V. A. Ramos *et al.*, 1996. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza.
Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico.
Anales 24 (10): 297-316, Buenos Aires.

CAPITULO 10

EL VOLCANISMO DE LA REGION DEL ACONCAGUA

VICTOR A. RAMOS[1], SUZANNE M. KAY[2] Y DANIEL J. PÉREZ[1]

[1] Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires
[2] Department of Geological Sciences, Cornell University

INTRODUCCION

La naturaleza volcánica del Aconcagua, así como su interpretación como un volcán ya sea activo o no activo, despertó una polémica que duró más de 150 años. El inicio de la misma se debió a las observaciones de un comerciante británico el 20 de enero de 1835, de apellido Byerbache, quien desde el puerto de Valparaíso en Chile, observó un volcán en erupción, asumiendo que correspondía al Aconcagua. Este comerciante tuvo oportunidad de contarle esta anédocta semanas después a Darwin, quien había tenido una experiencia similar al observar al volcán Osorno ese mismo día en erupción desde la bahía de Chiloé. Sobre esta base Darwin en repetidas oportunidades sustentó que el Aconcagua era un volcán activo, primero en sus sucintas presentaciones en la Geological Society of London (1839: 210-212); en su diario de viaje (1838: 356) y luego en su libro sobre la geología de América del Sur (1846). La autoridad académica que tuvieron las afirmaciones de Darwin hizo que durante muchos años no se haya puesto en duda que el Aconcagua era un volcán. En su catálogo de volcanes de la Argentina y Chile, Hauthal (1904), no duda en incluir al Aconcagua como un volcán.

La otra vertiente de la polémica procede de las exploraciones de Pissis, encomendado por el gobierno chileno de realizar observaciones geodésicas y topográficas en la región del Aconcagua. Este explorador comprobó que la base de este cerro estaba compuesta por rocas sedimentarias y que la cumbre presentaba rocas estratificadas. Sobre esta base afirmó que el Aconcagua no era un volcán y estaba compuesto exclusivamente por rocas sedimentarias (Pissis, 1852). En su Geografía Física de la República de Chile ilustra categoricamente al Aconcagua como constituido por rocas sedimentarias (Pissis, 1875). A esta interpretación se sumaron distintos naturalistas entre los que se destaca Burmeister (1875: 226; 1876: 367).

El primero en intentar escalarlo y realizar observaciones *in situ* fue Güssfeldt en 1883. Este explorador procediendo desde el norte ascendió el filo noroeste, hasta una posición por encima de los actuales refugios Berlín y Plantamura (6.100 m), como se infiere de sus descripciones litológicas. Sus observaciones de campo lo llevaron a interpretar la parte superior del Aconcagua como constituidas por capas de areniscas, calizas y yeso, intercaladas con otras con aspecto de pórfidos (Güssfeldt, 1888: 291-296). Al observar la naturaleza estratificada del Aconcagua descartó que fuese un volcán y así lo dió a conocer en la Sociedad Geográfica de Berlín (Güssfeldt, 1883a). Sin embargo, pocos meses después de esta comunicación, realiza otra donde establece que el Aconcagua es un volcán (Güssfeldt, 1883 b). Su cambio de opinión se debió al análisis de las muestras petrográficas recogidas por él y estudiadas por Roth (1885). Este autor describió las muestras obtenidas por Güssfeldt en el flanco noroeste del Aconcagua entre 5.500 y 6.100 m. Describió pórfidos felsíticos con

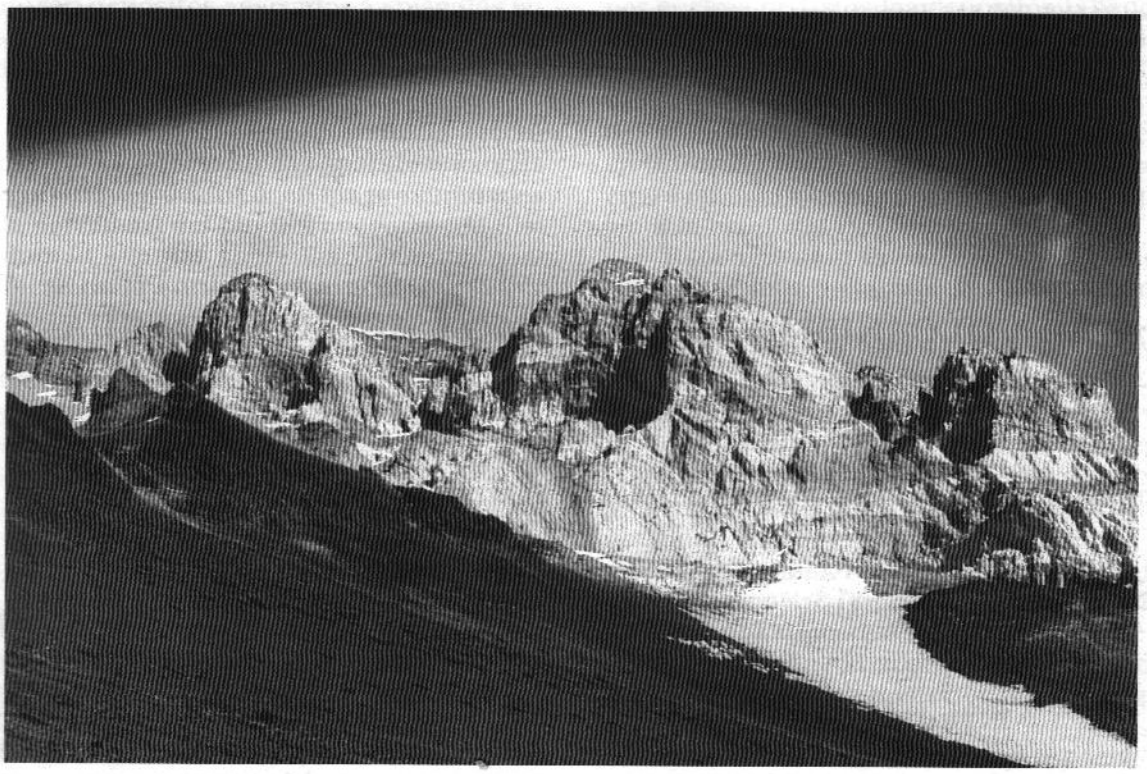


Figura 1: Vista de la secuencia piroclástica de la sección superior que compone la cumbre del Aconcagua. Nótese el basculamiento de la secuencia y las angularidades primarias típicas de una secuencia volcánica (foto P. Cueto).

hornblenda, tobas con augita y anfíbol y una roca blanca producto de la actividad fumarólica con abundante yeso y azufre. Concluyó que sobre esta base si bien no alcanza para describir el Aconcagua como un volcán, si se puede afirmar con seguridad que estuvo afectado por el efecto de fumarolas (Roth, 1885: 285).

Los primeros en llegar a la cumbre fueron el guía Zurbriggen y un mes más tarde el geólogo Stuart Vines de la expedición de Fitz Gerald en 1897. Sobre la base de las observaciones efectuadas por éstos Fitz Gerald (1898: 474-478) establece que el Aconcagua no se asemeja en nada a un cono volcánico. En su monografía final afirma que a pesar de la presencia de rocas volcánicas es erróneo interpretarlo como un volcán (Fitz Gerald, 1899: 30). Sin embargo Vines (1899: 121-122) en su descripción de la cumbre concluye que el Aconcagua son las ruinas colosales de un volcán profundamente erosionado.

Las primeras descripciones petrográficas de la cumbre, acompañadas por un análisis químico, fueron realizadas por Bonney (1899 a y b) sobre la base de las muestras de Vines. Ese autor describió la cima constituida por una andesita hornbléndica, quizás un dique o una lava, infiriendo que el cráter ha desaparecido enteramente por erosión. La composición la confirmó con un análisis químico realizado en los laboratorios del University College de Londres, que indican un porcentaje de sílice de 60,32 %.

A fines de 1898 Conway realizó un nuevo intento de escalar el Aconcagua. Si bien no llegó a la cumbre realizó algunas observaciones sobre el retroceso de los glaciares de los Horcones y fue el primero en describir la discordancia entre las series volcánicas de la cima y las rocas sedimentarias en posición subvertical (Conway, 1902). Las muestras colectadas por Conney fueron nuevamente estudiadas por Bonney (1901), destacando su caracter volcánico y el predominio de andesitas hornblendíferas.

Sin duda corresponde a Schiller realizar las más completas observaciones de la región del Aconcagua entre 1906 y 1909. Sus prolijas observaciones le permitieron deshechar que el Aconcagua era un volcán, sobre la base de la falta de una morfología adecuada, el estar afectado por cobijaduras andinas y ante la falta de erupciones o actividad fumarólica. Este autor interpretó que las noticias previas de actividad volcánica o fumarólica sólo eran masas de nieve pulvurulenta levantada por

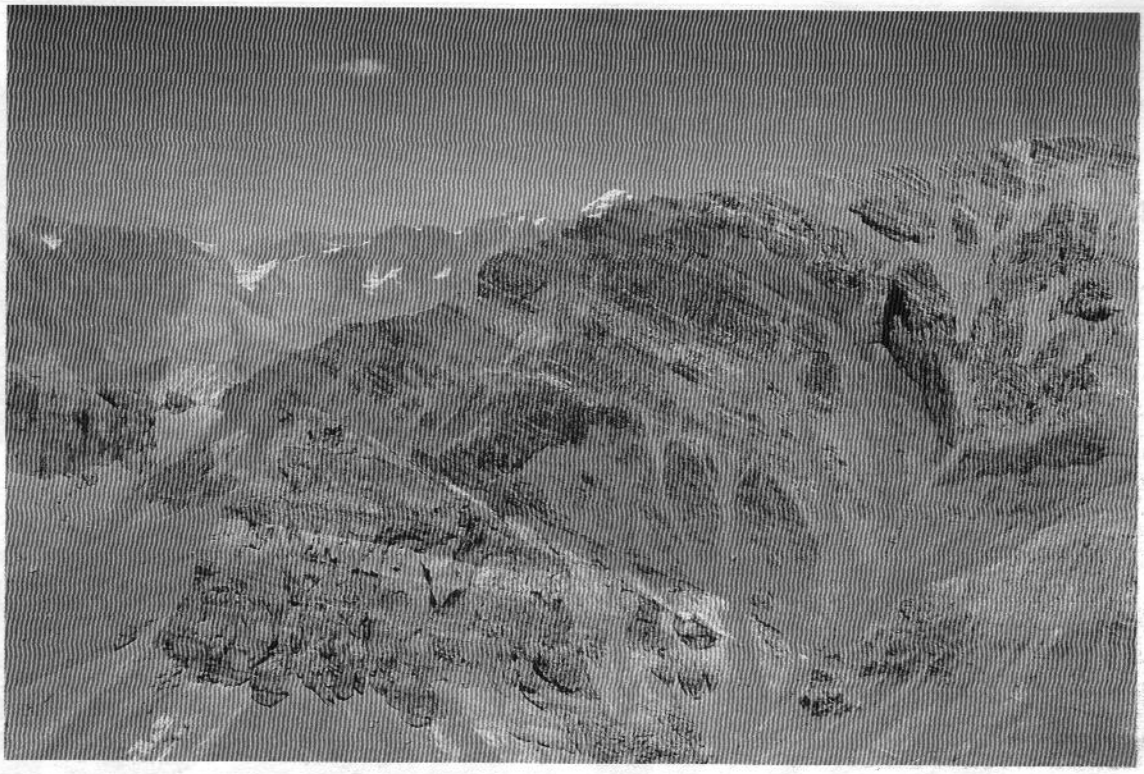


Figura 2: Corrimiento oriental en el filo Zurbriggen que levanta las secuencias mesozoicas de la base del Aconcagua sobre los depósitos terciarios y bascula la secuencia volcánica miocena. Este corrimiento reconocido por Schiller (1912) y posteriormente Yrigoyen (1976), había sido puesto en duda por Fossa Mancini (1947). Vista desde el norte.

lo vientos en sus aristas cercanas a la cumbre. Años más tarde Schiller intentó subir nuevamente al Aconcagua en 1940, 1943 y 1944, falleciendo en este último intento en una pequeña plataforma a 6.200 m de altura, conocida como Rocas Amarillas, ubicada a menos de un centenar de metros del actual refugio Berlín (Sekelj, 1944).

La hipótesis que consideraba al Aconcagua como un volcán, vuelve nuevamente con Fossa Mancini (1947). Este autor, exclusivamente sobre la base de una extensa iconografía del cerro, obtenida de las más diversas fuentes, concluyó que las supuestas cobijaduras de Schiller (1912), que afectaban al Aconcagua no eran tales y destacó el caracter horizontal que presenta la cobertura volcánica, vista desde varios frentes. Esta interpretación errónea se debió al ángulo de observación de las fotografías, dado que desde el noroeste o el sudeste, direcciones normales al rumbo, presenta una inclinación aparente cercana a cero (figura 1). No hay duda que las rocas de la cumbre se hallan basculadas al oeste-sudoeste y al sudeste de 2 a 5°, como se observa desde la plataforma 5.200 o desde el portezuelo del Manso (Ramos *et al.*, 1985).

Fossa Mancini (1947) argumentó que las cobijaduras si las hubo, deberían ser anteriores a la cobertura volcánica del Aconcagua. Este autor concluyó que el Aconcagua era un volcán extinguido e *in situ*, no estando afectado por tectónica alguna que hubiera modificado su yacencia original, planteando dudas con respecto a los corrimientos que lo delimitan (figura 2).

Sin embargo, las ideas de Schiller sobre la naturaleza alóctona de la masa volcánica del Aconcagua, habían sido ampliamente aceptadas por Gerth (1926: 93), Kühn (1922, 1927), Groeber (1929) y Windhausen (1931: 358-359). Fossa Mancini (1947) destacó que ninguno de estos autores había examinado al Aconcagua personalmente (él tampoco), con excepción de Kühn (1914) al remontar el río de las Vacas y descalificó a estos geólogos europeos propensos a ver cobijaduras en todas partes.

La hipótesis que consideraba al Aconcagua como una cobertura volcánica desraizada, se afirmó en los estudios de Yrigoyen (1976), quien demostró que tanto al este como al oeste del Aconcagua hay sendos corrimientos negados por Fossa Mancini (1947), que basculan el macizo volcánico. Estas aprecia-

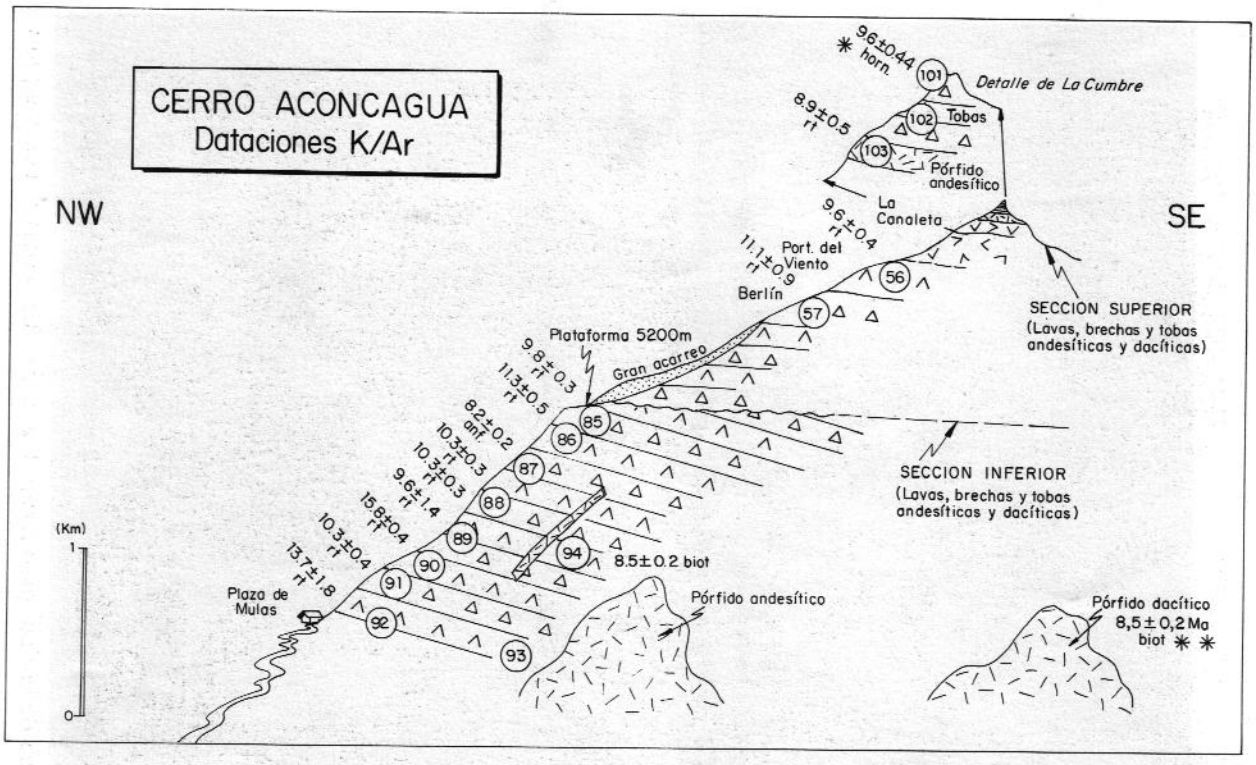


Figura 3: Sección esquemática de la arista noroeste del Aconcagua con la ubicación de las muestras datadas y analizadas. Ubicación en la figura 4.(*) Según Godoy *et al.* (1988) y (**) Sillitoe (1977).

ciones fueron ampliamente confirmadas por los estudios efectuados tanto en la pared oriental del macizo, como en la cumbre (Ramos *et al.*, 1985, Ramos e Yrigoyen, 1987).

La hipótesis de Fossa Mancini (1947) fue parcialmente revalorizada por Godoy *et al.* (1988), quienes reconocieron remanentes del gran aparato volcánico mioceno durante el ascenso a la cumbre. Estos autores distinguieron en su figura 1 la extensión de los afloramientos del volcán Aconcagua, no dejando de reconocer las fallas que hacia el este y oeste han desplazado la cobertura volcánica.

COMPLEJO VOLCANICO ACONCAGUA

Los distintos autores que estudiaron el macizo del Aconcagua han asignado su cobertura volcánica a diferentes series estratigráficas. Schiller (1912) no tenía elementos para discernir si eran andesitas (terciarias o cuaternarias) o porfiritas (rocas precenozoicas en la nomenclatura de la época), asignándolas ya sea al Terciario inferior o al Cretácico superior, respectivamente.

Para Gerth (1926) la cobertura volcánica correspondía a la serie andesítica del Terciario inferior, siendo el Conglomerado de Santa María de edad miocena. Para Groeber (1929) estas andesitas correspondían a efusiones volcánicas miocenas, por correlación con lo que ocurría al sur de Mendoza. Este criterio fue compartido por Fossa Mancini (1947) para quien el Aconcagua era un volcán mioceno.

Yrigoyen (1976 y 1979) correlacionó la cobertura volcánica con la Formación Abanico de edad cretácica superior, sin descartar que en la parte superior puedan existir rocas terciarias más jóvenes.

Auboin y Borrello (1966) asignaron las rocas volcánicas del Aconcagua a la Formación Farellones del Terciario inferior, propuesta compartida por Munizaga y Vicente (1982). Sin embargo, estos autores presentaron nuevas edades en el sector chileno adyacente, así como algunas edades del lado argentino, que les permitieron reinterpretar a la Formación Farellones como de edad miocena.

Este criterio fue compartido por los autores posteriores que asignaron a la Formación Farellones la cobertura volcánica del Aconcagua (Ramos *et al.*, 1985, 1989, 1991b; Ramos e Yrigoyen, 1987).

Sin embargo cuando se observa el rango de edades de la Formación Farellones en territorio chileno (Rivano *et al.*, 1990) y se las compara con las obtenidas en territorio argentino (Ramos *et al.*, 1991b), es evidente

Figura 4: Vista aérea de la cumbre del Aconcagua, la pared sur y la sección entre Plaza de Mulas, plataforma 5.200 y refugio Berlín, con los puntos de muestreo.

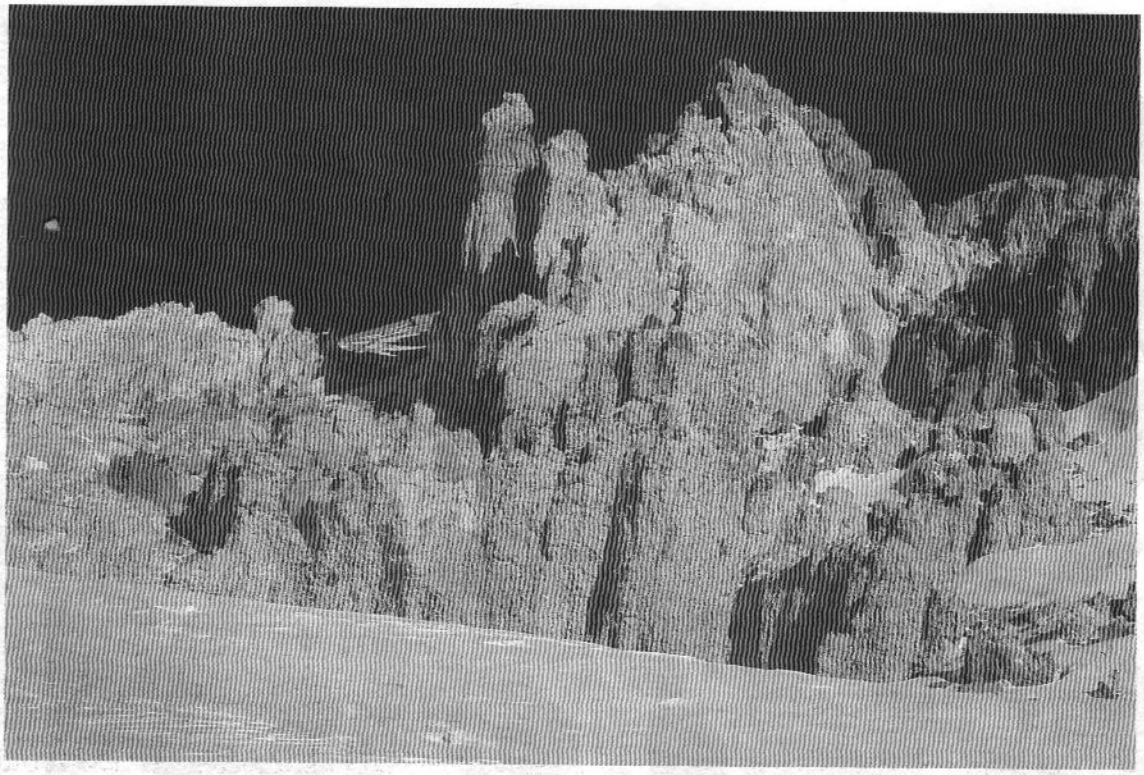


Figura 5: Vista de la sección superior de aglomerados andesíticos del Complejo Volcánico Aconcagua cerca del Refugio Berlín.

que si bien puede haber cierto traslape temporal, el volcanismo en el sector chileno es más antiguo y termina antes que en el sector argentino. Las características litológicas entre ambas series volcánicas son diferentes, así como sus propiedades geoquímicas.

Sobre esta base es que se decidió separar las volcanitas del Aconcagua como un complejo volcánico independiente, asociado temporal y espacialmente a una expansión hacia el antepaís del magmatismo de arco del sector chileno.

Distribución y litología

Las relaciones que presenta este complejo volcánico con el substrato sedimentario son de marcada discordancia angular. Esta discordancia está expuesta en forma conspicua en la pared sur del Aconcagua donde ha sido observada por Conway (1902), Schiller (1912) e Yrigoyen (1976). En ésta se observan las areniscas rojas de la Formación Diamante y el Grupo Mendoza fuertemente plegados y truncados por el plano de discordancia.

La secuencia volcánica, si bien se pone subhorizontal en la parte superior del cerro, hacia el sector occidental aumenta su inclinación hacia el oeste-sudoeste, alcanzando valores de más de 20° al norte de la quebrada Sargento Mas, en el sector oriental de la quebrada Ancha. Diversos autores reconocieron discontinuidades en la secuencia volcánica, algunas con marcada angularidad entre los distintos paquetes de volcanitas y rocas piroclásticas (Groeber, 1951; Yrigoyen, 1976; Ramos *et al.*, 1985). La más conspicua se observa entre Plaza de Mulas superior y la plataforma 5.200. Esta ha sido interpretada como una discontinuidad primaria dentro de secuencias superpuestas en un aparato volcánico. Otras angularidades más localizadas, como las que se observan sobre la ladera oriental de la quebrada de los Horcones superior pueden estar relacionadas a fallas secundarias, como en parte lo confirma la presencia de girones de yeso, altamente deformados.

Con respecto a la litología se pueden distinguir dos unidades diferentes dentro del complejo: lavas, brechas y rocas piroclásticas pertenecientes a un antiguo estratovolcán y cuerpos subvolcánicos de dacitas y andesitas.

Lavas, brechas y rocas piroclásticas

Son las rocas dominantes en el macizo del Aconcagua. Se pueden distinguir dos secciones de similar composición.

Figura 6: Vista hacia el norte de la sección inferior en la pared sur del Aconcagua. Nótese en el sector oriental la discordancia angular con las secuencias mesozoicas (Foto P. Cueto).

La sección inferior tiene un espesor de 2.500 m y está compuesta por brechas andesíticas, aglomerados volcánicos y tobas con intercalaciones de lavas de dacita y andesita.

Uno de los perfiles más completos se observa en la arista noroeste del Aconcagua, desde Plaza de Mulas superior a la cumbre (figuras 3 y 4). La secuencia se inicia con aglomerados y brechas de composición andesítica, con clastos de hasta 20 cm cementados en una matriz volcánica de textura porfírica (figura 5). En la secuencia se alternan lavas porfíricas de composición dacítica con fenocristales de plagioclasa, fuertemente alterados a arcillas y sericita; el mineral máfico es biotita, completamente reemplazada a clorita y un mineral opaco. La pasta tiene plagioclasa argilitizada y microcristales de cuarzo y se halla fuertemente limonitizada. También se observa jarosita en agregados finos (Godeas y Pezzutti, 1986).

Estas rocas se intercalan con brechas andesíticas, con clastos y matriz de igual composición, en parte completamente propilitizada.

La sección superior está más finamente estratificada y está constituida por tobas de variada composición, flujos piroclásticos gruesos y lavas (figura 5). Su espesor hasta la cumbre es de 1.500 m y se caracteriza por sus colores rojizos, producto de la abundante limonita presente en estas rocas.

En las proximidades del refugio Berlín se observan mantos de andesita porfírica de colores gris claro y oscuro, con pasta afanítica. Los fenocristales son tablillas idiomorfas de plagioclasa, fuertemente caolinizados y con moderada sericitización. El anfíbol se encuentra reemplazado por clorita y epidoto. La pasta formada por feldespato alcalino y plagioclasa se halla caolinizada, con abundantes minerales opacos. En otras muestras predomina el piroxeno del grupo del diópsido, con anfíbol subordinado. Es común la presencia de amígdulas rellenas con carbonatos y cuarzo (Sacomani, 1986).

La secuencia se halla intensamente alterada. Godoy *et al.* (1988) han descripto venillas de cuarzo-anhidrita y pequeños parches de *stockwork* con pirita en lavas andesíticas blanqueadas por alteración argílica avanzada. Estos autores han reconocido natroalunita microcristalina y caolinita en zonas reemplazando completamente las plagioclasas. En los halos de las venillas abunda el cuarzo microcristalino sobre la anhidrita, esta última en distintas etapas de hidratación. Las rocas más alteradas incluyen numerosos contornos de anfíbol compuestos por leucoxeno o un agregado de goethita

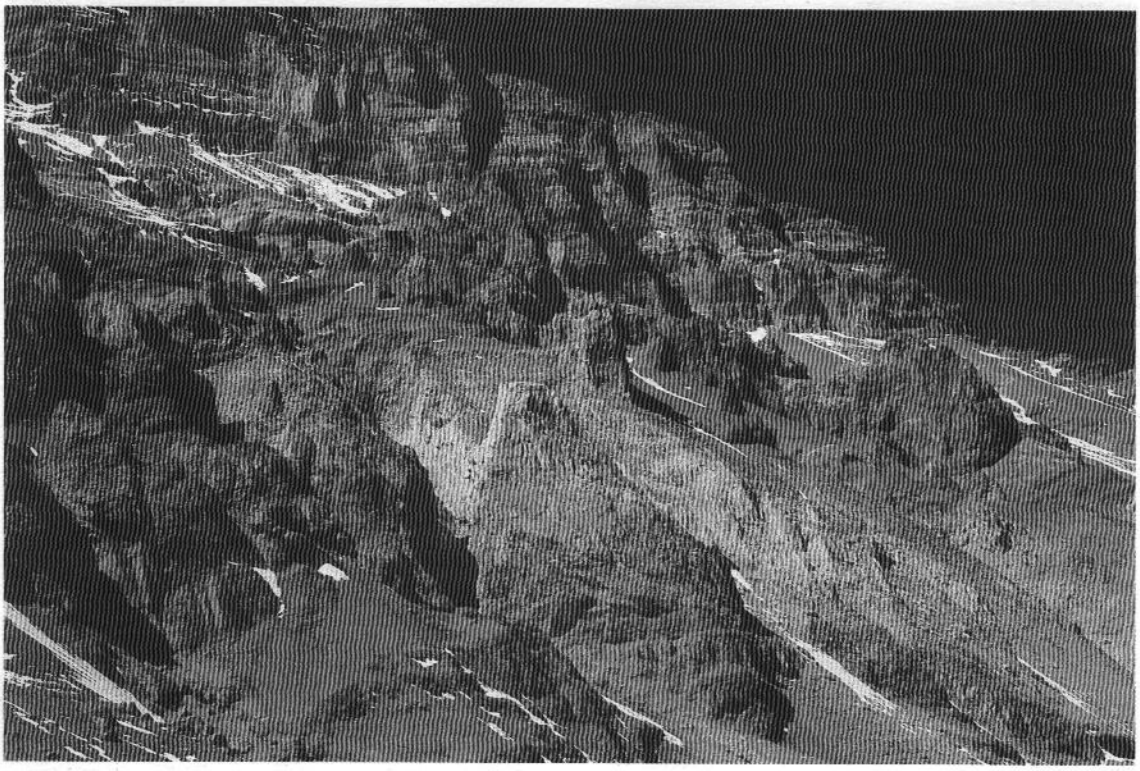


Figura 7: Cuerpo hipabisal de andesita hornbléndica que intruye a la sección inferior del Aconcagua al este de Plaza de Mulas.

y esfeno, producto de la alteración de la titanomagnetita. Al sudeste del portezuelo del Manso se han observado tubos abiertos de 2 a 3 cm de diámetro y en posiciones subverticales recubiertos por pátinas amarillas. Estos tubos han sido interpretados como originados por escapes de gases, en una etapa solfatárica relíctica.

En la parte superior de la cumbre se ha observado que la toba andesítica está surcada por vidrio verde reducido. Godoy *et al.* (1988) han interpretado a estas rocas como fulguritas, en forma similar a las descriptas por Bonney (1901a) para la cumbre del volcán Tupungato.

En la pared sur se observa principalmente la sección inferior, en marcada discordancia angular sobre las rocas mesozoicas (figura 6).

Pórfidos dacíticos y andesíticos

En la secuencia lávica y piroclástica anterior se interponen cuerpos hipabisales, filones capa y diques discordantes de pórfidos andesíticos y dacíticos. Al este de Plaza de Mulas se puede observar unos de estos cuerpos de andesita intruídos en las brechas y aglomerados de la secuencia anterior (figura 7).

Estos cuerpos suelen estar asociados a halos de alteración hidrotermal, como se observa en las nacientes del río de las Vacas.

Uno de los cuerpos más conspicuos constituye la escarpa que une el pico sur con el pico principal del Aconcagua (véase figura 4). Este cuerpo intrusivo de composición andesítica constituye un filón capa que le confiere a la cumbre una resistencia adicional. Las rocas que componen la cumbre son andesitas muy alteradas, con fuerte exfoliación por meteorización, que contrasta con el aspecto tenaz de los filones capa. La composición y características geoquímicas son similares a las de las rocas volcánicas y piroclásticas previamente descriptas.

Edad

Hasta que se obtuvieron las primeras dataciones del Complejo Volcánico Aconcagua, la edad de estas rocas volcánicas variaba entre Cretácico superior (Yrigoyen, 1976), Terciario inferior (Auboin y Borrello, 1966), e inclusive hasta Mioceno, como fuera inferido por Fossa Mancini (1947). Con la reasignación al Mioceno en el sector chileno de la Formación Farellones (Munizaga y Vicente, 1982) y las primeras dataciones

CUADRO I: EDADES K/Ar DE ROCAS IGNEAS DE LA REGION DEL ACONCAGUA

UNIDAD		MUESTRA	METODO	% K	Ar 40 rad	% Ar Atm	Edad (Ma)
Tobas del Conglomerado Santa María		PV3	RT	2.02	0.64	66.0	8.1 ± 0.6
COMPLEJO VOLCANICO ACONCAGUA	Andesita de la cumbre	AC-2	Hornb.	0.48	0.20	53.7	9.63±0.44*
	Andesita de la Canaleta (6800 m)	M103	RT	1.60	0.55	59.0	8.9 ±0.5
	Portezuelo del Viento (6700 m)	M56	RT	1.58	0.59	64.72	9.6 ±0.4
	Refugio Berlín (6100 m)	M57	RT	1.43	0.62	74.78	11.1±0.9
	Filón andesítico (Plataforma-5200 m)	M85	RT	1.49	0.57	57.05	9.8 ±0.3
	Dacita (Plataforma-5200 m)	M86	RT	1.48	0.65	72.67	11.3±0.5
	Dique de dacita (4400 m)	M87	Anfib.	1.58	0.50	58.89	8.2 ±0.2
	Andesita (4350 m)	M88b	RT	1.52	0.61	56.44	10.3±0.3
	Andesita (4350 m)	M88a	RT	1.64	0.66	48.66	10.3±0.3
	Dique de dacita (4300 m)	M89	RT	2.17	0.81	76.6	9.6 ±1.4
	Dacita (4250 m)	M90	RT	1.70	1.05	47.18	15.8±0.4
	Andesita Plaza de Mulas Superior	M91	RT	1.66	0.67	62.20	10.3±0.4
	Dique al este de Plaza de Mulas	M93	Biotita				8.5 ±0.2
	Dacita Plaza de Mulas	M92	RT	1.74	0.93	83.5	13.7±1.8
Dique Tolosa oriental		M70	Plag.	2.01	1.12	74.0	14.3±1.0
Roca de caja quebrada Matienzo		5912	RT	1.70	1.39	77.18	20.9±3.0
Granodiorita Matienzo		5907	Biotita	5.23	4.42	11.82	21.6±1.0
Porfido granodiorítico Río Vacas		8336	Biotita	7.79	2.62	35.3	8.5±0.2

* Datación realizada en el Laboratorio de Geocronología del SERNAGEOMIN, Santiago de Chile.
** Datación realizada en la Universidad de Berkeley según Godoy *et al.* (1988).
*** Datación realizada en el Instituto de Geocronología de la Universidad de Sao Paulo.
****Datación del Institute of Geological Sciences, London (Sillitoe, 1977).

del Aconcagua, se confirmó esta edad para el macizo (Ramos *et al.*, 1985). Las edades actualmente disponibles se ilustran en el cuadro I.

El análisis de esta información permite inferir que la secuencia volcánica tiene una edad mínima más antigua de 15,8 Ma. La edad más probable de la sección inferior varía entre 13,7 a 11,3 Ma. Es necesario destacar que se observan edades menores, que pueden estar relacionadas a pérdidas de argón durante el proceso de alteración o por rejuvenecimiento producido por los numerosos cuerpos hipabisales y filones que se emplazan en el complejo volcánico. La sección superior variaría entre 11,1 y 9,6 Ma. La edad obtenida en la muestra 103, procedente de la parte superior de la canaleta, se interpreta como perteneciente a los filones andesíticos que intruyen las rocas de la cumbre con edades que oscilan entre 8,9 y 8,5 Ma. Las figuras 3 y 4 presentan los resultados obtenidos.

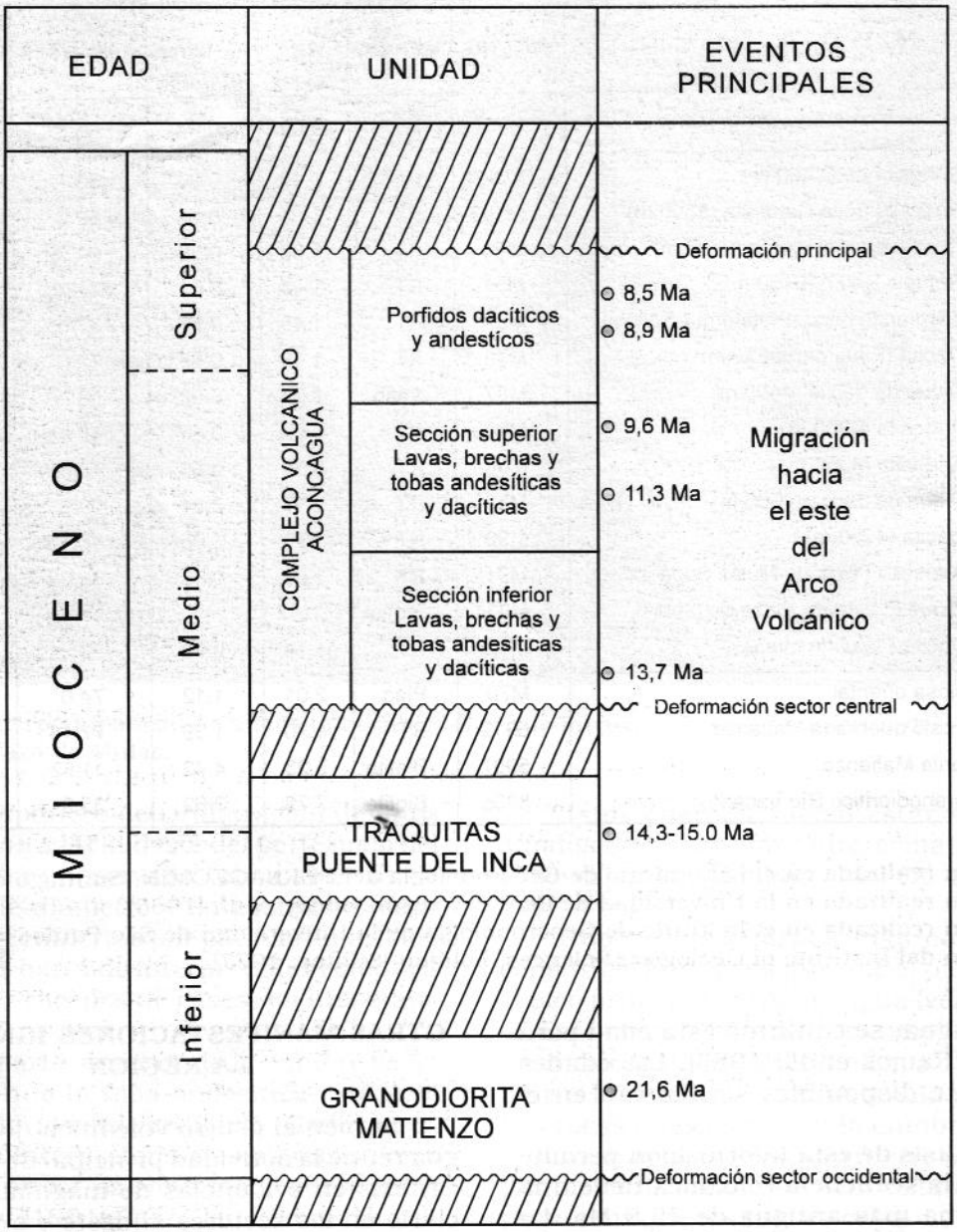
OTRAS MANIFESTACIONES IGNEAS DE LA REGION

Si bien el centro volcánico del Aconcagua reúne la actividad principal de la comarca, existen evidencias de magmatismo terciario en los sectores al oeste y sur de este cerro. El cuadro II resume la actividad magmática y los principales eventos tectónicos asociados a la misma.

Granodiorita Matienzo

Este plutón aflora en la parte media occidental de la quebrada Benjamín Matienzo, en las nacientes del río Cuevas y ha sido descripto por Ramos y Cingolani (1989). Los afloramientos se encuentran en la vertiente oriental del cordón del Límite, entre los portezuelos Potrero Escondido y Lomas Coloradas. Se hallan a unos 10 km al noroeste de la localidad de Las Cuevas, frente al refugio Matienzo.

CUADRO II: PRINCIPALES EVENTOS MAGMATICOS Y PROCESOS TECTONICOS ASOCIADOS EN LA REGION DEL ACONCAGUA



La Granodiorita Matienzo constituye un stock elongado de 2.200 m de largo por unos 500 m de ancho formado por una roca granosa alotriomorfa e inequigranular. El grano es mediano alcanzando hasta 5 mm de diámetro. El componente principal es plagioclasa con anfíbol intercrecido con piroxeno, biotita, ortosa, cuarzo y un mineral opaco. La plagioclasa es una oligoclasa cálcica con zonalidad múltiple directa. En sectores presenta reemplazos albíticos y una alteración leve a moderada a agregados de caolinita y sericita con escasa limonita. La ortosa está inalterada así como el cuarzo de aspecto limpido y extinción ondulante. La hornblenda se halla intercrecida con un clinopiroxeno y está acompañada con biotita de color castaño intenso. Hay pequeños gránulos de minerales opacos, apatita y circón (Sacomani, 1986).

La roca dominante es una granodiorita, aunque se observan también variedades dioríticas con afinidades gábricas y productos más diferenciados de composición monzogranítica.

Los contactos son visibles pero inaccesibles. Se los ha interpretado como intrusivos en las calizas del Grupo Mendoza y en las volcanitas mesozoicas.

La edad de este cuerpo establecida por Ramos y Cingolani (1989), indica una edad de 21,6 ± 1,0 Ma. Es interesante destacar

Figura 8: Sección tipo de las Traquitas Puente del Inca al sur de la localidad homónima.

que la roca de caja volcánica dio una edad de 20,9 ± 3,0 Ma la que ha sido interpretada por estos autores como un rejuvenecimiento producido por la intrusión de la granodiorita. Esta edad ha sido interpretada por Ramos *et al.* (1991b) como una edad de enfriamiento, asociada al levantamiento del cordón del Límite.

Cuerpos similares han sido descriptos en el territorio chileno adyacente al oeste por Aguirre *et al.* (1974) y por Munizaga y Vicente (1982).

Traquitas Puente del Inca

Bajo esta denominación Schiller (1912) incluyó a los filones que afloran en ambas laderas de Puente del Inca. La figura 8 ilustra la sección tipo de las Traquitas Puente del Inca. Se ha mantenido la denominación original de Schiller (1912), dado que los análisis químicos disponibles de estas rocas las ubican en el diagrama de Le Maitre en el campo de las traquitas (véase figura 9), a pesar que su composición petrográfica varía entre lacita cuarcífera y dacita.

Rocas similares han sido descriptas por Pereyra (1986) y Cegarra (1987) en la quebrada de Tolosa oriental. Se los ha observado también en los cerros Tolosa, México y en el de los Dedos, en la margen oriental del alto río Cuevas y en la quebrada de los Horcones, entre otras localidades. Tienen un amplio desarrollo en la mitad occidental de la región del Aconcagua.

Se hallan intruyendo a todas las rocas mesozoicas previas. En la quebrada del Hombre Cojo o de La Avalancha, frente a la localidad de Las Cuevas, se observan estos filones asociados a unos lentes sigmoidales de varios metros de espesor. Estos cuerpos sigmoidales han sido interpretados como venas de zonas de cizalla (*shear zone veins*) asociadas a una dilatación negativa, consistente con la orientación de esfuerzos compresivos que originaron los corrimientos de la región.

Del punto de vista petrográfico están compuestos por una pasta afanítica con pequeños fenocristales de plagioclasa. La textura es traquítica, caracterizada por tablillas orientadas de plagioclasa y de feldespato alcalino subordinado, con intersticios ocupados por cuarzo microcristalino, en porcentajes tan bajos, como para considerarlo como accesorio. Hay relictos de fenocristales observables como concentraciones de muscovita, cuarzo y un mineral opaco (Sacomani, 1986). La composición de las muestras analizadas varía de lacita cuarcífera a dacita.

La primer datación K/Ar de estas rocas fue efectuada por Munizaga y Vicente (1982),

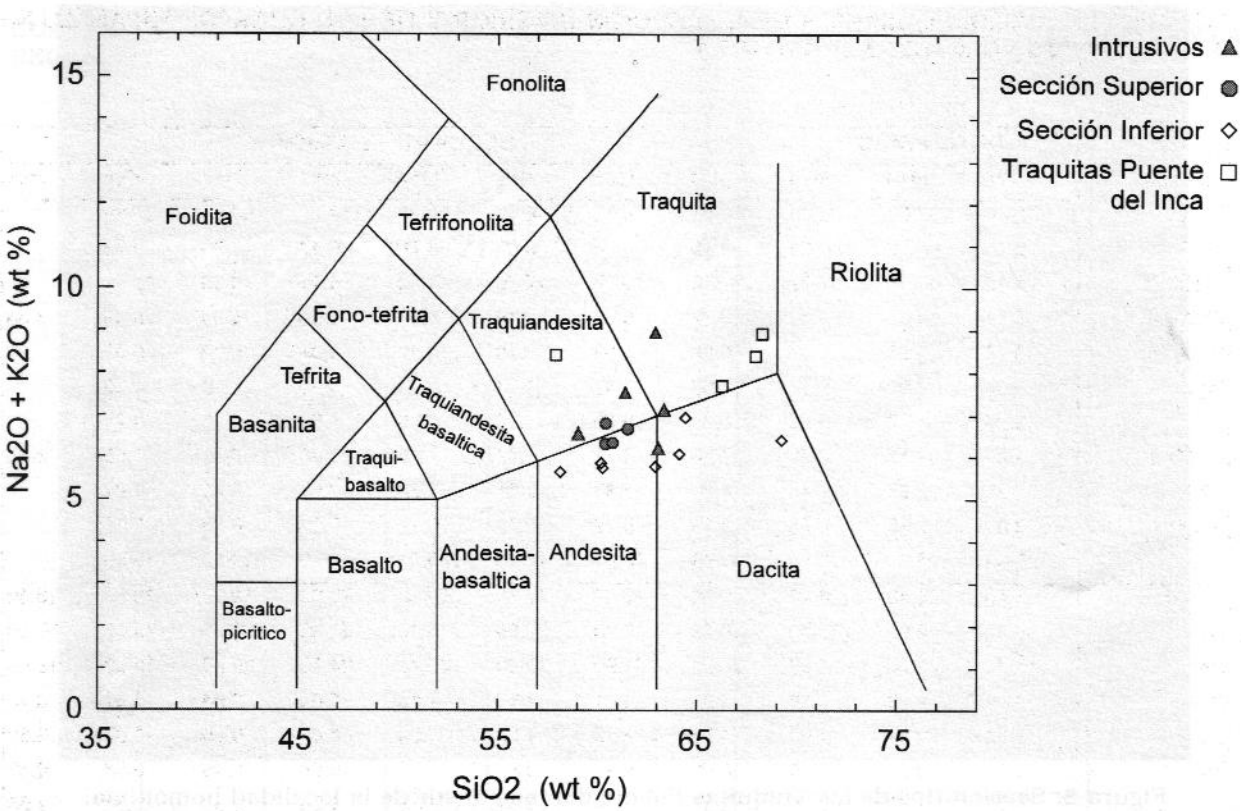


Figura 9: Clasificación química y nomenclatura de rocas volcánicas, por el diagrama TAS, total de álcalis *vs.* sílice (Le Maitre *et al.*, 1989). Nótese el mayor enriquecimiento en K_2O de la sección superior y de las Traquitas Puente del Inca.

quienes dataron el filón capa que aflora en la ladera norte de Puente del Inca, cerca del valle inferior de Los Horcones. Esta muestra arrojó una edad de 15 ± 1 Ma en roca total. Una segunda muestra datada en plagioclasa, procedente de las nacientes de la quebrada Tolosa Oriental arrojó una edad de 14,3 ± 1,0 Ma (determinación realizada en el SERNAGEOMIN de Santiago de Chile).

CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS DE LAS VOLCANITAS

Se han realizado análisis de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras de la secuencias de la sección inferior y superior, y de los pórfidos andesíticos y dacíticos que las intruyen (véanse cuadros III a IV). Los análisis fueron realizados en el laboratorio del INSTOC, de la Universidad de Cornell, U.S.A., y se obtuvieron por los métodos de activación neutrónica (INAA) y microsonda electrónica (véase para detalles analíticos a Kay *et al.*, 1991). Parte de estos resultados fueron analizados parcialmente en Ramos *et al.* (1985) y Kay *et al.* (1991).

Las muestras del Complejo Volcánico Aconcagua muestran una cierta homogeneidad composicional, variando de andesitas a dacitas con un tenor de sílice entre 58 y 69 % (véase figura 9). El contenido de K_2O varía entre 1,68 y 2,44 %, nótandose un incremento de K_2O en los pórfidos y diques intrusivos póstumos. Estas rocas presentan un tren calcoalclino característico como se destaca en el diagrama AFM de la figura 10, con los términos más diferenciados asociados a los pórfidos andesíticos y dacíticos que intruyen toda la secuencia volcánica.

Cuando se plotean los análisis en el diagrama de Wood (1980), se observa la típica característica de asociación de arco volcánico vinculada a subducción en corteza continental en la totalidad de las muestras (figura 11).

Los diagramas de distribución de tierras raras y elementos trazas muestran un comportamiento homogéneo, con característicos enriquecimientos relativos de La en relación a Ta, junto con valores más altos de elementos incompatibles típicos de regiones de arcos magmáticos de márgenes destructivos. Es interesante notar el comportamiento similar de la sección superior con respecto a la inferior (compárense figuras 12 y 13), lo que apoyaría la interpretación de que la an-

CUADRO III: ANALISIS QUIMICOS DE LA SECCION INFERIOR Y DE LOS CUERPOS HIPABISALES DEL COMPLEJO VOLCANICO ACONCAGUA

	INTRUSIVOS			SECCION INFERIOR							
Muestra	**M104**	**M93**	**M94**	**M90**	**M91**	**M92**	**M85**	**M86**	**M87**	**M88**	**M89**
SiO2	59.04	63.32	63.04	62.91	58.13	64.10	60.27	69.23	64.41	60.19	
TiO2	0.76	0.62	0.64	0.75	0.90	0.67	0.76	0.47	0.60	0.78	
Al2O3	17.15	17.10	17.29	17.16	17.77	17.26	17.78	14.21	16.59	17.23	
FeO	5.44	4.48	5.10	5.72	5.91	5.14	5.41	3.66	4.05	5.99	3.36
MnO	0.24	0.06	0.07	0.08	0.09	0.70	0.11	0.06	0.06	0.09	
MgO	4.55	2.62	1.11	1.03	1.58	1.34	4.02	0.20	2.77	4.00	
CaO	6.24	4.54	6.38	6.38	9.79	5.18	5.80	5.64	4.45	5.75	
Na2O	4.29	4.75	3.78	3.88	3.81	4.01	4.06	3.80	4.53	3.95	3.84
K2O	2.27	2.37	2.44	1.90	1.83	2.07	1.68	2.61	2.41	1.91	
P2O5	0.00	0.13	0.15	0.18	0.19	0.16	0.13	0.12	0.13	0.11	
Total	99.98	99.99	100.0	99.99	100.0	100.0	100.02	100.0	100.0	100.0	
La	16.40	21.40	26.20	19.90	20.00	19.30	18.80	23.30	19.60	19.60	15.50
Ce	35.40	42.00	53.40	39.50	40.80	37.80	45.10	51.30	39.50	40.60	32.10
Nd	16.80	22.80	27.90	21.00	21.90	19.20	20.70	24.70	19.90	19.60	13.00
Sm	3.90	4.26	5.18	3.91	4.41	4.18	4.16	5.01	3.94	4.51	3.13
Eu	1.00	0.91	1.09	1.05	1.15	1.00	1.09	1.07	0.85	1.07	0.68
Tb	0.52	0.52	0.65	0.42	0.49	0.52	0.57	0.58	0.45	0.58	0.42
Yb	1.61	1.86	2.45	0.94	1.35	1.81	1.85	1.96	1.68	2.14	1.56
Lu	0.23	0.27	0.36	0.14	0.20	0.24	0.27	0.29	0.24	0.31	0.22
Sr											364
Ba	424	483	432	394	397	484	402	613	591	451	458
Cs	3.15	1.23	4.81	6.41	1.90	1.90	4.30	1.60	1.50	2.45	4.08
U	1.11	2.30	3.06	1.24	1.35	1.80	1.67	1.80	2.90	1.41	2.31
Th	3.69	5.78	8.44	3.97	4.63	5.40	6.20	6.60	6.30	4.17	5.11
Hf	3.36	3.75	5.24	3.89	3.81	3.30	4.30	4.50	3.60	4.10	3.10
Ta	0.58	0.66	0.00	0.61	0.60	0.73	0.00	0.90	0.69	0.67	0.67
Sc	17	12	9	10	15	12	17	7	10	18	9
Cr	182	15	11	28	70	18	90	18	21	107	22
Ni	49	9	6	7	22	0	28	2	12	27	8
Co	21	12	10	8	20	9	20	4	10	19	9
RAZONES											
FeO/MgO	1.20	1.71	4.59	5.55	3.74	3.83	1.35	18.3	1.46	1.50	
K2O/Na2O	1.89	2.00	1.55	2.04	2.08	0.52	2.42	0.69	0.53	2.07	
Ba/La	25.9	22.6	16.5	19.8	19.8	25.08	21.5	26.31	30.15	23.0	29.5
La/Sm	4.2	5.0	5.0	5.1	4.5	4.6	4.5	4.6	5.0	4.3	5.0
La/Yb	10.2	11.5	10.7	21.2	14.8	10.7	10.1	11.9	11.7	9.2	9.9
Eu/Eu*	0.85	0.73	0.71	0.96	0.91	0.79	0.86	0.72	0.73	0.79	0.71
Ba/Ta	0.737	733	413	649	661	663	387	681	856	674	682
La/Ta	28	32	25	33	33	26	18	26	28	29	23
$^{143}Nd/^{144}Nd$				0.512521							
εNd				+0.26							
$^{87}Sr/^{86}Sr$				0.704245							

Muestras 93, 94 y 104: intrusivos de la región de Plaza de Mulas.
Muestras 85 a 92: sección inferior de la arista noroeste del Aconcagua.

CUADRO IV: ANALISIS QUIMICOS DE LA SECCION SUPERIOR DEL COMPLEJO VOLCANICO ACONCAGUA

	SECCION SUPERIOR				TRAQUITAS PUENTE DEL INCA				FILONES	
Muestra	**M57**	**M103**	**M102**	**M101**	**M69**	**M70**	**M102***	**M108**	**M106**	**M105**
SiO2	60.40	60.76	60.41	61.53	57.91	68.26	67.93	66.25	61.39	62.91
TiO2	0.65	0.69	0.67	0.66	0.94	0.40	0.47	0.55	0.71	0.75
Al2O3	18.77	17.87	18.09	17.96	18.68	17.05	16.67	16.67	18.18	18.45
FeO	4.89	4.91	5.12	4.93	4.74	2.02	2.20	4.13	4.97	4.14
MnO	0.11	0.08	0.11	0.11	0.12	0.07	0.03	0.19	0.19	0.19
MgO	2.64	3.04	2.79	2.42	3.76	0.86	1.02	1.46	2.55	1.38
CaO	6.23	6.30	6.01	5.73	6.83	2.82	3.22	3.29	3.53	3.46
Na2O	4.69	4.57	4.93	4.73	7.17	6.16	5.62	4.86	4.48	5.77
K2O	1.63	1.78	1.88	1.94	1.25	2.75	2.77	2.82	3.06	3.18
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
Total	100.01	100	100.01	100.01	101.40	100.39	99.99	100.22	99.06	100.23
La	18.70	20.40	22.10	21.30	22.60	16.40	20.30	31.20	20.80	24.40
Ce	40.70	44.40	48.40	45.00	50.30	38.90	40.80	65.20	48.60	53.90
Nd	18.80	18.00	24.20	23.30	27.30	19.00	19.00	31.50	25.00	29.20
Sm	4.00	4.16	4.66	4.47	5.33	3.38	3.31	5.64	4.48	5.97
Eu	1.02	1.01	1.00	0.94	1.29	0.71	0.83	1.20	1.13	1.38
Tb	0.46	0.52	0.51	0.49	0.56	0.29	0.28	0.68	0.58	0.67
Yb	1.43	1.60	1.80	1.69	1.71	0.86	0.90	2.63	2.10	1.98
Lu	0.20	0.22	0.25	0.24	0.24	0.12	0.11	0.37	0.31	0.27
Sr	0	672	0	0						
Ba	541	464	529	525	379	988	865	750	965	1134
Cs	0.68	1.09	0.74	1.08	0.70	0.60	1.30	1.20	3.50	0.60
U	1.07	1.13	1.52	1.32	1.80	1.40	1.90	1.90	1.30	1.70
Th	3.64	4.20	4.98	4.70	5.70	4.10	4.00	7.80	5.20	5.80
Hf	3.68	3.71	4.03	3.76	4.80	4.20	3.60	5.00	4.70	4.70
Ta	0.59	0.46	0.61	0.61	0.72	0.49	0.42	0.77	0.72	0.59
Sc	10	11	11	11	15	4	5	8	10	8
Cr	9	9	7	8	110	8	21	11	18	4
Ni	6	12	13	10	31	6	6	7	8	6
Co	14	14	25	26	22	5	4	9	13	8
RAZONES										
FeO/MgO	1.85	1.62	1.84	2.04	1.26	2.35	2.16	2.83	1.95	3.00
K20/Na20					0.17	0.45	0.49	0.58	0.68	0.55
Ba/La	28.9	22.8	24.0	24.6	16.8	60.4	42.7	24.0	46.4	46.5
La/Sm	4.7	4.9	4.7	4.8	4.2	4.8	6.1	5.5	4.6	4.1
La/Yb	13.1	12.8	12.3	12.6	13.2	18.9	22.4	11.9	9.9	12.4
Eu/Eu*	0.88	0.82	0.76	0.74	0.87	0.81	0.86	0.73	0.84	0.81
Ba/Ta	916	1,009	872	863	526	2017	2065	973	1338	1926
La/Ta	32	44	36	35	31	33	48	40	29	41
$^{143}Nd/^{144}Nd$		0.512621								
εNd		-0.33								
$^{87}Sr/^{86}Sr$		0.704460								
Edad		8.9 ± 0.5								

Sección superior: M57: Refugio Berlin; M103: La Canaleta; M102: Cornisa intermedia; M101: Cumbre. *Traquitas Puente del Inca*: M69 y 70: cerro Tolosa; M108: cerro México; M106: cerro Promontorio; M105: oeste de Plaza de Mulas.

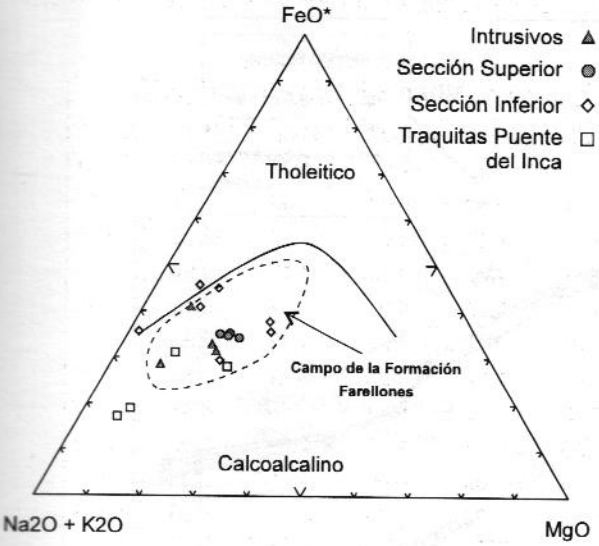


Figura 10: Diagrama AFM con los límites entre los campos calcoalcalinos y tholeíticos (Irvine y Baragar, 1971). Se plotea el campo de la Formación Farellones para comparación.

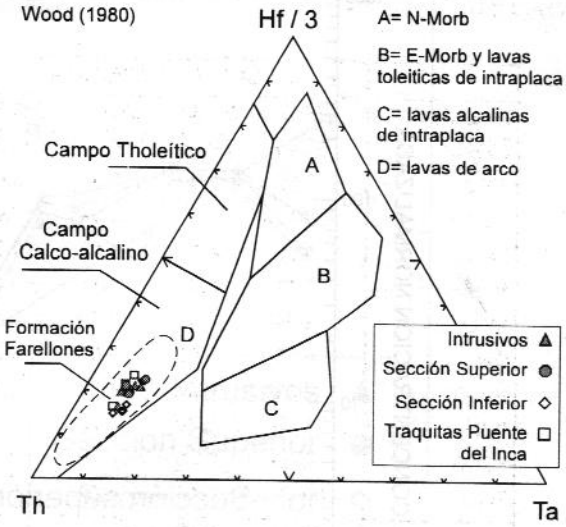


Figura 11: Diagrama de Wood (1980) donde se observa la típica asociación de arco magmático del Complejo Volcánico Aconcagua.

gularidad entre las dos series es un rasgo volcánico primario y no una discordancia de origen tectónico. Ambas series han sido formadas en condiciones de presión similares, no mediando entre ambas variaciones significativas del espesor cortical.

Cuando se observan las relaciones La/Sm *vs.* La/Yb todas las muestras analizadas se agrupan en un campo común con relaciones La/Yb entre 9 y 15 (figura 14). Las únicas excepciones correponden a los filones de Puente del Inca (M102: 15 Ma) y del cerro Tolosa (M70: 14,3 Ma) (figura 15), correspondientes a las Traquitas Puente del Inca, que son las que presentan valores más altos, a pesar de presentar edades más antiguas, aunque debe destacarse su mayor contenido en sílice. Otra muestra de comportamiento anómalo es la M90, procedente de la sección inferior del Aconcagua y que corresponde a una edad de 15,8 Ma. Cuando

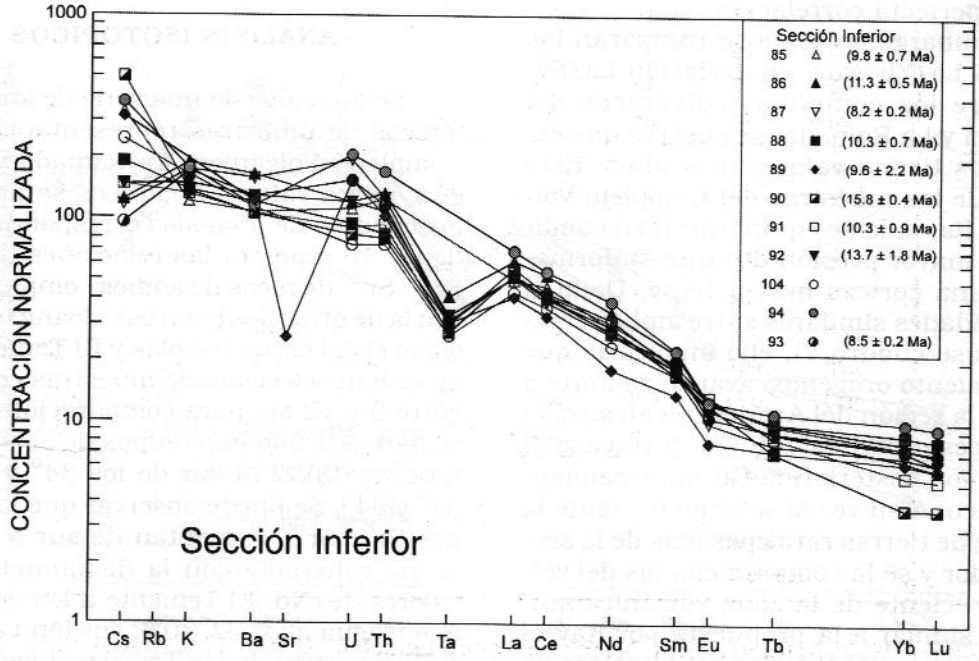


Figura 12: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza de la sección inferior del Aconcagua. Valores de normalización según Kay *et al.* (1987a y b).

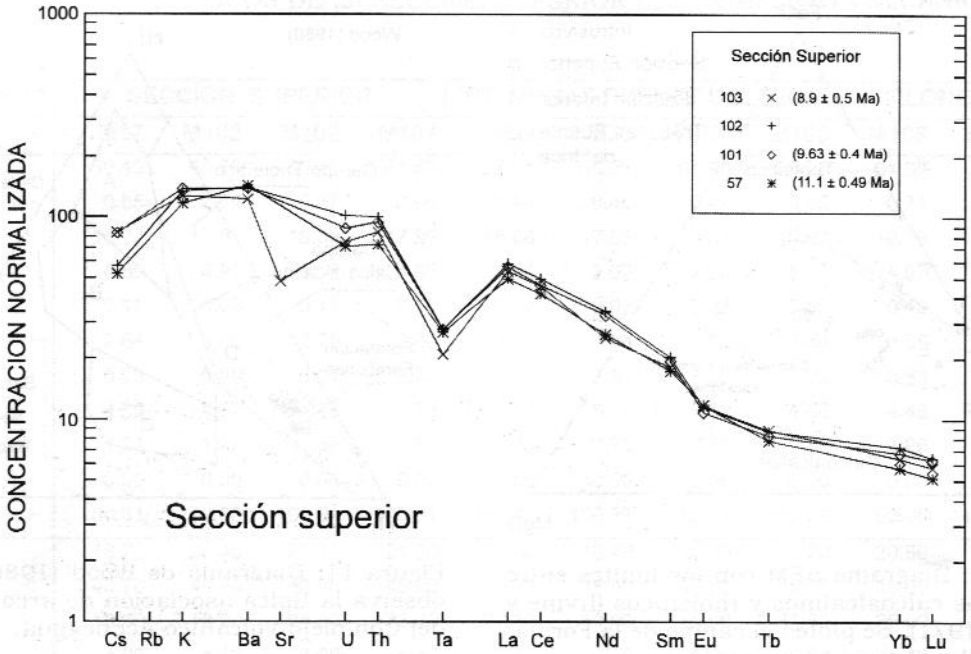


Figura 13: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza de la sección superior del Aconcagua. Valores de normalización según Kay *et al.* (1987a y b).

se comparan las muestras del Complejo Volcánico Aconcagua con las del Complejo Volcánico La Ramada, se observan que ambos conjuntos tienen características litológicas similares y rango de edades afines. Las andesitas del cerro Pirámide, no sólo son geograficamente más cercanas a las del Aconcagua, que a las de La Ramada, sino que su edad y características geoquímicas muestran una perfecta correlación.

Sin embargo, cuando se comparan las relaciones La/Yb para una relación La/Sm dada entre los complejos volcánicos del Aconcagua y La Ramada, se observa que estos últimos tienen valores más altos. Esto sugiere que las muestras del Complejo Volcánico La Ramada se equilibraron en condiciones de mayor presión durante su formación, en una corteza más potente. Dado el rango de edades similares entre ambos complejos (véase cuadro V), ello implicaría que el acortamiento orogénico avanzó de norte a sur y que la región del Aconcagua alcanzó el actual espesor cortical (65 km, Introcaso *et al.*, 1992) con posterioridad al emplazamiento volcánico. A su vez si se tiene presente la pendiente de tierras raras pesadas de la sección inferior y se la compara con las del volcanismo reciente de la zona volcánica sur, en forma similar a la propuesta por Kay *et al.* (1991), se puede inferir que la corteza ya estaba parcialmente engrosada con anterioridad a la efusión del complejo. Se ha estimado un espesor aproximado de 50 km durante la efusión de las volcanitas del Aconcagua. Si se comparan los valores del Complejo Volcánico Aconcagua con los del sector chileno adyacente de la Formación Farellones (Rivano *et al.*, 1990; Ramos *et al.*, 1991b), se observa que entre 20 y 15 Ma las efusiones de Farellones lo hicieron en una corteza aún más delgada.

ANALISIS ISOTOPICOS

Se ha realizado una serie de análisis isotópicos de muestras representativas de los Complejos Volcánicos La Ramada y Aconcagua, cuyos valores analíticos se ilustran en los cuadros de análisis correspondientes. La figura 16 muestra las relaciones de εNd *vs.* Sr^{87}/Sr^{86} de rocas de ambos complejos, junto con la de otros dos centros volcánicos de arco, como el del cerro Tórtolas y El Teniente, donde se han seleccionado muestras con edades entre 9 y 12 Ma para comparación. A su vez se han indicado los campos de la zona volcánica sur (SVZ) al sur de los 34° y entre los 33° y 34°. Se puede observar que las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} aumentan de sur a norte, en forma coherente con la disminución de los valores de εNd: El Teniente a los 34°S, cerro Aconcagua a los 32°30'S; cordón La Ramada a 32°S y cerro de las Tórtolas a los 30°S. En forma similar, los valores de Sr^{87}/Sr^{86} aumentan y los de Nd disminuyen en los volca-

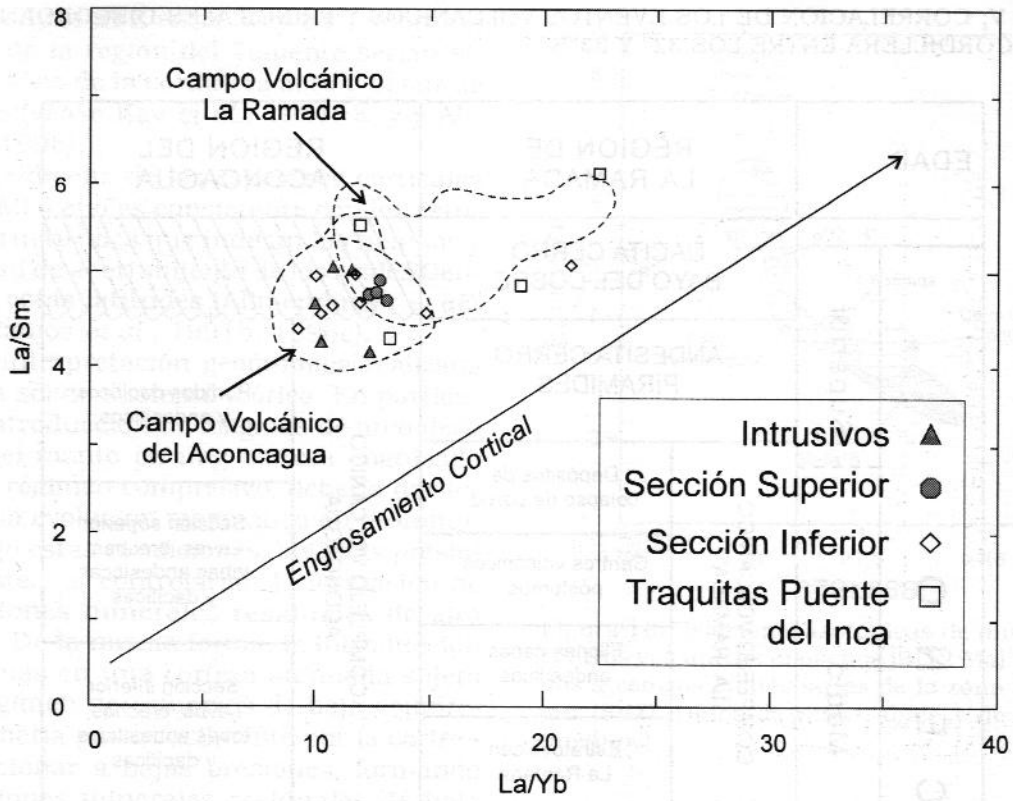


Figura 14: Relación La/Sm *vs.* La/Yb de las muestras de la región del Aconcagua. Se plotean los campos de La Ramada para comparación.

nes cuaternarios de la zona volcánica sur. Las variaciones temporales en un lugar determinado se pueden inferir comparando por ejemplo en El Teniente los valores miocenos con los cuaternarios. Se observa así un incremento de las relaciones de Sr y una disminución

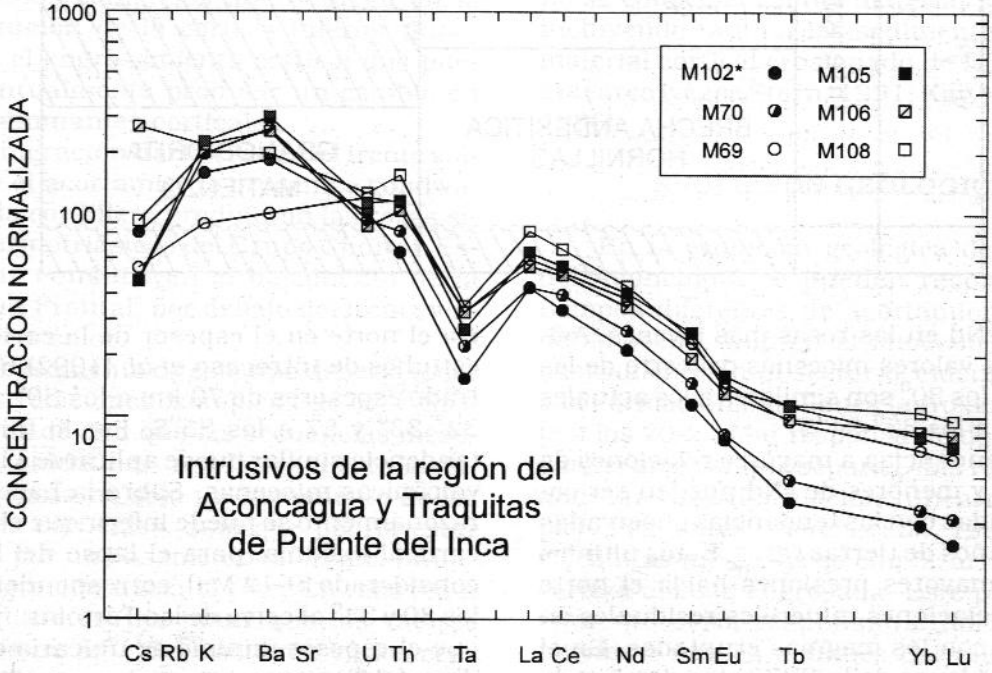
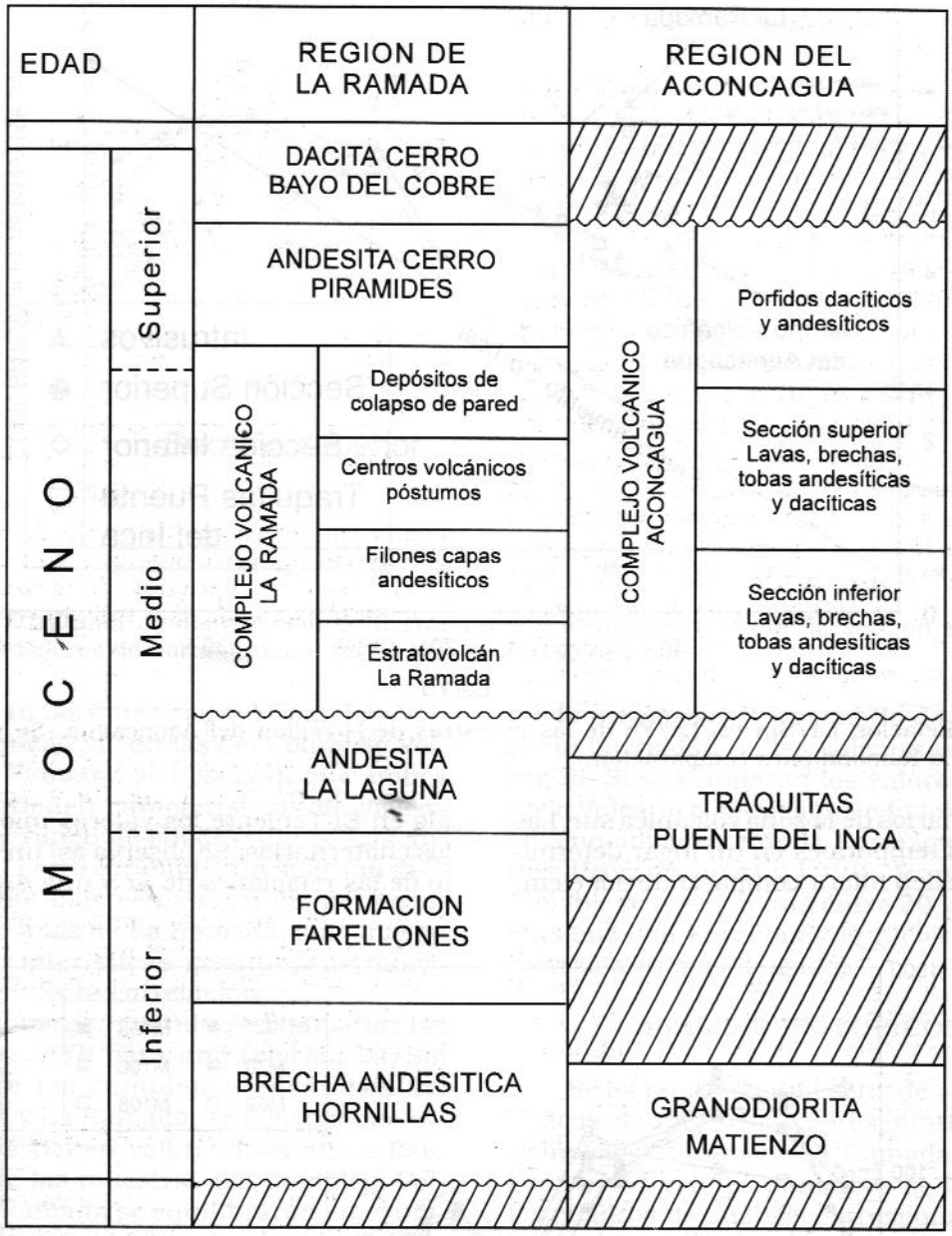


Figura 15: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza de intrusivos de la región del Aconcagua y Traquitas Puente del Inca.

CUADRO V: CORRELACION DE LOS EVENTOS VOLCANICOS Y PRINCIPALES DISCORDANCIAS EN LA ALTA CORDILLERA ENTRE LOS 32° Y 33°S



de las de εNd en las rocas más jóvenes. Asimismo, los valores miocenos del cerro de las Tórtolas a los 30° son similares a los actuales de la SVZ a los 33°-34°S.

Las tendencias a mayores relaciones de Sr^{87}/Sr^{86} y menores de εNd pueden ser correlacionadas con las tendencias observadas en los diseños de tierras raras. Estos últimos sugieren mayores presiones hacia el norte en las asociaciones minerales residuales en equilibrio con los magmas eruptados. En el caso de las lavas de la SVZ estos diseños de tierras raras y tendencias isotópicas pueden ser correlacionados con un incremento hacia el norte en el espesor de la corteza. Los estudios de Introcaso *et al.* (1992) han mostrado espesores de 70 km a los 30°; 65 a los 32°-33° y 57 a los 35°S. Por lo tanto, una tendencia similar puede aplicarse a las rocas volcánicas miocenas. Sobre la base de este razonamiento se puede inferir que el espesor cortical máximo, para el lapso del Mioceno considerado (9-12 Ma), correspondería entre los 30 y 34° al cerro de las Tórtolas, mientras que el espesor mínimo se ubicaría en la región del Teniente.

Los espesores corticales miocenos en el cerro de las Tórtolas serían similares a los

actuales de la SVZ entre 33 y 34°; mientras que los de la región del Teniente serían similares a los de la cordillera actual al sur de los 34°S (véase Kay *et al.*, 1991; Kay y Abbruzzi, 1996).

Este diseño de los espesores corticales para el Mioceno es consistente con los estudios estructurales que indican los tiempos y magnitud de acortamiento de los Andes Centrales a estas latitudes (Allmendinger *et al.*, 1990, Ramos *et al.*, 1991b, 1996c).

La interpretación geoquímica realizada tiene un sólido sustento teórico. En particular, la introducción de magmas de arco derivados del manto en una corteza engrosada bajo un régimen compresivo, debería dar lugar a una evolución magmática en profundidad. Bajo estas condiciones, las altas presiones existentes controlarían la formación de asociaciones minerales residuales de alta presión. De la misma forma, la introducción de magmas en una corteza atenuada sujeta a un régimen de esfuerzos de baja compresión, debería pasar facilmente por la corteza y evolucionar a bajas presiones, formando asociaciones minerales residuales de baja presión.

Las tendencias isotópicas similares observadas pueden ser explicadas por mayor cantidad de contaminantes corticales, incorporados a los magmas atrapados en profundidad dentro de la corteza. Sin embargo, la historia isotópica es más complicada, dados los cambios complejos que ocurren en la configuración de la corteza inferior dúctil durante el engrosamiento cortical que pueden eventualmente producir un cambio en los contaminantes corticales.

La migración hacia el este del frente volcánico y el acortamiento orogénico gondwánico de la cordillera produjeron las rocas siliceas permotriásicas del Grupo Choiyoi. Estas rocas constituyen el basamento de la Cordillera Frontal, por debajo del frente volcánico cenozoico.

Un basamento de este tipo debería tener mayores relaciones isotópicas de Sr^{87}/Sr^{86} y menores de εNd que las secuencias mesozoicas occidentales. Así la respuesta isotópica reflejaría no sólo un incremento de los espesores corticales, sino que podría estar afectada por un basamento diferente durante su migración hacia el este. En relación a ésto, es interesante notar que los valores más altos de Sr^{87}/Sr^{86} ocurren en los centros del Mioceno de La Ramada y en el cerro de las Tórtolas y en los centros más jóvenes de la SVZ entre 33° y 34°S, todos ellos in-

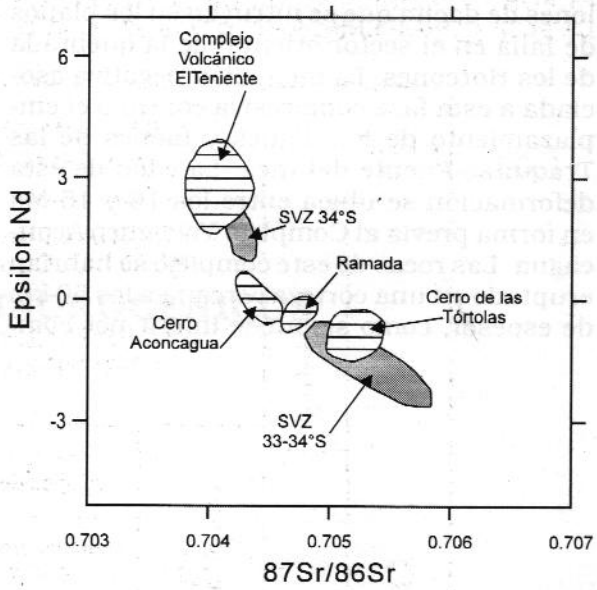


Figura 16: Relaciones isotópicas de muestras de centros volcánicos miocenos (9-12 Ma) comparados a centros cuaternarios de la zona volcánica sur (SVZ). Datos de este trabajo y de S.M. Kay (inéditos).

truyendo o estando muy próximos al basamento permotriásico. Por otro lado, los centros miocenos del Teniente y Aconcagua y los centros de la SVZ al sur de los 34°S están al oeste de ese basamento.

Sin embargo es necesario destacar que en este análisis de la composición isotópica no se conoce el rol del material subducido, incluyendo tanto a los sedimentos como al material cortical erosionado de la región del antearco (véase Stern, 1991; Kay y Abbruzzi, 1996).

EVOLUCION GEOLOGICA

En la evolución geológica de la región del Aconcagua se pueden reconocer tres tiempos diferentes de acortamiento dentro del Mioceno. Uno en el Mioceno temprano basicamente en el sector occidental, previo a la Formación Farellones (aproximadamente a los 20-21 Ma) responsable de la discordancia angular que separa estas rocas de las andesitas de la Formación Juncal o del Complejo Pelambres (Ramos *et al.*, 1991b). Esas volcanitas miocenas se emplazarían en una corteza apenas engrosada. Este primer movimiento sería responsable del emplazamiento a niveles actuales del plutón de la Granodiorita Matienzo.

El segundo evento correspondería al sector central y su edad se infiere de los fi-

lones de dacita que se intruyen en los planos de falla en el sector oriental de la quebrada de los Horcones. La dilatación negativa asociada a esta fase compresiva controló el emplazamiento de los diques y filones de las Traquitas Puente del Inca. La edad de esta deformación se ubica entre los 16 y 15 Ma en forma previa al Complejo Volcánico Aconcagua. Las rocas de este complejo se habrían eruptado en una corteza cercana a los 50 km de espesor, como se puede inferir por comparación a la corteza de la zona volcánica sur. Ello implicaría que el relieve de la cordillera durante el Mioceno medio era de aproximadamente 3.000 metros.

El evento final para la Cordillera Principal a estas latitudes se ubicaría alrededor de los 8 Ma, como se infiere del estudio de los depósitos sinorogénicos (Ramos *et al.*, 1990b). Durante este movimiento se produjo el levantamiento del cerro Aconcagua a las alturas actuales.