

LOS GRANITOIDES DE CERROS DE LILA, MANIFESTACIONES DE UN EPISODIO INTRUSIVO Y TERMAL DEL PALEOZOICO INFERIOR EN LOS ANDES DEL NORTE DE CHILE

CONSTANTINO MPODOZIS M.

FRANCISCO HERVE A.

JOHN DAVIDSON M.

SERGIO RIVANO G.

Serv. Nac. Geol. y Miner., Casilla 10465, Santiago, Chile

Univ. de Chile, Depto. Geol. y Geofís., Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

Serv. Nac. Geol. y Miner., Casilla 10465, Santiago, Chile

RESUMEN

En Cerros de Lila, extremo septentrional de Sierra de Almeida, altiplano de Antofagasta, aflora un conjunto de plutones (Pl. Tucúcaro = monzogranitos leucocráticos; Pl. Tilopozo = monzogranitos de biotita ± muscovita; Pl. Pingo-Pingo = granodioritas de biotita-hornblenda), cuyas relaciones estratigráficas indican una edad pre-devónica o, al menos, pre-paleozoica superior. Dataciones Rb-Sr (isócrona, roca total) de los plutones Tucúcaro (441 ± 8 Ma) y Tilopozo (452 ± 4 Ma), así como dataciones K-Ar, en biotita (425 ± 11 Ma) y hornblenda (429 ± 12 Ma), del plutón Pingo-Pingo, confirman la edad paleozoica inferior (Ordovícico superior-Silúrico), de parte de este conjunto intrusivo, cubierto parcialmente, en discordancia de erosión, por sedimentitas devónicas. Edades radiométricas en este mismo rango se han determinado en rocas ígneas y metamórficas de Sierra de Moreno y Belén (Arica), indicando la incidencia regional de este evento intrusivo y termal. Los granitoides de Cerros de Lila representarían a intrusivos ligados a la orogénesis "ocloyica", probablemente relacionada con la colisión entre el cratón sudamericano y una hipotética "microplaca de Arequipa", soldada al continente sudamericano durante dicha fase de deformación.

ABSTRACT

At Cerros de Lila, northern end of Sierra de Almeida (Antofagasta) a group of plutons, with stratigraphical relation indicating a pre-Devonian, or at least, pre-Upper Paleozoic age, crop out (Tucúcaro Pl.: leucocratic monzogranites; Tilopozo Pl.: biotite ± muscovite monzogranites; Pingo-Pingo Pl.: biotite-hornblende granodiorites). Rb-Sr ages (isochron, total rock) of the Tucúcaro (441 ± 8 Ma) and Tilopozo (452 ± 4 Ma) plutons as well as K-Ar ages of biotite (425 ± 11 Ma), and hornblende (429 ± 12 Ma) of the Pingo-Pingo pluton confirm the Lower Paleozoic age (Upper Ordovician-Silurian) of this intrusive group, partially covered by Devonian sediments. Radiometric ages of the same range have been determined for igneous and metamorphic rocks of Sierra de Moreno and Belén (Arica), indicating the wide regional incidence of this Lower Paleozoic intrusive and thermal event. The Cerros de Lila granitoids could represent intrusives related to collision of the Southamerican craton with a hypothetical "Arequipa Micro-Plate", welded to the continent during the "ocloyic" deformation event, in Upper Ordovician-Silurian times.

INTRODUCCION

Los cerros de Lila se encuentran en el extremo norte de Sierra de Almeida, cordón montañoso submeridiano, que se extiende en el altiplano de Antofagasta, entre el volcán Llullaillaco ($24^{\circ}40'$ Lat. S) y el salar de Atacama ($23^{\circ}40'$ Lat. S)

(Fig. 1). Este elemento morfoestructural se ubica entre la cordillera de Domeyko y la cadena volcánica reciente (Cordillera de los Andes), que forma el límite con Argentina (Fig. 2). En 1975, Cecioni y Frutos comunicaron el hallazgo, en la zona sur de

Sierra de Almeida (Quebrada Zorritas), de una secuencia sedimentaria clásica del Paleozoico inferior (Formación Zorritas). Posteriormente, Halpern (1978) indicó la presencia de granitoides del Paleozoico inferior en la parte central de Sierra de Almeida (Monturaqui-Alto del Inca, isócrona Rb-Sr = 468 ± 100 Ma). Por último, Marinovic (1978) dio a conocer el hallazgo de Trilobites, de probable edad devónica, en una serie de areniscas cuarcíferas, aflorante en la zona de Cerros de Lila (Formación Lila). Trabajos recientes (Davidson *et al.*, 1981; Czollak *et al.*, 1981; Ramírez y Gardeweg, 1982; Cecioni, 1982), han confirmado la edad

devónica de las formaciones Zorritas y Lila, observándose que ellas descansan, en contacto transgresivo normal, sobre un complejo de granitoides cuya edad paleozoica inferior se confirma, en parte, con las edades radiométricas presentadas en este trabajo. Estos intrusivos forman una faja casi continua, en la vertiente oriental de Sierra de Almeida, entre los cerros de Lila y la zona de Monturaqui. El propósito de esta nota es, además, discutir las implicancias tectónicas de las determinaciones isotópicas, realizadas en muestras de los plutones del Paleozoico inferior aflorantes en Cerros de Lila.

LOS GRANITOIDES DEL PALEOZOICO INFERIOR DE CERROS DE LILA

En la figura 2 aparece un mapa geológico simplificado de Sierra de Almeida, incluyendo los cerros de Lila, construido a partir de los datos de Marinovic (1978), Davidson *et al.*, 1981; Czollak *et al.*, 1981; Ramírez y Gardeweg (1982) y Davidson y Ramírez (en prep.). En Cerros de Lila se pueden identificar, entre otros, tres cuerpos intrusivos que, por sus relaciones de terreno, tendrían una probable edad paleozoica inferior: el plutón Tucúcaro, el plutón Tilopozo y el plutón Pingo-Pingo (Foto 1). — **El Plutón Tucúcaro:** es el único que, por sus relaciones estratigráficas, puede ser considerado, sin duda, de edad pre-devónica. En efecto, en su extremo norte está cubierto, transgresivamente, por las areniscas y conglomerados cuarcíferos de la Formación Lila, portadora, en esa zona, de fauna fósil del Devónico inferior (*Conularia quichua* Ulrich, Czollak *et al.*, 1981). Es un cuerpo homogéneo de granitoides, de grano grueso y característico color rosado a pardo-rojizo que, en ciertos lugares, presenta facies porfíroides, con "ojos" de cuarzo de hasta 3 cm de diámetro. El plutón Tucúcaro está atravesado por filones básicos y pequeños stocks dioríticos, más jóvenes. Su petrografía (Tabla 1, Fig. 3) es la de *monzogranitos bololeucocráticos* ($I. C < 5$), compuestos, casi exclusivamente, por cuarzo anhedral (29-58%), feldespato potásico micropertítico (23-32%) y albita-oligoclasa (23-37%), con incipiente sericitización. El único máfico es la biotita, en escaso volumen (hasta 4%), alterada a clorita, y que se presenta en forma de pequeños cristales dispersos, de hábito intersticial. En una de las muestras

analizadas (L 13) se encontró, junto a la biotita, algunos pequeños cristales de anfíbola.

— **El Plutón Tilopozo:** es un pequeño cuerpo intrusivo, en el extremo septentrional de la faja de granitoides de probable edad paleozoica inferior (Fig. 2). Por el sur está, en parte, en contacto tectónico con el plutón Tucúcaro; hacia el oeste, está en contacto por falla con rocas de la Formación Lila. A pesar de ello, el nulo metamorfismo de la Formación Lila, en la zona inmediatamente cercana al plutón, sugiere que el emplazamiento de éste es anterior a la acumulación de las areniscas y conglomerados devónicos. El cuerpo intrusivo está formado por granitoides de grano grueso, de color pardo-amarillento a gris claro, atravesados por diques básicos. Si bien, al igual que el plutón Tucúcaro, la composición del plutón Tilopozo es *monzogranítica* (Tabla 1, Fig. 3), éste se diferencia de aquél por la presencia de *muscovita*. En efecto, las rocas del plutón Tucúcaro poseen abundante cuarzo anhedral (35-43%), con extinción ondulosa, albita-oligoclasa euhedral (25-32%), en cristales parcialmente zonados, con alteración sericitica incipiente, y feldespato potásico peritítico ("patchy perthites") (25-30%). En estos granitoides y, a diferencia del plutón Tucúcaro, gran parte del feldespato potásico posee las típicas maclas de enrejado, características de la *microclina*. Junto a estos minerales aparecen cristales euhedrales dispersos de biotita (hasta 8%) (en su mayor parte, alterados a clorita-epidota) y muscovita (hasta 2%), de generación tardía. Este mineral aparece en forma de cristales con bordes corroídos, sobre-

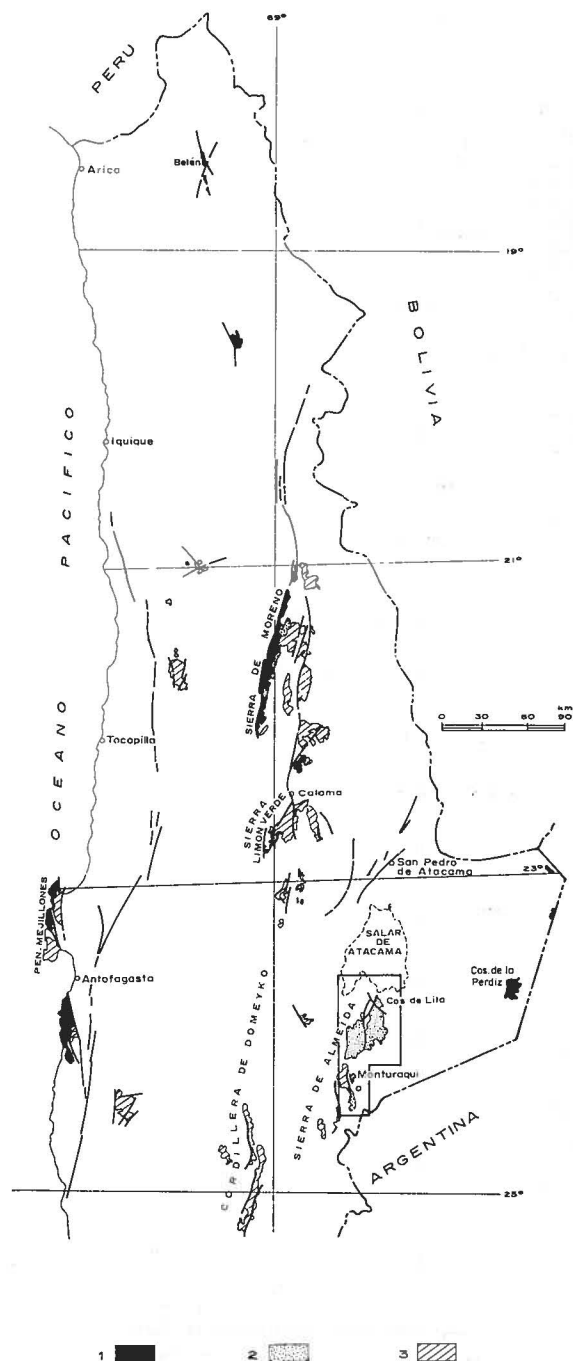


FIG. 1. Plano de ubicación de Sierra de Almeida y Cerros de Lila. 1) Rocas metamórficas y sedimentarias, presilúricas; 2) granitoides del Paleozoico inferior; 3) granitoides del Paleozoico superior (construido a partir del Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000, 1982, Servicio Nacional de Geología y Minería).

impuestos, tanto sobre cristales alterados de biotita, como sobre cristales mayores de feldespato.

— **El Plutón Pingo-Pingo:** se ubica al oeste de los otros dos (Fig. 2). Su límite oriental lo constituye una falla inversa norte-sur que, con inclinación al oeste, lo pone en contacto sobre rocas de las formaciones Lila y San Pedro (Oligoceno-Mioceno) que descansan, hacia el este, en discordancia, ya sea sobre el plutón Tucúcaro, o bien sobre el plutón Tambillo, constituido por rocas petrográficamente similares a las del plutón Pingo-Pingo (Fig. 2). Por el oeste, según H. Niemeyer (en prep.), el Plutón Pingo-Pingo intruiría a un complejo sedimentario; volcánico y plutónico, de probable edad paleozoica inferior (?). Al igual que el plutón Tucúcaro, el plutón Pingo-Pingo está atravesado por filones básicos y pequeños stocks de diorita, de edad incierta que, por su resistencia a la erosión, forman pequeñas cumbres aisladas dentro de la topografía suave, labrada en los granitoides paleozoicos (Cerro Pingo-Pingo).

El plutón Pingo-Pingo está formado por rocas de grano grueso, de color gris-verdoso a gris-blancuquecino, las que, petrográficamente, son *granodioritas de biotita y hornblenda*, con contenido de máficos (11-21%) bastante mayor que en los plutones Tucúcaro y Tilopozo. Su mineralogía esencial está dominada por la asociación de abundante cuarzo anhedral (30-42%) con extinción ondulosa leve, oligoclasa-andesina euhedral (40-55%), escaso feldespato potásico intersticial (hasta un 15% en volumen) hornblenda (2-11%) y biotita de color pardo (5-8%), con alteración a clorita escasa o nula.

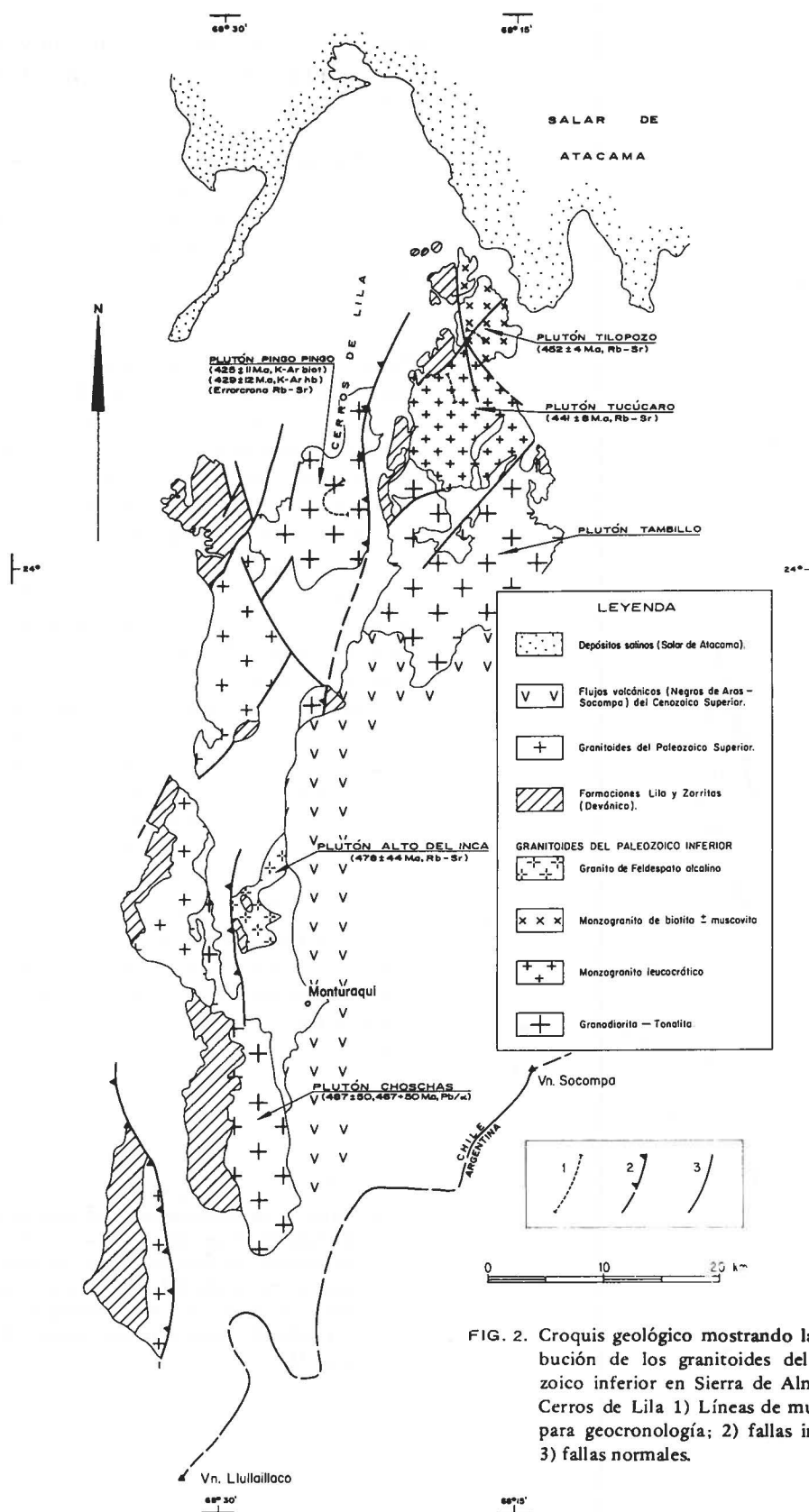


FIG. 2. Croquis geológico mostrando la distribución de los granitoides del Paleozoico inferior en Sierra de Almeida y Cerros de Lila 1) Líneas de muestreo, para geocronología; 2) fallas inversas; 3) fallas normales.



FOTO 1. Vista hacia el este desde el cerro Pingo-Pingo. La planicie en segundo plano es una meseta labrada en granitoides del plutón Pingo-Pingo. Las colinas del tercer plano son afloramientos del plutón Tucúcaro. Al fondo, la cadena volcánica del Cenozoico superior en la Cordillera de los Andes.

GEOCRONOLOGIA

METODO ANALITICO

El análisis geocronológico de 15 muestras de los plutones Tucúcaro, Tilopozo y Pingo-Pingo fue realizado en el laboratorio de Geocronología del Institute of Geological Sciences (I.G.S.) de Londres, Inglaterra. Rb y Sr se determinaron por fluorescencia de rayos X, con una precisión de 0,5% en la medida de la razón Rb^{87}/Sr^{86} . La razón isotópica Sr^{87}/Sr^{86} se midió en un espectrómetro Micromass, modelo MS 30, estimándose un error de 0,01% para valores de la citada razón inferiores a 0,8 y de 0,025% para valores superiores a 0,8. Para los cálculos de edad se usó una constante $\lambda Rb^{87} = 1,42 \times 10^{-11}$ años⁻¹.

El potasio se determinó por fotometría de llama y el contenido de Ar^{40} en un espectrómetro de masas A.E.I. MS-10, en línea con un sistema metálico de extracción de argón en alto vacío. El error analítico en la determinación de las edades K-Ar se supone inferior al 5%.

RESULTADOS E INTERPRETACION

Los datos obtenidos aparecen en las Tablas 1 y 2. Existe una buena concordancia entre la edad de la isócrona verdadera, construida con muestras del plutón Tilopozo (452 ± 4 Ma, Fig. 3) y aquella obtenida para el plutón Tucúcaro (441 ± 8 Ma, Fig. 4). Estos valores, probablemente, indican la edad de cristalización de los granitoides, en el Ordovícico superior. Ambas edades son compatibles con la relación de transgresión de la Formación Lila sobre el plutón Tucúcaro.

A pesar de la escasa alteración de las muestras analizadas, el diagrama de evolución Rb-Sr del plutón Pingo-Pingo es una "errocrona" (DSMP = 79,2, Fig. 6) y, en este caso, el valor numérico obtenido ("edad") no tiene necesariamente relación con la edad real del intrusivo (ej.: Snelling, 1983). Sin embargo, las edades K-Ar obtenidas en biotita y hornblenda, de una muestra de este plutón (L 26), indica valores concordantes de

TABLA 1. ANALISIS MODALES DE LOS GRANITOIDES DEL PALEOZOICO INFERIOR DE CERROS DE LILA

PLUTON No. MUESTRAS	TUCUCARO						PINGO-PINGO						TILOPOZO		
	L5	L7	L8	L9	L10	L12	L13	L23	L25	L26	L28	L29	L58	L59	L60
Cuarzo	34,3	29,3	37,9	57,9	28,5	31,5	40,8	42,5	30,0	30,9	31,0	31,4	34,7	39,1	43,3
Plagioclasa	36,9	36,6	26,6	23,0	36,9	33,0	30,3	43,0	53,4	49,5	40,2	43,6	31,9	28,8	24,7
Feldespato K	25,6	28,6	32,1	17,0	29,0	30,7	22,7	5,5	7,4	2,2	10,1	15,4	25,1	30,0	29,5
Biotita	0,5	2,5	0,9	—	4,0	3,1	2,9	5,7	4,5	8,3	7,0	6,1	1,2	—	0,2
Muscovita	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	1,9	0,9
Anfibola	—	—	—	—	—	—	0,2	2,7	2,3	6,9	11,0	3,0	—	—	—
Opacos	—	1,1	0,3	—	0,2	1,1	0,7	0,2	0,8	1,4	0,6	0,2	0,5	—	0,5
Clorita	1,9	1,6	1,5	1,4	1,3	0,2	2,3	0,4	1,2	0,1	0,1	0,1	6,4	0,2	0,9
Epidota	0,8	0,3	0,7	0,2	—	0,2	0,1	—	0,4	0,5	0,1	0,2	0,2	—	—
Q	35,4	31,0	39,2	59,1	30,1	33,1	43,5	46,7	33,0	37,4	38,1	34,7	37,8	39,9	44,4
A	26,4	30,3	33,2	17,4	30,9	32,2	24,2	6,2	8,1	2,6	12,4	17,0	27,4	30,6	30,3
P	38,1	38,7	27,5	23,5	39,0	33,1	32,3	45,2	58,8	59,9	49,4	48,2	34,8	29,4	25,3

Los análisis modales fueron calculados en base al conteo de 1.000 puntos por muestra.

TABLA 2

No. MUESTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
PLUTON TUCUCARO				
L 5	130	104	3,6133	0,73351
L 6	108	92	3,4303	0,73088
L 7	161	79	5,9466	0,74755
L 8	180	50	10,5546	0,77560
L 9	169	37	13,4355	0,79512
L10	157	61	7,4762	0,75641
L12	143	68	6,1577	0,74943
L13	137	92	4,3162	0,73797
PLUTON TILOPOZO				
L58	133	114	3,3731	0,73298
L59	228	29	22,9510	0,85937
L60	194	39	14,3212	0,80310
PLUTON PINGO-PINGO				
L23	94	116	2,3402	0,72166
L25	86	118	2,1000	0,71944
L26	65	110	1,7227	0,71961
L28	59	120	1,4281	0,71752
L29	88	113	2,2565	0,72124

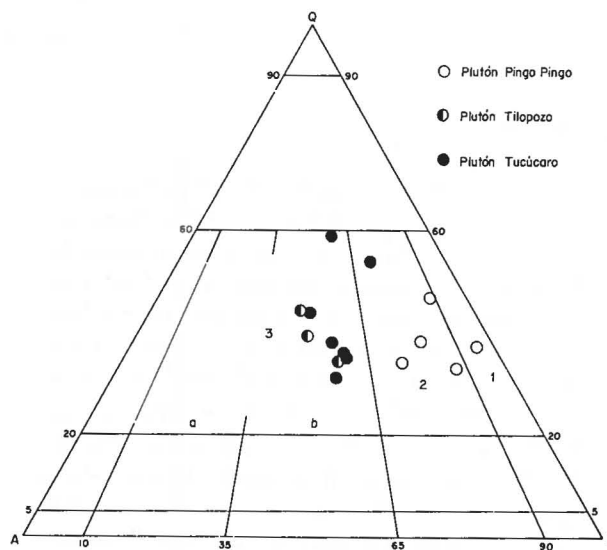


FIG. 3. Diagrama de clasificación modal (según Streck-eisen, 1976); granitoides del Paleozoico inferior de Cerros de Lila.

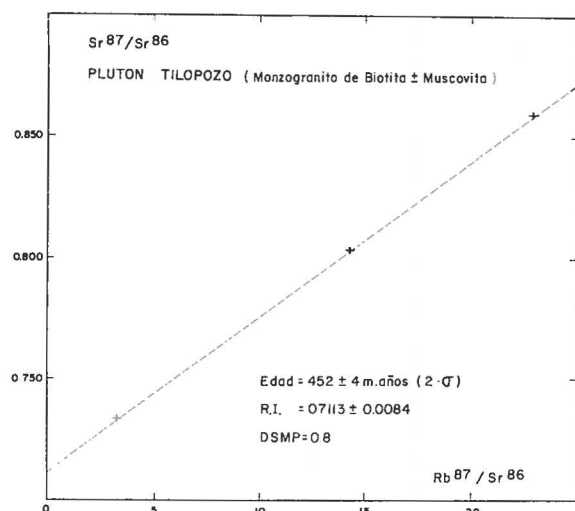


FIG. 4. Diagrama isocrónico Rb-Sr construido con muestras del plutón Tilopozo (RI = razón inicial Sr^{87}/Sr^{86} . (DSMP): desviación estándar de la media ponderada (medida estadística de la dispersión de los puntos en torno a la recta).

425 ± 11 y 429 ± 12 Ma (Tabla 3). Lo anterior significa que el plutón Pingo-Pingo podría pertenecer al mismo evento magmático que los plutones Tilopozo y Tucúcaro, sin que se pueda descartar una edad de intrusión aún más antigua. La concordancia entre las dos edades K-Ar señala un enfriamiento bastante rápido del plutón Pingo-Pingo, ya sea durante su emplazamiento, o bien como resultado de un evento térmico posterior.

Las razones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} de los plutones Tilopozo (0,7113) y Tucúcaro (0,7102) son similares entre sí, y su elevado valor se debe, probablemente, a la participación de material cortical en la génesis de los magmas.

TABLA 3. EDADES K-Ar DEL PLUTON PINGO-PINGO

No. MUESTRA	ROCA	MATERIAL ANALIZADO	% K	Ar ⁴⁰ rad nl/g	% Ar ⁴⁰ ntm	EDAD ± e (2 σ) (Ma)	LABORATORIO
(L.26)	Tonalita	Biotita	5,288	98,56	5,4	425 ± 11	(IGS)
		Hornblenda	0,649	12,22	8,1	429 ± 12	(IGS)

EVIDENCIAS ACERCA DE UN EPISODIO INTRUSIVO Y TERMAL GENERALIZADO, DURANTE EL PALEOZOICO INFERIOR, EN EL NORTE GRANDE DE CHILE

En la parte central de Sierra de Almeida (Monturaqui $24^{\circ}15'$ Lat. S), Davidson *et al.* (1981) describieron granitoides pre-devónicos: el "Granito Alto del Inca" y la "Granodiorita Choschas", ambos cubiertos, en discordancia de erosión, por rocas sedimentarias, que se pueden incluir dentro de la Formación Zorritas, del Devónico Inferior, (Czollak *et al.*, 1981). Ahora bien, la isócrona verdadera de Halpern (1978), que indicaba una edad de 468 ± 100 Ma, fue construida con muestras del plutón Alto del Inca, recolectadas en la cuesta del mismo nombre, en el camino internacional Antofagasta-Salta. El recálculo de la edad de Halpern, utilizando el mismo procedimiento estadístico que se empleó para las isócronas de este trabajo de Cerros de Lila, arroja un resultado algo diferente a la edad determinada originalmente (478 ± 44 Ma), una dispersión baja (DSMP = 2,6)

y una razón inicial Sr^{87}/Sr^{86} baja (0,7045). El plutón Alto del Inca está formado por granitoides de color rosado y grano grueso que, quizás, no pertenezcan a la misma unidad intrusiva que el plutón monzogranítico Tucúcaro. La petrografía no es exactamente igual (granitos de feldespato alcalino, con características de "hipersolvus"; Davidson *et al.*, 1981), y la razón inicial Sr^{87}/Sr^{86} es bastante más baja que en el plutón Tucúcaro.

La "Granodiorita" (o plutón) Choschas, que aflora en la vertiente oriental de Sierra de Almeida, al sur de Monturaqui, es de petrografía muy parecida a la de las rocas de los plutones Pingo-Pingo y Tambillo. Si no se consideran los fenómenos de alteración, más intensos en el plutón Choschas, la petrografía es similar: granodioritas de biotita-hornblenda de grano grueso. De este plutón existen dos dataciones Pb/α (487 ± 50 y 467 ± 50

TABLA 4. EDADES K-Ar DEL PALEOZOICO INFERIOR EN OTRAS LOCALIDADES DEL DAS

LOCALIDADES	No. MUESTRA	ROCA	MATERIAL ANALIZADO	% K	Ar ⁴⁰ rad nl/g	% Ar ⁴⁰ atm	EDAD ± e (2 σ) (Ma)	LABORATORIO
Quehuíta	(Q 170) (1)	Granito	Muscovita	8,56	165,1	2,7	439 ± 10	(CPGEO)
Sierra Moreno	(S 545 E) (2)	Esquisto	Muscovita	6,634	121,23	5,7	418 ± 6	(SNGM)
Sierra Moreno	(S 545 D) (2)	Esquisto	Muscovita	6,141	113,46	9,0	422 ± 6	(SNGM)
Sierra Moreno	(S 10)	Tonalita	{ Anfíbola	1,097	21,91	5,3	452 ± 12	(IGS)
			{ Biotita	7,034	79,23	3,1	269 ± 7	(IGS)
Belén	(ARI-13D) (3)	Esquisto	Muscovita	6,48	126,7	5,7	444 ± 14	(CPGEO)
Belén	(ARI-13B)	Esquisto	Muscovita	7,143	123,33	4,4	397 ± 10	(IGS)
Belén	(ARI-18)	Diorita	Anfíbola	0,836	14,48	8,6	398 ± 10	(IGS)

(1) Huete *et al.* (1977), edad recalculada. (2) Skarmeta, en prep. (3) Pacci *et al.* (1980). (IGS) = Institute of Geological Sciences, Londres; SNGM = Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago; (CPGEO) = Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidad de São Paulo, Brasil. Para el cálculo de edades se utilizaron las siguientes constantes: 1) Decaimiento K^{40} ; $\lambda = 5,543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_e = 0,581 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. 2) Proporción atómica $K^{40} = 0,01167 \text{ \% atom.}$ 3) Peso atom. $K^{total} = 39,098 \text{ gr.}$

Ma; IIG, 1972) que indicarían una edad paleozoica inferior.

El conjunto de estos antecedentes, junto con las nuevas edades presentadas en este trabajo, permiten establecer, de manera fehaciente, la existencia de un complejo intrusivo del Paleozoico inferior (Ordovícico superior-Silúrico), que constituye una unidad geológica mayor en la zona de Sierra de Almeida-Cerros de Lila. Granitoides del Paleozoico inferior habían sido descritos, con anterioridad, sólo en una localidad del Norte Grande de Chile: la zona de Quehuíta-Choja, al oeste del Volcán Miño (21°S), región en la cual Huete *et al.* (1977) y Vergara (1978) describieron afloramientos de granitos de muscovita y microclina que, con una edad K-Ar de $439 \pm 10 \text{ Ma}$ (edad recalculada, Tabla 4), intruyen a metamorfitas (Migmatitas de Piscala, Esquistos de Amaculla; Vergara, 1978), para los cuales Venegas y Niemyer (1982) supusieron una edad precámbrica.

Rocas metamórficas del mismo tipo alcanzan gran desarrollo poco más al sur, en la zona de Sierra de Moreno (Skarmeta y Marinovic, 1981; Skarmeta, en prep.), donde están intruidas por varios cuerpos de granitoides paleozoicos.

La datación K-Ar ($452 \pm 12 \text{ Ma}$, anfíbola) de una tonalita (Muestra S10, Tabla 4), que intruye a los esquistos de Sierra de Moreno, confirmó la presencia allí de granitoides del Paleozoico inferior o más antiguos. Aún más, la datación K-Ar de concentrados de muscovita provenientes de esquistos de Sierra de Moreno (418 ± 6 y 422 ± 6 , Skarmeta, en prep., ver Tabla 4) señala que dichas rocas fueron afectadas por un episodio termal del Ordovícico superior-Silúrico. El evento térmico detectado en Sierra de Moreno aparece registrado, inclusive, en los Esquistos Precámbricos de Belén, Arica (edades K-Ar, muscovita, $444 \pm 14 \text{ Ma}$) (Pacci *et al.*, 1980). Una nueva edad K-Ar en muscovita ($397 \pm 10 \text{ Ma}$) proveniente de un esquisto de la zona de Belén (Muestra ARI-13B, Tabla 4) y otra, un concentrado de anfíbola ($398 \pm 10 \text{ Ma}$; ARI-18, Tabla 4) de la diorita anfibólica de Saitoco que, en la zona de Belén, aflora junto a los esquistos, ratifican la importancia de este evento que, tal vez, esté relacionado, en esa localidad, con la intrusión de la diorita de Saitoco.

En resumen, se puede concluir la existencia de un importante evento plutónico y termal del Ordovícico superior-Silúrico, en los Andes del Norte Grande de Chile entre los 18° y los 25° Lat. S.

Probablemente asociado a este episodio, y en la misma región, se produjo el rejuvenecimiento de los sistemas K-Ar, tanto en las metamorfitas pre-

cámbricas de Belén, como en los esquistos, a lo menos presilúricos, de Sierra de Moreno.

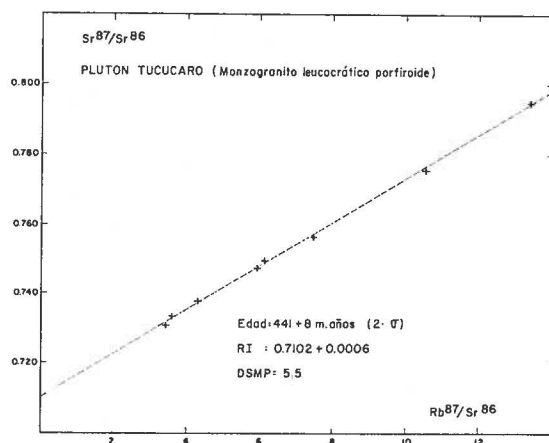


FIG. 5. Diagrama isocrónico Rb-Sr construido con muestras del plutón Tucúcaro.

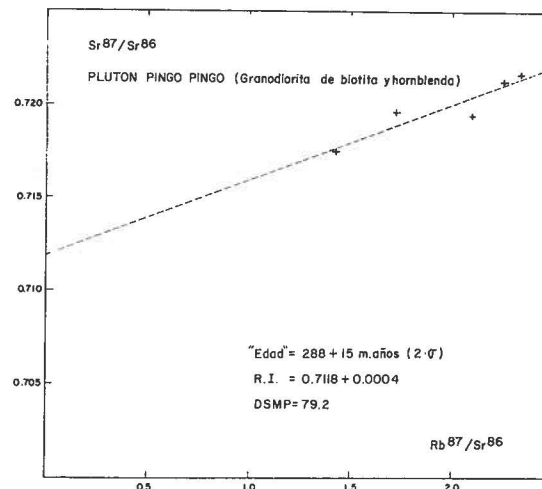


FIG. 6. Diagrama isocrónico Rb-Sr construido con muestras del plutón Pingo-Pingo.

IMPLICANCIAS TECTONICAS

Hervé *et al.* (1981) al analizar la estratigrafía y tectónica de los terrenos del Paleozoico superior en Chile, los agruparon en tres "dominios", mayores: un Dominio Andino Septentrional (DAS), un Dominio Intermedio (DI) y un Dominio Costero Meridional (DCM). En el DAS afloran formaciones sedimentarias y volcánicas del Devónico-Pérmico, sin metamorfismo y poco deformadas, depositadas en parte sobre un zócalo "continental", constituido por rocas del Paleozoico inferior o más antiguas. Las rocas del DI y DCM, en cambio, se caracterizan por haber sido afectadas, en el Devónico superior-Carbonífero, por una fase de metamorfismo y deformación regional penetrativa. En muchos lugares del DI y DCM no puede establecerse, con certeza, la edad del protolito de las rocas metamórficas, como tampoco la naturaleza del sustrato (continental y oceánico ?) sobre el cual éstas se habrían depositado. En el DCM se incluyen, sin duda, rocas de afinidades oceánicas, acrecionadas en el Paleozoico superior, al borde pacífico sudamericano.

Las rocas intrusivas y metamórficas, cuya geocronología se ha discutido en este trabajo, forman parte del sustrato "continental" del DAS. El comportamiento de los sistemas isotópicos (Rb-Sr y K-Ar) indica que estas rocas fueron, en cierto sentido, "cratonizadas" en el Ordovícico superior-Silúrico. A pesar de que en el DAS se registraron eventos intrusivos y termales del Paleozoico superior (Huete *et al.*, 1977; Davidson *et al.*, 1981; Coira *et al.*, 1982), ninguno de ellos fue lo suficientemente importante como para producir un reequilibrio isotópico generalizado*. Este comportamiento contrasta con lo ocurrido en el DCM y DI donde, aparentemente, no existirían edades más antiguas que aquéllas de las isócronas de referencia de Munizaga *et al.* (1973): 342-275 Ma o las isócronas Rb-Sr verdaderas (roca total) de Hervé *et al.* (1982): 310 ± 11 y 344 ± 4 Ma. Es así que, en esa época, cuando en el DI y DCM se producían fenómenos de deformación y metamorfismo, ligados probablemente a subducción y acreción parcial de material oceánico (Hervé *et al.*, 1981; Forsythe,

* En Sierra de Almeida, este episodio termal estaría registrado en el plutón Choschas, del cual se dispone de una edad K-Ar de 318,7 Ma (IIG, 1972). Desgraciadamente, en esa referencia no se menciona el mineral analizado, ni los datos analíticos en los cuales se basó la determinación de edad.

1982; Bell, 1982); el DAS era ya un dominio relativamente "estable", incluido dentro del bloque continental sudamericano.

Granitoides del Ordovícico superior-Silúrico son conocidos en la Puna del noroeste argentino ("Faja Eruptiva de la Puna", Méndez *et al.*, 1973; Turner y Méndez, 1979; Coira *et al.*, 1982; Allmendinger *et al.*, 1983). Un evento térmico de esa misma edad ha sido detectado en las rocas precámbricas aflorantes más al este, en el borde oriental de la Puna (edades K-Ar, roca total: 485 ± 15 y 450 ± 15 Ma, Toselli y Aceñolaza, 1978). Aún más, trabajos recientes han demostrado que, en esa época, parte de las rocas precámbricas de las Sierras Pampeanas fueron afectadas por metamorfismo e intruidas por granitoides (isócronas verdaderas, Rb-Sr, plutones Cafayate y Cuchiyaco, Sierra de Quilmes: 475 ± 7 y 446 ± 21 Ma, Rapela *et al.*, 1982. Isócronas verdaderas, Rb-Sr, granitoides y metamorfitas, Sierra de Ancasti: 472 ± 9 , 468 ± 80 , $454 \pm 9,1$, $436,8 \pm 83$ Ma, etc., Knüver y Miller, 1982). Un episodio de homogeneización isotópica se registró en esa época, inclusive en las rocas precámbricas del Macizo de Arequipa (Shackleton *et al.*, 1979, isócrona verdadera Rb-Sr, roca total: 440 Ma).

Según Coira *et al.* (1982), este evento térmico e intrusivo estuvo estrechamente ligado a un episodio mayor de deformación: la erogénesis "oclóyica" (Turner y Méndez, 1979). Interpretaciones recientes (Coira *et al.*, 1982; Allmendinger *et al.*, 1983) han sugerido que, quizás, la orogénesis ocló-

yica pudiera representar la colisión entre el cratón sudamericano y una hipotética "Microplaca de Arequipa" (o "Continente del Pacífico Sureste", Dalmayrac *et al.*, 1980). La sutura al continente sudamericano de este bloque "exótico" habría causado la desaparición del espacio "oceánico" intermedio, en el cual se acumularon, previamente, varios miles de metros de sedimentos marinos detríticos, en parte rítmicos, del Cámbrico superior-Ordovícico (Schwab, 1973; Turner y Méndez, 1979; Marinovic, 1979; Coira *et al.*, 1982) que, en la Puna argentina, aparecen asociados con cherts, lavas básicas y rocas ultrabásicas (Argañaraz *et al.*, 1973; Allmendinger *et al.*, 1982). Diversos autores (ej.: Beckinsale, 1979) han señalado que, como consecuencia de fenómenos de colisión entre bloques continentales, se puede producir la intrusión de granitoides post-tectónicos, en parte anatectónicos (granitos S, Chappell y White, 1974). Las altas razones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} , de los plutones Tucúcaro y Tilopozo son, en principio, compatibles con esta hipótesis, la que, sin embargo, no parece ser válida para el caso de los plutones Pingo-Pingo, Choschas y Tambillo. Estos, por su petrografía, muestran más bien características de granitoides I. Dos asociaciones plutónicas genéticamente diferentes (?). Los granitoides I serían, quizás, representativos de un magmatismo precolisión (?). Sólo con mayores trabajos de terreno y laboratorio se podrán dilucidar estas interrogantes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los proyectos IGCP No. 44: "Paleozoico inferior de Sud-América" y No. 120: "Evolución magmática de los Andes". Las edades radiométricas fueron determinadas por Francisco Hervé en el Isotope Geology Unit del Institute of Geological Sciences, Londres, gracias a una beca de la J. S. Guggenheim Memorial Foundation. Los Dres. N. Snelling, R. Pankhurst y

M. Brook guiaron los trabajos de laboratorio. El Grant E-1300 de la Universidad de Chile financió la separación de minerales y las determinaciones geoquímicas preliminares. El Grant E886-812 de la misma Universidad, proveyó de los fondos necesarios para la realización de las campañas de terreno. M. Gardeweg y C. F. Ramírez leyeron críticamente el manuscrito original.

REFERENCIAS

- ALLMENDINGER, R.; JORDAN, T.; PALMA, M.; *et al.* 1982. Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25°-27° S), Argentina. In Congr. Geol. Latinoam., No. 5, Actas, Vol. 1, p. 499-518. Buenos Aires.
- ALLMENDINGER, R.; RAMOS, V.; JORDAN, T.; *et al.* 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. Tectonics, Vol. 2, No. 1, p. 1-16.

- ARGAÑARAZ, R.; VIRAMONTE, J. G.; SALAZAR, L. 1973. Sobre el hallazgo de serpentinitas en la Puna Argentina. *In* Congr. Geol. Argent., No. 5, Actas, Vol. 1, p. 23-32. Buenos Aires, 1973.
- BECKINSALE, R. D. 1979. Granite magmatism in the Tin Belt of south-east Asia. *In* Origin of granite batholiths; geochemical evidence (Atherton, M. P.; Tarney, J.; eds.) Shiva Publ., p. 34-44. London.
- BELL, M. C. 1982. The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the Coastal Ranges of Chile between 25° 30' and 27° S. *Rev. Geol. Chile*, No. 17, p. 21-29.
- CECIONI, A. 1982. El Devónico inferior de la Formación Lila, Región de Antofagasta, Chile. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 3, Actas, Vol. 3, p. F160-F178. Concepción.
- CECIONI, A.; FRUTOS, J. 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico inferior marino en Sierra de Almeida, Norte de Chile. *In* Congr. Argent. Paleontol. y Bioestratigr., No. 1, Actas, Vol. 1, p. 191-207. Tucumán, 1974.
- COIRA, B.; DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C.; *et al.* 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Sci. Rev.*, Vol. 18, p. 303-332.
- CZOLLAK, C.; GONZALEZ, A.; VALENZUELA, M. 1981. Observaciones geológicas en Sierra de Almeida, Cordillera de Antofagasta, II Región. *Geología de Campo II*. Univ. Chile, Depto. Geol., 79 p. Santiago.
- CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, Vol. 8, p. 173-174.
- DALMAYRAC, B.; LAUBACHER, G.; MAROCCO, R.; *et al.* 1980. La chaine hercynienne d'Amerique du Sud; structure et evolution d'un orogene intercratonique. *Geol. Rundsch.*, Vol. 69, No. 1, p. 1-21.
- DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C.; RIVANO, S. 1981. Paleozoico de Sierra Almeida, al oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. *Rev. Geol. Chile*, No. 12, p. 3-23.
- DAVIDSON, J.; RAMIREZ, C. F. (en prep.). Hoja Socompa, Región de Antofagasta. *Serv. Nac. Geol. Miner. Carta Geol. Chile*.
- FORSYTHE, R. 1982. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of southern Southamerica: A plate tectonic interpretation. *Geol. Soc. Lond., J.*, Vol. 139, p. 671-682.
- HALPERN, M. 1978. Geological significance of Rb-Sr isotopic data of northern Chile crystalline rocks of the Andean Orogen between 23° and 27° S. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 89, No. 4, p. 522-532.
- HERVE, F.; DAVIDSON, J.; GODOY, E.; *et al.* 1981. The Late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *An. Acad. Brasil. Cienc.*, Vol. 53, No. 2, p. 361-373.
- HERVE, F.; KAWASHITA, K.; MUNIZAGA, F. *et al.* 1982. Edades Rb/Sr de los cinturones metamórficos pareados de Chile Central. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 3, Actas, Vol. 2, p. D116-D135. Concepción.
- HUETE, C.; MAKSAEV, V.; MOSCOSO, R.; *et al.* 1977. Antecedentes geocronológicos de rocas intrusivas y volcánicas Cordillera de los Andes comprendida entre Sierra Moreno y el río Loa y los 21° y 22° latitud sur, II Región, Chile. *Rev. Geol. Chile*, No. 4, p. 35-41.
- INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS. 1972. Edades radiométricas de rocas chilenas. *In* Jornadas de Trabajo, Vol. 2, Sec. 1, p. 132-145. Antofagasta, Chile.
- KNUVER, M.; MILLER, H. 1982. Rb-Sr Geochronology of the Sierra Ancasti (Pampean Range, NW Argentina). *In* Congr. Geol. Latinoam., No. 5, Actas, Vol. 3, p. 457-471. Buenos Aires.
- MARINOVIC, N. 1978. Geología de los cuadrángulos Chinquilchoro y Cerro Lila, II Región, Antofagasta. *Inst. Invest. Geol. (inédito)*, 63 p. Santiago.
- MARINOVIC, N. 1979. Geología de los Cuadrángulos Zapaleri y Nevados de Poquis, II Región, Antofagasta. *Memoria de Título*. Univ. Chile, Depto. Geol., 75 p. Santiago.
- MENDEZ, V. A.; NAVARINI, D.; PLAZA, D.; *et al.* 1973. Faja eruptiva de la Puna Oriental. *In* Congr. Geol. Argent., No. 5, Actas, Vol. 4, p. 89-100. Buenos Aires.
- MUNIZAGA, F.; AGUIRRE, L.; HERVE, F. 1973. Rb-Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 18, No. 1 p. 87-91.
- NIEMEYER, H. (en prep.). Reconocimiento geológico del área de Cordón de Lila y Quebrada Tucúcaro. Resultados del curso de Geología Campo II. Depto. de Geociencias, Universidad del Norte.
- PACCI, D.; MUNIZAGA, F.; HERVE, F.; *et al.* 1980. Acerca de la edad Rb-Sr precámbrica de rocas de la Formación Esquistos de Belén, Departamento de Paríacota, Chile. *Rev. Geol. Chile*. No. 11, p. 43-50.
- RAMIREZ, C. F., GARDEWEG, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. *Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile*, No. 54, 122 p.
- RAPELA, C. W.; HEAMAN, L.; McNUTT, R. 1982. Rb-Sr Geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *J. Geol.*, Vol. 90, No. 5, p. 574-582.
- SCHWAB, K. 1973. Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentina); Ein Beitrag zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Puna. *Geotekt. Forsch.*, Vol. 43, No. 1-2, 168 p.
- SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA. 1982. Mapa geológico de Chile, escala 1:1.000.000. Escobar, F.; ed.) 6 hojas. Santiago.
- SHACKLETON, R. M.; RIES, A. C.; COWARD, M. P.; *et al.* 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Perú. *Geol. Soc. Lond., J.*, Vol. 136, Part 2, p. 195-214.
- SKARMETA, J.; MARINOVIC, N. 1981. Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 51, 63 p.

- SKARMETA, J. (en prep.).** Cuadrángulos Quebrada Arcas y Sierra de Moreno. Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile.
- SNELLING, N. 1983.** Geochronology: A basic review and some guidelines for planning new facilities. Episodes, No. 1, p. 20-25.
- STRECKEISEN, A. 1976.** To each plutonic rock its proper name. Earth-Sci. Rev., Vol. 12, No. 1, p. 1-33.
- TOSELLI, A.; ACEÑOLAZA, F. G. 1978.** Geocronología de las formaciones Puncoviscana y Suncho, provincias de Salta y Catamarca. Asoc. Geol. Argent., Rev., Vol. 33, No. 1, p. 76-80.
- TURNER, J. C. M.; MENDEZ, V. 1979.** Puna. In Symp. Geol. Regional Argent., No. 2, Actas, Vol. 1, p. 13-56. Córdoba.
- VENEGAS, R.; NIEMEYER, H. 1982.** Noticia sobre un probable Precámbrico sedimentario-metamórfico en el borde occidental de la puna, al norte de Chuquicamata. In Congr. Geol. Chileno, No. 3, Actas, Vol. 3, p. F143-F154. Concepción.
- VERGARA, H. 1978.** Cuadrángulo Quehuita y sector occidental del Cuadrángulo Volcán Miño, Región de Tarapacá. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 32, 44 p.