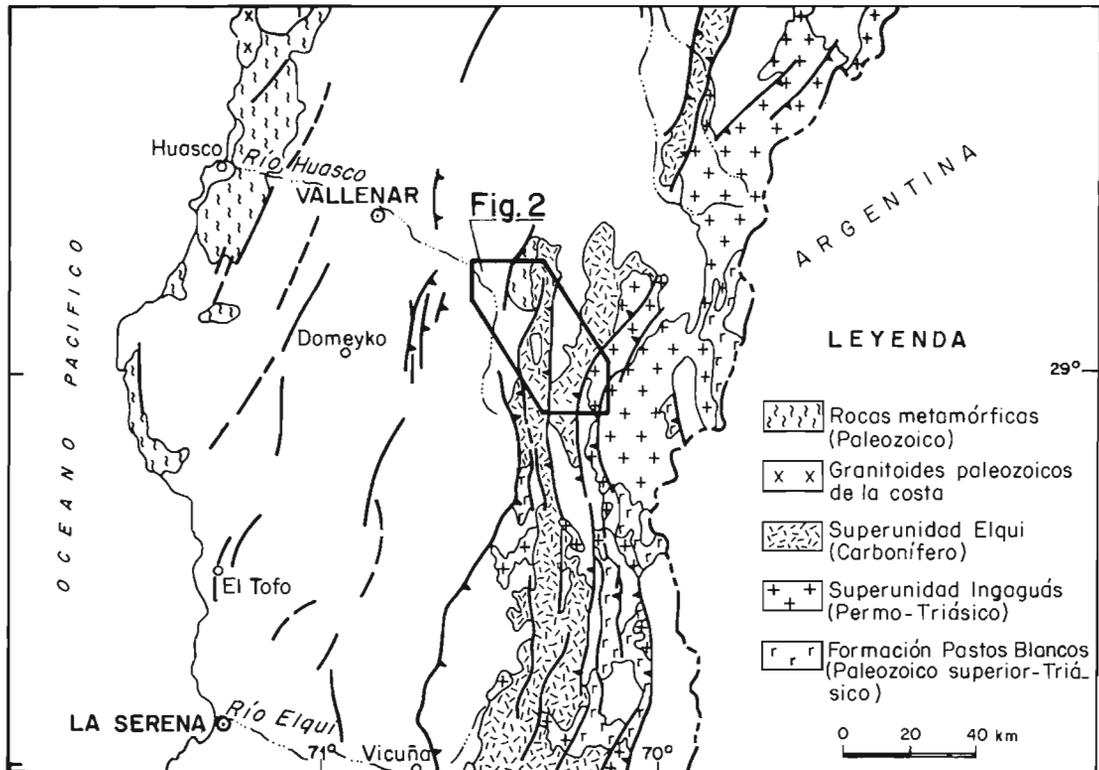


FIG. 1. Mapa de ubicación de la región estudiada.

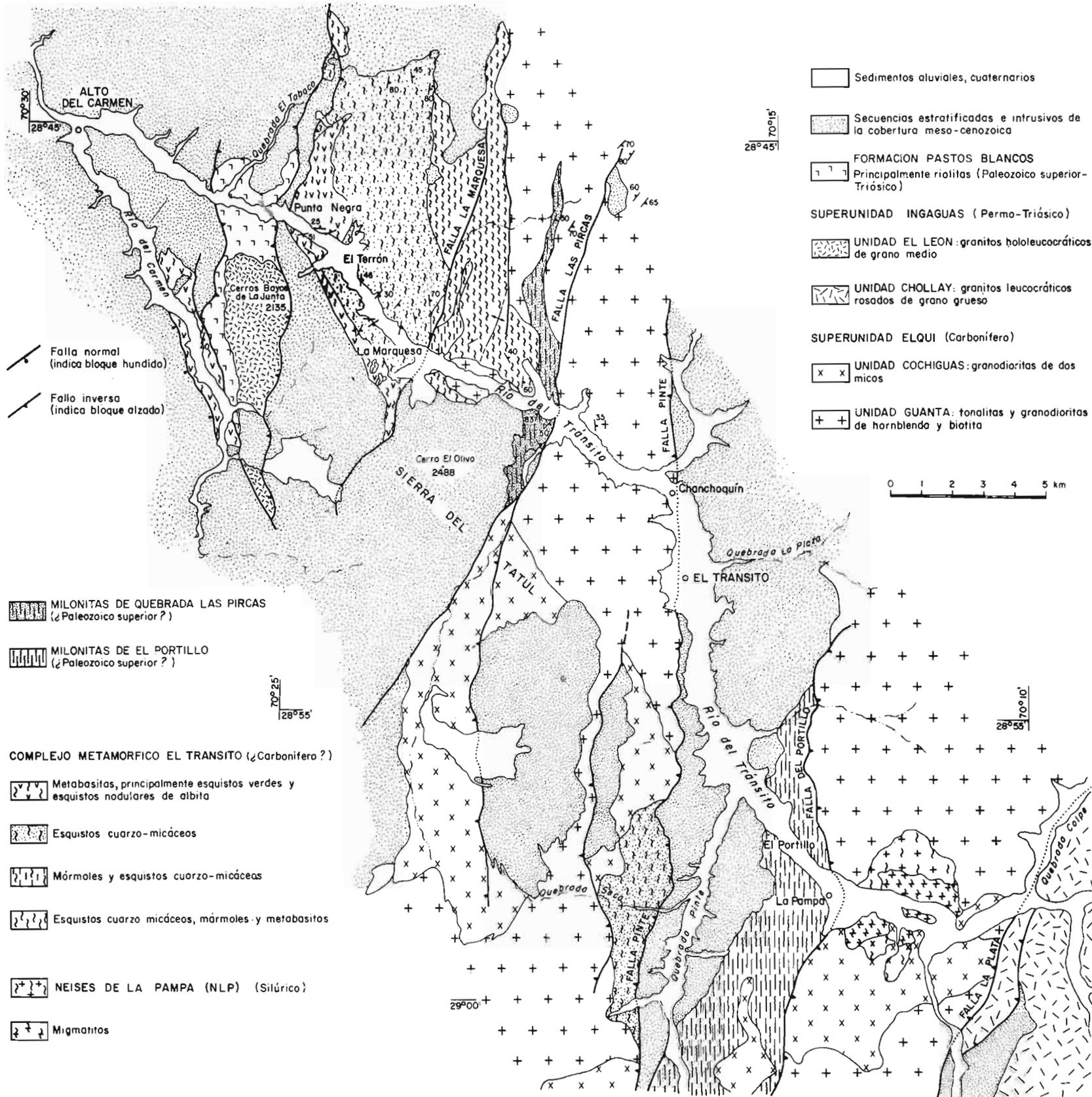


FIG. 2. Mapa geológico, simplificado, del Paleozoico en el valle del río Transito.

### NEISES DE LA PAMPA (NLP)

Se denominan así a ortoneises bandeados, expuestos en las cercanías de La Pampa, en el valle del Tránsito, donde constituyen un enclave subcircular de 2 km de diámetro, en granitoides del Paleozoico superior. Están rodeados por una extensa aureola de rocas de mezcla (migmatitas), que incluyen fragmentos de los NLP, en un neosoma granodiorítico-tonalítico (Figs. 2, 3). Son ortoneises de color blanco-grisáceo a gris claro, de textura sacaroidal, con tamaño de grano promedio de 2 mm. En ellos alternan bandas ricas en biotita, con bandas cuarzo-feldespáticas. Al microscopio, poseen textura granoblástica y están formados por plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cuarzo y muscovita, mineralogía que sugiere un protolito granodiorítico.

### Geocronología

Los resultados de análisis isotópicos (Rb-Sr) realizados en muestras de los Neises de la Pampa (roca total y biotita - muscovita) aparecen en la ta-

bla 1. En la figura 4 se presenta una isócrona en roca total  $415 \pm 4$  Ma, la cual se interpreta como el resultado de un evento de homogenización isotópica, ocurrido durante el Silúrico Superior\*. La baja razón inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $0,7037 \pm 0,004$ ) hace improbable que este evento haya sido muy posterior a la cristalización de las rocas, e indica, además, que el protolito proviene, posiblemente, del manto. La segunda isócrona (NLP-B) calculada con roca total, biotita y muscovita de la muestra CON-17, indica una edad de  $246 \pm 18$  Ma. Datasiones K-Ar efectuadas en micas de la muestra CON-17 señalan valores de  $239 \pm 10$  Ma (muscovita) y  $236 \pm 6$  Ma (biotita) (Tabla 2), concordantes con la isócrona NLP-B. Estas edades se interpretan como el efecto de un evento termal triásico, que afectó a los NLP con la suficiente intensidad como para producir la fuga de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico de las micas y redistribuir el  $^{87}\text{Sr}$  entre las diversas fases minerales. El evento no alcanzó, en todo caso, a modificar el sistema isotópico Rb-Sr global de los NLP en el volumen muestreado, que continuó su evolución como sistema cerrado.



FIG. 3 El valle del río Tránsito en la zona de La Pampa. Vista hacia el sureste. Observar los afloramientos de los Neises de La Pampa (Silúrico) (a) intruidos por granodioritas carboníferas de la Unidad Cochiguás; (b) en contacto por falla (Falla La Plata) (c) con granitos leucocráticos permo-triásicos de la Unidad Chollay (d). A la izquierda, las Milonitas de El Portillo (e) en contacto por falla (Falla El Portillo) con tonalitas y granodioritas carboníferas de la Unidad Guanta (f).

\* Según las escalas de Harland *et al.* (1982) y Palmer (1983), que son las utilizadas en este trabajo.

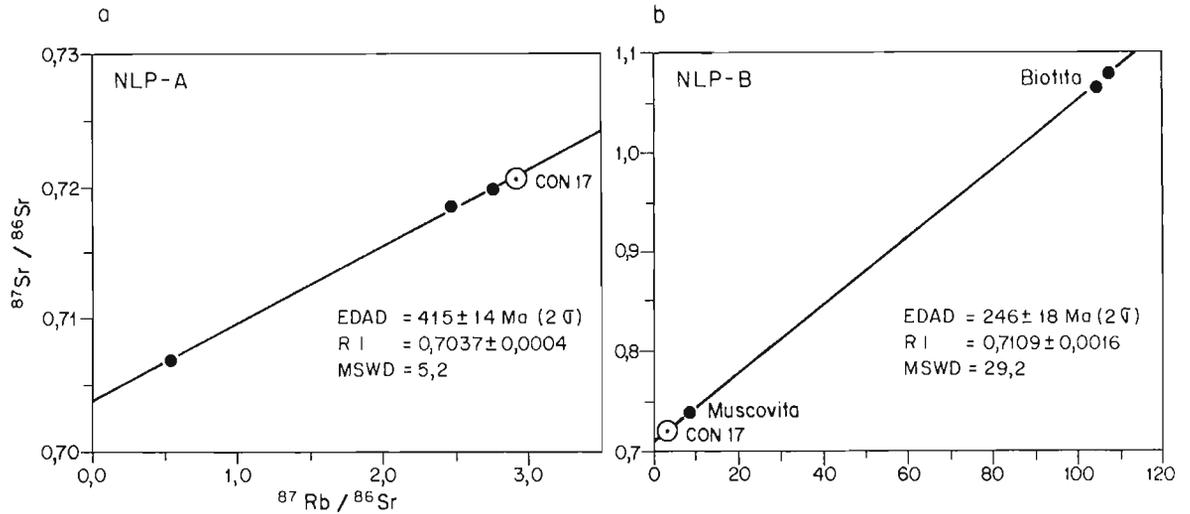


FIG. 4. Neises de La Pampa: a. Isócrona Rb-Sr, roca total; b. Isócrona Rb-Sr en roca total, muscovita y biotita de la muestra CON17.

TABLA 1. DATOS ISOTOPICOS Rb-Sr DE LOS NEISES DE LA PAMPA

Muestra	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
CON17	184,8	183,7	2,9145	0,7207
CON18	165,1	194,7	2,4566	0,7185
CON20	33,8	185,6	0,5271	0,7068
CON21	197,9	208,7	2,7469	0,7198
CON17 (muscovita)	-	-	7,8729	0,7402
CON17 (biotita)	-	-	107,5321	1,0801
CON17 (biotita)	-	-	104,5572	1,0658

Muestras analizadas en el BGS, Londres.

TABLA 2. EDADES K-Ar DE LOS NEISES DE LA PAMPA Y ESQUISTOS CUARZO-MICACEOS DEL COMPLEJO METAMORFICO EL TRANSITO

Muestra	Unidad	Material	%K	% $^{40}\text{Ar}$ rad. nl/g(STP)	% $^{40}\text{Ar}$ Atm.	Edad y Error Ma ( $2\sigma$ )	Proveniencia
CON17	NLP	Muscovita	6,986	68,47	5,95	$239 \pm 10$	La Pampa
CON17	NLP	Biotita	6,851	67,22	3,30	$236 \pm 6$	La Pampa
TRA34	CMT	Muscovita	7,118	70,37	1,87	$238 \pm 10$	Punta Negra
TRA39	CMT	Muscovita	8,042	76,24	9,45	$229 \pm 6$	Las Placetas
TRA47	CMT	Muscovita	7,498	71,66	8,77	$231 \pm 6$	Retamo

Constantes de decaimiento según Steiger y Jäger (1977).

### COMPLEJO METAMORFICO EL TRANSITO (CMT)

Bajo este nombre los autores agrupan los extensos afloramientos de metabasitas, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos nodulares de albita, cuarcitas y mármoles, que ocupan la parte baja del valle del Tránsito entre La Marquesa y Punta Negra (Fig. 2). El CMT está intruido por tonalitas carboníferas y cubierto, discordantemente, por rocas sedimentario-volcánicas del Triásico Medio-Superior (formaciones San Félix y La Totorá, Reutter, 1974; Ribba, 1985; Mpodozis *et al.*, en prep.). La distribución de las diversas litologías al interior del CMT es variable, ya que existen zonas constituidas, casi exclusivamente, por metabasitas (Punta Negra), otras por esquistos cuarzo-micáceos (El Terrón), y áreas donde predominan los mármoles y cuarcitas (La Marquesa) (Fig. 2). Un afloramiento más pequeño de metabasitas, esquistos nodulares de albita y esquistos cuarzo-micáceos, aparece en el valle del río del Carmen. Otro, formado por esquistos cuarzo-micáceos, se encuentra en Quebrada Seca, al sureste de los afloramientos principales del CMT (Fig. 2).

### Petrografía

Las metabasitas son rocas macizas, de color verde oscuro, foliadas y recrystalizadas (Fig. 5). Presentan texturas porfidoblásticas, lentiesquistosas, nodulares o nematoblásticas. Están formadas por clorita, albita, anfíbola, epidota y, en menor proporción, cuarzo, calcita, esfeno y biotita. La anfíbola es de tipo cálcica (según la clasificación de Leake, 1978), encontrándose tanto magnesio-hornblenda actinolítica como actinolita; la albita es poikilitica e incluye esfeno, epidota, y opacos; la clorita, en parte, está asociada a ilmenita. La epidota, comúnmente, presenta zonación y hábito prismático idiomorfo y también forma agregados nodulares. La calcita es intersticial y, en algunas muestras, tiene hábito ocelar.

Los esquistos de cuarzo-muscovita son de color gris, con tonalidades verdosas, pardas y plateadas. Varían desde rocas con muy poca mica, a otras compuestas casi exclusivamente por este mineral. Al este de La Marquesa (Fig. 2) poseen cristales alterados de granate, de hasta 1 cm de diámetro. En algunos sectores, las bandas de cuarzo forman parte de charnelas de pliegues mesoscópicos desarraigados. Los esquistos de cuar-

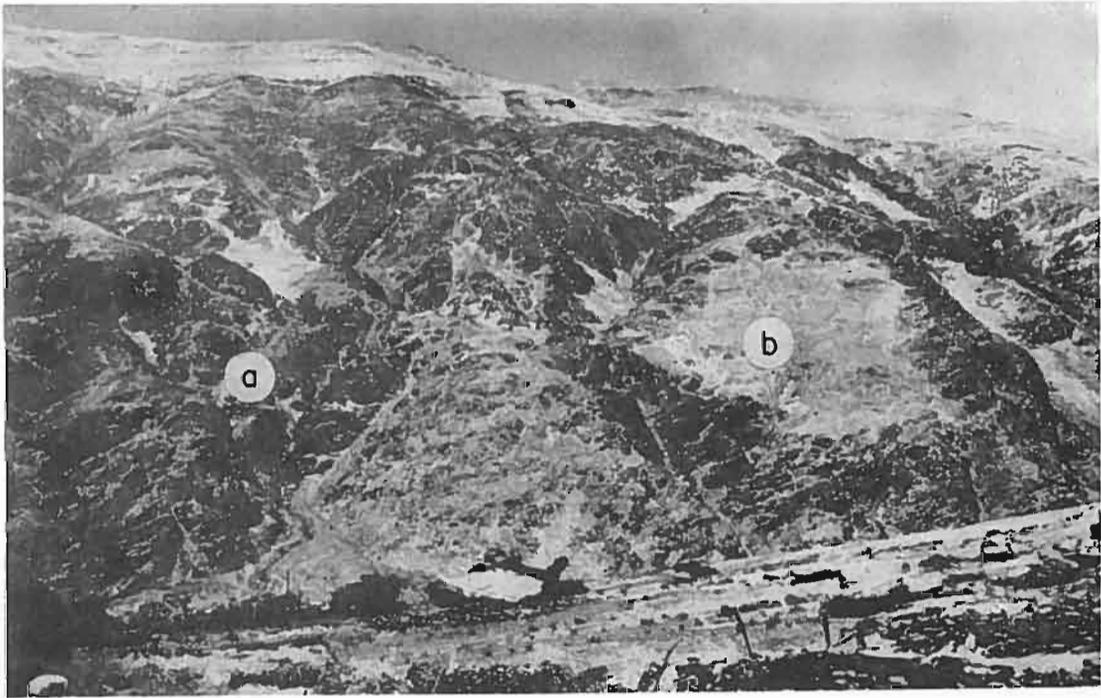


FIG. 5. El Complejo Metamórfico El Tránsito en la zona de Punta Negra, ladera norte del valle del Tránsito: metabasitas (a) en contacto, hacia el este, con esquistos cuarzo-micáceos (b).



FIG. 6. Lente de mármoles y metareniscas del CMT, inmediatamente al este de la falla La Marquesa (ver Fig. 2). Notar la inclinación hacia el oeste de la foliación principal. Vista hacia el norte.

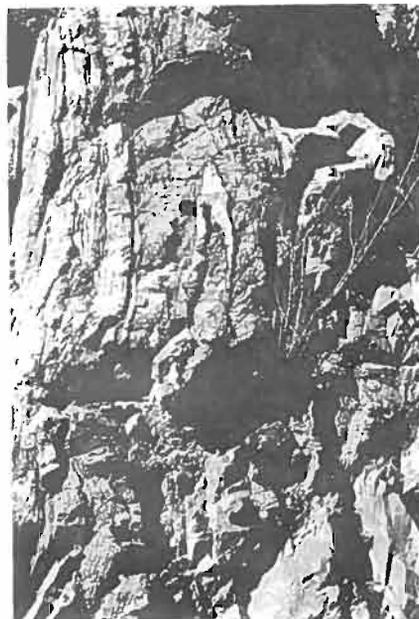


FIG. 7. Charnela de pliegue isoclinal desarraigado, que afecta al bandeamiento litológico de los mármoles y metareniscas del CMT en la zona de La Marquesa (ladera norte del valle del Tránsito, Fig. 2).

zo-muscovita muestran texturas granolepidoblásticas o lentiesquistoso-helicíticas. Están formados por cuarzo, muscovita, albita, biotita, clorita y granate. Accesoriamente presentan esfeno, calcita, hornblenda, turmalina, ilmenita, epidota, circón y apatita. El cuarzo aparece en bandas de cristales con extinción ondulosa y textura granoblástica. La muscovita (aluminosa), idiomorfa a subidiomorfa, raramente supera los 2 mm de longitud; en el sector de La Marquesa está reemplazada parcialmente por biotita. La albita de 0,04-2 mm (Ano-10) presenta, en algunos casos, hábito lentiforme y texturas helicíticas. En las muestras de la zona de La Marquesa, es poikilítica, incluyendo esfeno, epidota y opacos. La biotita forma cristales subidiomorfos de color pardo a pardo-rojizo, reemplazados parcial o totalmente por clorita. El granate aparece fracturado y, en parte, alterado a clorita y biotita; algunos cristales poseen textura helicítica.

**Los esquistos nodulares de albita** se han reconocido en Punta Negra y en el valle del Carmen. Son rocas grises, con tonos pardos a verdosos, formadas por porfidoblastos de albita en una trama granolepidoblástica de cuarzo y muscovita. Parte de la albita es helicítica, con inclusiones carbono-

sas y opacos marcando una foliación interna, que se interrumpe antes del borde de los cristales. Este es límpido y, generalmente, más grueso en la dirección de la foliación principal.

**Las cuarcitas** están ligadas a los mármoles y esquistos cuarzo-micáceos, que afloran en la zona de La Marquesa (Figs. 2, 6, 7). Sus texturas son granoblásticas heterogranulares, helicíticas y lepidoblásticas. Están formadas por cuarzo, granate, biotita y hornblenda. El cuarzo está recristalizado y, en parte, orientado en bandas policristalinas. El granate aparece en cristales idiomorfos, alterado, parcialmente, a clorita y sericita. La biotita forma cristales subidiomorfos y está reemplazada por sericita. La hornblenda se desarrolla en cristales xenomorfos, orientados según la foliación principal. Como mineral accesorio se encuentra calcita.

**Los mármoles** forman cuerpos lentiformes macizos, junto a metabasitas, o bien, bandas asociadas con cuarcitas y esquistos pelíticos. Presentan texturas de mosaico y también orientadas, y están formados por calcita, encontrándose hornblenda, tremolita y clinopiroxeno, en menor proporción.

**Condiciones de Metamorfismo**

Las asociaciones minerales presentes en los distintos tipos litológicos del CMT pueden resumirse de la siguiente manera:

**Metabasitas:** albita + clorita + epidota ± hornblenda ± actinolita + calcita ± biotita.

**Esquistos micáceos:** cuarzo + muscovita ± granate ± biotita ± clorita.

Estas asociaciones permiten incluir las rocas del CMT en una facies transicional entre los esquistos verdes y anfibolitas de presión intermedia (Miyashiro, 1978). La coexistencia de actinolita y hornblenda, hecho que ya había sido observado por Hervé (1982), y la composición química de las muscovitas, similar a las de la 'zona de almandino' de Butler (1967) y Guidotti (1969) es concordante con la ubicación del CMT dentro de las facies mencionadas. La química de las anfíbolas contenidas en las metabasitas sugiere un gradiente de P/T intermedio y presiones de hasta 5 Kb (Hervé, 1982). La transición entre las facies de esquistos verdes

y anfibolitas se produce, aproximadamente, entre los 450° y 550°C (Miyashiro, 1978).

**Estructura**

La deformación que presenta el CMT es el resultado de, por lo menos, dos eventos de deformación sobreimpuestos. El más antiguo (D<sub>1</sub>), originó una fábrica penetrativa, representada por la foliación principal (S<sub>1</sub>), que transpone casi completamente a los elementos estructurales previos. A esta fábrica se sobreimpone una segunda (D<sub>2</sub>), poco penetrativa, manifestada en megapliques y flexuras, a gran escala, de la foliación principal y en el desarrollo ocasional de pequeños pliegues chevron, 'kinks bands' y un incipiente clivaje (S<sub>2</sub>)

**Fábricas D<sub>1</sub>:** La foliación principal (S<sub>1</sub>) corresponde a un clivaje penetrativo, definido por la cristalización paralela de minerales tales como muscovita, cuarzo, anfíbola y epidota. Esta foliación posee rumbo predominantemente norte-sur, a excepción de algunos lugares donde está afectada por megapliques posteriores (Chiguinto, Punta Negra, El Terrón), y es paralela a los planos axiales de pequeños pliegues isoclinales, desarraigados,

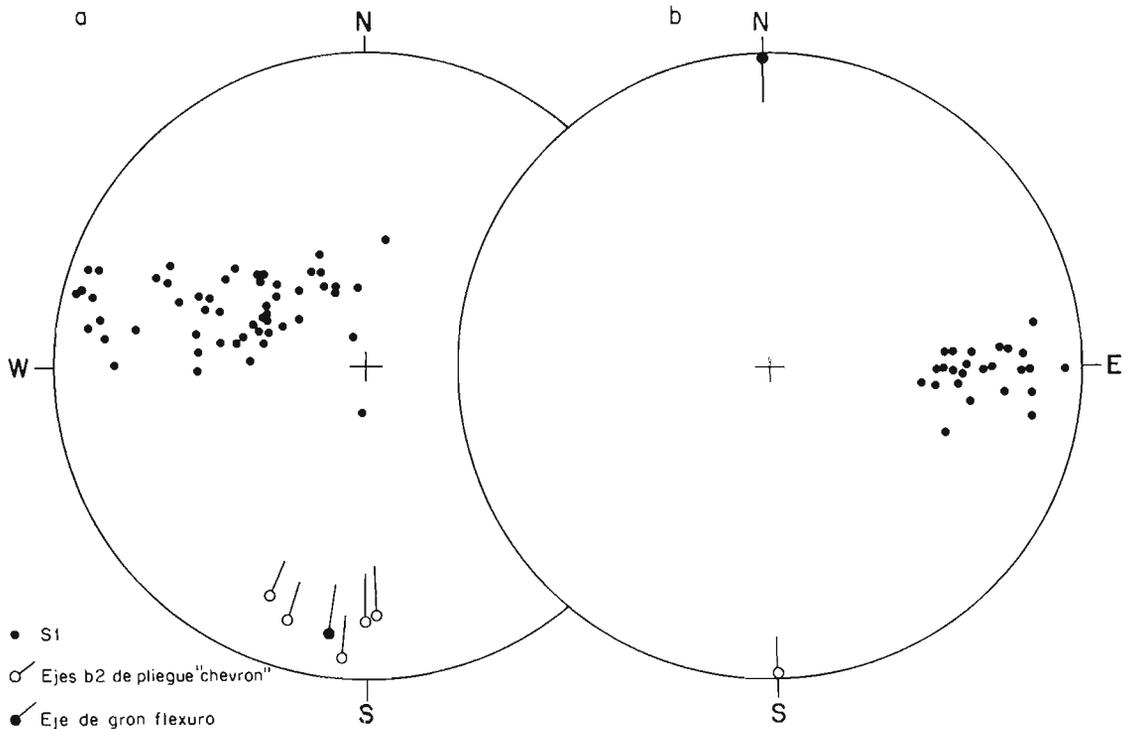


FIG. 8. Diagramas de Schmidt, que muestran los elementos estructurales más importantes del Complejo Metamórfico El Tránsito; al oeste (a) y al este (b) de la falla La Marquesa.

**TABLA 3. ANALISIS QUIMICOS POR ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS,  
EN METABASITAS DEL COMPLEJO METAMORFICO EL TRANSITO**

	TRA26	TRA28	TRA29	TRA30	TRA31	TRA48	TRA50
<b>Elementos Mayores (%)</b>							
SiO <sub>2</sub>	47,08	50,28	46,87	45,41	47,94	49,13	47,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,02	15,56	16,28	17,83	17,25	13,80	14,05
FeO	10,98	11,01	12,31	13,18	12,85	11,50	11,36
MgO	9,67	5,50	7,26	7,24	8,76	9,00	9,88
CaO	10,43	11,21	9,94	9,14	6,83	10,98	11,13
Na <sub>2</sub> O	3,41	2,96	3,68	3,08	2,77	2,49	2,67
K <sub>2</sub> O	0,10	0,13	0,18	0,49	0,15	0,02	0,03
TiO <sub>2</sub>	1,13	1,25	1,42	1,63	1,44	0,88	1,07
MnO	0,19	0,18	0,19	0,19	0,18	0,19	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,14	0,15	0,18	0,22	0,08	0,12
Total	98,11	98,22	98,28	98,37	98,39	98,07	98,03
<b>Elementos Trazas (ppm)</b>							
Ce	7	6	12	14	2	81	5
Co	46	38	52	46	45	45	49
La	1	0	0	4	9	0	3
Nd	7	10	10	15	-	44	7
Ni	110	55	76	61	47	87	92
Rb	0	3	1	-	9	0	1
Sr	121	200	136	180	83	123	142
V	279	301	313	299	256	263	266
Y	34	35	37	37	53	104	30
Zr	75	75	85	108	220	42	67
Cr	320	280	320	170	140	310	330
<b>Ubicación</b>	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)	(b)	(b)

Ubicación de las muestras: (a): Punta Negra; (b): Retamo. Muestras analizadas en el BGS, Londres.

**TABLA 4. ANALISIS QUIMICOS POR ELEMENTOS MAYORES, EN ESQUISTOS CUARZO-  
MICACEOS DEL COMPLEJO METAMORFICO EL TRANSITO**

	TRA32	TRA 33	TRA34	TRA38	TRA39	TRA40	TRA41	TRA42	TRA43	TRA44	TRA46	TRA47
<b>Elementos Mayores (%)</b>												
SiO <sub>2</sub>	61,42	69,60	59,26	75,31	60,59	51,58	74,70	73,91	72,91	71,04	66,07	66,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,00	16,79	19,25	12,89	19,10	24,96	12,87	13,33	13,94	15,41	17,52	18,08
FeO	7,60	5,23	8,21	3,32	7,80	8,16	3,51	3,77	3,68	3,68	6,44	5,67
MgO	2,15	1,65	3,55	1,12	2,80	3,00	1,25	1,10	1,18	1,23	2,70	2,09
CaO	0,36	0,31	2,18	1,05	0,80	0,97	0,98	1,60	1,02	0,39	0,32	0,52
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,95	2,08	2,84	1,64	0,99	3,35	2,52	3,60	4,51	2,08	0,86
K <sub>2</sub> O	5,22	4,07	3,37	2,62	5,44	8,36	2,38	2,76	2,53	2,62	3,21	4,70
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,63	0,80	0,39	0,62	0,85	0,34	0,47	0,45	0,44	0,67	0,72
MnO	0,05	0,03	0,15	0,04	0,08	0,07	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,15	0,15	0,10	0,19	0,08	0,10	0,11	0,22	0,12	0,15	0,15
<b>Total</b>	<b>99,18</b>	<b>99,41</b>	<b>99,00</b>	<b>99,68</b>	<b>99,06</b>	<b>99,02</b>	<b>99,52</b>	<b>99,62</b>	<b>99,57</b>	<b>99,48</b>	<b>99,21</b>	<b>99,29</b>
<b>Ubicación:</b>	(a)	(a)	(a)	(b)	(c)	(c)						

Ubicación de las muestras (a): Punta Negra, (b):Las Placetetas, (c):Retamo. Muestras analizadas en el BGS, Londres.

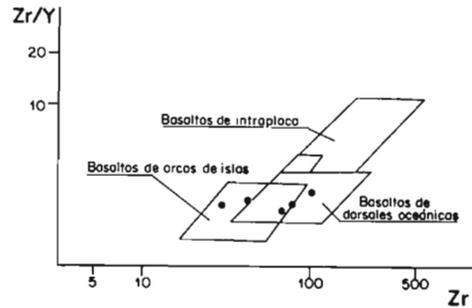
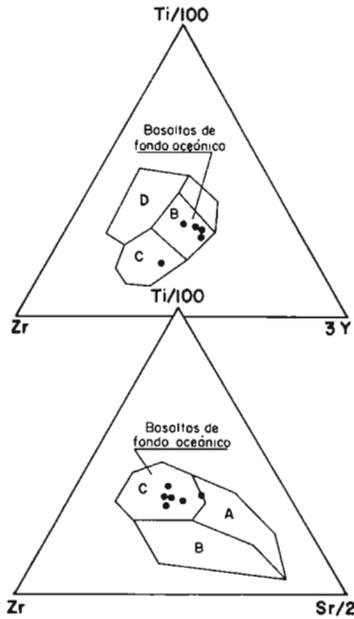


FIG. 9. Diagramas discriminantes de: a. Pearce y Cann (1973); b. Pearce y Norry (1979); y c. Pearce y Cann (1973). Metabasitas del Complejo Metamórfico El Tránsito.

definidos por acumulaciones de cuarzo en las zonas de charnela.

En las cuarcitas y mármoles que afloran en la zona de La Marquesa, el grado de penetratividad de  $S_1$  es menor y se preserva un bandeamiento litológico que, tal vez, corresponda a la estratificación original. La foliación  $S_1$  se manifiesta sólo a nivel microscópico y es paralela a los planos axiales de pliegues isoclinales mesoscópicos, que afectan al bandeamiento litológico (Figs. 6, 7). También en la zona de La Marquesa, existen sectores donde los mármoles están afectados por pliegues de interferencia de orden centimétrico, que aparecen junto a 'lentes' de cuarcitas desarraigadas y pliegues parásitos. En las metabasitas y esquistos cuarzo-micáceos aflorantes al oeste de La Marquesa, el grado de deformación es mayor ya que  $S_1$  transpone todas las estructuras anteriores, dejando solamente bandas alternantes de minerales cuarzo-feldespáticos y micáceos.

**Fábricas  $D_2$ :** El principal elemento estructural mesoscópico,  $D_2$ , corresponde a pliegues ( $b_2$ ) dispersos, en general abiertos y de plano axial subvertical, cuya longitud de onda y amplitud es de orden centimétrico. Los pliegues se hacen más cerrados hacia el oeste y sólo en Punta Negra están asociados a un clivaje filonítico de plano axial ( $S_2$ ).

En El Terrón (Fig. 2), la foliación  $S_1$  mantiene suavemente al este pero su inclinación aumenta, progresivamente, en esa dirección hasta formar una

gran flexura interrumpida al este, por la falla Marquesa. En el estereograma de la figura 8,a, esta flexura se manifiesta en la redistribución parcial de  $S_1$  sobre un círculo máximo, cuyo polo coincide con la orientación de los ejes de los pliegues chevron  $b_2$ . Al este de la falla Marquesa, la foliación  $S_1$  está afectada por un megapliegue antiforme en cuyo núcleo intruye el plutón paleozoico de La Marquesa. En la figura 8,b se presenta la actitud de la foliación  $S_1$  en el flanco occidental de ese antiforme (paquete de cuarcitas y mármoles). Al igual que en la zona ubicada al oeste de la falla,  $S_1$  está plegada en torno a un eje subhorizontal de rumbo norte-sur. De este modo, la foliación se dispone, en la ladera norte del valle del Tránsito, como un 'abanico' asimétrico y divergente, a partir de la falla de Marquesa (Fig. 2). En la zona de Punta Negra-El Terrón, la foliación  $S_1$  está, además, afectada por otro megapliegue antiforme de plano axial aproximadamente vertical y eje subhorizontal, de rumbo WNW, paralelo al valle del Tránsito.

**Geoquímica**

En las tablas 3 y 4 se presentan los análisis químicos por elementos mayores y trazas de metabasitas y esquistos cuarzo-micáceos del Complejo Metamórfico El Tránsito. Utilizando estos análisis es posible efectuar ciertas consideraciones acerca de la naturaleza del protolito.

Las metabasitas poseen algunos rasgos texturales, que pueden considerarse relictos. Los nódulos

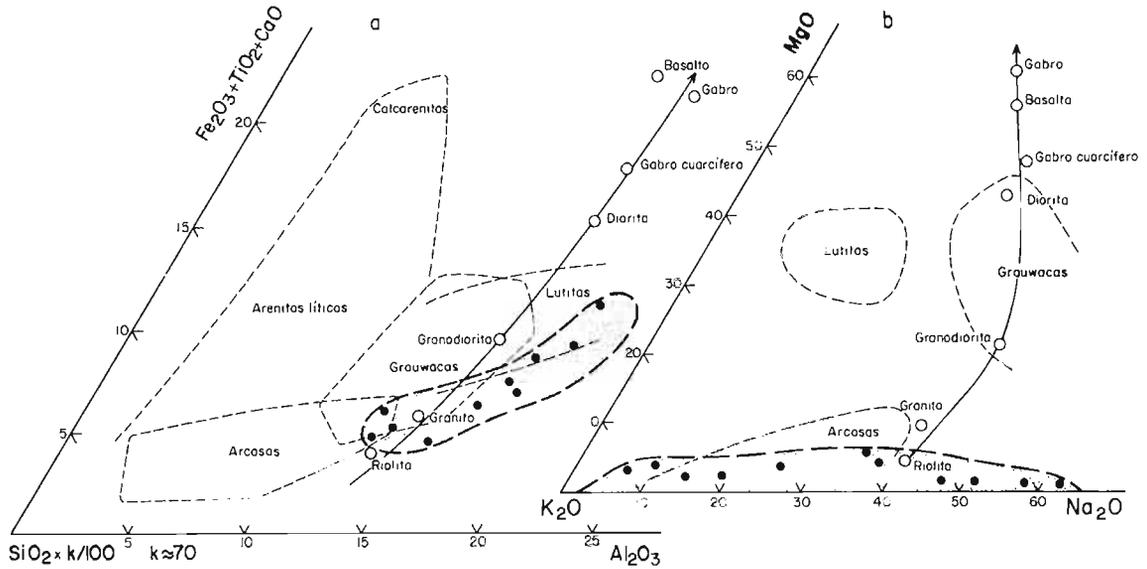


FIG. 10. Diagramas de La Roche (1977). Esquistos cuarzo-micáceos del Complejo Metamórfico El Tránsito.

los pretectónicos de epidota, calcita y cuarzo se interpretan como amígdalas deformadas, lo cual parece indicar que las metabasitas derivan del metamorfismo de rocas originalmente volcánicas. Las metabasitas del CMT se sitúan en el campo de los basaltos toleíticos del diagrama Zr-P2O<sub>5</sub> de Floyd y Winchester (1975); en el de los basaltos oceánicos del diagrama ternario TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de Pearce *et al.* (1975) y en el campo de los basaltos de fondos oceánicos en los gráficos de funciones discriminantes de Pearce (1976).

En el diagrama Ti/100-Zr-Yx<sub>3</sub> de Pearce y Cann (1973), la mayor parte de las metabasitas del CMT se ubican en el campo de los basaltos de fondo oceánico y/o toleitas con bajo contenido de potasio (Fig. 9,a). En el gráfico Zr/Y-Zr de Pearce y Norry (1979), las muestras del CMT siguen la tendencia de los basaltos de fondo oceánico (Fig. 9,b). Finalmente, en el triángulo Ti/100-Zr-Sr/2 de Pearce y Cann (1973), aplicable a rocas alteradas y/o metamorizadas sólo si el Sr no ha sido removilizado, se observa que todas las muestras (excepto TRA 31, que sistemáticamente se ubica fuera de todos los campos debido a sus contenidos anormales y altos de Y y Zr) se sitúan en el campo de los basaltos de fondo oceánico (Fig. 9,c), confirmando los

datos obtenidos en los otros diagramas discriminantes.

Los esquistos de cuarzo-muscovita conservan, en parte, un bandeamiento litológico, que puede corresponder a estratificación transpuesta a partir de un protolito formado por una alternancia de areniscas y lutitas. La geoquímica de los esquistos cuarzo-micáceos se discute utilizando los diagramas de La Roche (1977). En el diagrama triangular de la figura 10,a, los esquistos cuarzo-micáceos del CMT se ubican muy cerca del campo de las grauwacas, lutitas y arcosas, y de la línea de diferenciación 'ígneas', en su parte ácida. Varias muestras están enriquecidas en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> por sobre el intervalo normal de rocas sedimentarias, lo cual se explica al considerar la gran abundancia de muscovita metamórfica en los esquistos. En el diagrama triangular de la figura 10,b (relaciones entre concentraciones de MgO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O) los esquistos cuarzo-micáceos se ubican, de igual modo, en las cercanías del campo de las arcosas y rocas ígneas ácidas, pese a que existen algunas muestras que poseen valores altos de K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O. Considerando tanto la petrografía como su geoquímica, se puede deducir que su protolito es afín a rocas sedimentarias poco evolucionadas del tipo

grauvacas o arcosas. Este habría derivado de la erosión de rocas ígneas intermedias a ácidas, materiales propios de la corteza continental.

### Geocronología

En la tabla 5 se presentan los resultados de análisis isotópicos de Rb y Sr de 22 muestras del CMT, provenientes de distintos lugares del valle del Tránsito. Con la totalidad de esos datos se construyó la errorcrona CMT-A (Fig. 11). En ella los puntos se distribuyen en torno a una recta que indica una 'edad' de  $277 \pm 40$  Ma. Su alta dispersión (MSWD = 602,4) indica que esa 'edad' no tiene significado geológico. A pesar de ello, en este diagrama se pueden separar dos subconjuntos, que se disponen por encima y por debajo de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 10$ . El subconjunto con  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 10$ , origina una errorcrona (CMT-B), que indica una edad de  $304 \pm 40$  Ma, con una razón inicial de  $0,708 \pm 0,002$  (Fig. 11). El subconjunto con  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 10$  se agrupa en torno a una errorcrona que señala una edad de  $303 \pm 35$  Ma (CMT-C) con una razón inicial anormalmente baja de  $0,695 \pm 0,006$  (Fig. 11). Por otra parte, si se consideran sólo los esquistos cuarzo-micá-

ceos con razones  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 10$  de Las Placetas y La Marquesa, se puede construir otra errorcrona (CMT-D), que indica una edad similar ( $335 \pm 20$  Ma), con una razón inicial de  $0,7068 \pm 0,009$ .

Las 'edades' Rb-Sr más significativas parecen ser las de  $335 \pm 20$  Ma y  $304 \pm 40$  Ma. Estas 'edades' pueden ser cercanas a la etapa principal de metamorfismo, que habría afectado al CMT en el Carbonífero. Al considerar sólo las muestras de esquistos cuarzo-micáceos provenientes de La Marquesa se puede construir la errorcrona CMT-E (Fig. 12), que indica una edad pérmica,  $261 \pm 62$  Ma, con una dispersión relativamente baja (MSWD = 11,3). Esta edad es algo menor que las dataciones K-Ar de muscovitas (Tabla 2), provenientes de esquistos cuarzo-micáceos recolectados en Punta Negra ( $238 \pm 10$  Ma), Las Placetas ( $229 \pm 6$  Ma) y Retamo ( $231 \pm 6$  Ma) y que indican que el CMT fue afectado por un 'evento' geocronológico triásico. La errorcrona CMT-E señala que, durante ese evento, parte del CMT sufrió una rehomogenización isotópica Rb-Sr parcial. Considerando que para producir este fenómeno se requiere un influjo de energía capaz de abrir los sistemas Rb-Sr al

TABLA 5. DATOS ISOTOPICOS Rb-Sr DEL COMPLEJO METAMORFICO EL TRANSITO

Muestra	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86	Litología	Proveniencia
TRA12	172,0	52,0	6,7800	0,73890	(a)	La Marquesa (*)
TRA13	173,0	80,0	6,2400	0,73640	(a)	La Marquesa (*)
TRA14	155,0	302,0	1,4900	0,71560	(a)	La Marquesa (*)
TRA15	230,0	51,0	13,1500	0,75670	(a)	La Marquesa (*)
TRA28	2,4	198,4	0,0354	0,70451	(a)	Punta Negra
TRA29	2,9	134,5	0,6260	0,70100	(a)	Punta Negra
TRA30	35,6	148,3	0,6949	0,70876	(a)	Punta Negra
TRA31	7,7	74,2	0,3026	0,71135	(a)	Punta Negra
TRA32	172,8	30,3	16,6065	0,76772	(b)	Punta Negra
TRA33	132,1	23,8	16,1726	0,76218	(b)	Punta Negra
TRA34	139,1	81,1	4,9718	0,72745	(b)	Punta Negra
TRA38	102,9	116,9	2,5500	0,71934	(b)	La Placetas
TRA39	236,6	71,4	9,6079	0,73574	(b)	La Placetas
TRA40	353,7	98,9	10,3759	0,74026	(b)	La Placetas
TRA41	98,2	66,9	4,2512	0,72605	(b)	La Placetas
TRA42	117,2	169,8	2,0000	0,71647	(b)	La Placetas
TRA43	111,6	109,0	2,9665	0,72034	(b)	La Placetas
TRA44	94,9	62,1	4,4353	0,72910	(b)	La Placetas
TRA46	118,4	59,5	5,7770	0,73215	(b)	Retamo
TRA47	136,7	28,0	14,1880	0,75732	(b)	Retamo
TRA48	0,3	120,0	0,1410	0,70486	(a)	Retamo
TRA50	0,7	137,4	0,0048	0,70474	(a)	Retamo

(a) Esquistos cuarzo-micáceos; (b) Metabasitas.

(\*) Muestras analizadas en CPGEOL, Sao Paulo; el resto, en el BGS, Londres.

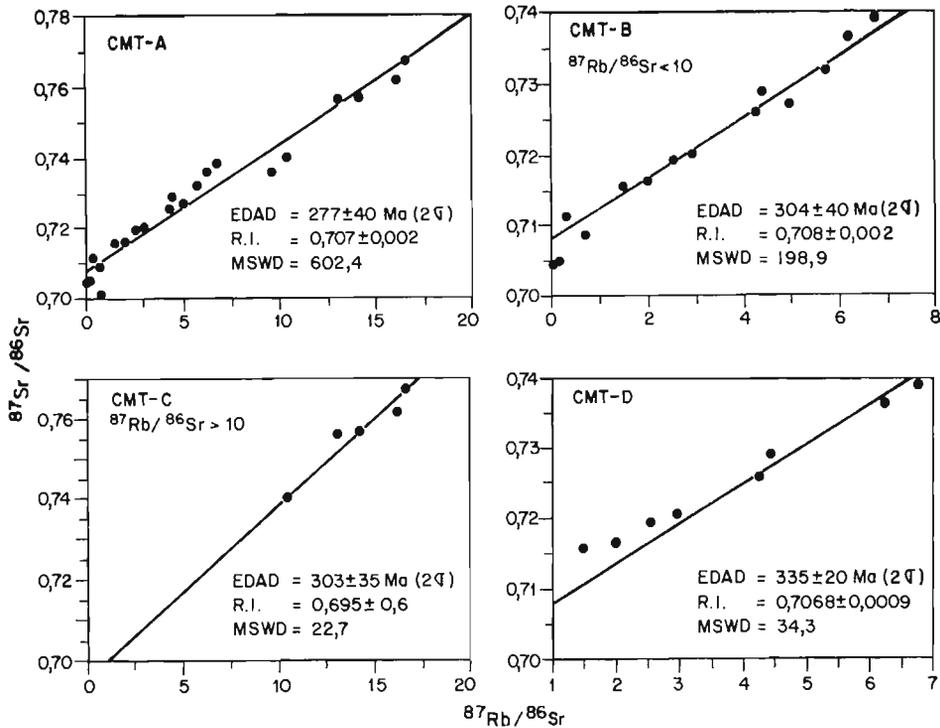
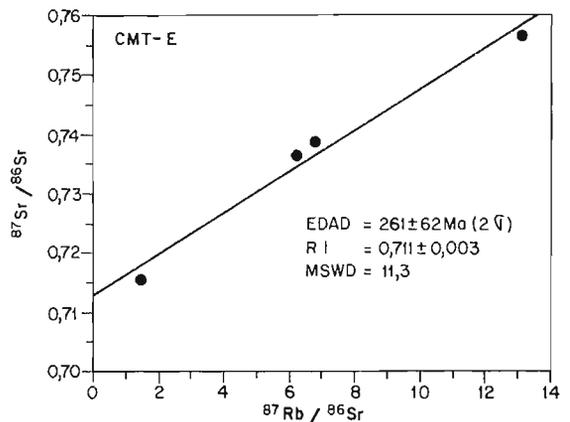


FIG. 11. Errorcronas Rb-Sr del Complejo Metamórfico de El Tránsito.

FIG. 12. Errorcrona construida con muestras de esquistos cuarzo-micáceos del CMT, provenientes de la zona de La Marquesa.

ambiente, es posible suponer que el 'evento' mencionado fue de naturaleza termal. La dispersión de puntos en la isócrona CMT-A en torno a la 'edad' de 277 Ma puede ser, también, reflejo de dicho episodio.



## LAS ROCAS INTRUSIVAS

Nasi *et al.* (1985) estudiaron los granitoides del Paleozoico-Triásico, que constituyen gran parte de la Cordillera, entre los  $27^\circ$  y  $31^\circ$ S. Según los autores citados, los intrusivos se agrupan en dos 'superunidades' mayores: las superunidades Elqui e Ingaguás. En el valle del Tránsito afloran granitoides pertenecientes a ambas superunidades. Sus características se resumen a continuación.

**Superunidad Elqui.** Está representada, en el

valle del Tránsito, por una asociación de granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita (Unidad Guanta) y granodioritas de dos micas (Unidad Cochiguás).

La Unidad Guanta forma parte de dos plutones mayores: el extremo norte del Plutón Guanta (Nasi *et al.*, 1985), entre Sierra del Zapallo y Sierra del Tatul, y Plutón Dadín, ubicado al este de La Pampa (Fig. 2). El Plutón Guanta intruye al CMT, de igual modo que lo hace un pequeño apósis ubicado al

este (Plutón La Marquesa); el Plutón Dadín intruye a los Neises de La Pampa (Fig. 2).

La Unidad Guanta está formada por tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita, de grano grueso y color gris-verdoso. Presentan minerales máficos e inclusiones orientadas, definiendo una foliación sinmagmática, la que, en algunos casos, da paso a texturas néisicas (Nasi *et al.*, 1985). El Plutón La Marquesa produce una notable aureola de metamorfismo de contacto en el CMT. Los mármoles afectados por este fenómeno presentan una asociación mineralógica propia de las facies de rocas córneas de hornblenda (calcita + escapolita  $\pm$  biotita  $\pm$  tremolita  $\pm$  hornblenda  $\pm$  piroxeno  $\pm$  wollastonita).

La Unidad Cochiguás forma los Plutones Sierra El Tatul, Quebrada Seca y La Pampa (Fig. 2). Los dos primeros intruyen a la Unidad Guanta y el último, a los Neises de La Pampa. Es un grupo de granitoides leucocráticos de grano grueso y color blanco-amarillento. Su composición es granodiorítica a monzogranítica y se caracterizan por la coexistencia de biotita y muscovita y escasez de anfíbola.

Nasi *et al.* (1985), basándose tanto en las relaciones de terreno como en el análisis de dataciones K-Ar, sugirieron que los granitoides de la Superunidad Elqui se emplazaron, principalmente, durante el Carbonífero.

Una datación K-Ar, en hornblenda, del Plutón Guanta (Fig. 2) entregó una edad carbonífera superior de  $310 \pm 18$  Ma\*, mientras que dos dataciones en biotita del mismo plutón indicaron edades pérmicas (La Arena:  $252 \pm 6$  Ma\*; Quebrada Romerito:  $260 \pm 6$  Ma\*). Otra edad K-Ar, en biotita, del Plutón La Pampa (Unidad Cochiguás) dio por resultado  $239 \pm 6$  Ma\* (Fig. 2). Considerando la mayor temperatura de retención de argón de la hornblenda (500°C, Odin, 1982) con respecto a la muscovita y

a la biotita (350° y 300° C, respectivamente) la edad carbonífera ( $310 \pm 18$  Ma) sería la más cercana a la edad de cristalización, que es, por lo demás, muy similar a la edad del metamorfismo principal del CMT. Las edades permo-triásicas, en biotita, registrarían el mismo evento termal comprobado en los NLP y en el CMT.

**Superunidad Ingaguás** (Nasi *et al.*, 1985). Es un grupo de granitos leucocráticos, porfídicos, de grano medio-fino (Unidad El Colorado) y granitos leucocráticos de grano grueso (Unidad Chollay). En el valle del Tránsito, la Unidad El Colorado forma el pequeño stock de Cerros Bayos de La Junta (Fig. 2). Este plutón de monzogranitos biotíticos, 'rojos', está asociado a lavas y tobas riolíticas de la Formación Pastos Blancos, asignada al Paleozoico superior-Triásico (Reutter, 1974; Ribba, 1985), a las que intruye. Ambas unidades, intrusiva y efusiva, están en contacto por falla con el CMT en el valle del Tránsito y en el río del Carmen (Fig. 2).

La Unidad Chollay aflora en la parte alta del valle del Tránsito (Plutón Chollay, Nasi *et al.*, en prensa). El Plutón Chollay es un cuerpo de dimensiones batolíticas, constituido por monzogranitos leucocráticos de biotita, rosados, de grano grueso a muy grueso. Limita hacia el oeste (Falla La Plata) con granitoides de la Superunidad Elqui (Fig. 2) y se extiende hacia el este por los valles de Pachuy, Chollay y Valeriano hasta la frontera argentina. De acuerdo a Nasi *et al.* (1985) la edad de la Superunidad Ingaguás sería principalmente permo-triásica, lo cual es compatible con las relaciones de terreno que la superunidad presenta en el valle del Tránsito. Recientemente, Rex (1987) obtuvo una isócrona Rb-Sr de  $229 \pm 3,4$  Ma (MSWD = 0,49) con muestras de la Unidad Chollay, provenientes del alto valle del Tránsito.

## LAS ROCAS CATACLASTICAS

Asociadas a los intrusivos de la Superunidad Guanta, se encuentran franjas de rocas de falla, que constituyen unidades cartográficas importantes: Milonitas de El Portillo y Milonitas de Quebrada Las Pircas. Estas unidades conforman bandas desde unos cientos de metros hasta más de 1 km de ancho (Milonitas de El Portillo). En ambos casos presentan una foliación penetrativa.

### Milonitas de El Portillo

Corresponden a una franja de milonitas que aflora en el curso medio del valle del Tránsito, aguas arriba de El Portillo (Fig. 2). La zona milonítica está formada por milonitas, protomilonitas, esquistos miloníticos y blastomilonitas (Figs. 3, 13). Las milonitas derivan de tonalitas de hornblenda y biotita, granodioritas de biotita, monzogranitos de musco-

\* Datos analíticos en Nasi *et al.*, 1985.



FIG. 13. Afloramiento de las Milonitas de El Portillo (a) en contacto por falla (Falla El Portillo) con tonalitas y granodioritas de la Unidad Guanta (b). Ladera noreste del valle del Tránsito, entre El Portillo y La Pampa (ver Fig. 2)

vita y, en parte, de los Neises de La Pampa. Por el este se encuentran en contacto, por falla, con granitoides de las Unidades Cochiguás y Guanta. En Quebrada Pinte, están intruidas por granitoides de la Unidad Cochiguás.

Las milonitas derivadas de tonalitas de hornblenda y biotita muestran una alternancia de bandas félsicas y máficas. Las bandas félsicas están formadas por una trama orientada de cuarzo elongado y plagiocasa. Las máficas están constituidas por un agregado de biotita y cuarzo policristalino, que sirve de matriz a porfidoclastos subredondeados de plagiocasa, anfíbola y epidota.

Las milonitas, derivadas de monzogranitos de muscovita, son de color blanco-rosáceo y verdoso. Poseen porfidoclastos de plagiocasa y feldespatos alcalinos, inmersos en una trama orientada de cuarzo y muscovita. Junto a éstos se encuen-

TABLA 6. DATOS ISOTOPICOS Rb-Sr, MILONITAS DE EL PORTILLO

Muestra	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
CON1	111,4	279,6	1,15	0,71
CON2	166,5	73,2	6,58	0,73
CON3	104,6	297,3	1,03	0,71
CON7	191,7	86,9	6,40	0,73
CON9	86,0	342,0	0,72	0,71

Muestras analizadas en el BGS, Londres.

tran cristales euhedrales de granate (probablemente almandino) aparentemente post-tectónicos.

La foliación milonítica está acompañada de un bandeamiento litológico. Las segregaciones de cuarzo y feldespato son paralelas a la foliación y, en sectores aislados, están afectadas por pliegues isoclinales desarraigados con ejes de orientación NNE y buzamiento de 5-20° tanto al norte como al sur. El rumbo de la foliación varía entre noroeste y noreste y la inclinación, 25-70°E. En algunos sectores, la foliación inclina hacia el oeste, definiendo pliegues mesoscópicos con ejes N25°E.

Una errorcrona Rb-Sr de  $250 \pm 26$  Ma (Fig. 14; Tabla 6), obtenida en las Milonitas de El Portillo, registra un evento Pérmico superior-Triásico Inferior, probablemente el mismo observado en las otras unidades de la región.

#### Milonitas de Quebrada Las Pircas

Es una franja de milonitas, esquistos filoníticos y protomilonitas anfibólicas cuyo protolito proviene de la Unidad Guanta y de esquistos del CMT. La franja milonítica se desarrolla en el contacto entre el Plutón Guanta y esquistos del CMT y se extiende, con orientación NNE por más de 12 km (Fig. 2). Estas milonitas, a las cuales se asocian algunas inclusiones de rocas ultramáficas, están, en parte, córneas debido a la intrusión del plutón terciario del cerro El Olivo (Fig. 2).

Las milonitas están formadas por bandas de cuarzo recristalizado, entre las cuales se disponen porfidoclastos de plagiocasa, inmersos en una masa de grano fino de cuarzo-biotita-plagiocasa. Las protomilonitas anfibólicas son rocas macizas de color verde oscuro y textura subidioblástica, constituidas por anfíbola, plagiocasa y cuarzo. Los esquistos filoníticos, de color gris a gris-verdoso, forman lentes dentro de las protomilonitas anfibólicas.

En las milonitas anfibólicas, la foliación milonítica

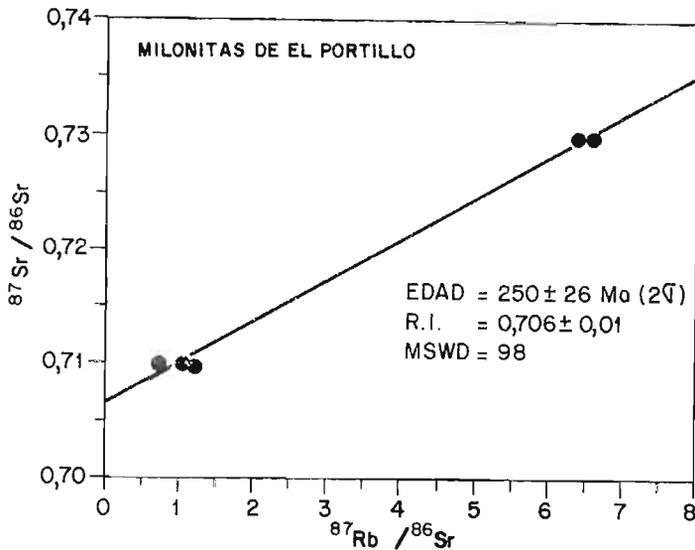


FIG. 14. Errorcrona Rb-Sr construida con muestras de las Milonitas de El Portillo.

ca está definida por la orientación de las anfíbolas y, en los esquistos filoníticos, por la orientación de las micas y bandas de cuarzo. Acompañan a esta foliación pliegues de cuarzo desarraigados, de escala centimétrica. La foliación principal está doblada, según pliegues mesoscópicos cerrados y/o chevrones, con ejes de rumbo variables entre NS y NNE y planos axiales inclinados entre  $45^\circ$  y  $90^\circ$ .

Las Milonitas de Quebrada Las Pircas están ínti-

mamente ligadas al Plutón Guanta. En algunos sectores, las tonalitas intruyen a las milonitas mientras que, en otros, pasan gradualmente a ellas. Dentro de la franja de milonitas es común encontrar inclusiones de esquistos del CMT. Estas relaciones indicarían que las milonitas se generaron durante o bien con posterioridad al emplazamiento del Plutón Guanta y su edad, probablemente, no sea más antigua que el Carbonífero.

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

El evento geológico más antiguo, comprobado por método geocronológico, en el valle del Tránsito, es el episodio silúrico de homogenización isotópica ( $415 \pm 5$  Ma, Rb-Sr), reconocido en los Neises de La Pampa. Esta edad es, también, la más antigua obtenida en la vertiente chilena de los Andes, al sur de los  $24^\circ$ S (Sierra de Almeida-Cordón de Lila), donde existen granitoides con edades Rb-Sr y K-Ar ordovícico-silúricas (Mpodozis *et al.*, 1983) y que se prolongan hacia Argentina, a lo largo de una franja que alcanza hasta los  $26^\circ$ S (Salar de Antofalla, Palma *et al.*, 1986).

Los NLP tienen gran importancia para las reconstrucciones paleogeográficas del Paleozoico superior dadas a conocer recientemente por Ramos *et al.* (1984, 1986) y Mpodozis y Ramos (en prensa). En efecto, según los autores citados, en el Paleozoico inferior, el borde del continente sudamericano no se extendía más al occidente que las Sierras Pampeanas. Al oeste existía una plataforma carbonatada (Precordillera); ésta daba paso, hacia el oc-

cidente, a una cuenca marina, que recibió sedimentación terrígena, ordovícico-silúrica, y de cuyo basamento 'oceánico' aún se conservan, en la Precordillera occidental, rocas básicas (basaltos con estructuras en almohadillas) y ultrabásicas (Kay *et al.*, 1984; Haller y Ramos, 1984). Subducción dirigida hacia el oriente, habría dado origen a un arco magmático paleozoico inferior, en el borde occidental de las Sierras Pampeanas.

Esta situación habría cambiado en el Devónico Superior, como consecuencia de la colisión y sutura contra el antiguo borde continental de un pequeño microcontinente o terreno exótico siálico (Chilenia) y desaparición del espacio 'oceánico' intermedio (Ramos *et al.*, 1984, 1986). Dentro de ese esquema geotectónico, los Neises de La Pampa podrían representar restos de la corteza siálica de Chilenia. Hasta el momento, no se han encontrado, en otros sectores de la Cordillera Frontal, o su prolongación en Chile, otros afloramientos de este tipo, ya que la zona está dominada por los pro-

ductos intrusivos y efusivos del magmatismo del Paleozoico superior-Triásico.

La sutura de Chileña en el Devónico Superior habría producido el cese de la subducción bajo las Sierras Pampeanas. Una nueva zona de subducción se habría establecido, al oeste del terreno recién acrecionado (Ramos *et al.*, 1986).

En el valle del Tránsito la mayoría de los intrusivos, rocas metamórficas y cataclásticas, pueden ser ligados a la actividad del nuevo sistema de subducción del Paleozoico superior. Los granitoides más antiguos de la Superunidad Elqui (Unidad Guanta, edad K-Ar, en anfíbola,  $310 \pm 8$  Ma) son tonalitas y granodioritas calcoalcalinas, similares a los plutones de márgenes continentales activos, emplazados en niveles corticales relativamente profundos (Nasi *et al.*, 1985; en prensa). El CMT, con sus asociaciones de metabasitas afines a los basaltos de fondos oceánicos, esquistos cuarzo-micáceos y mármoles, puede ser interpretado como una asociación petrotectónica de prisma de acreción. Las errorcronas Rb-Sr, obtenidas en el CMT ( $304 \pm 40$ ;  $303 \pm 35$ ;  $335 \pm 20$  Ma) indicarían un evento metamórfico carbonífero, sincrónico con el emplazamiento de las granodioritas y tonalitas de la Unidad Guanta, que, de este modo, habrían intruido a través del prisma de acreción coetáneo. Una situación similar ha sido descrita en Sierra de Limón Verde, Antofagasta ( $23^{\circ}$ S), donde el Complejo Metamórfico de Limón Verde, afín en su petrografía, deformación y grado de metamorfismo, al CMT, y en el cual se obtuvieron edades Rb-Sr de  $309 \pm 11$  y  $300 \pm 20$  Ma (Hervé *et al.*, 1985; Cordani *et al.*, 1988), se encuentra intruido por granitoides permo-carboníferos. Durante el Carbonífero, de acuerdo con Nasi *et al.* (1985), la progresiva contaminación de los magmas calcoalcalinos originados en el manto superior, con rocas de caja pelito-arenosas (CMT, entre otras) dio origen, además de la Unidad Guanta, a granitoides de dos micas (Unidad Cochiguás) con características químicas intermedias entre los granitoides 'I' y 'S' de Chapell y White (1974).

La formación de grandes franjas de milonitas (Milonitas de El Portillo, Milonitas de Quebrada Las Pircas) a partir de los granitoides de la Superunidad Elqui, del CMT, e incluso de los Neises de La Pampa, es otro de los fenómenos mayores ocurridos en la zona. Aún no está claro si la milonitización se produjo durante el emplazamiento de los granitoides de la Superunidad Elqui o bien durante

un evento posterior, relacionado con la reorganización magmática y alzamiento, ocurridos antes de la intrusión de los granitoides epizonales de la Superunidad Ingaguás.

El plutonismo permotriásico es de naturaleza fundamentalmente diferente al carbonífero. El predominio, en la Superunidad Ingaguás, de los granitos leucocráticos hipersilíceos, indicaría que, durante este período, existió una importante componente de corteza continental involucrada en la génesis de los magmas (Nasi *et al.*, 1985). Esa componente cortical puede haber sido la antigua corteza de Chileña, de la cual los Neises de La Pampa serían uno de los escasos relictos preservados.

El plutonismo permo-triásico estuvo acompañado por un alza generalizada de las geotermas, reflejada en las edades K-Ar, en biotita, de las Unidades Guanta y Cochiguás; en la isócrona Rb-Sr, en minerales, de los Neises de La Pampa; en la edades K-Ar, obtenidas en muscovita y biotita, del CMT y Neises de La Pampa, y en la errorcrona de las Milonitas de El Portillo. Este evento produjo, inclusive, una apertura de los sistemas Rb-Sr en ciertas zonas del CMT (La Marquesa).

De acuerdo con Kay *et al.* (en prensa) fusión cortical, anomalías geotérmicas positivas, extensión y producción de magmas hipersilíceos, ocurrieron en todo el margen del Pacífico de Gondwana, durante el Paleozoico superior a Jurásico. Una de las posibles causas de este fenómeno sería la acumulación de magmas básicos, en la base de la corteza continental, durante la 'extinción' del sistema de subducción gondwánico. En una situación como ésta, el colapso gravitacional de la placa oceánica subductada puede causar un renovado flujo de material astenosférico caliente contra la base de la litósfera continental (Lipman, 1980). Si esa corteza es relativamente joven, delgada y rica en volátiles, la fusión cortical se vería favorecida. Ese parece ser el caso en la Cordillera del Norte Chico, donde la corteza 'continental' pre-pérmica habría estado formada por terrenos (Chileña) recién acrecionados a Sudamérica en el Devónico (Ramos *et al.*, 1986).

Un nuevo período de alzamiento tuvo lugar en el Triásico, con posterioridad a la extinción de la actividad magmática (Fig. 10). Antes del Jurásico Medio el eje magmático se desplazó más de 150 km hacia el oeste (Moscoso *et al.*, 1982; Nasi *et al.*, 1988; Mpodozis y Ramos, en prensa) dando inicio a la evolución tradicionalmente llamada 'andina' de

este sector de la Cordillera. El salto hacia el oeste del eje magmático del Paleozoico inferior desde las Sierras Pampeanas hacia la Cordillera Frontal en el Paleozoico superior (Ramos *et al.*, 1984, 1986) puede ligarse a la colisión y sutura de Chilenia, en el Devónico. Sin embargo, las causas de la extinción del 'arco' magmático del Paleozoico superior-Triásico y el nuevo salto hacia el oeste, en el Jurásico, permanecen, por el momento, desconocidas.

A modo de conclusión, se destaca que, en el Valle del Tránsito, se encuentran representados algunos de los mayores y más complejos afloramientos

del basamento preandino conocidos en la prolongación, en Chile, de la Cordillera Frontal Argentina. El registro obtenido por métodos radiométricos Rb-Sr y K-Ar han permitido establecer una sucesión de eventos ígneo-metamórficos, episodios de alzamiento y cambios en el régimen termal, ocurridos en el lapso silúrico-triásico, que son consistentes con los modelos de evolución del Paleozoico de los Andes chileno-argentinos, propuestos recientemente por Hervé *et al.* (1981); Forsythe (1982); Ramos *et al.* (1984,1986); Nasi *et al.* (1985) y Mpodozis y Ramos (en prensa).

### MÉTODOS ANALÍTICOS

Los resultados isotópicos se obtuvieron en el British Geological Survey (BGS), en Londres, y en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) de la Universidad de Sao Paulo, Brasil. En el CPGEO, las concentraciones de Rb y Sr mayores que 40 ppm fueron analizadas por XRF, en un instrumento Phillips 2KV y concentraciones menores, por dilución isotópica, en el mismo espectrómetro de masas VARIANT Mat TH5 en el cual se midieron las razones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , de acuerdo con el procedimiento de Kawashita *et al.* (1974). En el CPGEO, la precisión analítica en las medidas de Rb y Sr es cercana al 2% por XRF y 1% por dilución isotópica; la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  del estándar  $\text{SrCO}_3$  de Ei-

mer y Amend, en el laboratorio, es  $0,7083 \pm 0,0008$  ( $2\sigma$ ). En el BGS, el error en la determinación de la razón Rb/Sr por XRF es 0,5% y en la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , 0,01%. Las razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fueron normalizadas a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,1194. La constante de decaimiento de  $^{87}\text{Rb}$  utilizada en los cálculos es de  $1,42 \cdot 10^{-11}\text{a}^{-1}$ . El método de York (1969) se empleó para el cálculo de las isócronas. Las dataciones K-Ar fueron realizadas en el BGS, de acuerdo con los procedimientos de rutina del laboratorio, utilizando un espectrómetro de masas AEI. En cada caso, la precisión obtenida en el cálculo de las edades es cercana al 5%.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se efectuó dentro del marco del proyecto "El Tránsito" del Programa Carta Geológica de Chile del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). L. Ribba participó gracias a un convenio de ayuda a memoristas entre el SERNAGEOMIN y el Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile. El proyecto E-2457 (DTI, Universidad de Chile) y una beca de la John Simon Guggenheim Memorial Foundation permitieron a F. Hervé efectuar el trabajo analítico en el CPGEO y el BGS. F. Munizaga colaboró en la obten-

ción de las muestras geocronológicas. K. Kawashita, en Sao Paulo, junto a R.J. Pankhurst y M. Brook, en Londres, guiaron la realización de las determinaciones geocronológicas. Los autores manifiestan su agradecimiento a E. Godoy (Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile), M. Hervé y J. Davidson (SERNAGEOMIN) por sus comentarios y críticas. El trabajo se presenta como una contribución al proyecto PICG 279, "Terranes of South America".

### REFERENCIAS

Amaral, G; Cordani, U.; Kawashita, K. 1966. K-Ar dates of basaltic rocks of Southern Brasil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 30, p. 7-19.

Brüggen, J. 1913. Contribución a la geología del valle del Huasco y del Departamento de La Serena, con una breve descripción de los yacimientos de hierro. *Sociedad*

- Nacional de Minería (Chile), Boletín, Año 30, Serie 3, Vol. 25, p. 447-458. Santiago.
- Butler, B.C. 1967. Chemical studies of minerals from the Moine schists of the Ardarmunchan area, Argyllshire, Scotland. *Journal of Petrology*, Vol. 8, p. 233-267.
- Chapell, B.W.; White, A. J. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, Vol. 8, p.173-174.
- Cordani, U.; Kawashita, K.; Baeza, L.; Díaz, M.; Evangelista, D. 1988. Geocronología de la Sierra de Limón Verde, Antofagasta, Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 5, Vol. 2, p. 63-74. Santiago.
- Floyd, P.A.; Winchester, J.A. 1975. Magma types and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 27, p 211-218.
- Forsythe, R. 1982. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of southern South America: A plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 139, p. 671-682.
- Guidotti, L.V. 1969. A comment on the chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardarmunchan area, Argyllshire, Scotland, by C. M. Butler and its tectonic implications for the phengite problem. *Journal of Petrology*, Vol. 10, p.164-170.
- Haller, M.; Ramos, V. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 66-83. San Carlos de Bariloche.
- Harland, W.B.; Cox, A.V.; Llewellyn, P.G.; Pickton, C. A.; Smith, A.G.; Walters, R. 1982. A Geologic Time Scale. *Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press*, 131 p.
- Hervé, F. 1982. Condiciones de formación de complejos metamórficos chilenos a partir de la química de anfíbolos en metabasitas. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 3, Actas, Vol.1, p. D93-D115. Concepción.
- Hervé, F.; Davidson, J.; Godoy, E.; Mpodozis, C.; Covačevich, V. 1981. The Late Paleozoic in Chile: Stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, Vol. 53, p. 361-363.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Marinovic, N.; Kawashita, K.; Snelling, N. 1985. Geocronología Rb-Sr y K-Ar del basamento cristalino de Sierra Limón Verde, Antofagasta, Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No.4, Actas, Vol. 3, p. 235-253, Antofagasta.
- Kawashita, K.; Mantovani, M.; Thomaz Filho, A.; Torquato, J.R.; Berenhols, M. 1974. Método radiométrico rubidio-estroncio. Procedimiento des analyses no Centro de Pesquisas Geocronologicas de Universidade de Sao Paulo (Publ. interna) IG/USP, 106 p.
- Kay, S.; Ramos, V.; Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Pre-cordillera occidental: Basaltos de rifts oceánicos tempranos(?) próximos al margen continental. *In Congreso Geológico Argentino*, No 9, Actas, Vol. 2, p. 48-65. San Carlos de Bariloche.
- Kay, S. M.; Ramos, V.; Mpodozis, C.; Sruoga, P. (in press) Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*.
- La Roche, H. de. 1977. Revue sommaire de quelques diagrammes chimico- mineralogiques pour l'étude de associations ignées ou sédimentaires et des leurs dérivés métamorphiques. *Sciences de la Terre*, Tomo 17, Vol. 27, No.1-2, p. 31-46.
- Leake, B. 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, Vol. 63, No. 11-12, p.1023-1052.
- Lipman, P.W. 1980. Cenozoic volcanism in the western United States: Implications for continental tectonics. *In Studies in Geophysics: Continental tectonics. National Academy of Sciences*, p.161-174. Washington, U.S.A.
- Miller, H. 1970. Vergleichende Studien an prämesozoischen Gesteinen Chiles unter besonderer Berücksichtigung ihrer Kleintektonik. *Geotektonische Forschung*, No. 36, 64 p. Stuttgart.
- Miyashiro, A. 1970. Metamorphism and metamorphic belts. *C. Allen & Unwin*, 482 p. London.
- 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, 100 p.
- Mpodozis, C.; Ramos, V. (in press). The Andes of Chile and Argentina. *In Geology of the Andes and its Relationship to Energy and Mineral Resources* (Erickson, G.; Reinemund, J.; editors). *Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources*.
- Mpodozis, C.; Hervé, F.; Davidson, J.; Rivano, S. 1983. Los granitoides de Cerros de Lila, manifestaciones de un evento intrusivo y terminal del Paleozoico inferior en los Andes del Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 18, p. 3-14.
- Nasi, C.; Mpodozis, C.; Moscoso, R.; Maksaev, V.; Cornejo, P. 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.; Maksaev, V. (en prensa). Hoja Guanta, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 67.
- Odin, G.S. (editor). 1982. Numerical dating in Stratigraphy. *John Willey & Sons*, 1040 p. Chichester, United Kingdom.
- Palma, M.; Parica, P., Ramos, V. 1986. El Granito Archibarca: Su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 41, No 3-4, p. 414-419.
- Palmer, A.R. 1983. The Decade of North American Geology. 1983. Geologic Time Scale. *Geology*, Vol. 11, p. 503-504.
- Pearce, J. 1976. Statistical analysis of major elements patterns in basalts. *Journal of Petrology*, Vol. 17, p. 15-43.
- Pearce, J.; Cann, J. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 19, p. 290-300.
- Pearce, J.; Gorman, B.E.; Bucket, T.C. 1975. The TiO<sub>2</sub>

- K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 24, p.419-426.
- Pearce, J.; Norry, M.,J. 1979. Petrographic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 69, p. 33-47.
- Ramos, V.; Jordan, T.; Allmendinger, R.; Kay, S.; Cortés, J.; Palma, M. 1984. Chilenia: Un terreno alóctono en la evolución Paleozoica de los Andes centrales. In *Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 84-106. San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V.; Jordan, T.; Allmendinger, R.; Mpodozis, C.; Kay, S.; Cortés, J.; Palma, M. 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, Vol. 5, No. 6, p. 855-880.
- Rex, A., J.; 1987. The Geology, Geochemistry and Mineralization of the North Chilean Andean High Cordillera. Unpublished PhD. Thesis. *Leicester University*, 213 p. Leicester.
- Reutter, K. J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° sudlicher Breite. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläntologie*, Vol.146, No. 2, p.153-178.
- Ribba, L. 1985. Geología Regional del Cuadrángulo El Tránsito, Región de Atacama. Memoria de Título (inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 203 p., Santiago.
- Schoener, F. 1985. Stratigraphisch-fazielle Entwicklung der Trias im Gebiet von Vallenar, Region de Atacama (Chile). *Berliner Geowissenschaft, Serie A*, Vol. 2, 99 p.
- Steiger, R. H.; Jäger, E. 1977. Subcommission in Geochronology: Conventions on the use of Decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 36, p. 359-362.
- Von Hillebrandt, A. 1973. Neue Ergebnisse über der Jura in Chile und Argentinien. *Münster Forschung für Geologie und Paläntologie*, No. 31-32, p. 167-199.
- York, D. 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 5, p. 320-324.
- Zeil, W.; Ichikawa, K. 1958. Marine Mittlere-Trias in der Hochkordillere der Provinz Atacama (Chile). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläntologie*, Vol. 106, p. 339-351.