

# Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un *hiatus* cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33°30'S)

Paulina Gana

Servicio Nacional de Geología y Minería, Avenida Santa María 0104, Santiago, Chile

Renate Wall

## RESUMEN

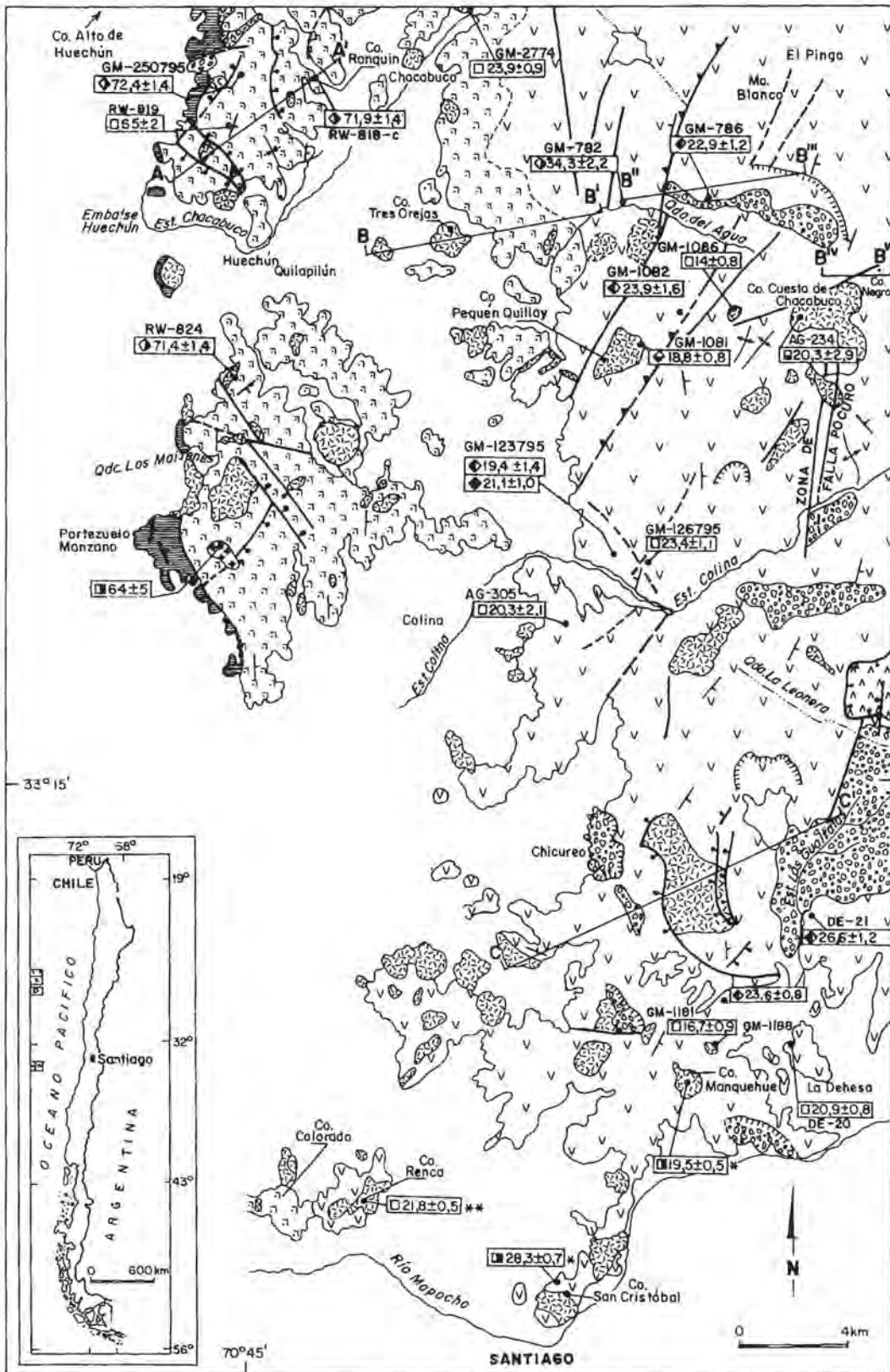
Se entregan 17 nuevas edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar para las rocas volcánicas de las formaciones Lo Valle y Abanico y de intrusivos hipabisales ('stocks', diques y 'sills') que cortan estas secuencias. Los depósitos de la Formación Lo Valle, fueron datados en ca. 71-72 Ma (Maastrichtiano). Le sobreyace la Formación Abanico (correlacionable con la Formación Coya-Machalí Occidental), cuyas lavas, diques y 'sills' tienen una edad de ca. 34-19 Ma (Oligoceno-Mioceno Inferior). La Formación Abanico en la zona estudiada, está caracterizada por facies volcánicas proximales y más jóvenes respecto de su equivalente oriental (Formación Coya-Machalí Oriental). Se detecta un *hiatus* entre ambas unidades, de aproximadamente 37 Ma, que comprende desde el Cretácico Superior alto al Eoceno. Este lapso representaría una etapa tardía del alzamiento progresivo y erosión de la Cordillera de la Costa, exponiendo, en los niveles más superficiales, rocas de edad cretácica superior. Posteriormente a este evento, se desarrolló el volcanismo y sedimentación del Oligoceno-Mioceno Inferior. Algunos diques que se emplazan paralelos a estructuras interpretadas como ramas de la Zona de Falla Pucuro, indican una edad mínima oligocena superior-miocena inferior para éstas. Las mismas estructuras controlaron, en parte, el emplazamiento de intrusivos hipabisales del Mioceno Inferior-Mioceno Medio (20-14 Ma).

*Palabras claves:*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , K-Ar, Cretácico Superior, Terciario, Formación Abanico, Formación Lo Valle, Chile central.

## ABSTRACT

**$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar geochronological evidences of an Upper Cretaceous-Eocene *hiatus* in Central Chile (33-33°30'S).** Seventeen new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar ages have been obtained from volcanic rocks of Lo Valle (Upper Cretaceous) and Abanico (Oligocene-Lower Miocene) formations, and associated shallow intrusions (stocks, dykes and sills). The Lo Valle Formation deposits were dated in ca. 71-72 Ma (Maastrichtian). The lava flows of the overlying volcanic-sedimentary sequence, the Abanico Formation (equivalent to the Western Coya-Machalí Formation), as well as the associated dykes and sills were dated in 34-19 Ma. In the studied area, the Abanico Formation is characterized by proximal and younger volcanic facies with respect to its eastern equivalent (Eastern Coya-Machalí Formation). A *hiatus* of nearly 37 my (late Upper Cretaceous to Eocene) is detected between both rock units. This lapse represents a late stage of the gradual uplift and erosion of the Coast Cordillera, which exposed Upper Cretaceous rocks in the shallower levels. Afterwards, the volcanic arc and continental sedimentary basin of Oligocene-Lower Miocene were developed. Dykes emplaced parallel to structures interpreted as branches of the Pucuro Fault Zone, indicate an Upper Oligocene-Lower Miocene age for the structure. These same structures, partly controlled the emplacement of Lower to Middle Miocene hypabissal intrusives (20-14 Ma).

*Key words:*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , K-Ar, Upper Cretaceous, Tertiary, Abanico Formation, Lo Valle Formation, Central Chile.



### INTRODUCCION

La ausencia de indicadores biocronológicos y la intensa alteración de las rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Superior-Terciario, agrupadas en las formaciones Lo Valle y Abanico, han dificultado, por largo tiempo, su ubicación en el contexto espacio-tiempo, constituyendo un tópico de discusión histórico de la geología de Chile.

Trabajos recientes han entregado un mejor conocimiento de la estratigrafía de estas unidades, permitiendo también, una mejor interpretación de las edades obtenidas (P. Gana y R. Wall)<sup>1</sup>. El propósito de este trabajo es dar a conocer nuevos

antecedentes acerca del límite cretácico-terciario, sobre la base de un estudio de geocronología isotópica <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar y K-Ar, realizado en el área comprendida entre los 33°00' y 33°30'S y los 70°30' y 70°46'W, Región Metropolitana, al norte de la ciudad de Santiago (Fig. 1).

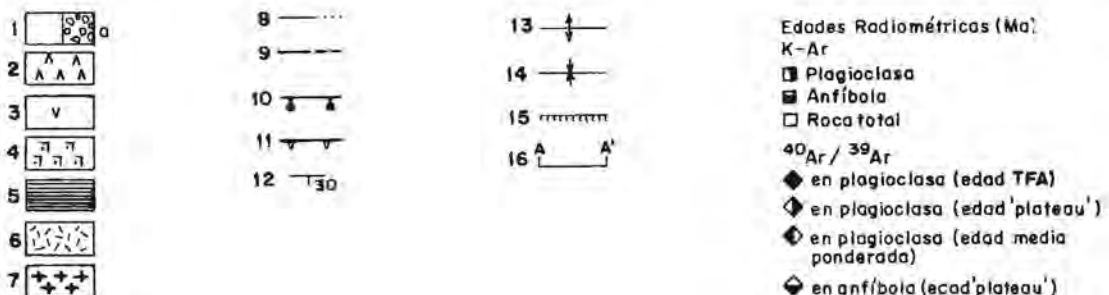
Los análisis geocronológicos por el método <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar fueron realizados por M. MacWilliams (Department of Geophysics, Stanford University). Los análisis K-Ar fueron realizados por C. Pérez de Arce (Laboratorio de Geocronología de Servicio Nacional de Geología y Minería).

### MARCO GEOLOGICO

Chile central se caracteriza por la presencia de tres dominios morfoestructurales, consistentes, de oeste a este, en: la Cordillera de la Costa, la Depresión Intermedia y la Cordillera Andina (Borgel,

1983). En el sector estudiado, la Depresión Intermedia comprende la cuenca de Santiago, cerros-islas y cordones montañosos de relativa baja altitud, que emergen al norte de los 33°05'S.

FIG. 1. Marco geológico. 1- Cuaternario: depósitos aluviales, fluviales y coluviales, a- depósitos de remoción en masa. 2- Formación Farellones (Mioceno): lavas andesíticas brechizadas; 3- Formación Abanico (Oligoceno-Mioceno Inferior): andesitas, andesitas basálticas, brechas andesíticas, tobas, tobas soldadas, dacitas fluidales e intercalaciones sedimentarias y tufitas con restos vegetales; 4- Formación Lo Valle (Cretácico Superior): conglomerados, areniscas, tobas soldadas dacíticas, tobas pumíceas, tobas líticas, brechas tobáceas andesíticas y dacíticas; 5- Formación Las Chilcas (Cretácico Inferior): andesitas brechosas, basaltos, intercalaciones de tobas, conglomerados, areniscas y calizas; 6- Intrusivos hipabisales (Oligoceno-Mioceno): microdioritas a microgabros y pórfidos dacíticos a basálticos; 7- Intrusivo hipabisal basáltico (Paleoceno). Modificado de Gutiérrez *et al.*, 1996 in P. Gana y R. Wall<sup>1</sup>; 8- contacto geológico (inferido); 9- falla o lineamiento fotogeológico (inferido); 10- falla normal; 11- falla inversa; 12- rumbo y manteo de estratos; 13- eje de anticlinal; 14- eje de sinclinal; 15- escarpe; 16- traza de perfil geológico. Referencias geocronológicas: <sup>\*</sup> Drake *et al.* (1976); <sup>\*\*</sup>Thiele *et al.* (1980).



<sup>1</sup> 1996. Geocronología de los eventos magmáticos del Cretácico Superior-Terciario, en el borde occidental de la Cordillera Principal, al sur de la Cuesta Chacabuco, Chile Central (33-33°30'S). Informe Registrado IR-96-7 (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile). 77 p.

En la Depresión Intermedia afloran los niveles medio y superiores, suavemente ondulados, de la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958) del Cretácico Inferior (Rivano *et al.*, 1986; Martínez-Pardo *et al.*, 1994), sobre la cual se disponen, discordantemente, y también en aparente concordancia, estratos de edad cretácica superior-paleógena? de la Formación Lo Valle (Thomas, 1958). Estas unidades se prolongan hacia el sur, bajo el relleno de la Depresión Intermedia, aflorando en los cerros-islas Colorado y Renca. Observaciones de terreno (Thomas, 1958; el presente estudio), y los antecedentes geocronológicos expuestos a continuación, sugieren que el techo de la Formación Las Chilcas constituye una importante superficie de erosión que involucraría gran parte del Cretácico Superior, constituyendo un *hiatus* de ca. 20 Ma. Un considerable alzamiento de la Cordillera de la Costa, durante el Jurásico Superior y última parte del Cretácico Inferior, ha sido propuesto por Vergara *et al.* (1995) para el sector de Chile central.

La Formación Las Chilcas, compuesta por rocas volcánicas y sedimentarias con gran variedad de facies, representa el relleno de una cuenca extensional de bordes escarpados, formada por depósitos de origen, predominantemente, aluvial proximal y facies calcáreas de ambiente de plataforma marginal abierta hacia el oeste, que indicarían la etapa terminal del ciclo transgresivo marino en una cuenca marginal del Albiano medio hasta el Albiano tardío (Gallego, 1994; Martínez-Pardo *et al.*, 1994). Este período de acumulación coincidió con una fuerte actividad volcánica, piroclástica y lávica, destacando, en una etapa tardía, la efusión de basaltos. Al oeste del área de estudio, la formación está intruida por un granitoide de  $92 \pm 3$  Ma (K-Ar en plagioclasa; Gallego, 1994), que confirma la edad cretácica inferior sugerida por Rivano *et al.* (1986) y Martínez-Pardo *et al.* (1994). En el área, la Formación Las Chilcas, además, se encuentra intruida por cuerpos hipabisales de composición riolítica y andesítico-basáltica de edades eocena y oligocena, respectivamente (Wall, 1997).

La Formación Lo Valle corresponde a una secuencia de 1.800 m de espesor máximo, con facies predominantemente piroclásticas, e intercalaciones lávicas y sedimentarias continentales. Infrayace, en aparente concordancia, expresada por una leve diferencia de rumbo, a la Formación Abanico (Aguirre, 1960; Thiele, 1980), de edad terciaria. Antecedentes radiométricos K-Ar de  $70,5 \pm 2,5$  Ma (plagio-

clasa) y  $64,6 \pm 5$  Ma (roca total) de una ignimbrita dacítica del área de Cuesta de Chacabuco (Vergara y Drake, 1978), indican una edad maastrichtiana, corroborando, en parte, la estimación cretácica superior alta a terciaria inferior de Thomas (1958). Sin embargo, persiste la incógnita de la naturaleza del contacto entre las unidades del Cretácico Superior y el Terciario, debido a la dificultad para datar la base de la Formación Abanico, por la deficiente calidad de los afloramientos y la presencia de fallas e intrusivos.

En el borde occidental de la Cordillera Andina y cerros de la Depresión Intermedia, se distribuye la Formación Abanico, cuyas facies representan los productos de estratovolcanes de composición andesítico-basáltica y riódacítica y la acumulación de sedimentos predominantemente volcanoclásticos en cuencas intermontanas de extensión restringida (Vergara y Drake, 1979). Los escasos antecedentes radiométricos dentro del área, señalan una edad de  $28,3 \pm 0,7$  Ma (K-Ar en plagioclasa; Drake *et al.*, 1976), para una ignimbrita del cerro San Cristóbal, en la ciudad de Santiago. Hacia el sur, esta unidad tiene su equivalente en la Formación Coya-Machalí de edad eocena superior-miocena inferior (Klohn, 1960; Charrier *et al.*, 1994).

Sobreyace a la Formación Abanico, discordantemente y fuera del área de estudio, la Formación Farellones (Klohn, 1960), aflorante al este de los  $70^{\circ}30'W$ , cuya edad miocena comprendería un lapso de 19-6 Ma (Drake *et al.*, 1976; Vergara *et al.*, 1988; Beccar *et al.*, 1986). Consiste en productos volcánicos de composición ácida provenientes de calderas, con intercalaciones lacustres, seguidas por coladas y domos generados en un sistema de estratovolcanes. La naturaleza del límite inferior de la Formación Farellones ha sido materia de discusión por parte de muchos autores, siendo considerada concordante, discordante y tectónica, tanto por sobrecurrimiento como por fallamiento normal (Jaros y Zelman, 1967; Rivano *et al.*, 1990; Thiele *et al.*, 1991; Godoy *et al.*, 1996).

Un rasgo característico del área, lo constituye la presencia de 'stocks', diques y cuellos volcánicos, principalmente microdioríticos y microgábricos y pórfidos andesíticos, de edad oligocena-miocena (ca. 30-19 Ma; *e.g.*, Padilla y Vergara, 1985; Wall, 1997), que intruyen a las formaciones señaladas. Estos, en parte, representan niveles hipabisales de la cadena volcánica miocénica de la Cordillera Andina. Antecedentes de edades de algunos de

estos cuerpos señalan  $19,5 \pm 0,5$  Ma para una andesita intrusiva del cerro Manquehue (K-Ar en plagioclasa; Drake *et al.*, 1976) y  $21,8 \pm 0,5$  Ma para el pórfido diorítico del cerro Renca (K-Ar en roca total; Thiele *et al.*, 1980). Al norte de los  $33^\circ\text{S}$ , intruyendo a la Formación Lo Valle, se expone el cuello volcánico del cerro Alto de Huechún; dos lavas andesíticas y una toba lítica han sido datadas en  $30,9 \pm 0,8$  Ma,  $27,9 \pm 0,7$  Ma y  $20,6 \pm 0,2$  Ma (K-Ar en roca total; Vergara y Drake, 1978) y para el cuello se obtuvo una edad de  $27,4 \pm 4,7$  Ma (Wall, 1997).

Las secuencias estratificadas, así como los cuerpos intrusivos, se encuentran afectados por metamorfismo de carga (Vergara *et al.*, 1989), al que se superpone una intensa alteración hidrotermal de baja temperatura asociada a estructuras e intrusivos (Padilla y Vergara, 1985).

La tectónica se caracteriza por estratos de actitud monoclinial a ondulada en pliegues abiertos de

gran longitud de onda, e inclinados hacia el este ( $20^\circ$  promedio), con rumbos de tendencia nor-noroeste a norte-sur en la Formación Lo Valle, y nor-noroeste a noreste en la Formación Abanico. La zona de Falla Pocuro, reconocida hacia el norte de los  $33^\circ\text{S}$  (S. Rivano)<sup>2</sup>, en el área de estudio, al noreste de Colina, estaría representada por un alineamiento de zonas de alteración hidrotermal discretas, producidas por intrusivos hipabisales del Oligoceno-Mioceno (*e.g.*, en Cerro Cuesta de Chacabuco), y por trazas de fallas de orientación norte-sur, que producen una desviación en 2 km del curso del estero Colina (Fig. 1). Hacia el sur del estero Colina, este rasgo es difuso y, en parte, coincidiría con zonas de remoción en masa de bloques y flujos de detritos. Fallas de rumbo noreste, algunas de tipo inverso de gran ángulo, que desaparecen en el margen oriental de la Depresión Intermedia al norte de Santiago, corresponden a ramificaciones de esta megafalla.

## GEOLOGIA Y NUEVOS DATOS GEOCRONOLÓGICOS

Las formaciones Lo Valle y Abanico, así como los intrusivos hipabisales que las afectan, constituyen las unidades relevantes para caracterizar el límite cretácico-terciario en el área. Se analizaron minerales de tobas, lavas e intrusivos, mediante los métodos de geocronología isotópica de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar. Las muestras datadas y sus edades se encuentran en el mapa geológico de la figura 1. La estratigrafía representativa de las unidades, y la ubicación relativa de los nuevos datos geocronológicos, se presentan en perfiles y columnas generalizadas de las figuras 2 y 3. Por medio de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  por pasos, se analizaron 9 muestras de plagioclasas y una de anfíbola, realizando 3-9 pasos de calentamiento progresivo con una variación de temperatura entre  $800^\circ$  y  $1.400^\circ\text{C}$  (Tabla 1). Las isócronas fueron calculadas por el método de York (1969) y los errores calculados a  $2\sigma$ , incluyendo el error en el valor del parámetro J. Los datos geocronológicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  están representados en los diagramas de espectro y correlación  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de la figura 4. Se analizaron ocho muestras mediante K-Ar, siete en roca total y una en anfíbola (Tabla 2). Las técnicas analíticas utilizadas se presentan en el Apéndice.

## ROCAS ESTRATIFICADAS

### CRETÁCICO SUPERIOR: FORMACION LO VALLE

Se expone según una franja de orientación norte-sur, con estratos suavemente inclinados hacia el este y pliegues suaves de eje aproximado norte-sur en el sector noroccidental del área (Figs. 1 y 2a). La Formación Lo Valle sobreyace a la Formación Las Chilcas, cuyo techo, en el área, está constituido por estratos de lavas andesíticas y basálticas. El contacto entre ambas formaciones, si bien, en general, parece constituir una aparente concordancia, estaría representado por una discordancia de erosión entre lavas y conglomerados, y se identifica con mayor claridad al norte de Quebrada Los Maitenes (Fig. 1). La columna estratigráfica generalizada para la Formación Lo Valle se describe en la figura 3a. La secuencia basal, de 30-50 m de potencia, mejor expuesta al norte del estero Chacabuco, está constituida por estratos predominantemente sedimentarios, de conglomerados y areniscas fluviales rojas, conglomeráticas amarillentas, con restos vegetales, y dos niveles de tobas intercaladas. Para una de estas tobas se obtuvo

<sup>2</sup> 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo (Inédito). *Servicio Nacional de Geología y Minería*, 232 p.; 1 mapa 1:250.000 (realizado por Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Espiñeira, D. 1993).

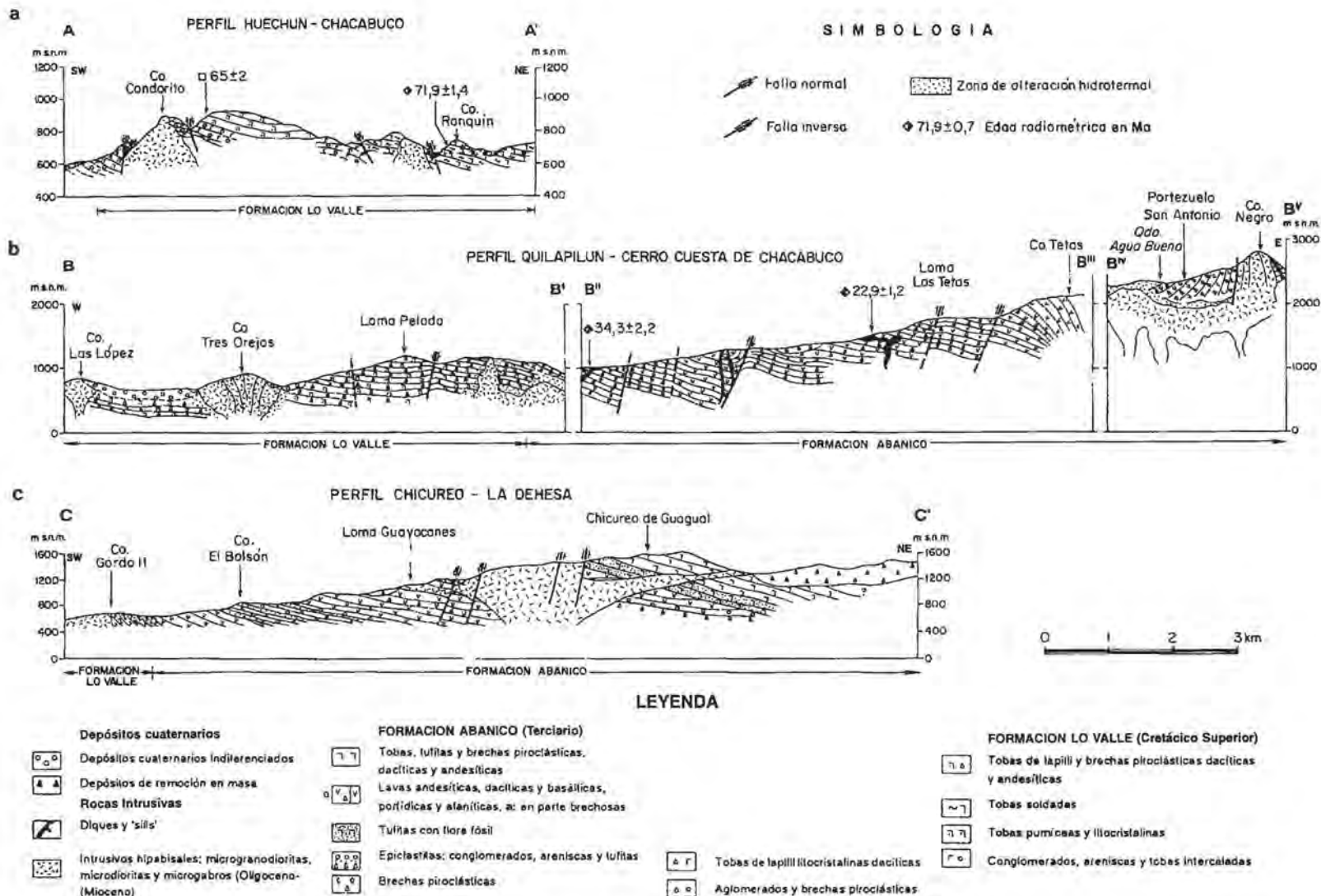


FIG. 2. Perfiles geológicos y ubicación de edades radiométricas. a- perfil A-A': Huechun-Chacabuco: Formación Lo Valle; b- perfil B-B'': Quilapilun-Cerro Cuesta de Chacabuco, área norte de Formación Abanico; c- perfil C-C': Chicureo-La Dehesa, área sur de Formación Abanico. Ubicación de los perfiles en la figura 1.

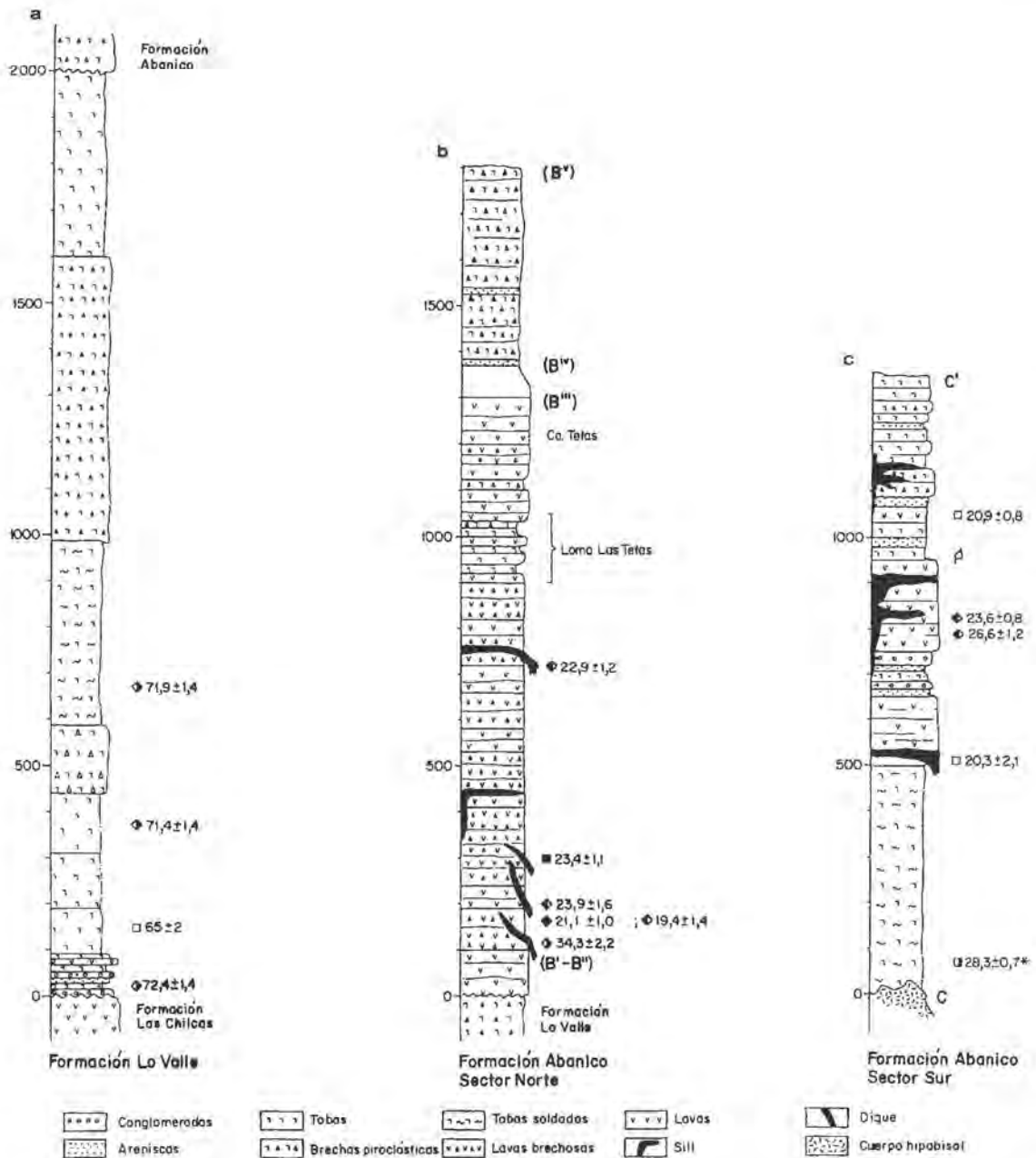


FIG. 3. Columnas estratigráficas generalizadas de las formaciones Lo Valle y Abanico, señalando la ubicación de las muestras datadas. a- Formación Lo Valle; b- Formación Abanico, sector norte; c- Formación Abanico, sector sur. Referencia geocronológica: \*Drake *et al.* (1976). Símbolos para las dataciones como en figura 1.

una edad de  $72,4 \pm 1,4$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa). Le sobreyace una secuencia de aproximadamente 40 m de potencia, compuesta por tobas amarillas con intercalaciones de lavas brechosas, sobre la cual se dispone un paquete de 70-100 m de espesor de tobas dacíticas rosado violáceas claras con

pómez aplastadas de hasta 10 cm de longitud, datadas, estas últimas, en  $65 \pm 2,0$  Ma (K-Ar en roca total). Al sur del estero Chacabuco, y al este del portezuelo Manzano, continúa la secuencia con 400 m de tobas riódacíticas litocr stalinas, cristalinas y brechosas. Para la toba cristalina se obtuvo

una edad de  $71,4 \pm 1,4$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa). Esta secuencia está cubierta por, al menos, 350 m de tobas rosadas a rojas con pómez colapsadas de hasta 5-6 cm de largo. Ignimbritas del cerro Ranquín (Figs. 1 y 2a), correlacionables con esta unidad, se dataron en  $71,9 \pm 1,4$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa). Finalmente, el techo de la Formación Lo Valle, lo constituye una secuencia de tobas de lapilli y brechas piroclásticas andesíticas y dacíticas de 900 m de potencia máxima estimada.

Los análisis  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizados en plagioclasa

de las tobas dacíticas entregan edades bastante concordantes entre sí, mostrando sus diagramas de espectro, 'plateaus' bien definidos, los cuales concentran un 80-100% del  $^{39}\text{Ar}$ . La determinación K-Ar en plagioclasa indica una edad levemente más joven que la edad de fusión total (TFA) de las muestras analizadas por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , por lo que se considera una edad mínima. La consistencia entre ambos métodos denota que el sistema se mantuvo cerrado para estos elementos hasta alcanzar la temperatura de cierre de la plagioclasa.

TABLA 1. EDADES RADIOMETRICAS  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

Unidad	No. Muestra	Edad 'plateau' Ma $\pm 2\sigma$	WMPA Ma $\pm 2\sigma$	n	$^{39}\text{Ar}\%$	TFA Ma $\pm 2\sigma$	Edad isócrona Ma $\pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Coordenadas UTMN	UTME
<b>Lo Valle</b>										
Tobas dacíticas	GM-250795*	72,4 $\pm$ 1,4		3	88	71,9 $\pm$ 1,6	72,3 $\pm$ 1,8	316 $\pm$ 6	6.344.900	336.500
	RW-818c*	71,9 $\pm$ 1,4		4	100	71,9 $\pm$ 1,4	71,9 $\pm$ 1,4	292 $\pm$ 1	6.344.900	338.700
	RW-824*	71,4 $\pm$ 1,4		3	80	71,5 $\pm$ 1,4	71,4 $\pm$ 1,4	315 $\pm$ 9	6.334.100	336.300
<b>Abanico</b>										
Andesita basáltica	GM-1188*		23,6 $\pm$ 0,8	3	95	23,7 $\pm$ 0,6	26,2 $\pm$ 2,0	274 $\pm$ 7	6.312.100	354.800
Andesita basáltica	DE-21*		26,6 $\pm$ 1,2	4	56	25,2 $\pm$ 1,0	27,1 $\pm$ 1,4	292 $\pm$ 3	6.314.650	357.150
Basalto	GM-123795*		19,4 $\pm$ 1,4	6	51	21,1 $\pm$ 1,0	21 $\pm$ 4,6	287 $\pm$ 8	6.327.400	350.150
<b>Diques y 'sill'</b>										
Dique basáltico	GM-782*	34,3 $\pm$ 2,2		3	100	34,2 $\pm$ 2,6	33,8 $\pm$ 20,2	298 $\pm$ 51	6.340.200	349.300
Dique microgábrico	GM-1082*		23,9 $\pm$ 1,6	2	24	31,6 $\pm$ 1,2			6.336.500	352.300
	GM-1082*		24,5 $\pm$ 1,6	3	56					
'Sill' basáltico	GM-786*		23,8 $\pm$ 0,8	6	56	27,9 $\pm$ 1,0	23,5 $\pm$ 4,6	299 $\pm$ 15	6.340.575	353.600
	GM-786*		22,9 $\pm$ 1,2	2	35					
<b>'Stock'</b>										
Pórfido andesítico	GM-1081**	18,8 $\pm$ 0,8		5	98	19,4 $\pm$ 0,6	18,7 $\pm$ 1,8	297 $\pm$ 13	6.335.450	351.100

Mineral analizado: \* plagioclasa; \*\*anfíbola.

WMPA= edad media ponderada.

TFA= edad de fusión total.

n= número de pasos

TABLA 2. NUEVAS EDADES RADIOMETRICAS.

Unidad	No. Muestra	%K	$^{40}\text{Ar}$ rad. nI/g	%Ar atm.	Edad Ma $\pm 2\sigma$	Coordenadas UTMN	UTME
<b>Lo Valle</b>							
Toba dacítica	RW-819*	3,881	10,503	68	65 $\pm$ 2,0	6.342.900	336.100
<b>Abanico</b>							
Dacita fluidal	DE-20*	1,555	1,271	28	20,9 $\pm$ 0,8	6.310.200	356.650
<b>Dique y 'sill'</b>							
Dique andesítico	GM-126795*	0,554	0,507	49	23,4 $\pm$ 1,1	6.327.675	351.100
'Sill' basáltico	AG-305*	0,202	0,160	76	20,3 $\pm$ 2,1	6.325.260	348.400
<b>'Stocks' y cuello</b>							
Pórfido dacítico	GM-1181*	0,884	0,578	66	16,7 $\pm$ 0,9	6.310.325	354.950
Pórfido d'orítico	AG-234**	0,193	0,153	74	20,3 $\pm$ 2,9	6.336.700	356.900
Microdiorita	GM-2774*	0,835	0,782	33	23,9 $\pm$ 0,9	6.347.850	344.850
Cuello dacítico	GM-1086*	1,035	0,567	63	14 $\pm$ 0,8	6.336.500	354.300

Material analizado: \*roca total; \*\*anfíbola.



La edad de  $72,4 \pm 1,4$  Ma (muestra GM-250795; Fig. 4a) considera un 'plateau' de tres pasos, que retienen el 88% de  $^{39}\text{Ar}$ . El diagrama de espectro muestra que las razones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y las edades relativas son levemente mayores para los pasos intermedios, sugiriendo un envejecimiento, apoyado por el valor  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $316 \pm 6$ . La edad mínima está representada por la edad de fusión total (TFA) de  $71,9 \pm 1,4$  Ma. La plagioclasa de la toba dataada es una oligoclasa-albita, fracturada, fresca, que presenta una razón  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (equivalente a la razón Ca/K) más o menos constante, excepto para el paso de más alta temperatura (Fig. 5a).

La edad de  $71,4 \pm 1,4$  Ma (muestra RW-824, Fig. 4b) se ha calculado a partir de un 'plateau' con edades concordantes entre los  $1.260^\circ\text{C}$  y  $1.000^\circ\text{C}$ , concentrando el 80% del  $^{39}\text{Ar}$ . La plagioclasa dataada es de composición intermedia a sódica, fresca, fracturada, que posee una razón  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  más o menos constante (Fig. 5b). La edad de fusión total (TFA) de  $71,5 \pm 1,4$  Ma es casi idéntica a la edad 'plateau', sin embargo, el valor de la razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $315 \pm 9$ , sugiere la presencia de un exceso de argón radiogénico. Los pasos de más baja temperatura, que retienen el 20% de  $^{39}\text{Ar}$ , acusan edades más antiguas, las cuales podrían estar relacionadas con la acumulación de pequeñas cantidades de argón radiogénico, reubicadas por difusión hacia los bordes cristalinos. La edad 'plateau', en este caso, se interpreta como edad máxima de enfriamiento. El diagrama de isócrona posee un buen ajuste de recta, pero sus puntos se encuentran mal distribuidos, lo que resta confiabilidad a la edad entregada por ésta, de  $71,4 \pm 1,4$  Ma que, sin embargo, coincide con la edad 'plateau'.

La edad de  $71,9 \pm 1,4$  Ma (muestra RW-818C, Fig. 4c), probablemente representa la mejor edad obtenida para la unidad, ubicada en el Cretácico Superior. Se ha calculado a partir de un espectro, construido con 4 pasos, que no muestra perturbación aparente. La plagioclasa dataada es similar a la anterior. La variación de su razón  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Fig. 5c), se interpreta como una concentración progresiva de la fase cálcica en relación al aumento de la temperatura de desgasificación. Esta edad 'plateau' coincide con la edad de fusión total (TFA) y, además, se encuentra reafirmada por la edad de isócrona.

Aun considerando la limitación de los datos, y el reducido número de pasos de calentamiento progresivo, es posible observar una escasa diferencia entre estas edades. Esto sugiere un proceso de

cristalización y enfriamiento rápido, muy de acuerdo al carácter volcánico explosivo de las muestras datadas.

### TERCIARIO: FORMACIÓN ABANICO

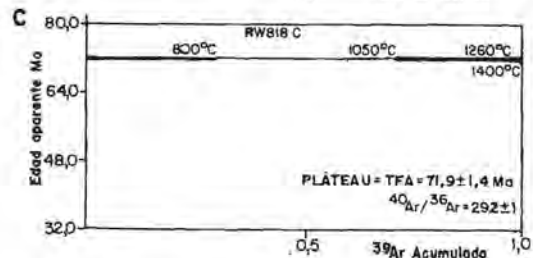
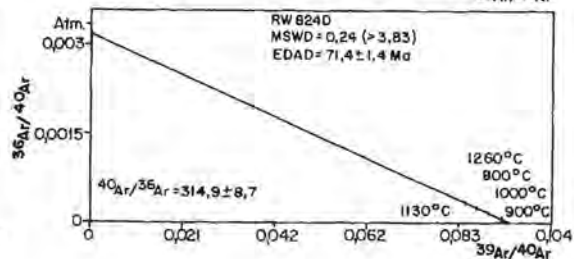
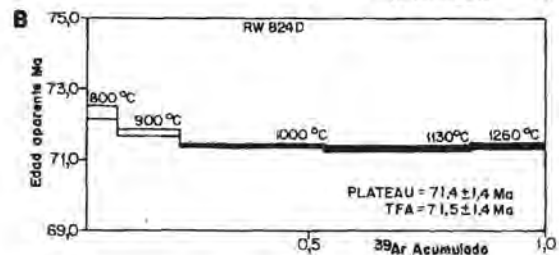
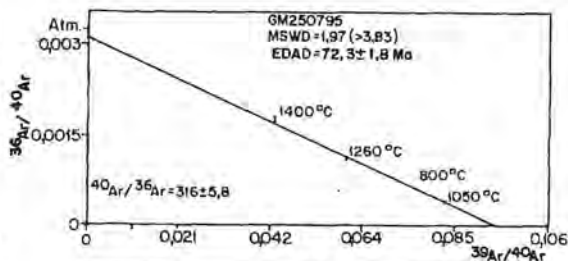
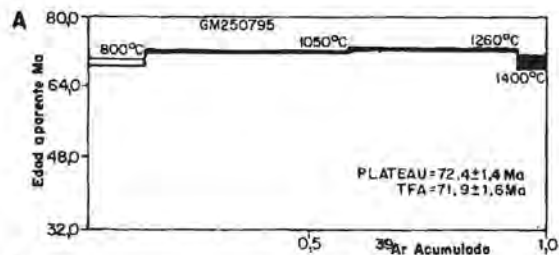
Corresponde a una secuencia continental de rocas volcánicas y sedimentarias subordinadas, con fuertes variaciones laterales de facies y sin techo expuesto en el área. El espesor total estimado de la secuencia, variable entre 1.000 m y 1.800 m, es difícil de precisar, debido a la presencia de fallas normales en su base, que producen repetición de estratos y por la abundancia de cuerpos hipabisales. Existe, además, un acortamiento de la sección, producto de fallas inversas de dirección noreste (Fig. 1), de las cuales se desconoce la magnitud de su desplazamiento.

Considerando los cambios laterales de facies, se presenta el detalle estratigráfico en perfiles representativos del norte y sur del área (perfiles B-B' y C-C', Figs. 2b, c) y sus respectivas columnas estratigráficas generalizadas (Figs. 3b, c).

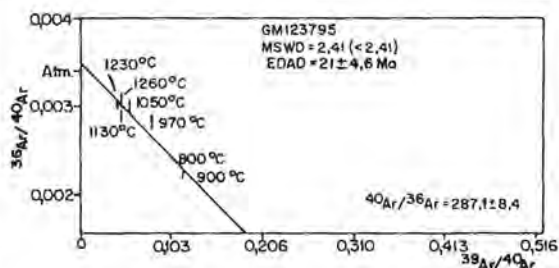
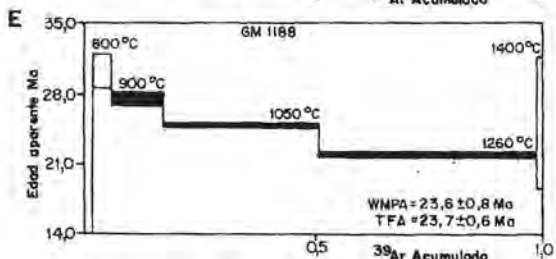
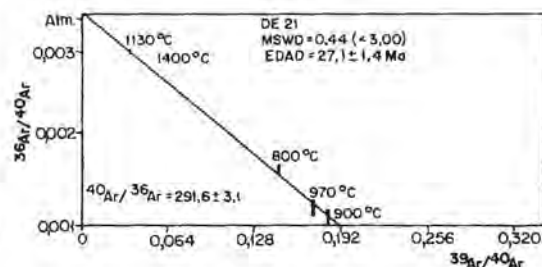
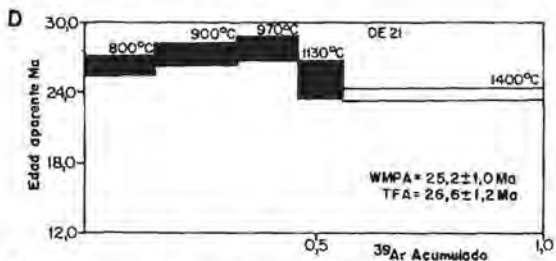
En el sector norte del área, se estima una potencia total aproximada de 1.800 m (perfil B-B', Figs. 1, 2b y 3b). Allí, la secuencia asignada a la Formación Abanico se apoya en aparente concordancia sobre estratos de la Formación Lo Valle. La base está constituida por lavas andesíticas brechosas morado verdosas con intercalaciones de andesitas afaníticas verdes. Esta litología predomina a lo largo de los dos tercios inferiores de la secuencia, y está intruida por diques y 'sills' basálticos, andesíticos y dacíticos de piroxeno y anfíbola con zonas fuertemente limonitizadas. Hacia el este, y subiendo en la secuencia, en Loma Las Tetas afloran niveles de 8 a 10 m de espesor de brechas piroclásticas, gradando progresivamente hacia la cumbre de Cerro Tetas, a lavas andesíticas porfídicas y lavas afaníticas andesíticas a dacíticas brechosas. Los niveles superiores de la secuencia están constituidos por brechas piroclásticas de bloques andesíticos, basálticos y tobas de lapilli dacíticos, afectadas por alteración hidrotermal, producto de la intrusión del pórfido de Cerro Cuesta de Chacabuco (perfil B'-B', Fig. 2b). El techo de la Formación Abanico se encuentra expuesto fuera de la zona de estudio, ca. 4,5 km al este.

La parte sur de la Formación Abanico se expone en un perfil de aproximadamente 1.000 m de espesor en el sector Chicureo-La Dehesa (perfil C-C',

FORMACION LO VALLE



FORMACION ABANICO



DIQUES Y 'SILL'

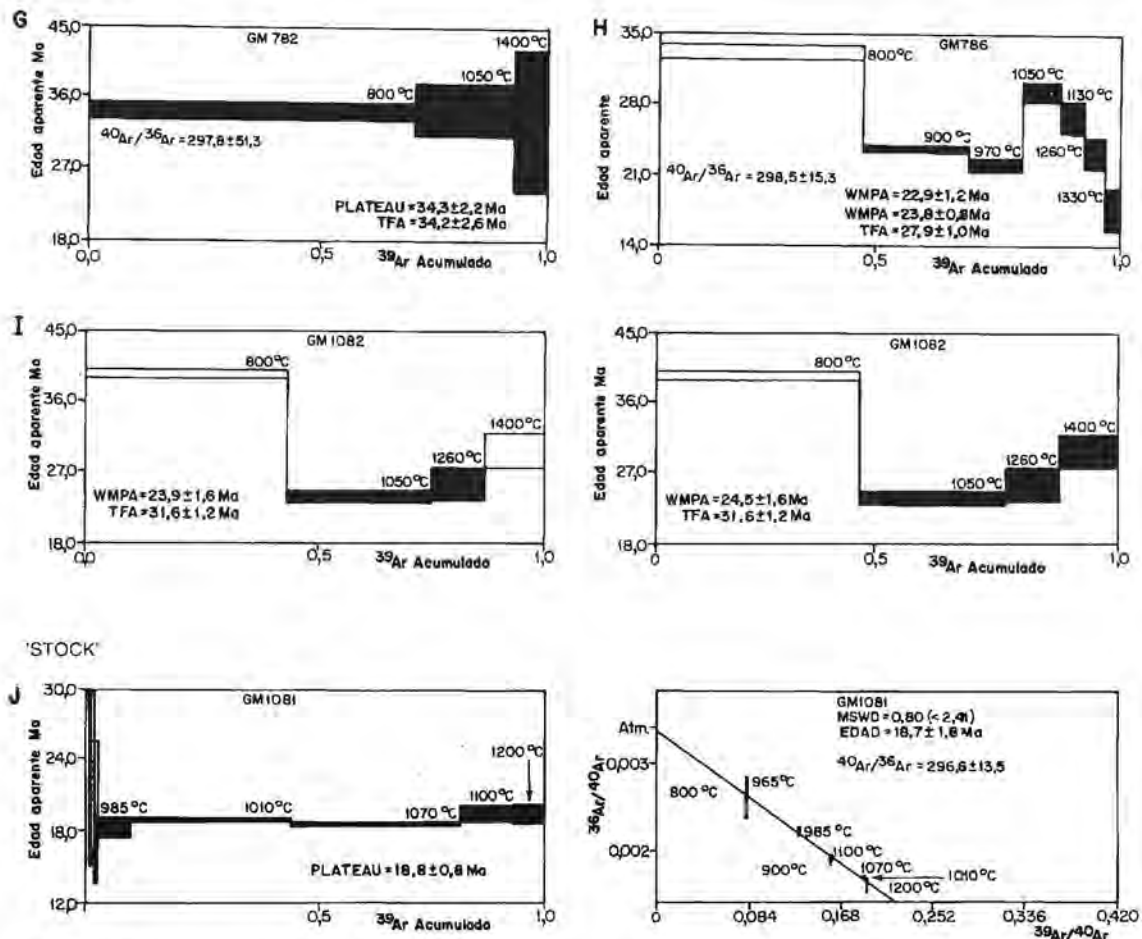


FIG. 4 (a-j). Geocronología  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ : diagramas de espectro e isócrona. Los tramos ennegrecidos de los espectros señalan los datos considerados para el cálculo de la edad 'plateau' y de la edad promedio ponderada (WMPA).

Figs. 1, 2c, 3c). En la base de la secuencia afloran 500 m de tobas soldadas de composición ácida a intermedia, intruidas por un cuerpo andesítico microcristalino. Sobreyacen, con leve angularidad, ca. 150 m de andesitas y basaltos afaníticos y porfídicos negros, púrpura y morados, seguidos por 80-120 m de epiclastitas con intercalaciones lávicas y 200 m de lavas y filones manto andesíticos de colores negro, verde oscuro y púrpura, porfídicos a afaníticos. Dos andesitas basálticas de piroxeno, pertenecientes a esta unidad, fueron datadas en  $26,6 \pm 1,2$  y  $23,6 \pm 0,8$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa, Figs. 4d y 4e, respectivamente). La primera se ubica en Quebrada Las Gualtatas, en el borde oriental del área que, sin embargo, corresponde a un nivel estratigráficamente más bajo que la segunda. Sobreyace una secuencia de 400 m de tobas, tufitas y brechas piroclásticas de composición

dacítica, con un nivel de toba cinerítica blanca en la base, que presenta evidencias de deposición en ambiente transicional lacustre y fluvial a volcánico subaéreo, cuyo contenido fosilífero de hojas y troncos indican una edad oligocena superior-miocena inferior (Sellés e Hinojosa, 1997). Hacia el techo, la influencia sedimentaria es sólo esporádica. Una dacita fluidal de piroxeno, ubicada sobre las andesitas basálticas de ca. 23 Ma, entrega una edad de  $20,90 \pm 0,80$  Ma (K-Ar en roca total). Intruye la secuencia, un pórfido andesítico de forma lapolítica con numerosas prolongaciones filonianas, que encajan subhorizontalmente, tanto en las tobas como en las lavas, reflejando un emplazamiento muy somero. El techo se encuentra cubierto por grandes depósitos de remoción en masa, tipo flujo de detritos, provenientes del cordón Los Españoles, ubicado hacia el este.

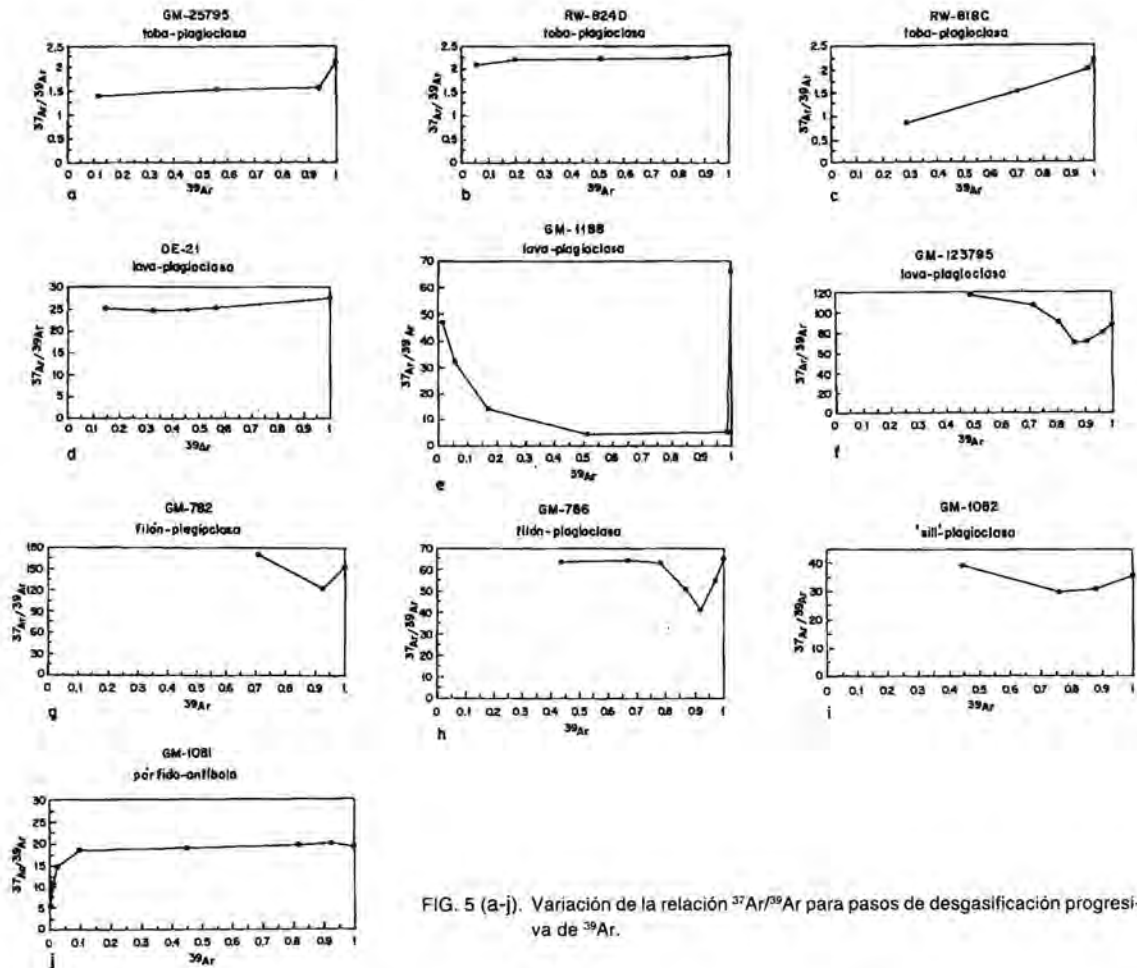


FIG. 5 (a-j). Variación de la relación  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para pasos de desgasificación progresiva de  $^{39}\text{Ar}$ .

Una muestra de basalto de la parte baja de la Formación Abanico, ubicada al norte del estero Colina, entre los perfiles citados, entregó edades de  $21,0 \pm 4,6$  y  $19,4 \pm 1,4$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa, edades isócrona y promedio ponderado WMPA, respectivamente, Fig. 4f). Su ubicación estratigráfica tentativa se indica en la columna de la figura 3b.

La edad de  $26,6 \pm 1,2$  Ma (muestra DE-21, Fig. 4d), corresponde a un promedio ponderado de los primeros 4 pasos del espectro. El diagrama se muestra perturbado, con características de pérdida de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico por difusión debido a un episodio de poscrystalización, que podría interpretarse como un enfriamiento a velocidad moderada. La variación inversa entre las edades aparentes y la razón  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  podría ser el resultado de heterogeneidades en la composición de la plagioclasa. Como se puede apreciar en el espectro, la edad de

enfriamiento estaría acotada por el paso de  $970^\circ\text{C}$ , a los  $27,5 \pm 2,2$  Ma y por la edad de fusión total (TFA) de  $25,20 \pm 0,46$  Ma (mínima). El diagrama de isócrona muestra una razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  levemente más baja que el valor atmosférico, pero dentro del rango, considerando su error, entregando una edad de  $27,1 \pm 0,7$  Ma, cercana a la estimada como inicio del enfriamiento de la lava. La datación fue realizada en plagioclasa de tipo labradorita con bajo contenido de potasio y leve alteración a esmectita.

La edad de  $23,6 \pm 0,8$  Ma (muestra GM-1188, Fig. 4e), del Oligoceno superior, es un promedio ponderado de los tres pasos intermedios de un espectro perturbado. Este espectro muestra inconsistencia entre la edad aparente y la temperatura a la cual se liberan las distintas porciones del  $^{39}\text{Ar}$ . Los primeros pasos que acumulan el 17,4% del  $^{39}\text{Ar}$ , presentan mayor edad aparente, debido posi-

blemente a una reubicación de argón radiogénico en los bordes cristalinos. La razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $274 \pm 7$  (Fig. 4e) se encuentra bajo el valor atmosférico actual, sugiriendo que la muestra puede contener argón heredado, de origen desconocido, que originalmente pudo tener una razón más baja (Daly y Lanphere, 1974). La edad de fusión total (TFA) es  $23,7 \pm 0,6$  Ma. Ambos valores se interpretan como edades máximas de enfriamiento. Proviene de una plagioclasa, andesina-labradorita ( $\text{An}_{50}$ ) zonada, cuya heterogeneidad se manifiesta en su variable contenido de calcio respecto del potasio y su influencia en la generación de argón (Fig. 5e); aunque ésta no parece tener correspondencia con variación de las edades aparentes.

Siguiendo el orden estratigráfico ascendente, una dacita de piroxeno datada por K-Ar en roca total, entregó una edad mínima de  $20,9 \pm 0,80$  Ma (muestra DE-20), consistente con los valores  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenidos para otras rocas del área cercana.

Por último, las edades de  $21,0 \pm 4,6$  y  $19,4 \pm 1,4$  Ma (muestra GM-123795, Fig. 4f), fueron calculadas a partir del análisis de plagioclasa de tipo labradorita  $\text{An}_{60}$ , zonada. Su espectro se muestra altamente perturbado, con edades aparentes que contienen errores de hasta  $\pm 3,5$  ( $1\sigma$ ). El marcado carácter cálcico de la plagioclasa, permitió la incorporación de una reducida cantidad de potasio, que incide negativamente en la consistencia de las edades aparentes. La variación de la razón  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Fig. 5f) pareciera responder a un efecto oscilatorio de la zonación mineral, la cual presenta consistencia con el espectro en los 5 pasos de mayor temperatura. Gran parte del  $^{39}\text{Ar}$  (72%) se liberó en los dos primeros pasos de desgasificación (800 y 900°C), como asimismo las mayores proporciones relativas de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico, que darían cuenta de edades más antiguas. Sin embargo, la razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $287 \pm 8$  está dentro del rango actual, considerando su error, lo cual indica que no habría una clara introducción de argón extraño al sistema. La edad de fusión total (TFA), de  $21,1 \pm 1,0$  Ma, similar a la edad obtenida a través de la isócrona ( $21,0 \pm 4,6$  Ma; Fig. 4f), tiene un significado más congruente con el contexto geológico, ya que un dique situado a 2 km al este de esta muestra, tiene una edad de  $23,4 \pm 1,1$  Ma (K-Ar en roca total). La interpretación de estos resultados tiene un importante grado de incerteza, debido a la perturbación del espectro en la cual pueden incidir múltiples factores.

Las edades obtenidas se interpretan como de enfriamiento de las lavas, dentro del lapso comprendido entre 27 y 19 Ma (Oligoceno-Mioceno Inferior).

## ROCAS INTRUSIVAS

### DIQUES Y 'SILLS'

En el sector norte del área, los niveles inferior y medio de la Formación Abanico están intruidos por diques basálticos, microgábricos de olivino y andesíticos, datados en  $34,3 \pm 2,2$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa),  $23,9 \pm 1,6$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa), y  $23,4 \pm 1,1$  Ma (K-Ar en roca total). Dos 'sills' basálticos entregaron edades de  $22,9 \pm 1,2$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa) y  $20,3 \pm 2,1$  Ma (K-Ar en roca total).

La edad 'plateau' de  $34,3 \pm 2,2$  Ma (Oligoceno, muestra GM 782, Fig. 4g) está influida, principalmente, por el paso de 800°C, que concentra el 71% del  $^{39}\text{Ar}$  liberado. La plagioclasa analizada, corresponde a una labradorita  $\text{An}_{60}$ , zonada, fracturada. El diagrama de espectro, construido con sólo tres pasos, limita el conocimiento de su historia termal, disminuyendo, en parte, la confiabilidad de la edad. Las edades aparentes correspondientes a mayores temperaturas contienen un alto grado de incerteza (6,6 y 18,4), siendo la edad de fusión total  $34,2 \pm 2,6$  Ma. La relación inversa entre el espectro y la razón  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Fig. 5g), indica que las variaciones de las edades aparentes pueden estar condicionadas, además, por la heterogeneidad de la plagioclasa. Las edades en cuestión podrían considerarse mínimas de enfriamiento. Sin embargo, el diagrama de isócrona muestra una razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  cercana al valor atmosférico, pero con un alto grado de incerteza. La recta está definida por escasos puntos mal distribuidos, entregando una edad de  $33,8 \pm 20,2$  Ma, que no se complementa con la de espectro y que impide una interpretación precisa de ella.

Las edades de  $23,9 \pm 1,6$  y  $22,9 \pm 1,2$  Ma (Mioceno Inferior), corresponden a promedios ponderados de los pasos centrales de los espectros (muestras GM-1082 y GM-786, Figs. 4i y 4h, respectivamente), interpretados como diagramas de montura ('saddle shape'). Según McDougall y Harrison (1988), estos pasos se acercan a edades que tienen significado geológico más congruente, las cuales se interpretan como cercanas al enfriamiento. En el primer caso, considerando el escaso porcentaje de  $^{39}\text{Ar}$  liberado en los pasos involucrados, se calculó,

además, un promedio ponderado de tres pasos de temperatura (liberación del 56% del gas), entregando una edad de  $24,5 \pm 1,6$  Ma. Esta, junto con la edad de fusión total (TFA) de  $31,6 \pm 1,2$  Ma, estarían incorporando mayor proporción de argón heredado. La plagioclasa datada es una labradorita  $\text{An}_{55}$ , fresca, cataclástica, levemente zonada.

En el segundo caso, los valores de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico son constantes, excepto en el paso de más baja temperatura ( $800^\circ\text{C}$ ), no así las razones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , lo que sugiere una alteración del  $^{40}\text{Ar}$  total, posiblemente debido a incorporación de argón heredado de origen desconocido. La razón  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  es, en términos absolutos, levemente superior al valor atmosférico actual, lo cual está de acuerdo con un envejecimiento de las edades aparentes. La edad WMPA, calculada con los 6 pasos de mayor temperatura, es de  $23,8 \pm 0,8$  Ma (Oligoceno), acumulando el 56% de  $^{39}\text{Ar}$ . La edad de fusión total (TFA) es de  $27,9 \pm 1$  Ma. Ambas se consideran envejecidas. La plagioclasa en la cual se realizó el análisis, consiste en una labradorita  $\text{An}_{60}$ , zonada, cataclástica, que presenta un espectro perturbado. El espectro tiene una buena correspondencia con la variación de la razón  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Fig. 4h), que se interpreta como heterogeneidad composicional de la plagioclasa.

Las edades K-Ar son consistentes, dentro de su error, con las calculadas por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

#### 'STOCKS' HIPABISALES Y CUELLO VOLCANICO

Numerosos cuerpos hipabisales porfídicos y microcristalinos intruyen a las formaciones Lo Valle y Abanico. Los cuerpos que intruyen a la Formación Lo Valle, corresponden, principalmente, a microdioritas y microgabros de piroxeno y olivino con abundante ceolita y pórfidos andesítico-basálticos, similares al cuello volcánico del cerro Alto de Huechún, reconocido al norte del área. Un 'stock' microdiorítico de piroxeno, que atraviesa tobas de los niveles superiores de la Formación Lo Valle, al noroeste de Chacabuco (Fig. 1), se dató en  $23,9 \pm 0,9$  Ma (K-Ar en roca total). Intruyen a la Formación Abanico, pórfidos dioríticos de hornblenda y pórfidos dacíticos. Un pórfido andesítico de hornblenda emplazado en los estratos basales de la Formación

Abanico, al norte del cerro Pequén Quillay, se dató en  $18,8 \pm 0,8$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíbola). El pórfido diorítico de anfíbola del cerro Cuesta de Chacabuco, que intruye niveles superiores de la Formación Abanico, se dató en  $20,3 \pm 2,9$  Ma (K-Ar en anfíbola). Un pórfido dacítico de hornblenda ubicado al norte del cerro Manquehue arrojó una edad de  $16,7 \pm 0,9$  Ma (K-Ar en roca total). Un cuello dacítico de piroxeno, emplazado en niveles medios de la Formación Abanico, entre los cerros Pequén Quillay y Cuesta de Chacabuco, dio una edad de  $14 \pm 0,8$  Ma (K-Ar en roca total).

La edad de  $18,8 \pm 0,8$  Ma (Mioceno Inferior, muestra GM-1081, Fig. 4j) se obtuvo en una hornblenda fresca, zonada, con un delgado borde de filosilicatos. El diagrama de variación de la razón  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Fig. 5j), posee una forma complementaria con la del espectro, mostrando una menor influencia de la fase cálcica en los pasos de menor temperatura que podría asociarse a alteración de filosilicatos. El espectro presenta pequeñas perturbaciones hacia sus extremos. Los primeros pasos de desgasificación entregan edades aparentes más antiguas que podrían deberse a la difusión de pequeñas cantidades de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico en exceso, desde la red cristalina hacia sitios en los bordes del cristal, liberados a bajas temperaturas durante el proceso de calentamiento progresivo. El resto del espectro se aproxima al modelo de un sistema dominado por una fase mineral que ha sido obliterado por un evento termal poscrystalización, posiblemente debido a un alzamiento y enfriamiento rápido. Este evento termal principal poscrystalización está representado por un 'plateau' entre los  $985^\circ$  y  $1.200^\circ\text{C}$ , para el cual se ha calculado la edad citada. El diagrama de isócrona entrega una edad de  $18,7 \pm 1,8$  Ma, concordante con la edad 'plateau'. La edad cercana al inicio del enfriamiento o mínima de cristalización, estaría dada por los pasos de mayor temperatura y sería de  $19,4 \pm 1,6$  Ma (Mioceno Inferior).

Las edades K-Ar en anfíbola de estos intrusivos, son probablemente cercanas a la etapa de cristalización, mientras que las edades en roca total, pueden considerarse intermedias, entre la cristalización y el enfriamiento de la plagioclasa.

## DISCUSION

Los intervalos de edades obtenidas, tanto para productos extrusivos de la Formación Abanico, como para diques y 'sills' asociados (Tabla 3), se traslapan, indicando que podrían formar parte de un mismo sistema magmático del Oligoceno-Mioceno Inferior. Tal proposición ha sido formulada por S.M. Kay y A.C. Kurtz<sup>3</sup> sobre la base de geoquímica de elementos traza, efectuada en rocas de la Formación Coya-Machalí, hacia el sur de los 34°S. La correlación entre las Formaciones Abanico y Coya-Machalí ya ha sido mencionada por varios autores.

Las edades obtenidas tienen una buena correspondencia con las edades K-Ar en roca total aportadas por Charrier y Munizaga (1979) para volcanitas de la Formación Coya-Machalí (23,2, 23,1, 20,3 Ma), en el borde occidental de la Cordillera Andina, a la latitud de 34°15'S. Por otra parte, una edad <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar de 20,09±0,27 Ma (Flynn *et al.*, 1995), ha sido determinada para niveles volcánicos que contienen vertebrados del Mioceno Inferior, pertenecientes a la Formación Abanico, en el sector oriental de la Cordillera Andina (aproximadamente 35°S).

Tal como se ha señalado, la interpretación de la edad de 34,3±2,2 Ma, obtenida en un dique que intruye la parte inferior de la secuencia, presenta un importante grado de incertidumbre. Sin embargo, no puede ser descartada como valor referencial de una posible edad basal más antigua para la Formación Abanico. En el sector estudiado, no se cuenta con datos de esta unidad en los 300 m cercanos al contacto con la Formación Lo Valle. Cabe señalar que edades K-Ar de ca. 31-35 Ma y <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar de 37,66±0,3 y 31,34±0,17 Ma (Charrier *et al.*, 1990, 1994, 1996; Wyss *et al.*, 1993) han sido determinadas para lavas de los niveles inferiores de la Formación Coya-Machalí Oriental, en el área de Baños

del Flaco (35°S). Estas dataciones están de acuerdo con la edad eocena alta a oligocena inferior determinada para la fauna fósil vertebrada yacente en estratos que se apoyan discordantemente sobre el Jurásico y Cretácico Superior (Charrier *et al.*, 1994; E. Godoy<sup>4</sup>).

Los datos geocronológicos, así como las facies volcánicas predominantes y depósitos sedimentarios y tufíticos restringidos, confirman la presencia de niveles más jóvenes y proximales en relación a la Formación Coya-Machalí Oriental. La Formación Abanico sobreyace a volcanitas del Cretácico Superior (Formación Lo Valle). Los datos geocronológicos indican que existe una discontinuidad entre ambas formaciones, que abarcaría aproximadamente 36 Ma, entre el Maastrichtiano y el Eoceno; discontinuidad observada en algunos sectores como una discordancia de erosión. Similares conclusiones han sido expuestas por Charrier *et al.* (1996) para el límite entre la Formación Coya-Machalí y el Cretácico Inferior a Medio a la latitud de 35°S, involucrando el lapso Cretácico Superior y Terciario Inferior. La discontinuidad correspondería a una etapa avanzada (aproximadamente 40 Ma) del alzamiento progresivo de la Cordillera de la Costa (Vicente *et al.*, 1973), iniciado alrededor de los 98 Ma (Zentilli, comunicación oral, 1995), que involucró la erosión y exposición de niveles corticales profundos, de edad paleozoica superior en la costa, y de niveles más superficiales, de edad cretácica superior hacia el este. Posterior a este período, en el Oligoceno inferior, se dio comienzo al magmatismo y sedimentación de la Formación Abanico. El plutonismo de emplazamiento somero del Terciario, tuvo una importante expresión en el Oligoceno superior, manifestándose en algunos 'stocks' y cue-

TABLA 3. INTERVALOS DE EDAD OBTENIDOS EN ESTE TRABAJO.

Unidad geológica	Roca	Edad <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar (Ma ± 2σ)	Edad K-Ar (Ma ± 2σ)
Formación Lo Valle	Tobas	71,4±1,4 - 72,4±1,4	65 ± 2,0
Formación Abanico	Lavas	19,4±1,4 - 26,6±1,2	20,9 ± 0,8
Intrusivos	Diques y 'sills'	22,9±1,2 - 34,3±2,2	20,3±2,1 - 23,4±1,1
	'Stocks' hipabisales	18,8 ± 0,8	16,7±0,9 - 23,9±0,9
	Cuello volcánico		14 ± 0,8

<sup>3</sup> 1993. Geología del área entre los ríos Claro del Maipo y Cachapoal. Informe Final (Inédito), Corporación Nacional del Cobre (Chile)-Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), 68 p.

llos volcánicos, entre ellos el del cerro Alto de Huechún (Wall, 1997). La microdiorita de edad mínima  $23,9 \pm 0,9$  Ma, emplazada en niveles superiores de la Formación Lo Valle, pudiera corresponder a esta etapa. Algunos diques emplazados en ramas de la Zona de Falla Pocuro, datados en  $23,9 \pm 1,2$  y  $22,9 \pm 1,2$  Ma (Oligoceno superior-Mioceno Inferior), acotan la edad mínima para las estructuras, confirmando lo señalado anteriormente por Padilla (1981) y Padilla y Vergara (1985), en el área de Cuesta de Chacabuco. El plutonismo prosiguió durante el Mioceno Inferior y Mioceno Medio, registrando edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $18,8 \pm 0,8$  Ma y K-Ar de  $16,7 \pm 0,9$  y  $14 \pm 0,8$  Ma, representado por los intrusivos de los cerros Manquehue y Cuesta de Chacabuco, entre otros. Este plutonismo se relacionaría con los productos volcánicos iniciales de la Formación Farellones y con el tectonismo compre-

sivo que comenzó alrededor de los 20 Ma y que afectó a ambas unidades hacia el sector oriental en la Cordillera Andina (E. Godoy<sup>4</sup>; Godoy y Lara<sup>5</sup>). Los primeros episodios de este acortamiento cortical están registrados por un ciclo tectonosedimentario a los 19 Ma, en la zona de San Juan, Argentina (Jordan *et al.*, 1996). Intrusivos como el plutón La Obra de  $19,2 \pm 0,4$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda; S.M. Kay y A.C. Kurtz)<sup>3</sup> representan niveles más profundos de este magmatismo, indicando su historia termal, que su enfriamiento y alzamiento se produjo en forma lenta en relación a la acelerada tasa de alzamiento que tuvo lugar durante el Mioceno Superior (Skewes y Holmgren, 1993; Kurtz, 1996). Estas rocas intrusivas se emplazaron, en gran parte, siguiendo las estructuras regionales pertenecientes a la Zona de Falla Pocuro, dando lugar a frecuentes zonas de alteración hidrotermal.

## CONCLUSIONES

- El volcanismo y sedimentación del Cretácico Superior, representado por la Formación Lo Valle, tuvo lugar entre los 72-71 Ma. Las edades documentan la base y parte media de la unidad. Se mantiene la incógnita respecto de la edad del techo de la unidad infrayacente, la Formación Las Chilcas.
- Se detecta un *hiatus* entre las formaciones Lo Valle y Abanico, de al menos 37 Ma, que involucraría parte del Cretácico Superior (Maastriichtiano) y el Eoceno. Se interpreta como el resultado de una etapa tardía del proceso de alzamiento y erosión de la Cordillera de la Costa.
- La secuencia volcánico-sedimentaria que sobreyace a la Formación Lo Valle, corresponde a la Formación Abanico (correlacionable con la Formación Coya-Machali Occidental). Las rocas volcánicas, así como los diques y 'sills' asociados, poseen edades comprendidas entre 34 y 19 Ma (Oligoceno-Mioceno Inferior). La Formación Abanico en la zona estudiada, está representada por facies volcánicas proximales y más jóvenes respecto de su equivalente oriental, sin descartar la posibilidad de que sus estratos basales, que no han podido ser datados, pudieran ser más antiguos.
- Los intrusivos hipabisales que cortan a la Formación Abanico, tienen edades comprendidas entre 20 y 14 Ma (Mioceno Inferior-Mioceno Medio).
- Las estructuras interpretadas como ramas de la Zona de Falla Pocuro, tendrían una edad mínima del Oligoceno superior al Mioceno Inferior, indicada por los diques emplazados en ellas. La reactivación de las mismas estructuras controlaron, en parte, el emplazamiento de intrusivos hipabisales del Mioceno Inferior al Mioceno Medio.

## AGRADECIMIENTOS

La Corporación Nacional del Cobre de Chile financió los análisis Ar/Ar. F. Munizaga (Departamento de Geología de la Universidad de Chile)

colaboró en la interpretación de los datos geocronológicos. D. Sellés y G. Muzzio (Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile) hicieron valio-

<sup>3</sup> 1994. El Tercer Informe Final (Inédito). Corporación Nacional del Cobre (Chile)-Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), 40 p.



tos aportes geológicos. M. McWilliams (Stanford University, U.S.A.), C. Pérez de Arce, L. Cuitiño y J. Vargas (Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile) realizaron el trabajo de laboratorio de la geocronología. M. Vergara y J. Cembrano (Univer-

sidad de Chile), H. Cordani (Universidad de Sao Paulo, Brasil), B. Levi (Universidad de Estocolmo, Suecia), hicieron interesantes observaciones y sugerencias al manuscrito.

## REFERENCIAS

- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 9, 70 p.
- Beccar, I.; Vergara, M.; Munizaga, F. 1986. Edades K-Ar de la Formación Farellones en el cordón del Cerro La Parva, Cordillera de los Andes de Santiago, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 28-29, p. 109-113.
- Borgel, R. 1983. Geografía de Chile. Geomorfología. *Instituto Geográfico Militar (Chile)*, Vol. 2, p. 87-113.
- Charrier, R.; Munizaga, F. 1979. Edades K-Ar de volcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 7, p. 41-51.
- Charrier, R.; Wyss, A.R.; Norell, M.A.; Flynn, J.J.; Novacek, M.J.; McKenna, M.C.; Swisher III, C.C.; Frassinetti, D.; Salinas, P. 1990. Hallazgo de mamíferos fósiles del Terciario Inferior en el sector de Termas del Flaco, Cordillera Principal, Chile Central: implicaciones paleontológicas, estratigráficas y tectónicas. *In Simposium sobre el Terciario de Chile, No. 2, Universidad de Concepción, Departamento de Geociencias*, p. 73-84.
- Charrier, R.; Wyss, A.; Flynn, J.; Swisher III, C.C.; Spichiger, S.; Zapatta, F. 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las formaciones Coymachali y Abanico, entre los 33°50' y 35°S, Cordillera Principal Chilena. *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 2, p. 1316-1319. Concepción.
- Charrier, R.; Wyss, A.; Flynn, J.; Swisher III, C.C.; Spichiger, S.; Zapatta, F. 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca Valley (35°S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, No. 5-6, p. 393-422.
- Dalrymple, G.B.; Lanphere, M.A. 1974.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 38, p. 715-738.
- Drake, R.; Curtis, G.; Vergara, M. 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes, latitude 33°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 1, No. 3, p. 285-295.
- Duffield, W.A.; Dalrymple, G.B. 1990. The Taylor Creek rhyolite of New Mexico; a rapidly emplaced field of lava domes and flows. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 52, No. 6, p. 475-487.
- Flynn, J.J.; Wyss, A. R.; Charrier, R.; Swisher III, C.C. 1995. An Early Miocene anthropoid skull from Chilean Andes. *Nature*, Vol. 373, p. 603-607.
- Gallego, A. 1994. Paleambiente y mecanismos de depositación de la secuencia sedimentaria que aflora en el sector de Polpaico, región Metropolitana, Chile. Memoria de Título y Tesis de Magister (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 426 p.
- Godoy, E.; Navarro, M.; Rivera, O. 1996. Zonas triangulares en el borde occidental de la Cordillera Principal (32°30'-34°30'), Chile: una solución a la paradoja Abanico-Farellones. *In Congreso Geológico Argentino, No. 13, Actas*, Vol. 2, p. 373-382, Buenos Aires.
- Jaros, J.; Zelman, J. 1969. La relación estructural entre las formaciones Abanico y Farellones en la Cordillera del Mesón, provincia de Aconcagua, Chile. *Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Publicación*, No. 34, 17 p.
- Jordan, T.E.; Tamm, V.; Figueroa, G.; Flemings, P.B.; Richards, D.; Tabbutt, K.; Cheatham, T. 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 1, p. 43-79.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de Los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 8, 95 p.
- Kurtz, A.C. 1996. Geochemical evolution and uplift history of Miocene Plutons near the El Teniente copper mine, Chile (34°S-35°S). MS Thesis (Unpublished), *Cornell University*, 140 p.
- Martínez-Pardo, R.; Gallego, A.; Martínez-Guzmán, R. 1994. Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, central Chile: their depositional and paleogeographic meaning. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 21, No. 2, p. 173-187.
- McDougall, I.; Harrison, T.M. 1988. Geochronology and Thermochronometry by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method. *Oxford University Press*, 212 p. New York.
- Padilla, H. 1981. Contribución a la Geología y Petrografía de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes chilenos, entre las latitudes 32°45' y 33°00' Sur. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 329 p.
- Padilla, H.; Vergara, M. 1985. Control estructural y alteración tipo campo geotérmico en los intrusivos subvolcánicos miocénicos del área Cuesta Chacabuco-

- Baños del Corazón, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 24, p. 3-17.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Hervé, M.; Puig, A. 1986. Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas. *Revista Geológica de Chile*, No. 27, p. 27-32.
- Rivano, S.; Godoy, E.; Vergara, M.; Villarroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 2, p. 205-214.
- Sellés, D.; Hinojosa, L.F. 1997. Niveles sedimentarios y paleofloras del Oligoceno superior-Mioceno inferior en la Formación Abanico, noreste de Santiago. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 1, p. 580-584. Antofagasta.
- Skewes, M.A.; Holmgren, C. 1993. Solevantamiento andino, erosión y emplazamiento de brechas mineralizadas en el depósito de cobre porfídico Los Bronces, Chile Central (33°S): aplicación de la geotermometría de inclusiones fluidas. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 1, p. 71-83.
- Steiger R.H.; Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 36, p. 359-362.
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago. Región Metropolitana. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 39, 51 p.
- Thiele, R.; Bobenrieth, L.; Boric, R. 1980. Geología de los cerros Renca y Colorado, Santiago. Contribución a la estratigrafía de Chile Central. *Comunicaciones*, No. 30, p. 1-14.
- Thiele, R.; Beccar, I.; Levi, B.; Nyström, J.O.; Vergara, M. 1991. Tertiary Andean volcanism in a caldera-graben setting. *Geologische Rundschau*, Vol. 80, No. 1, p. 179-186.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 2, 86 p.
- Vergara, M.; Drake, R. 1978. Edades Potasio-Argón y su implicancia en la geología regional de Chile Central. *Comunicaciones*, No. 23, p. 1-11.
- Vergara, M.; Drake, R. 1979. Edades K/Ar y en secuencias volcánicas postneocomianas de Chile Central, su depositación en cuencas intermontañas restringidas. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, No. 34, p. 42-52.
- Vergara, M.; Charrier, R.; Munizaga, F.; Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Thiele, R.; Drake, R. 1988. Mioceno volcanism in the central Chilean Andes (31°30'S-34°35'S). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 2, p. 199-209.
- Vergara, M.; Padilla, H.; Levi, B.; Castelli, J.C. 1989. Metamorfismo de carga de la Formación Abanico: áreas de los ríos Aconcagua y Mapocho, Andes de Chile Central. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 14, No. 1-4, p. 431-436.
- Vergara, M.; Levi, B.; Nyström, J.O.; Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of Central Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 107, No. 12, p. 1427-1440.
- Vicente, J.C.; Charrier, R.; Davidson, J.; Mpodozis, C.; Rivano, S. 1973. La orogénesis subhercínica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. *In Congreso Geológico Argentino, No. 5, Actas*, Vol. 5, p. 81-98.
- Wall, R. 1997. Edades K-Ar de intrusivos hipabisales del Terciario en el borde noroccidental del Valle Central, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 2, p. 1588-1592. Antofagasta.
- Wyss, A.R.; Flynn, J.J.; Norell, M.A.; Swisher III, C.C.; Charrier, R.; Novacek, M.J.; McKenna, M.C. 1993. South America's earliest rodent and recognition of a new interval of mammalian evolution. *Nature*, Vol. 365, p. 434-437.
- York, D. 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 5, p. 320-324.

Manuscrito recibido: Junio 13, 1997; aceptado: Noviembre 5, 1997.

## APENDICE

### TECNICAS ANALITICAS UTILIZADAS EN LAS DETERMINACIONES GEOCRONOLOGICAS

#### Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Department of Geophysics, Stanford University, U.S.A.)

Los minerales separados fueron envueltos en láminas de Cu o Al, calentadas a 125°C, durante una hora en aire, sellados en frascos de cuarzo, e irradiados en un reactor TRIGA de la 'Oregon State University'. Las razones de Ca y K, producidas por el reactor, se establecieron por análisis de sales de K y Ca, incluidas en previas y sucesivas irradiaciones.

Como monitor de flujo neutrónico, se usó sanidina de una riolita de Taylor Creek, de edad asumida de 27,92 (0,17 Ma, Duffield and Dalrymple, 1990). Los paquetes monitores fueron entremezclados entre 5 ó 6 paquetes desconocidos;

se analizaron 1-2 mg de cada monitor con un láser espectrofísico 2016, modelo 6W, en grupos de 3-5 granos, para determinar el parámetro de irradiación  $J$ . Se usó un error de 1% (a  $1\sigma$ ) para  $J$  de todas las muestras. Los monitores de sanidina fueron captados durante 2 minutos. Los objetivos láser fueron típicamente  $2 \times 10^{-16}$  moles por m/e 40 y los tamaños de señal para los monitores, fueron aproximadamente  $2-20 \times 10^{-14}$  moles.

Los análisis en horno resistente fueron conducidos en un horno tipo Staudacher de doble vacío. Excepto para cristales de feldespatos, cada ciclo de calentamiento comprendió 2 minutos de calentamiento para fijar la temperatura desde aproximadamente 250°C, 10 minutos de temperatura constante, y 5-10 minutos de captación con captadores de Zr-V-Fe SAES ST172, operados a 4 A. El gas recolectado fue analizado durante 6-12 minutos en un espectrómetro MAP-216, con una fuente de operación Baur-Signer, en un modo estático con un captador Zr-V-Fe, de temperatura ambiental SAES ST707. La aceleración de voltaje fue de 3kV y la corriente de filamento de 3,9 A. Se midió la salida desde el multiplicador de electrones Johnson MM-1, operado a 1,6 kV, usando un electrómetro Keithley 617 en modo corriente. La altura de los picos, al momento de la introducción del gas en el espectrómetro de masa, fue determinada por extrapolación del tamaño de la señal desarrollada, usando una regresión lineal. La discriminación de masa, determinada por la razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  del aire, fue  $0,9972 \pm 0,002$  por a.m.u., durante el curso de estos experimentos. Los objetivos m/e 40 de horno resistente, variaron desde aproximadamente  $1 \times 10^{-16}$  moles a 800°C, hasta aproximadamente  $1 \times 10^{-15}$  moles a 1.400°C.

### Método K-Ar (Laboratorio de Geocronología, Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile)

Los análisis en roca total se realizaron en la fracción granulométrica comprendida entre 60 y 80 mallas. Esta se pasó por un cuarteador, una fracción se usó para el análisis de K y otra para la determinación del Ar radiogénico. Las anfíbulas analizadas tienen una pureza cercana al 100%.

Las muestras bajo análisis se introdujeron en un crisol de molibdeno y colgadas dentro de una línea de ultra vacío de vidrio Pyrex, las cuales fueron calentadas a una temperatura de 300°C, por un período de 13 a 15 horas, obteniendo un nivel de vacío adecuado ( $10^{-8}$  torr). Luego, la muestra fue fundida en un horno de inducción de radiofrecuencia y los gases purificados mediante ceolitas, Cu, óxido de Cu y Ti. Finalmente, los gases limpios fueron recolectados y analizados en espectrometría.

El volumen de  $^{40}\text{Ar}$  se determinó mediante dilución isotópica, adicionando un trazador enriquecido en  $^{38}\text{Ar}$  de la 'Universität Bern' (Suiza). Las lecturas de las razones isotópicas se efectuaron en un espectrómetro de masas AEI (KRATOS), modelo MS-10S, de campo magnético fijo, operado en modo estático. El análisis químico de K se realizó por triplicado en un espectrómetro de absorción atómica en su modo de emisión con un estándar interno de litio.

Las constantes utilizadas corresponden a las adoptadas por la subcomisión de Geocronología en el Congreso Internacional de Geología, No. 25 (1976), Sydney, Australia, y, posteriormente, publicadas por Steiger y Jäger (1977):  $^{40}\text{K}_{\lambda\beta} = 4,962 \times 10^{-10}$  años $^{-1}$ ;  $^{40}\text{K}_{\lambda\epsilon} = 0,581 \times 10^{-10}$  años $^{-1}$ ; abundancia isotópica  $^{40}\text{K} = 0,01167$  átomos %; razón atmosférica  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ .

La escala del tiempo utilizada es la GTS 89.