

XII^o Congreso Geológico Argentino y II^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993)
Geología y Recursos Naturales de Mendoza - V. A. Ramos (Ed.), Relatorio, I (12): 149-160

ESTANTE 14 CONGRESO

CAPITULO I-12

EL VOLCANISMO DE ARCO CENOZOICO

VICTOR A. RAMOS¹ Y FRANCISCO E. NULLO²

¹ Universidad de Buenos Aires

² Servicio Geológico Nacional, Universidad de Buenos Aires

INTRODUCCION

Las rocas del arco volcánico cenozoico de la provincia de Mendoza están ampliamente representadas en la región aledaña a la Cordillera del Límite, y se extienden en el sector chileno adyacente. Se pueden reconocer dos segmentos de diferentes características tectónicas e historias volcánicas para el Cenozoico superior. Estas diferencias que perduran durante el Cuaternario están controladas por los distintos marcos tectónicos condicionados por la interrelación entre la placa oceánica de Nazca subducida y la placa continental Sudamericana (Barazangi e Isacks, 1976, Isacks *et al.*, 1982, Jordan *et al.*, 1983 a y b). Sobre la base de esta interrelación se pueden distinguir en el arco volcánico un segmento norte y otro sur en la Cordillera de Los Andes de Mendoza (Ramos, 1993). El volcanismo terciario en el sector sur de la provincia ha sido caracterizado para los eventos más antiguos por Haller *et al.* (1985 a y b; 1988), mientras que los del Mioceno superior fueron analizados por Baldauf *et al.* (1992).

Segmento norte

El sector septentrional ubicado al norte de los 33°15' de latitud sur está asociado a una geometría de la zona de Benioff-Wadati donde la placa se ha horizontalizado a partir del Mioceno superior (véase figura 1). Como

consecuencia de ello el volcanismo de arco ha migrado hacia el este a partir de los 15 Ma desde una ubicación cercana al límite argentino-chileno pasando por la Cordillera Principal argentina hasta las Sierras Pampeanas (Kay *et al.*, 1987 a y b, Ramos *et al.*, 1991a). En este segmento el único volcanismo plio-cuaternario conocido corresponde a los relictos del volcán El Morro, en la provincia de San Luis.

Segmento sur

El segmento austral de la provincia es más complejo y sus características geológicas son menos conocidas, a pesar de ser el que presenta un mejor desarrollo tanto del volcanismo terciario como del cuaternario. La geometría de la zona de Benioff indica un ángulo de inclinación de 30° que tuvo sólo leves modificaciones durante el Cenozoico superior (figura 1). La evolución del volcanismo terciario para este tramo muestra una expansión de las edades de los eventos de composición andesítica de oeste a este que comienza aproximadamente en los 26 Ma al oeste llegando hasta los 5 a 3 Ma al este. Los cuerpos más jóvenes se encuentran asociados al desplazamiento normal de la deformación hacia el antepaís.

En este segmento hubo dos factores que incidieron en el volcanismo del Cenozoico superior: 1) por un lado la subducción de corteza oceánica joven a muy joven facilitó el desarrollo de un importante volcanismo de

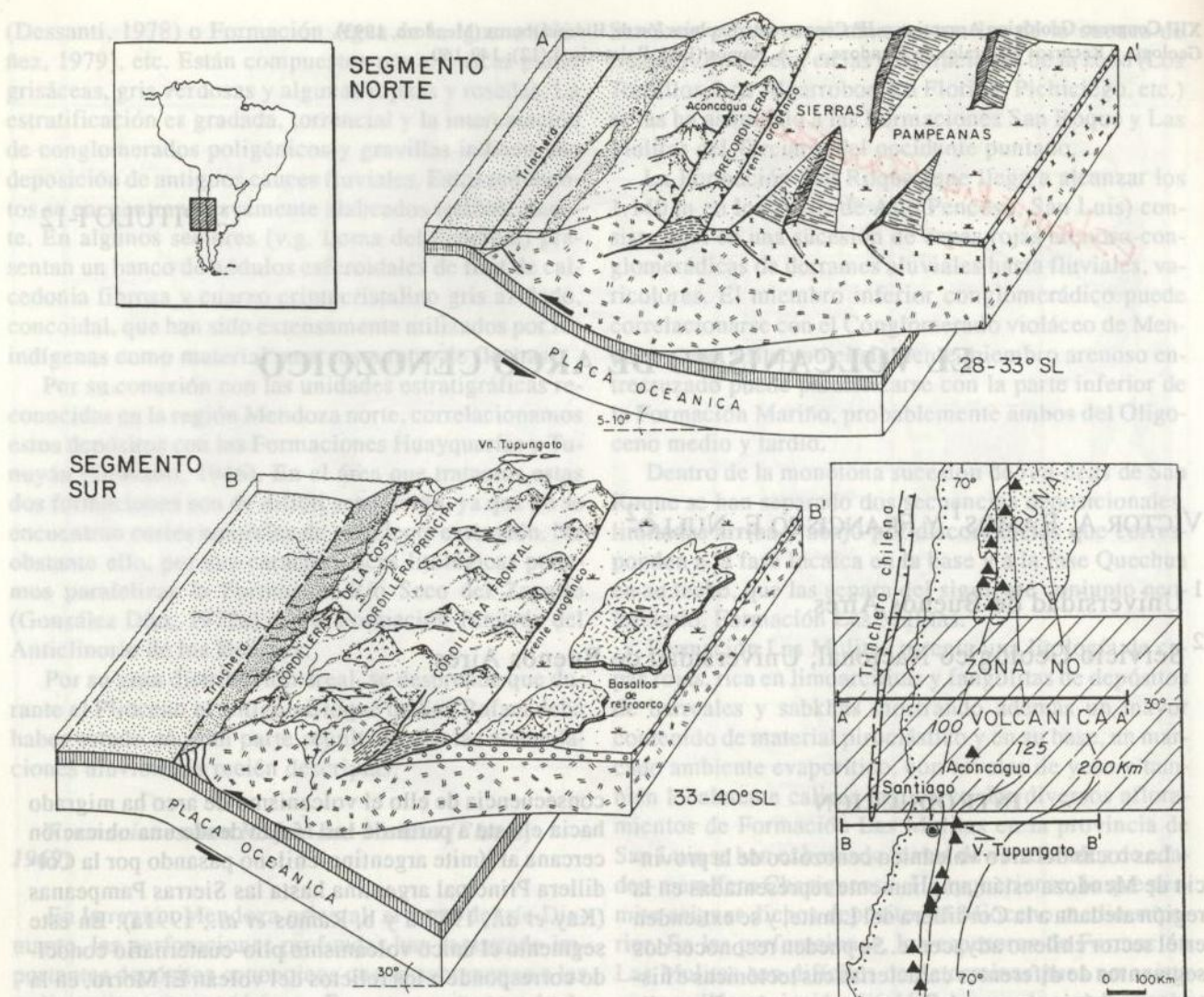


Figura 1: Regímenes tectónicos de la zona de subducción al norte y sur de los $33^{\circ}15'S$ de latitud, con ubicación del segmento norte sin volcanismo y el segmento sur con volcanismo de arco y de retroarco cuaternarios (modificado de Jordan et al., 1983 b, Kay et al., 1987 a y b).

retroarco (Bermúdez y Delpino, 1987, Ramos y Barbieri, 1989); 2) la migración del arco volcánico en este segmento es casi nula ante la persistencia de la geometría de la zona de Benioff-Wadati, si se la compara con la región septentrional.

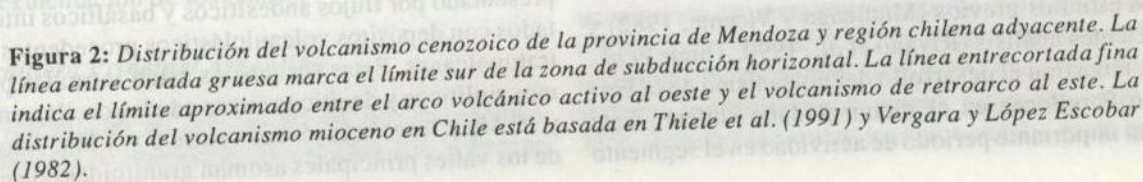
Esta región estuvo afectada en menor escala por procesos de erosión por subducción del margen continental (Stern, 1991). Estas características tectónicas imprimen a las rocas del segmento austral propiedades geoquímicas distintivas con respecto al arco volcánico ubicado en el sector norte de Argentina, a pesar de compartir una geometría de subducción similar.

En este segmento sur se pueden distinguir dos sectores con diferente volcanismo cenozoico: el volcanismo de arco a lo largo de la Cordillera Principal y el de

retroarco en la región aledaña extraandina del sur de Mendoza y norte del Neuquén (figura 2), al que se refieren Bermúdez et al. (1993, este volumen).

EL ARCO VOLCANICO CENOZOICO DEL SEGMENTO NORTE

El sector analizado a lo largo de los $33^{\circ}S$, si bien pertenece al segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales, tiene un desarrollo del magmatismo cenozoico diferente del establecido más al norte (Kay et al., 1987 a y b). La edad del climax del magmatismo, así como su cese, son marcadamente diferentes. En este sector se puede reconocer este magmatismo de arco en las siguientes provincias geológicas.



CUADRO I: ANALISIS GEOQUIMICOS DE VOLCANITAS MIOCENAS REPRESENTATIVAS DE LA FORMACION FARELLONES EN EL ACONCAGUA

Muestra	Sección inferior								Sección superior			
	104	93	94	91	90	89	88	85	57	103	102	101
SiO ₂	59.04	63.32	63.04	58.13	62.91		60.19	60.27	60.40	60.76	60.41	61.53
TiO ₂	0.76	0.62	0.64	0.90	0.75		0.78	0.76	0.65	0.69	0.67	0.66
Al ₂ O ₃	17.15	17.10	17.29	17.77	17.16		17.23	17.78	18.77	17.87	18.09	17.96
FeO	5.44	4.48	5.10	5.91	5.72		5.99	5.41	4.89	4.91	5.12	4.93
MnO	0.24	0.06	0.07	0.09	0.08		0.09	0.11	0.11	0.08	0.11	0.11
MgO	4.55	2.62	1.11	1.58	1.03		4.00	4.02	2.64	3.04	2.79	2.42
CaO	6.24	4.54	6.38	9.79	6.38		5.75	5.80	6.23	6.30	6.01	5.73
Na ₂ O	4.29	4.75	3.78	3.81	3.88		3.95	4.06	4.69	4.57	4.93	4.73
K ₂ O	2.27	2.37	2.44	1.83	1.90		1.91	1.68	1.63	1.78	1.88	1.94
P ₂ O ₅		0.13	0.15	0.19	0.18		0.11	0.13				
Total	99.98	99.99	100.00	100.00	99.99		100.00	100.02	100.01	100.00	100.01	100.01
La	16.4	21.4	26.2	20.0	19.9	15.5	19.6	18.8	18.7	20.4	22.1	21.3
Ce	35.4	42.0	53.4	40.8	39.5	32.1	40.6	45.1	40.7	44.4	48.4	45.0
Nd	16.8	22.8	27.9	21.9	21.0	13.0	19.6	20.7	18.8	18.0	24.2	23.3
Sm	3.90	4.26	5.18	4.41	3.91	3.13	4.51	4.16	4.00	4.16	4.66	4.47
Eu	1.00	0.91	1.09	1.15	1.05	0.68	1.07	1.09	1.02	1.01	1.00	0.94
Tb	0.518	0.524	0.650	0.490	0.416	0.421	0.583	0.566	0.462	0.520	0.515	0.487
Yb	1.61	1.86	2.45	1.35	0.938	1.56	2.14	1.85	1.43	1.60	1.80	1.69
Lu	0.226	0.272	0.360	0.201	0.144	0.225	0.313	0.266	0.199	0.225	0.250	0.244
Sr						364				672		
Ba	424	483	432	397	394	458	451	402	541	464	529	525
Cs	3.15	1.23	4.81	1.90	6.41	4.08	2.45	4.30	0.68	1.09	0.74	1.08
U	1.11	2.30	3.06	1.35	1.24	2.31	1.41	1.67	1.07	1.13	1.52	1.32
Th	3.69	5.78	8.44	4.63	3.97	5.11	4.17	6.20	3.64	4.20	4.98	4.70
Hf	3.36	3.75	5.24	3.81	3.89	3.10	4.10	4.30	3.68	3.71	4.03	3.76
Ta	0.58	0.66		0.60	0.61	0.67	0.67		0.59	0.46	0.61	0.61
Sc	16.8	11.7	8.8	14.8	10.4	9.0	18.0	17.1	9.7	11.3	10.8	10.8
Cr	182	15	11	70	28	22	107	90	9	9	7	8
Ni	49	9	6	22	7	8	27	28	6	12	13	10
Co	21	12	10	20	8	9	19	20	14	14	25	26
Relación												
FeO/MgO	1.20	1.71	4.59	3.74	5.55		1.50	1.35	1.85	1.62	1.84	2.04
Ba/La	25.9	22.6	16.5	19.8	19.8	29.5	23.0	21.5	28.9	22.8	24.0	24.6
La/Sm	4.2	5.0	5.0	4.5	5.1	5.0	4.3	4.5	4.7	4.9	4.7	4.8
La/Yb	10.2	11.5	10.7	14.8	21.2	9.9	9.2	10.1	13.1	12.8	12.3	12.6
Eu/Eu*	0.85	0.73	0.71	0.91	0.96	0.71	0.79	0.86	0.88	0.82	0.76	0.74
Ba/Th	115	84	51	86	99	90	108	65	149	110	106	112
Ba/Ta	737	733	413	661	649	682	674	387	916	1,009	872	863
La/Ta	28	32	25	33	33	23	29	18	32	44	36	35

Ubicación de las muestras: 104, 93, 94, 91, 90, 89, 88 y 85 Sección entre Plaza de Mulas superior y plataforma 5.200; 57, Refugio Berlín, 103, Refugio Independencia, 102, Gran Canaleta y 101 de la cumbre (análisis según Kay *et al.*, 1991).

Cordillera Principal Chilena

Los estudios previos (Munizaga y Vicente, 1982) y los recientes análisis (Rivano *et al.*, 1990, Thiele *et al.*, 1991), muestran el desarrollo del volcanismo de la Formación Farellones en el sector aledaño chileno. Este tiene un importante período de actividad en el segmento

norte aquí analizado entre los 20,4 y los 16,6 Ma, representado por flujos andesíticos y basálticos interdigitados con depósitos volcanoclásticos procedentes de estratovolcanes. Estas secuencias están intruídas por domos riolíticos y dacíticos cuyas edades oscilan entre 12 y 10 Ma y fases más jóvenes entre 6 y 5 Ma. A lo largo de los valles principales asoman granitoides con edades

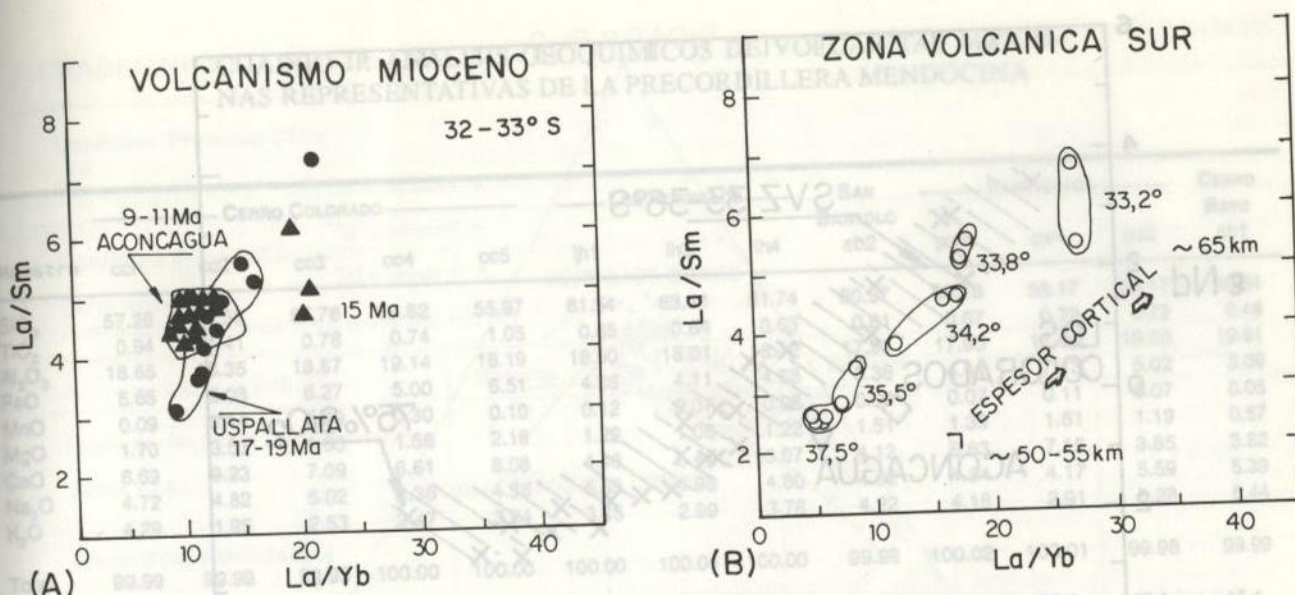


Figura 3: Relación La/Sm versus La/Yb de rocas del segmento norte de Mendoza (a) comparada con el arco volcánico activo de la zona volcánica sur (b). Los círculos negros indican volcanitas del Mioceno inferior, los triángulos indican rocas del Mioceno medio a superior y los círculos blancos volcanitas plio-cuaternarias (Kay et al., 1991).

equivalentes a la de los estratovolcanes (19,5 a 18,5 Ma, Munizaga y Vicente, 1982). Estas rocas andesíticas y sus equivalentes plutónicos indican que el frente volcánico del arco magmático mioceno inferior se desarrollaba al este de la localidad de Los Andes (véase figura 2), más precisamente al este de la falla de Pocuro. Otro rasgo interesante se observa en las nacientes del estero Leiva, cerca del límite fronterizo, donde remanentes de la Formación Farellones se apoyan en discordancia sobre los corrimientos ándicos y no son afectados por éstos.

Hacia el sur de los 34° de latitud el volcanismo mioceno correspondiente a la Formación Farellones, con espesores que sobrepasan los 2.400 m, tiene edades que oscilan entre 14 y 7,4 Ma (Vergara et al., 1988). En esta unidad predominan las lavas afaníticas y porfíricas, junto con abundantes flujos piroclásticos, que en conjunto tienen una composición que varía de escasos basaltos, a abundantes andesitas y dacitas, con riolitas subordinadas. La composición más frecuente varía entre 56 y 63 %, de sílice (Vergara et al., 1988).

La actividad máxima se registró entre los 18 y 15 Ma, disminuyendo hasta los 7-8 Ma, cuando se registra en territorio chileno un cese del magmatismo.

Este volcanismo mioceno no es afectado por la presente segmentación de los Andes.

Cordillera Principal Argentina

El volcanismo en este sector es más restringido, abarcando las secuencias del Aconcagua que se apoyan

en discordancia angular sobre los depósitos mesozoicos (Yrigoyen, 1976, Ramos et al., 1985), y su continuación hacia el norte en la Cordillera de Los Penitentes y el Macizo de La Ramada, ya en la provincia de San Juan.

La Formación Farellones está compuesta en la región del Aconcagua por dos secciones diferentes, separadas por una discordancia angular. Esta angularidad es interpretada como una discontinuidad entre secuencias volcánicas de origen no tectónico. La sección inferior consiste de 2.500 m de flujos piroclásticos dominantes, representados por brechas andesíticas, aglomerados y tobas, con intercalaciones menores de lavas andesíticas y dacíticas. La sección superior presenta un espesor de 1.500 m y está caracterizada por brechas andesíticas y lavas, profundamente alteradas por actividad fumarólica. Ambas secciones son intruídas por cuerpos subvolcánicos de andesita hornblendífera y diques dacíticos póstumos.

Las andesitas hornblendíferas son dominantes en las dos secciones y sus características geoquímicas se resumen en el cuadro I, basado en los datos obtenidos de la región del Aconcagua por Ramos et al. (1985) y Kay et al. (1991). Su composición química y desarrollo muestran la ubicación del arco magmático durante el Mioceno medio. En la figura 3 a y b se ilustran las relaciones La/Sm y La/Yb , de las rocas miocenas del segmento norte en comparación con las del arco volcánico reciente entre los 33° y 37° de latitud sur. Se puede observar que las rocas miocenas del Aconcagua tienen relaciones equivalentes al actual segmento entre 34°-35°S. El espesor cortical a estas latitudes es de aproxi-

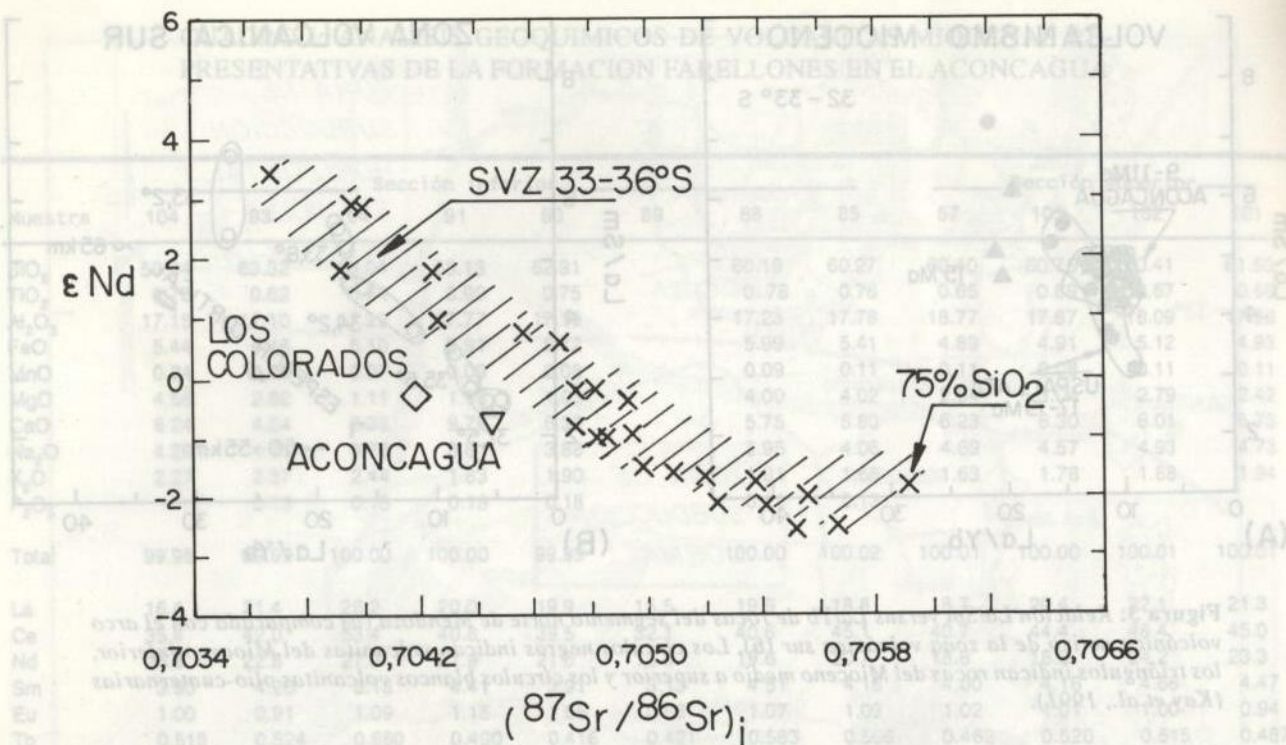


Figura 4: Relaciones isotópicas de Nd y Sr del cerro Los Colorados y el Aconcagua con relación al arco volcánico cenozoico superior del territorio chileno adyacente (Kay *et al.*, 1991).

madamente 50 Km, mientras que la región del Aconcagua tiene actualmente unos 65 Km (Introcaso *et al.*, 1992). Si se tiene en cuenta que la secuencia volcánica se asienta en discordancia angular sobre rocas mesozoicas previamente estructuradas, y que a su vez son afectadas por la faja plegada y corrida del Aconcagua, se puede concluir que estas efusiones fueron sintectónicas, al ser producidas en una etapa intermedia de engrosamiento cortical.

Las relaciones isotópicas del segmento norte (figura 4) muestran un enriquecimiento de la relación Sr^{87}/Sr^{86} y una disminución del Nd con las edades más jóvenes que indicarían un incremento de la componente cortical en la región de origen de los magmas. A su vez estas rocas mostrarían una componente cortical o un manto empobrecido distintos a los de la Zona Volcánica Sur (SVZ) moderna (Kay *et al.*, 1991).

Las edades de la Formación Farellones son más jóvenes que en el sector chileno adyacente, indicando una migración del magmatismo a territorio argentino durante el Mioceno inferior (15,8 a 8,9 Ma, Ramos *et al.*, 1985, 1990a, Godoy *et al.*, 1988). Algunos cuerpos plutónicos o hipabisales indicarían niveles más profundos, como los granitoides de la quebrada de Matienzo, al norte de la localidad de Las Cuevas, donde fueron descritos por Ferrari (1988) y datados en 21,6 Ma (K/Ar en roca total, Ramos y Cingolani, 1989). Esta actividad

es en su mayor parte posterior a la estructuración de la región, aunque ha sido afectada por estructuras más jóvenes de 8,9 Ma (Ramos *et al.*, 1990a).

Cordillera Frontal

Si bien estudios previos habían indicado la presencia de volcanitas cenozoicas a estas latitudes, los supuestos centros volcánicos miocenos arrojaron edades gondwánicas (Pérez *et al.*, 1987).

Precordillera

Una serie de cuerpos volcánicos y subvolcánicos de composición andesítica a dacítica están ampliamente desarrollados en la Precordillera mendocina. Están representados en los cerros Los Colorados, Los Hornillos, San Bartolo, Paramillos Norte y Sur en la región de los Paramillos en el norte de Uspallata. Otros afloramientos importantes se observan en el cerro Bayo, en las adyacencias de la estancia Canota y en el cerro Melocotón, al sudoeste de Godoy Cruz. Estos cuerpos representan estratovolcanes a diferentes niveles de erosión, dado que, por ejemplo en el cerro Los Colorados se ha preservado gran parte del aparato volcánico y los depósitos volcanoclásticos asociados (Massabie *et al.*, 1986), mientras que en los Paramillos quedan sólo relictos del

CUADRO II: ANALISIS GEOQUIMICOS DE VOLCANITAS MIOCE-
NAS REPRESENTATIVAS DE LA PRECORDILLERA MENDOCINA

Muestra	CERRO COLORADO					Los HORNILLOS			SAN BARTOLO	PARAMILLOS			CERRO BAYO
	cc1	cc2	cc3	cc4	cc5	lh1	lh3	lh4	sb2	pn1	ps1	ps2	cb1
SiO ₂	57.26	51.53	57.76	59.82	55.97	61.54	63.11	61.74	60.97	60.18	59.17	59.17	60.54
TiO ₂	0.94	1.41	0.76	0.74	1.05	0.65	0.64	0.63	0.81	0.67	0.72	0.72	0.48
Al ₂ O ₃	18.65	18.35	18.87	19.14	18.19	18.50	18.01	18.12	17.98	17.95	17.04	19.09	19.61
FeO	5.65	9.03	6.27	5.00	6.51	4.36	4.11	4.58	5.36	4.41	7.13	5.02	3.09
MnO	0.09	0.14	0.09	0.30	0.10	0.12	0.07	0.08	0.09	0.07	0.11	0.07	0.05
MgO	1.70	3.53	1.60	1.56	2.18	1.29	1.06	1.22	1.51	1.39	1.61	1.19	0.57
CaO	6.69	9.23	7.09	6.61	8.08	4.46	5.40	5.07	4.12	6.63	7.15	3.85	3.82
Na ₂ O	4.72	4.82	5.02	3.36	4.38	5.63	4.98	4.80	4.92	4.54	4.17	5.59	5.39
K ₂ O	4.29	1.95	2.53	3.47	3.54	3.45	2.99	3.76	4.22	4.18	2.91	5.28	6.44
Total	99.99	99.99	99.99	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	99.98	100.02	100.01	99.98	99.99
La	48.4	35.9	35.1	31.4	36.2	29.1	28.7	30.5	32.4	28.2	27.5	43.1	45.4
Ce	97.3	79.2	74.3	66.3	76.1	63.7	61.8	68.0	67.2	77.6	69.4	84.6	85.6
Nd	47.2	44.9	38.0	33.8	38.0	31.9	28.7	29.7	28.7	46.7	34.0	40.3	31.3
Sm	9.12	9.43	7.70	6.67	8.08	6.58	6.14	6.89	6.42	8.82	7.38	7.77	6.21
Eu	2.47	2.81	2.17	1.71	2.36	1.78	1.63	1.85	1.76	2.51	2.26	2.09	1.62
Tb	1.041	1.234	0.972	0.827	1.020	0.783	0.730	0.851	0.834	0.926	0.778	0.880	0.718
Yb	3.053	3.115	3.098	2.760	2.853	2.663	2.537	2.787	2.366	3.098	2.633	2.860	2.195
Lu	0.405	0.413	0.421	0.381	0.376	0.382	0.373	0.405	0.371	0.441	0.380	0.397	0.301
Sr	1,152	1,092	930	787	767	738	989	855					
Ba	1,147	687	690	722	826	1,127	896	1,753	1,086	775	674	1,400	1,700
Cs	1.9	1.4	0.2	0.5	0.9	6.8	2.3	7.1	1.8	1.5	1.0	3.0	0.8
U	2.76	1.59	1.15	1.51	1.88	1.80	2.11	1.77	1.67	2.48	2.78	3.37	2.99
Th	7.35	4.58	5.08	4.86	5.25	4.92	6.68	5.36	5.30	5.55	7.93	7.76	7.31
Hf	4.98	4.63	4.90	5.15	5.02	5.06	4.51	5.25	5.25	4.31	3.81	5.95	6.32
Ta	0.93	0.82	0.59	0.50	0.82	0.43	0.47	0.48	0.46	0.65	0.64	0.82	0.55
Sc	7.5	17.9	7.6	6.0	9.3	4.3	4.9	4.5	6.9	7.5	8.2	4.2	2.7
Cr	7	11	6	5	11	5	8	5	6	4	6	6	6
Ni	8	14	6	5	7	5	6	5	5	7	5	4	5
Co	9	21	10	7	12	5	5	7	8	2	5	7	4
Relación													
FeO/MgO	3.32	2.56	3.92	3.21	2.99	3.38	3.88	3.75	3.55	3.17	4.43	4.22	5.42
Ba/La	23.7	19.1	19.7	23.0	22.8	38.8	31.2	57.5	33.5	27.5	24.6	32.5	37.4
La/Sm	5.3	3.8	4.6	4.7	4.5	4.4	4.7	4.4	5.0	3.2	3.7	5.6	7.3
La/Yb	15.9	11.5	11.3	11.4	12.7	10.9	11.3	10.9	13.7	9.1	10.4	15.1	20.7
Eu/Eu*	0.94	0.99	0.95	0.87	0.98	0.93	0.91	0.91	0.91	1.02	1.09	0.94	0.90
Th/La	0.15	0.13	0.14	0.15	0.15	0.17	0.23	0.18	0.16	0.20	0.29	0.18	0.16
Ba/Ta	1,237	839	1,161	1,438	1,007	2,616	1,894	3,621	2,346	1,197	1,050	1,714	3,120
La/Ta	52	44	59	63	44	67	61	63	70	44	43	53	83

(Análisis según Kay *et al.*, 1991).

núcleo porfírico. Este último conjunto presenta una serie de cuerpos con un ordenamiento subcircular, dando la apariencia de una gran megacaldera a la que se asocia una importante mineralización aurífera (véase Lavandao, este volumen). El cerro Melocotón tiene una característica diferente de emplazamiento, dado que correspondería a un cuerpo subvolcánico holocristalino de textura porfírica de nivel más profundo. Todos estos

cuerpos han sido afectados por la estructuración del área y por lo tanto han sido ascendidos diferencialmente por corrimientos.

Estas andesitas hornblendíferas ubicadas entre 100 y 120 kilómetros al este del arco magmático principal, estarían indicando una actividad de retroarco simultánea. Esta se ha desarrollado en forma previa a la estructuración de la comarca, lo que es confirmado por sus

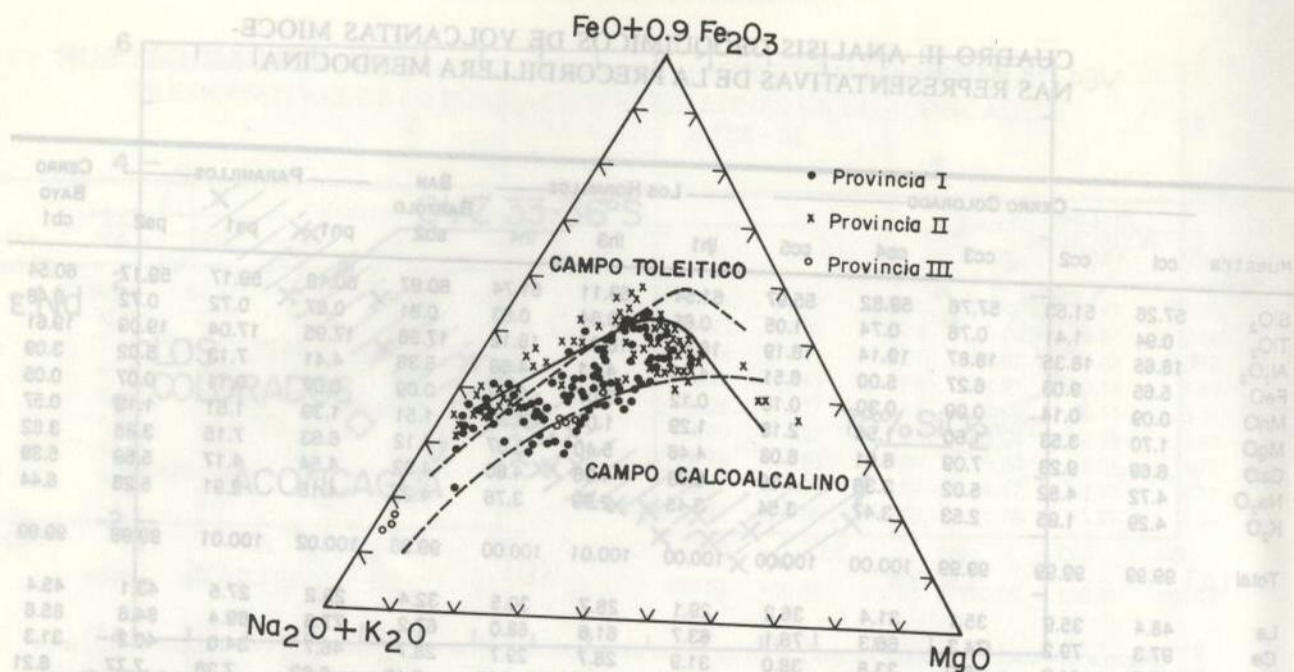


Figura 5: Diagrama AFM de las rocas plio-cuaternarias del arco volcánico entre 33° y 37°S (López Escobar, 1984).

características geoquímicas (Kay *et al.*, 1991), las que se presentan en el cuadro II. Su contenido en sílice varía entre 55 y 63 % mientras que sus tenores de óxido de potasio lo hacen entre 1,95 y 6,44 %, no existiendo una zonación evidente de los mismos.

A las edades de $16,0 \pm 0,3$ Ma de Sillitoe (1977) para Paramillos Norte y $19,0 \pm 2$ Ma para Paramillos Sur (Linares y González, 1990), se agregan los nuevos datos presentados por Ramos *et al.* (1991), que se indican en el cuadro III. La mayoría de las dataciones se ubica entre 19 y 16 Ma, aunque es interesante destacar que las primeras dataciones del cerro Melocotón dieron valores mayores a 35 Ma, mientras que nuevas dataciones sin contaminación arrojaron $16,1 \pm 4,9$ Ma. Es por ello que se interpretan los valores cercanos a 40 Ma de Linares y González (1990) como valores anómalos, quizá producidos por los frecuentes xenolitos de basamento.

Sierras Pampeanas

Si bien ya fuera de la provincia de Mendoza, la migración del arco volcánico mioceno ha sido constatada a estas latitudes en las sierras de San Luis. Las primeras dataciones disponibles de estas rocas fueron presentadas por Ramos *et al.* (1991a), con la única excepción de clastos de andesitas dentro de secuencias sedimentarias cenozoicas que indicaban edades mínimas de 10 y 3 Ma (Santa Cruz, 1980). Se ha datado una dacita biotítica aflorante al norte del Puesto Cortaderas, co-

respondiente a los cerros del Rosario al norte de La Toma, que arrojó edades de $2,6 \pm 0,6$ Ma.

La sierra del Morro con su cráter volcánico de 3-4 Km de diámetro, presenta una andesita de grano grueso pre-caldera que arrojó una edad de 6,4 Ma. Se observa además una potente secuencia piroclástica de intracaldera que marcaría la actividad explosiva asociada al desarrollo de la caldera, similar a la descrita por Ottamendi (1990). En su techo una serie de volcanitas andesíticas de grano fino, asociada en parte a cuerpos hipabisales han arrojado edades de $2,6 \pm 0,7$ Ma, que marcan el límite superior de estas secuencias piroclásticas. Los eventos póstumos corresponden a los diques traquiandesíticos que cortan las brechas volcánicas y tienen edades de $1,9 \pm 0,2$ Ma (Ramos *et al.*, 1991a). Las volcanitas de la sierra del Morro tienen características petrológicas que permiten vincularlas al proceso de subducción (Brogioni, 1987b). Corresponderían a los últimos eventos volcánicos asociados a la horizontalización de la placa, acaecidos al final del Plioceno.

EVOLUCION TEMPORAL DEL SEGMENTO NORTE

Mioceno inferior

El arco magmático se implanta en la vertiente chilena de la Cordillera Principal representado por la Formación Farellones, alrededor de los 20-21 Ma y alcanza su máximo desarrollo hasta los 16 Ma. Rocas

CUADRO III: DATACIONES RADIMETRICAS DE VOLCANITAS DE ARCO DEL SEGMENTO NORTE

Cordillera Principal Chile					
Formación Farellones: 20,4 a 16,6 Ma					
Cordillera Principal Argentina					
Cerro Aconcagua Formación Farellones: 15,8 a 8,9 Ma; 8,6 Ma					
Loc. y Lab N°	Material	%K	Ar ⁴⁰ rad	Ar ATM	Edad
Dique dacita Cerro Tolosa oriental 70 H4 17/86	Plag.	2,013	1,123	74 %	14,3 ± 1,0
Precordillera Mendocina					
Cerro Melocotón CM 1-87	Biotita	5,947	3,736	80 %	16,1 ± 4,9
Cerro Colorado CC4-87	RT	2,598	1,867	59 %	18,4 ± 0,5
Los Hornillos LH-2-87	RT	2,857	2,115	27 %	18,9 ± 0,7
San Bartolo SB1-87	RT	3,375	2,115	61 %	16,0 ± 0,8
Cerro Bayo CV-3-87	RT	2,866	2,033	60 %	13,2 ± 0,8
Sierras Pampeanas de San Luis					
Sierra del Morro					
Andesita grano grueso 7121 H704/88	RT	3,230	0,905	77 %	6,4 ± 0,6
Facies de grano fino 7122 P274/88	RT	2,735	0,276	93 %	2,6 ± 0,7
Dique traquiandesítico 7123 P586/88	RT	2,874	0,216	71 %	1,9 ± 0,2
Cerros del Rosario 7123 H706/88	RT	2,670	0,274	91 %	2,6 ± 0,6

(Análisis realizados en SERNAGEOMIN por F. Munizaga, véase Ramos *et al.*, 1991a)

de esta edad o más antigua se apoyan en discordancia sobre las estructuras de corrimiento más occidentales, lo que indicaría que la faja plegada y corrida del Aconcagua comenzó su estructuración previamente a la Formación Farellones (20 Ma). Simultáneamente se desarrolla un magmatismo de retroarco en la Precordillera, que no estaba aún estructurada como tal. Sus características petrográficas y geoquímicas indican una corteza de espesor normal a estas latitudes y un mayor tenor potásico (Kay *et al.*, 1991), estando

su presencia controlada por una diferente profundidad de generación.

Esta rápida expansión del arco magmático hacia el antepaís se observa en diversos segmentos de los Andes Centrales, v.g en Bolivia a los 22 Ma (Clark *et al.*, 1976). Esta expansión del arco fue explicada como una rápida migración de la profundidad de fusión inicial a lo largo de la inclinación de la losa subducida (el *break-out episode* de Clark *et al.*, 1976), como resultado de un rápido incremento de la velocidad de convergencia

en el margen activo. En diversos sectores de los Andes se registra esta expansión del arco en la base del Mioceno, como resultado de la restructuración del movimiento de las placas pacíficas ca. 25 Ma. Esta expansión es independiente de la relacionada con el cambio de geometría de la placa, la que se observa sólo en algunos segmentos, como el aquí analizado.

Mioceno medio

El arco magmático migra hacia el este, desarrollándose en la vertiente argentina de la Cordillera entre los 15,8 y 8,9 Ma. Esta migración puede ser el primer síntoma de la horizontalización de la placa a estas latitudes. Si bien sus características geoquímicas indican una corteza aún no engrosada significativamente (Kay *et al.*, 1991), este magmatismo se apoya en discordancia angular sobre las secuencias mesozoicas deformadas. El acortamiento habría sido mínimo, dado que la estructuración y engrosamiento final de la faja plegada del Aconcagua, se obtiene a estas latitudes con posterioridad a los 8,9 Ma. Mientras que se desarrolla en el sector argentino el volcanismo andesítico fragmentario que caracteriza a la Formación Farellones, en el sector chileno y en el límite adyacente, se emplazan cuerpos riodacíticos, que marcarían el inicio de la fase volcánica póstuma.

Mioceno superior

Cesa prácticamente la actividad magmática en toda la región con excepción de las Sierras Pampeanas. Los productos póstumos vinculados al cese del volcanismo en la Cordillera Principal están asociados a áreas de alteración hidrotermal con cobre y a prospectos auríferos tanto en el sector chileno adyacente (Río Blanco, La Disputada, Novicio y Pimentón) como en el sector argentino límite (Quebrada Honda y Cajón del Rubio). En esta etapa se implanta el volcanismo en el sector occidental de la sierra de San Luis. A fines del Mioceno superior, aproximadamente a los 6,4 Ma se emplazan las andesitas pre-caldera de la sierra del Morro.

Plioceno superior

Se produce la caldera de la sierra del Morro y se desarrollan extensos campos piroclásticos cuya edad es previa a 2,6 Ma. Este período también corresponde al emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos más orientales, como los cerros del Rosario. La última actividad está asociada al desarrollo de diques extensionales post-caldera de dirección noroeste que controlan el emplazamiento de las rocas traquiandesíticas en el Plioceno cuspidal.

EL ARCO VOLCANICO CENOZOICO DEL SEGMENTO SUR

El marco tectónico de la Cordillera de Los Andes en el sector austral de la provincia de Mendoza está controlando una intensa actividad volcánica que se desarrolla según los sectores desde el Paleógeno (Groeber, 1946, Dessanti 1973, entre otros), alcanzando el Pliocuaternario, con numerosas evidencias de volcanismo activo en territorio argentino y en el chileno inmediatamente adyacente (Vergara y López Escobar, 1982, Vergara, 1985).

El arco volcánico paleógeno

La extensión y desarrollo del arco volcánico paleógeno es poco conocida. Se han detectado algunas edades terciarias antiguas en el sector sur de la provincia, donde sólo algunas dataciones aisladas indican una actividad eocena superior-oligocena inferior (37 a 44 Ma, véase cuadro IV). Edades más antiguas se restringen al sur de Mendoza, como la actividad del arco paleoceno-eoceno al sur de la provincia del Neuquén (Rapela *et al.*, 1984) y del retroarco al este del mismo (Coira *et al.*, 1985), los que no han sido registrados hasta ahora en Mendoza.

En este sector sur de la provincia de Mendoza, el volcanismo está representado principalmente por cuerpos intrusivos de composición intermedia (Llambías y Palacios, 1979, Nullo, 1985, Haller *et al.*, 1988) y en menor proporción por pórfidos de composición andesítica y granítica en el área del río Atuel. Esta actividad magmática fue reunida como Grupo Molle o "Andesita 0" por Groeber (1946). Su posición estratigráfica está relacionada con los conglomerados presentes en la base de la Formación Agua de la Piedra o son algo más antiguos (Yrigoyen, 1979 y este volumen), o con los de la Formación Loma Fiera (post-Formación Agua de la Piedra) según Kozlowski (1984).

El arco volcánico mioceno

Durante este tiempo el arco volcánico se encuentra mejor representado y con una actividad más intensa, dando como resultado cuerpos de dimensiones intermedias alargados o pequeños cuya composición dominante es andesítica (véase figura 2). En algunos sectores esporádicamente se disponen centros volcánicos con predominio de basaltos y en menor proporción andesitas. El volcanismo muestra mayor actividad entre los 34° y 37° LS con una serie de centros volcánicos alineados y discontinuos, entre los que se destacan los del área del Maipo al norte, continuándose con los del volcán Sosneado y su continuación sur por las Leñas, Los Parami-

llos, el cerro Desagüe, la sierra Azul y el volcán Maule, para citar los más destacados.

Sobre la base de las dataciones radimétricas disponibles (Linares y González, 1990) se han podido separar dos eventos magmáticos que tuvieron lugar durante el Neógeno. Uno en el Mioceno basal entre los 22 y 20 Ma, y otro entre 10 y 4,1 Ma correspondiente al Mioceno superior-Plioceno. Todos ellos quedarían comprendidos en la Formación Huincán. Estos dos eventos magmáticos volcánico-hipabisales están asociados a procesos de deformación que ocurrieron en el área durante su emplazamiento. Al oeste del sector datado, cuerpos de igual composición tienen edades equivalentes, como por ejemplo el descripto por Bouza (1991) en el arroyo Montañesito (figura 2). Este cuerpo arrojó una edad de 11 Ma ubicándose en el segundo ciclo. La edad máxima de este ciclo es de 10,6 Ma y la mínima de 5,30 Ma (Baldauf *et al.*, 1992).

Las rocas volcánicas son de composición intermedia dominante, con andesitas hornblendíferas a fenoandesitas de texturas porfíricas y colores claros grisáceos a verdosos. Se emplazan en coladas, cuerpos subvolcánicos, diques y filones capa, estos últimos alojados en general dentro de los depósitos mesozoicos. Se pueden clasificar como meta a peraluminosas, con un enriquecimiento de álcalis respecto de la alúmina (Nullo, 1985, Bouza, 1991).

Desde el punto de vista cronológico, por el oeste, en la vertiente chilena se tienen edades de 20 Ma en los alrededores del centro volcánico Maule (Karzulovic *et al.*, 1979) mientras que las más jóvenes se encuentran en el área de la Cuchilla de la Tristeza, con edades Ar/Ar que van desde $10 \pm 0,5$ a $5,3 \pm 1$ Ma (Baldauf *et al.*, 1992) siendo en ambos casos dominantes las andesitas hornblendíferas.

Para este sector durante el Neógeno la actividad magmática es casi continua, lo que indicaría una clara diferencia con el sector norte, dado que no se producirían cambios significativos en la geometría de Benioff-Wadati.

El arco volcánico plio-cuaternalio

En el sector chileno adyacente, con posterioridad a la Formación Farellones que a estas latitudes cesa entre los 7 y 8 Ma, se implanta una importante actividad volcánica entre los 4 y 3 Ma con la formación de centros volcánicos aislados y conspicuos con la eyección de un volumen más reducido de material extruído (Vergara *et al.*, 1988).

El volcanismo de arco cuaternario comienza al sur de los $33^{\circ}15'$ con las efusiones del volcán Tupungato de edad pleistocena. El volcanismo activo y reciente se restringe al volcán Tupungatito y a los pequeños conos

CUADRO IV: DATACIONES RADIMÉTRICAS DE VOLCANITAS DE ARCO DEL SEGMENTO SUR

Litología	Edad	Localidad
Basalto	1.5 ± 0.5	Cerro Mesón
Basalto	1.8 ± 0.6	Cerro La Barda
Basalto	2.0 ± 1.0	Cerro Mesón, base
Basalto	3.2 ± 1.0	Norte de Barrancas
Andesita	$5.3 \pm 1.15^*$	Sur Co. de La Ventana
Andesita	5.94 ± 0.26	Cerro La Brea (Aucas)
Andesita	6.0 ± 0.5	Arroyo Valenzuela
Andesita	$6.38 \pm 0.44^*$	Cerro Media Luna
Basalto	6.7 ± 0.5	Sa. Ventana (Agua botada)
Andesita	7.0 ± 1.0	Cerro Baya de la Batra
Andesita	7.0 ± 3.0	Cerro Alquitrán
Andesita	$7.25 \pm 0.32^*$	Cerro de La Ventana
Andesita	8.7 ± 5.0	Yac. El Indio
Andesita	$9.75 \pm 0.19^*$	Laguna Amarga
Andesita	$10.58 \pm 0.52^*$	Cerro Alquitrán
Basalto	13.0 ± 1.0	Río Salado, margen izq.
Basalto	13.3 ± 4.0	Sa. El Manzano
Basanita	14.4 ± 0.7	Agua Botada (CNEA)
Andesita	17.0 ± 2.0	Yac. Theys
Basandesita	17.3 ± 0.8	Cerro Huemul (CNEA)
Basandesita	18.0 ± 2.0	Rincón del Mollar
Basalto	19.4 ± 0.7	El Manzano
Dacita	20.0 ± 0.0	Cerro Desagüe
Microgranito	22.0 ± 2.0	Arroyo Valenzuela
Basalto	24.0 ± 4.0	Cerro La Parva (CNEA)
Basalto	26.0 ± 2.0	Pta. de la Barda
Andesita	37.0 ± 20.0	Yac. El Indio
Andesita	44.0 ± 5.0	Cerro Huemul (CNEA)
Dacita	65.0 ± 0.0	Cerro Desagüe (Haller <i>et al.</i>)

(Basado en * Edades Ar/Ar de Baldauf *et al.* 1992 y K/Ar en Linares y González, 1990)

adventicios del cerro Bravard, respectivamente. Características similares presentan el volcán Marmolejo y las efusiones recientes del volcán activo San José (Stern, 1990). El marco tectónico de este sector se extiende al sur por el sistema del volcán Maipo, asociado a una importante caldera (la caldera Diamante, Harrington y Stern, 1987, Harrington, 1990), responsable de erupciones de alta explosividad durante el Cuaternario (Guerstein, 1988, 1989b). Más hacia el sur se ubican los cerros Plomo, Sosneado y Risco Plateado, que presentan importantes coladas basálticas. El volcán Tinguiririca y el conjunto de los volcanes El Planchón y Peteroa registran una importante actividad volcánica holocena e histórica, destacándose las erupciones del volcán Peteroa de principios de 1991 (Haller *et al.*, 1991). Otro impor-

tante grupo de volcanes de alta explosividad corresponden al campo volcánico del Descabezado Grande, Quizapu y Cerro Azul. Entre las erupciones recientes se destaca la del año 1932, donde importantes acumulaciones de ceniza fueron detectadas hasta la ciudad de Buenos Aires (véase Sruoga *et al.*, este volumen), alcanzando las mismas hasta la ciudad de Río de Janeiro en Brasil. La caldera Calabozo con una actividad piroclástica cuaternaria importante cuyas tefras alcanzaron la localidad de Malargüe (Guerstein, 1989 a), junto con la caldera del volcán Maule, son los últimos representantes a los $36^{\circ}10'$ de latitud sur de este volcanismo explosivo (Hildreth *et al.*, 1981, 1984, Bauza, 1991). La composición de este volcanismo muestra un predominio de andesitas hornblendíferas y dacitas al norte del volcán Maule que contrastan con las efusiones basálticas y escasas dacitas del sector más al sur. Estas diferencias composicionales han sido tradicionalmente explicadas por un sustrato siálico más potente, quizás afectado por la contaminación con un basamento precámbrico (Hickey *et al.*, 1984, 1986). Sin embargo recientemente se ha propuesto que las diferencias composicionales en la Zona Volcánica Sur (SVZ), entre los volcanes al norte del Maule, respecto a los volcanes más australes, se deben a la contaminación por erosión cortical del margen continental mediante la subducción y asimilación de corteza siálica (Stern, 1991). Al sur del volcán Maule predomina un volcanismo más básico, con basaltos y andesitas basálticas.

Sus características geoquímicas distintas han permitido a López Escobar (1984) distinguir dentro de la Zona Volcánica Sur (SVZ) una provincia entre los 33° y 37° S de características propias. Estas rocas corresponden a estratovolcanes de composición dacítica a andesítica portadores de hornblenda, con trenes típicamente calcoalcalinos (figura 5) y relaciones isotópicas $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ más altas que los típicos volcanes de la SVZ. La relación La/Yb normalizada muestra un decrecimiento de alrededor de 17 a los 33° S hasta cerca de 5 a los 37° S (López Escobar, 1984). Esta disminución es coherente con el

menor engrosamiento cortical por debajo del arco en este segmento.

CONCLUSIONES

La evolución del arco magmático cenozoico de la provincia de Mendoza presenta dos sectores con características diferentes:

a) Un sector norte donde se pueden distinguir tres estadios diferentes:

- Uno que comienza en el Mioceno inferior y que caracteriza una rápida expansión del arco magmático (*breakout episode* de Clark *et al.*, 1976), relacionado al inicio de un período de rápida velocidad de convergencia y reacomodamiento de las placas en el Pacífico oriental.

- Otro que se detecta en el Mioceno medio a partir de los 15 Ma y marca una expansión del arco asociado a un cambio en la inclinación de la zona de Benioff-Wadati.

- El cese del volcanismo en el sector norte de la provincia, que culmina en la sierra del Morro con el último evento magmático en el segmento de subducción horizontal a los 1,9 Ma registrado ya en las Sierras Pampeanas.

b) Un sector sur donde se puede reconocer una evolución distinta:

- Un arco paleógeno restringido al sector sur y que alcanza mayor desarrollo en la provincia del Neuquén.

- Un magmatismo mioceno de similares características que en el sector norte, pero con una extensión y volumen más importante. Las fases correspondiente al Mioceno superior-Plioceno se desarrollan en el sector más oriental.

- Una aparente migración hacia el sector interno, principalmente en territorio chileno del magmatismo cuaternario y de los volcanes actualmente activos.