

Metamorfismo de muy bajo grado en rocas volcánicas de la Formación Ventana, San Martín de los Andes, Neuquén, Argentina

María E. Vattuone de Ponti

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina
e Instituto de Geología Isotópica (CONICET), Ciudad Universitaria, 1428,
Buenos Aires, Argentina

Carlos O. Latorre

Instituto de Geología Isotópica (CONICET) Ciudad Universitaria 1428, Buenos Aires, Argentina

RESUMEN

Rocas volcánicas de edad paleocena-eocena que corresponden a la Formación Ventana, en las cercanías de San Martín de los Andes, han sufrido metamorfismo regional de muy bajo grado con facies de ceolita, prehnita, pumpellyita y transicional a esquistos verdes. Las asociaciones morfológicas más comunes observadas son: esmectita-iddingsita-serpentina; esmectita-heulandita-mordenita; wairakita-laumontita-albita; wairakita-laumontita-pumpellyita-epidota; pumpellyita-esmectita-epidota-titanita; prehnita-hematita-interestratificados de esmectita/clorita-titanita; interestratificados de esmectita/clorita-epidota-actinolita-titanita-albita-cuarzo. El metamorfismo tuvo lugar bajo condiciones de alta fugacidad de oxígeno en la fase fluida indicada por la coexistencia de hematita, epidota (pistacita) y pumpellyita. Cuatro zonas de metamorfismo progresivo fueron establecidas y de acuerdo a las asociaciones minerales encontradas, el metamorfismo habría alcanzado una temperatura de 300°C a presiones menores que 2 kb. Las zonas halladas son: **A-** esmectita-heulandita; **B-** laumontita-wairakita; **C-** prehnita-pumpellyita; **D-** epidota-actinolita. Los minerales diagnósticos: heulandita, laumontita, wairakita, prehnita, pumpellyita, epidota y actinolita, sugieren que la evolución metamórfica habría tenido lugar en áreas de intrusiones ígneas emplazadas en altos niveles de la corteza.

Palabras claves: Metamorfismo de muy bajo grado, Esmectita, Heulandita, Laumontita, Wairakita, Pumpellyita, Interestratificados de esmectita-clorita, Epidota, Actinolita, Andes patagónicos, Argentina, Chile.

ABSTRACT

Very low-grade metamorphism in volcanic rocks of Formación Ventana, San Martín de los Andes, Neuquén, Argentina. Paleocene-Eocene volcanic rocks of the Formación Ventana, near San Martín de los Andes, have been affected by very low-grade regional metamorphism under zeolite, prehnite-pumpellyite and transitional to greenschists facies conditions. The mineral assemblages commonly observed are: smectite-iddingsite-serpentine; smectite-heulandite-mordenite; wairakite-laumontite-albite; wairakite-laumontite-pumpellyite-epidote; pumpellyite-smectite-epidote-titanite; prehnite-hematite-interstratified smectite/chlorite-titanite; interstratified smectite/chlorite-epidote-actinolite-titanite-albite-quartz. Metamorphism took place under oxidizing conditions (high fO_2) in the fluid phase, indicated by the stable existence of hematite, epidote (pistacite) and pumpellyite. Four progressive metamorphic zones have been established and according to the mineral assemblages, the maximum temperature could have reached 300°C and the pressures 2 kbar. Those zones are: **A-** smectite-heulandite; **B-** wairakite-laumontite; **C-** prehnite-pumpellyite; **D-** epidote-actinolite. The diagnostic minerals: heulandite, laumontite, wairakite, prehnite, pumpellyite, epidote and actinolite suggest that the metamorphic evolution took place in an area characterized by the presence of shallow igneous intrusions.

Key words: Very low-grade metamorphism, Smectite, Heulandite, Laumontite, Wairakite, Pumpellyite, Interstratified smectite-chlorite, Epidote, Actinolite, Patagonian Andes, Argentina.

INTRODUCCION

Se han hallado asociaciones minerales de metamorfismo de muy bajo grado en sectores entre los 40 y 41°S correspondientes a la Faja Occidental o Andina de las vulcanitas de edad paleocena-eocena de la Provincia Volcánica Andino Patagónica definida por Rapela *et al.* (1984). Estas vulcanitas han sido tradicionalmente conocidas con el nombre de Serie Andesítica (Groeber, 1954), o más recientemente, como Formación Ventana (González-Bonorino, 1973, 1979). Se han ocupado también de la edad y la petrología de la Formación Ventana, González-Díaz (1979); González-Díaz y Nullo (1980); Dalla Salda *et al.* (1981); Rapela *et al.* (1983), etc., la mayoría de los cuales ubican la edad de la misma entre los 60 y 42 Ma. Según Rapela *et al.* (1984)...'desde el punto de vista geotectónico, el vulcanismo paleógeno forma

parte de un complejo de subducción en un marco magmático ensiálico, en el margen continental de la placa sudamericana', y afirma que, ...'según un grupo de investigadores de la escuela chilena (Charrier y Vicente, 1972; Charrier, 1973; Aguirre *et al.*, 1974 y Charrier y Malumian, 1975), habría fases diastólicas de corta duración, que representan acontecimientos compresivos con intrusión de rocas graníticas y de no compresión donde se desarrollan las sucesiones volcánicas'.

La facies lávica de esas vulcanitas, afectada en parte por el metamorfismo estudiado, está constituida en el Cordón de Chapelco, principalmente, por basaltos y andesitas basálticas, que según Rapela *et al.* (1984) constituyen una serie subalcalina con alta proporción de alúmina.

El objetivo de este trabajo es caracterizar por medio del estudio de asociaciones minerales, un tipo de metamorfismo no descrito hasta el momento en esas vulcanitas.

Las rocas estudiadas afloran a ca. 10 km al sur de la localidad de San Martín de los Andes a lo largo del valle tectónico ocupado por el arroyo Culebra, en el borde occidental del Cordón de Chapelco (Fig. 1).

Los afloramientos consisten, principalmente, en flujos de lavas y diques de basaltos olivínicos amigdaloides (Localidades M, M1 y M2) que se muestran afectados hacia el sur del área en las cercanías de Parque Diana por zonas de cizalla de extensión local. En este lugar (Loc. M3), hay fajas con minerales de color blanco (especialmente laumontita y wairakita), que se formaron en las superficies de planos de fallas, que se alternan con sectores de metabasaltos de color verde casi completamente recrystalizados. Esa alternancia otorga la apariencia de una foliación.

En la localidad M4, de acuerdo con la textura de las rocas y los relictos de minerales primarios (clinopiroxenos y plagioclasas), el protolito parece haber sido de naturaleza andesítica.

Alrededor de 15 km más al sur, se encuentran rocas granodioríticas con fallas portadoras de alteración hidrotermal. De acuerdo a las relaciones de campo, esas rocas son anteriores a las vulcanitas metamorfizadas, ya que diques similares a las metandesitas de la localidad M4 las atraviesan. Estos granitoides (Fig. 1), fueron datados en 116 ± 10 Ma (Linares *et al.*, en prep.).

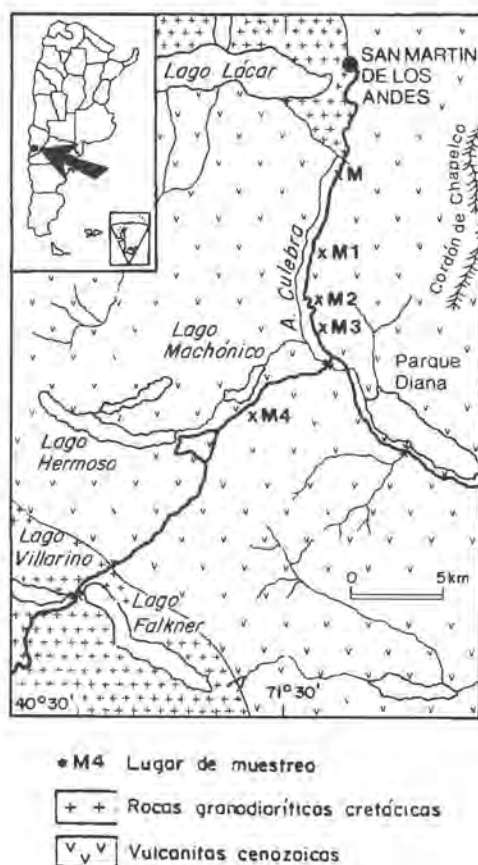


FIG. 1. Mapa geológico indicando las localidades de muestreo.

Fuera del área indicada en la figura 1, hay pequeños afloramientos dispersos de granitoides que no se encuentran en contacto con las metamorfitas mencionadas en este trabajo y que fueron datados como miocenos (14 ± 2 Ma) por González-Díaz y Valvano (1978).

MÉTODOS

La metodología empleada consistió en el muestreo de cuatro localidades en cada una de las cuales se extrajeron ca. 10 muestras. Posteriormente, se realizó la molienda de las rocas frescas para su análisis químico. La separación de los minerales, para ser analizados por difracción de rayos X se hizo bajo la lupa binocular.

En los laboratorios de CITEFA (Centro de Investigaciones Técnicas de las Fuerzas Armadas) se analizaron por microsonda electrónica de energía dispersiva EDAX, adosada a un microscopio electrónico Phillips 9100, 5 cortes pulidos de roca, además de 22 minerales separados previamente y cubiertos con laca de plata. Los análisis fueron realizados con un voltaje de aceleración de 18Kv, y los datos fueron corregidos con un esquema ZAF. Los estándares utilizados fueron metales. Se estudiaron bajo el microscopio de polarización, 20 cortes delgados.

Los análisis químicos de los basaltos fueron efectuados en el Laboratorio de Análisis Químico del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Los analistas fueron las licenciadas A.M. Fazio y P. Miretzky. Los métodos utilizados fueron espectrometría ultravioleta visible para Si, Al, Fe, Ti, P y Mn; fotometría de absorción atómica para los elementos alcalinos y alcalino-térreos¹.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA Y QUÍMICA DE LAS VULCANITAS

Las rocas con menor grado de alteración (Loc. M), son basaltos con textura porfírica, escasos fenocristales de olivina y plagioclasa en una pasta intersertal, compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa y augita.

Conforme a los análisis químicos de la tabla 1, estas rocas son basaltos que tienen hiperstena y cuarzo en la norma y coinciden, en general, en sus otras características químicas con las mencionadas para los basaltos del Cordón de Chapelco de la Serie Andesítica por Rapela *et al.* (1984).

TABLA 1. ANÁLISIS QUÍMICOS DE LOS BASALTOS DE LA LOCALIDAD M.

Oxidos wt.	a	b
SiO ₂	50,42	49,42
TiO ₂	1,40	1,14
Al ₂ O ₃	16,10	14,90
Fe ₂ O ₃	6,42	8,84
FeO	3,40	2,96
MnO	0,12	0,22
MgO	5,84	3,04
CaO	6,92	5,45
Na ₂ O	3,74	3,50
K ₂ O	0,91	0,66
P ₂ O ₅	0,42	0,92
CO ₂	0,50	3,42
H ₂ O ⁺	2,52	2,80
H ₂ O ⁻	0,93	2,26
Total	99,64	99,53
Normas CIPW		
Ilmenita	2,75	2,30
Anortita	25,38	0,00
Magnetita	7,61	7,33
Quarzo	5,23	23,57
Hiperstena	13,63	8,02
Apatita	1,02	2,25
Ortoclase	5,61	4,14
Corindón	0,00	9,15
Hematita	1,42	4,30
Albita	32,92	31,31
Diópsido	3,21	0,00
Calcita	1,18	8,23

En algunos lugares se hallan alteracos y pueden ser considerados como metabasaltos.

Las rocas de las localidades M1, M2 y M4 están metamorizadas sin cambio en las texturas y estructuras primarias, mientras que en el caso de la localidad M3, ha habido una cataclasis previa de la roca que favoreció la entrada de fluidos y la recristalización posterior, que borró las estructuras primarias.

Las rocas de las localidades M1, M2 y M3 corresponden todas a una misma colada de basalto. El distinto grado de alteración de los mismos se debe a la acción diferencial de los fluidos hidrotermales.

En las rocas correspondientes a la localidad M4, que se presentan muy alteradas, no se realizaron análisis químicos por ese motivo; el protolito sería de naturaleza andesítica y no puede establecerse una relación estratigráfica con los basaltos, aunque parece existir un pasaje gradual entre ambos.

Los minerales metamórficos son abundantes y se

encuentran en amígdalas, restringidos a la matriz o reemplazando, parcialmente, a los minerales de la roca original en las localidades M1 y M2, y casi totalmente, en las localidades M3 y M4. Ellos son: iddingsita, calcita, hematita, esmectitas, heulandita, mordenita, laumontita, wairakita, pumpellyita, prehnita, interestratificados de esmectita/clorita (S/C), epidota, titanita y actinolita; las ceolitas están restringidas al relleno de fracturas y amígdalas.

En las localidades M1 y M2 los escasos fenocristales de olivina están alterados a iddingsita y/o esmectitas y los fenocristales de plagioclasa a esmectitas y albita; a su vez, los minerales de la matriz, plagioclasa y augita, están reemplazados por esmectitas.

Estos basaltos presentan vidrio en proceso de desvitrificación o desvitrificado a esferulitas de esmectita, heulandita y mordenita, las que rellenan amígdalas

en la localidad M1. En la localidad M2, las amígdalas están rellenas por laumontita y esmectita.

En la localidad M3 no se hallaron minerales primarios; en estas rocas se observan, en cambio, varias asociaciones de minerales secundarios integradas por laumontita y wairakita, además de calcita como alteración de ambas y por esmectitas e interestratificados de esmectita/clorita, pumpellyita, prehnita, epidota, titanita y hematita.

En la localidad M4, las rocas de acuerdo a las características texturales, corresponden a metandesitas. La asociación de minerales secundarios hallada en ellas es: epidota, interestratificados de esmectita/clorita y actinolita como reemplazo de minerales máficos de la matriz.

Quedan únicamente como relictos de minerales primarios fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa.

MINERALES METAMORFICOS

ESMECTITAS

En las rocas de las localidades M1 y M2, el vidrio, en gran parte, presenta desvitrificación, dando como resultado esferulitas de esmectitas (Fig. 2a y b). Otros productos de la alteración del vidrio, que acompañan a las esmectitas en las amígdalas, son mordenita y heulandita. Los filosilicatos de las amígdalas presentan color verde en muestra de mano.

Las esmectitas se presentan también como alteración de fenocristales de olivina y plagioclasas, en estas últimas, a lo largo de los planos de unión de las macas. En estos casos adoptan los hábitos: **a-** fibroso radiado; **b-** de fibras paralelas y **c-** vermicular. Presentan pleocroísmo de verde a incoloro; el ángulo $2V\alpha$ es cercano a 0° y el color de birrefringencia gris. También aparecen en la matriz de las vulcanitas como pseudomorfo de piroxeno y relleno de intersticios. Presentan color violáceo, mostrando pleocroísmo dentro de tonalidades de ese color. En estos casos su birrefringencia es anómala.

Los análisis químicos de los filosilicatos (Tabla 2) fueron representados en la figura 3, utilizando los gráficos de Schiffman y Fridleifsson (1991), que indican (Fig. 3a) que la mayor parte de las esmectitas se hallan entre los términos extremos saponita (trioctaédrica) y beidellita (díoctaédrica). Los análisis químicos 10-19 de la tabla 2 corresponden a esas esmectitas

que están en las amígdalas de los basaltos de las localidades M1 y M2 y en la matriz de los basaltos de la localidad M3.

En algunas esmectitas de la matriz (Tabla 2, análisis 16-19), se distingue la presencia de Ca en proporción excepcionalmente alta (Fig. 3b). Carecen de Na y K. Los autores consideran que, este caso, podría corresponder a una mezcla mecánica con pumpellyita, la que por vía óptica se observó casi siempre íntimamente asociada. En las localidades M1, M2 y M4 y algunas de M3, el CaO se mantiene por debajo del 4%.

MORDENITA

Esta ceolita rica en SiO_2 se halla en amígdalas asociada a heulandita; parece haberse formado directamente del vidrio y tiene una composición rica en CaO (Tabla 2). Aunque comúnmente muestra reemplazo por Na_2O , no ocurre en este caso, ya que no presenta cationes monovalentes; el Na_2O estaría concentrado en la heulandita que es una excepción con respecto a otras heulanditas (cálcicas) en el área de Aluminé (Latorre y Vattuone de Ponti, 1990a). La mordenita concentra el CaO y esto se suele dar en mordenitas de basaltos y tobas asociadas a arcillas (Deer *et al.*, 1967), como se observó en este caso.

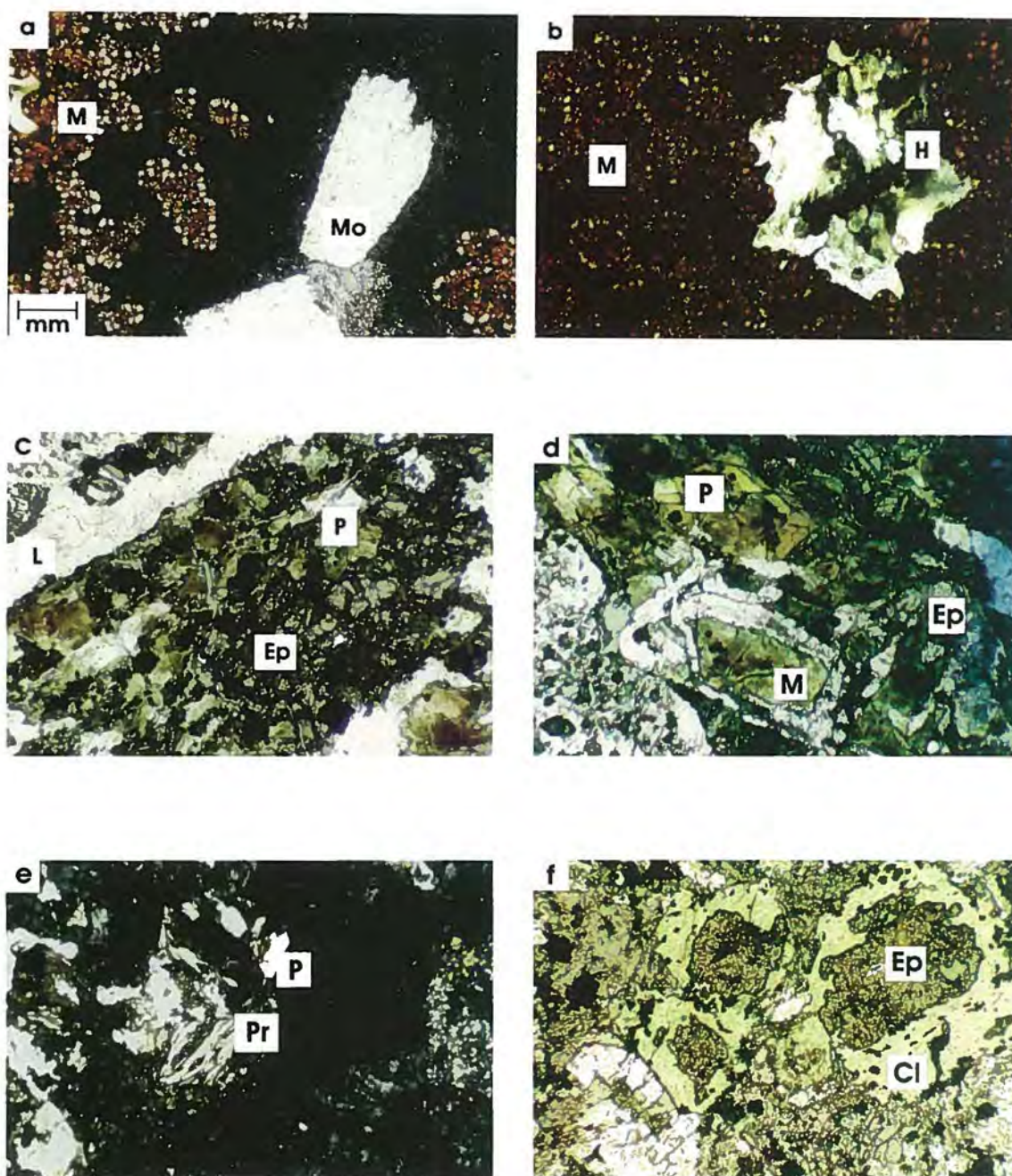


FIG. 2. Microfotografías: a- esmectitas (M) y mordenita (Mo) en vesículas de basalto en M1 y M2; b- heulandita (H) y esmectitas (M) en las mismas localidades; c- venas con laumontita (L), pumpellyita (P) y epidota (Ep) en la localidad M3; d- pumpellyita euhedral (P), formada a partir de esmectitas (M), en asociación con epidota (Ep) en M3; e- prehnita (Pr) y pumpellyita (P) en M3; f- asociación de epidota (Ep) y esmectita/clorita (Cl) en M4. Barra=0,2 mm; a, b y c- polarizadores cruzados; c,d y f- polarizadores paralelos.

La relación Si/Al de 6,76, está dentro de los valores de los análisis presentados por Gottardi y

Galli (1985) para mordenitas. El mineral tiene un $2V\alpha$ de 70° y presenta dispersión fuerte: $r > v$.

TABLA 2. ANALISIS QUIMICOS CON MICROSONDA ELECTRONICA.

Oxidos	Mordenita	Heulandita		Laumontita					Wairakita
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	3,86	14,62	18,74	18,27	18,41	17,20	17,22	16,98	16,57
SiO ₂	73,64	65,25	59,78	52,68	53,08	56,29	55,80	53,84	57,78
CaO	5,48	1,46	6,47	12,33	12,32	11,49	11,96	10,88	15,64
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	1,70	1,18	-	-	3,28	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	3,65	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fórmula estructural sobre la base de:									
	46 O	72 O	72 O	48 O	48 O	48 O	48 O	48 O	7 O
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	3,08	7,68	9,96	6,76	6,79	6,26	6,29	6,27	0,92
Si	20,62	29,09	26,96	16,54	16,62	17,39	17,29	16,88	2,44
Ca	1,73	0,69	3,12	4,14	4,13	3,80	3,97	3,65	0,71
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺⁺⁺	-	-	-	0,40	0,27	-	-	0,77	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	1,57	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Si/Al	6,76	3,78	2,70	2,45	2,44	2,78	2,75	2,69	2,63

Filosilicatos														
Oxidos	Amígdalas de rocas M1 y M2						Matriz de rocas					Matriz de rocas M4		
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
MgO	4,49	3,71	3,50	8,43	3,53	3,94	5,14	3,45	6,20	5,65	6,09	9,60	16,75	16,69
Al ₂ O ₃	14,81	17,41	10,11	16,92	18,92	16,74	16,65	15,89	15,74	15,82	14,48	14,59	13,15	17,75
SiO ₂	51,46	53,16	60,01	47,50	52,82	57,22	43,22	49,90	45,09	45,44	33,34	25,78	38,15	39,71
CaO	3,36	3,32	3,07	3,06	3,54	3,94	7,89	8,39	6,85	8,36	1,86	0,73	0,58	0,48
MnO	-	-	-	0,66	0,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	7,10	4,41	5,79	7,62	5,07	-	10,66	6,75	10,48	10,13	28,33	35,02	12,06	10,35
TiO ₂	1,09	-	0,78	-	-	-	2,19	0,76	0,56	0,93	0,78	0,71	-	-
Na ₂ O	1,76	2,50	0,69	0,79	2,66	3,25	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	0,91	0,49	1,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
* Todo el Fe como Fe ₂ O ₃														
Fórmula estructural sobre la base de 28 O														
Mg	1,24	1,00	0,94	2,33	0,96	1,05	1,47	0,96	1,75	1,61	1,86	3,07	4,77	4,71
Al	3,23	3,73	2,15	3,71	3,61	3,50	3,59	3,45	3,54	3,26	3,52	3,33	3,94	3,96
Si	9,52	9,67	10,81	8,82	9,66	10,20	8,29	9,28	8,56	8,67	6,83	5,53	7,30	7,52
Ca	0,66	3,65	0,59	0,61	0,69	0,75	1,62	1,67	1,39	1,71	0,41	0,17	0,12	0,10
Mn	-	-	-	0,10	0,10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺⁺⁺	0,99	3,60	0,78	1,06	0,69	-	1,54	0,95	1,50	1,45	4,37	5,65	1,74	1,47
Ti	0,15	-	0,11	-	-	-	0,32	0,11	0,08	0,13	0,12	0,11	-	-
Na	0,32	3,44	0,12	0,14	0,47	0,56	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0,11	3,05	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

- * El contenido de agua en todos los minerales fue estimado para cada especie según datos de la bibliografía.
- * Para las ceolitas y filosilicatos se estimó un 15% de agua y para la wairakita un 10%.
- * Equivale a 0,00.

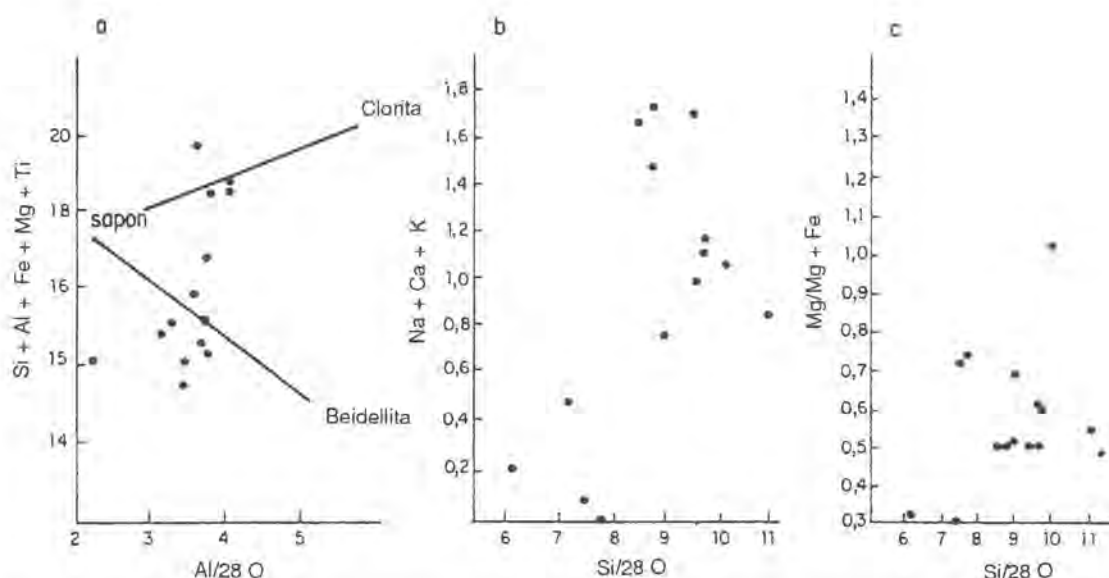


FIG. 3. Representación de los análisis de los filosilicatos; 3a- suma de los cationes Si, Al, Fe y Mg versus Al total, recalculados sobre la base de 28 O; 3b- suma de los cationes Ca, Na y K versus Si total; 3c- Mg/(Mg+Fe) versus Si total.

HEULANDITA

Se encuentra en amígdalas del basalto de la localidad M2 como producto de desvitrificación: tiene inclusiones de esmectita de color castaño: está asociada a mordenita. En escasa cantidad, se la halla, también, en venas en el basalto de la localidad M3.

Boles (1972) propuso fijar el límite entre heulanditas y clinoptilolitas en la relación Si/Al=4, siendo para las clinoptilolitas mayor que 4 y para las heulanditas menor. Por otra parte, indicó que el tipo de catión monovalente o divalente no sería fundamental en la clasificación, ya que ellos son fácilmente intercambiables, pudiendo utilizarse el catión predominante como calificativo. De acuerdo con este criterio, la heulandita de la localidad M2 (Tabla 2, análisis 2), debiera denominarse heulandita sódica, rica en sílice, ya que su relación Si/Al es de 3,78, y es característica de esta heulandita, su bajo contenido en CaO.

Al microscopio, muestra un ángulo 2V y variable entre 0° y 10°; la dispersión es r>v fuerte y la elongación negativa.

En la localidad M3 (Tabla 2, análisis 3), la heulandita es más cálcica; no tiene cationes monovalentes y la relación Si/Al es baja: 2,70. Esta heulandita tiene características ópticas (2V y de: 10-30°) semejantes a las de Aluminé (Latorre y Vattuone de Ponti, 1990a) que también son cálcicas.

La relación Si/Al, probablemente refleje el origen del mineral y la composición del protolito, ya que en otras localidades de la provincia de Neuquén, donde la roca portadora es más silíceas se han hallado relaciones mayores: 4,26 y 4,47 (Latorre y Vattuone de Ponti, 1994).

WAIRAKITA

Aparece tanto en amígdalas, acompañando a heulandita, o en venas con laumontita en la localidad M3 (Tabla 2, análisis 9).

Presenta maclas polisintéticas en dos juegos que se cortan a 90°; los individuos maclados comúnmente terminan en extremos acunados. Es anisótropa, con un 2V cercano a 70°, aunque puede llegar a 90°; en pocos casos, es negativa; los cristales presentan hábitos icositetraédricos y octaédricos tal como lo mencionó Steiner (1955).

LAUMONTITA

Fue encontrada en amígdalas de un basalto de la localidad M2, donde constituye la única ceolita, y también en venas de la roca descrita para la localidad M3 y aparece acompañada de wairakita y alterada a calcita.

Muestra hábito prismático: sus características ópticas son: 2Vα: 30° a 40° con fuerte dispersión v>r;

ángulo γ con $c=30^\circ$. Su identificación fue confirmada por difracción de rayos X y análisis químico por microsonda electrónica (Tabla 2, análisis 4-8).

Presenta inclusiones de óxidos de Fe que se evidencian en los análisis químicos y le dan un color levemente rosado.

El valor de SiO_2 es algo más alto en la laumontita de las amígdalas del basalto de la localidad M2 (Tabla 2, análisis 6, 7 y 8) que en la de las venas del basalto de la localidad M3 (Tabla 2, análisis 4 y 5): la disminución de SiO_2 en la laumontita de las venas, va acompañada de un leve aumento de Al_2O_3 ; la relación Si/Al es de 2,69-2,78 para la laumontita de las amígdalas y de 2,44 y 2,45 para la laumontita de las venas. Las relaciones correspondientes a las laumontitas de las amígdalas son algo mayores que las de Gottardi y Galli (1985).

PREHNITA

La prehnita aparece únicamente en la localidad M3 y se observa en desequilibrio y, parcialmente reemplazada por interestratificados de esmectita/clorita (Tabla 2, análisis 20 y 21). Es reemplazada, también, por pumpellyita y epidota (Fig. 2e).

Es escasa y presenta color rojizo, proporcionado por las inclusiones de hematita, que denotarían su formación en un ambiente de alta $f\text{O}_2$, lo cual está de acuerdo con los minerales que la reemplazan: epidota (pistacita) y pumpellyita.

Surdam (1969) y Kuniyoshi y Liou (1976) indicaron que es común que las prehnitas de rocas metabasálticas de muy bajo grado tengan apreciable cantidad de Fe^{+3} . No ha sido posible obtener análisis químicos del mineral.

PUMPELLYITA

Se encuentra junto con interestratificados de esmectita/clorita y epidota (pistacita), en la localidad M3, constituyendo bandas verdosas en las metabasitas (Fig. 2c). Es de hábito prismático, euهدral a subhedral con clivaje perfecto en una dirección e imperfecto en otras; ópticamente, es de signo negativo, lo que constituye una característica poco común para pumpellyitas, según Coombs (1953). Es fuertemente pleocroica, por lo general con colores amarillo

a amarillo castaño, lo cual además del hecho que la variedad encontrada es casi siempre uniáxica, indicaría la presencia de una cantidad considerable de Fe^{+3} en su composición.

En los casos en que el mineral es biáxico, el 2V es muy pequeño, menor que 10° . Los colores de birrefringencia llegan hasta amarillo de primer orden. El color de pleocroísmo amarillo castaño es paralelo a γ y al clivaje perfecto y el color amarillo pálido paralelo a α .

Otros individuos tienen β paralelo al clivaje principal y allí presentan color verde azulado a verde, siendo en esos casos α (amarillo pálido) o γ (amarillo verdoso) perpendicular al clivaje. En este último caso, se trata de la variedad biáxica, con 2V α de 10° y dispersión fuerte. Todas estas características parecerían indicar que la variedad de pumpellyita encontrada corresponde a una de las halladas por Coombs (1953) para Taringatura y denominada, por este autor, como variedad 'li'.

La pumpellyita reemplaza a esmectitas, observándose en algunos casos, que estos filosilicatos se conservan en la parte central de una pumpellyita euهدral (Fig. 2d). También reemplaza a prehnita (Fig. 2e). A su vez, en otros sectores, la pumpellyita es reemplazada por epidota.

EPIDOTA

Está asociada a pumpellyita, titanita, hematita, laumontita, prehnita, interestratificados de esmectita/clorita y wairakita. Es el mineral más estable y el que se encuentra en mayor proporción en la localidad M3. Según sus características ópticas, es una epidota de la variedad pistacita. Reemplaza a las esmectitas y a la pumpellyita (Fig. 2 c y d). Aparece, además, en la localidad M4 reemplazando a piroxenos de las metandesitas; en la matriz está asociada con actinolita y con interestratificados de esmectita/clorita; con este último mineral, aparece formando concentraciones (Fig. 2f) y corresponde a la misma variedad que en la localidad M3. Esta forma de presentarse se ha observado en otras localidades en las cercanías de Moquehue, donde la epidota aparece en núcleos con clorita, como producto de un metamorfismo retrógrado de grandita, y piroxeno hedenbergítico en metandesitas (Latorre y Vattuone de Ponti, 1990b).

HEMATITA

Es el único óxido presente acompañando a la pumpellyita y la epidota; se encuentra en venas y como inclusión en prehnita en la localidad M3.

ACTINOLITA

Se halla solamente en la localidad M4; es escasa y reemplaza a microfenocristales primarios de clinopiroxeno de las metandesitas.

ESMECTITA/CLORITA

En la localidad M4, se observa un filosilicato máfico que, recalculado en base a una estructura de clorita de Si/28 O supera la cantidad de 6,25 cationes de Si para ser considerada clorita pura, según Bettison y Schiffman (1988) y Bevins *et al.* (1991). En cuanto al Ca está dentro del rango considerado normal para cloritas (menor que 0,6). De todas maneras, de acuerdo a las características ópticas, podemos considerar que se está en presencia de un interestratificado con gran proporción de clorita en la matriz de la roca de la localidad M4 (Fig. 2f, Tabla 2, análisis 22 y 23) que no diferiría demasiado de lo observado para la localidad M3 donde se presentan interestratificados de esmectita/clorita (Tabla 2, análisis. 20 y 21).

En la figura 3a, estos cuatro ejemplos incluidos se

ubican como pertenecientes a la serie de filosilicatos de mayor temperatura: esmectita trioctaédrica/clorita. No se ha detectado la presencia de Na ni de K en estos filosilicatos.

CUARZO

En los metabasaltos se nota la ausencia de cuarzo, el que está restringido sólo a venas tardías. En la localidad M4 se encuentra cuarzo secundario reemplazando a plagioclasas de los fenocristales y de la matriz de las metandesitas.

ALBITA

Es escasa en la localidad M3, donde se dispone alrededor de esmectitas (Fig. 2d) y acompañando a laumontita y wairakita en las venas, probablemente, formada a partir de la heulandita (sódica) que alteró la plagioclase original. Se encuentra en forma abundante en las metandesitas de la localidad M4, formada a partir de la plagioclase original de las rocas.

CALCITA

Ocurre como el último mineral en cristalizar, reemplazando a las ceolitas cálcicas (laumontita y wairakita), o acompañando a cuarzo en venas tardías.

PARAGENESIS MINERAL

Las asociaciones más comunes de minerales metamórficos de progrado observadas en venas, amígdalas o como reemplazo de minerales primarios en estas vulcanitas son:

Esmectita-iddingsita-serpentina (M1); esmectita-heulandita-mordenita (M1); esmectita-laumontita (M2); wairakita-laumontita-albita (M3); wairakita-laumontita-pumpellyita-epidota (M3); pumpellyita-esmectita-epidota-titanita (M3); prehnita-hematita-interestratificados de esmectita/clorita-titanita (M3) e interestratificados de esmectita/clorita-epidota-actinolita-titanita-albita-cuarzo (M4).

Las asociaciones mencionadas corresponden a procesos metamórficos que van desde el muy bajo al bajo grado, comprendiendo las facies de ceolita, prehnita-pumpellyita y transicional a esquistos verdes.

Una asociación mineral tardía que se encuentra como relleno de diaclasas y venas que atraviesan a

todas las vulcanitas y cortan a las asociaciones anteriores, está integrada por calcita, cuarzo y estilbita. La calcita ocurre en el centro del relleno y se ha formado posteriormente a los otros minerales. Se considera a estas venas formadas durante un proceso retrógrado.

En base a la observación de las relaciones texturales, se dedujo una serie de procesos que afectaron a las vulcanitas y se determinó la secuencia en la formación de los minerales metamórficos de progrado:

- Desvitrificación en amígdalas y mesostasis, con formación de esmectitas a expensas de vidrio y plagioclase; formación de iddingsita y serpentina, y también de esmectitas como alteración de olivina y piroxenos.
- Formación de ceolitas (heulandita y mordenita) reemplazando a esmectitas en amígdalas.

- Formación de laumontita, wairakita y albita en venas y en amígdalas donde coexisten con prehnita-hematita y pumpellyita; estos minerales, de acuerdo a la ubicación que presentan dentro de las amígdalas, se habrían originado reemplazando a heulandita, mordenita y esmectitas, las que se encuentran en amígdalas del basalto de la localidad M1. La heulandita, además, persiste con laumontita, en algunos lugares de las localidades M2 y M3.
- Formación de epidota y titanita que reemplazaron, en parte, a la escasa prehnita, hematita y pumpellyita. En la localidad M3, se evidencian estos reemplazos por sectores, en ciertos casos, en un mismo corte delgado (Figs. 2c, d y e).
- Persistencia de epidota y aparición de actinolita que junto con filosilicatos máficos, reemplazan a los clinopiroxenos primarios en las metandesitas; se observa cuarzo y albita como reemplazo de plagioclasa.

ZONACION METAMORFICA

Los minerales índices encontrados sugieren la existencia de 4 zonas de metamorfismo:

A- Zona de esmectitas-heulandita (M1); **B-** Zona de laumontita-wairakita (M2 y M3); podría ser efecto de reacción incompleta de wairakita en contacto con laumontita. Estos dos minerales se encuentran en venas, en las cuales la laumontita se halla rodeada, en el centro, por wairakita. Esto indica que la laumontita reemplaza a la wairakita que sería metaestable; **C-** Zona de prehnita-pumpellyita (Localidades M2 y M3), y **D-** Zona de epidota-actinolita (Localidad M4).

Las Zonas A y B corresponden a la facies de ceolita; la Zona C a la de prehnita-pumpellyita y la Zona D a una facies transicional a la de esquistos verdes (Tabla 3).

TABLA 3. MINERALOGIA DE LAS ZONAS DE METAMORFISMO PROGRESIVO EN LAS METAVULCANITAS DE LA FORMACIÓN VENTANA.

	ZONA A	ZONA B	ZONA C	ZONA D
Esmectita				
Heulandita				
Mordenita				
Laumontita				
Albita				
Wairakita				
Prehnita				
Iddingsita/hematita				
Magnetita				
Pumpellyita				
Interestratificados esmectita/clorita				
Epidota				
Titanita				
Actinolita				
Cuarzo				

DISCUSION

El más bajo grado de metamorfismo corresponde a la Zona A (esmectita-heulandita) en la localidad M1: las asociaciones encontradas son: esmectitas-iddingsita-serpentina y esmectitas-mordenita-heulandita.

En el pasaje de la Zona A a las Zonas B, C, y D, o sea, de la localidad M1 a M2, M3 y M4 se observa un cambio en la esmectita ya que en las localidades

M3 y M4 hay interestratificados de esmectita/clorita. Este pasaje se verificó por una transición en las características ópticas (color de birrefringencia amarillo de primer orden en las esmectitas y azul anómalo en los interestratificados con mayor cantidad de 'clorita') y por su composición química: el contenido de Si/28 O de algunos interestratificados es alrededor

de 7 y tienen también bajas cantidades de Ca con respecto a las esmectitas por lo que podrían corresponder a grupos de S/C trioctaédricos de mayor temperatura (Tabla 2, análisis 20-23). Esto es casi siempre observable a temperaturas menores a las correspondientes a la facies de esquistos verdes, tanto en ambiente de carga como geotermal (Evarts y Schiffman, 1983).

La heulandita y la mordenita de la Zona A (Loc. M1), que se encuentran en amígdalas, probablemente reaccionan para formar laumontita y albita en amígdalas y venas de la Zona B de las localidades M2 y M3. En este caso, se podría considerar que la mordenita, por su composición cálcica, habría contribuido, a su vez, a la formación de laumontita en mayor proporción que la heulandita sódica, la que habría contribuido a formar albita. La heulandita cálcica que se encontró en la localidad M3, podría indicar, también, un pasaje gradual a laumontita.

Esto se fundamenta, además, en que se observa la desaparición de mordenita y hay una disminución marcada de heulandita, apareciendo laumontita y muy escasa albita en la localidad M3 (Zona B). Este pasaje podría haber tenido lugar a ca. 200°C, según Coombs *et al.* (1959, 1970) y Liou *et al.* (1985).

La sílice y los fluidos resultantes habrían salido a través de diaclasas, lo que está indicado por su presencia en las venas tardías, portadoras de cuarzo y estilbita, que aparecen como relleno de diaclasas y representarían un fenómeno de metamorfismo retrógrado. Están acompañados de calcita de formación posterior.

Algunas asociaciones de las Zonas B (facies de ceolita) y C (facies de prehnita-pumpellyita) presentan minerales que no podrían coexistir en equilibrio, lo que complica el establecimiento de la sucesión en la zonación del metamorfismo.

Esto se atribuye a la variación de los procesos metamórficos en cortas distancias, típica de estas asociaciones de muy bajo grado, que es provocada por cambios en la actividad química del CO_2 , H_2O , P y fO_2 lo que determina una mayor estabilidad de algunos minerales respecto de otros. Ello los hace persistir en asociaciones de las cuales deberían haber desaparecido.

Esto es, fundamentalmente, debido a las variaciones en la permeabilidad de la roca que producen pervasividad diferencial, permitiendo la mayor o menor interacción de los fluidos con el protolito.

Las asociaciones de las Zonas B y C son esmectita-

laumontita; wairakita-laumontita-albita; wairakita-laumontita-pumpellyita-epidota y pumpellyita-esmectita/clorita-epidota-titanita.

Prehnita-hematita-esmectita/clorita-titanita en las localidades M2 y M3, serían explicable según Coombs *et al.* (1970) y Surdam (1973), en términos de equilibrio iónico; este último autor mencionó asociaciones con esos minerales (laumontita-wairakita-prehnita-pumpellyita y epidota) que él consideró 'no estables térmicamente, pero sí, iónicamente' en metabasaltos de la facies prehnita-pumpellyita en el Grupo Karmutsen.

En Neuquén, la epidota, variedad pistacita aparece tempranamente en la facies de prehnita-pumpellyita; está asociada a pumpellyita, interestratificados de esmectita/clorita, prehnita, laumontita, wairakita, titanita y hematita.

El tipo de epidota pistacita, que es la variedad que se encontró en Cordón de Chapelco, así como su asociación con hematita, denota alta fO_2 , lo cual haría bajar el límite inferior de sus condiciones de formación estimadas en $200^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ a presiones entre 1 y 6 kb (Tomason y Kristmannsdottir, 1972).

Las observaciones microscópicas muestran el pasaje de prehnita con hematita a pumpellyita (Fig. 2e) en la localidad M3. La pumpellyita pasaría a epidota+interestratificados de esmectita/clorita de alta temperatura, en la localidad M4.

La asociación epidota-laumontita encontrada aquí, se produce en la parte más alta de la zona de laumontita en Tanzawa Mountains, lo que se atribuye a la alta fO_2 (Liou, 1971).

En consecuencia, la alta fugacidad de oxígeno influye en la estabilidad de la epidota y los minerales asociados.

Además, la temperatura a la cual la prehnita pasa a epidota disminuye cuando el contenido en hierro de la epidota y la fO_2 aumentan según Evarts and Schiffman (1983).

En cuanto a la pumpellyita, su formación se produciría a expensas de esmectitas. Según lo observado en la figura 2d, correspondiente a la localidad M3, las esmectitas pasan en algunos sectores a pumpellyita que cristaliza con formas euédrales rodeando a la esmectita. La interpretación de los análisis químicos de las esmectitas que se realizaron en la localidad M3, permiten avalar esta suposición, ya que la gran cantidad de CaO y la falta de Na_2O en algunas esmectitas, indicarían un pasaje entre esmectita y pumpellyita. Según Aguirre (1993) las pumpellyitas

ricas en Fe indican alta fO_2 y baja presión litostática.

Estas asociaciones se habrían desarrollado a temperaturas comprendidas entre 200°C y 270°C. La ausencia de actinolita y la presencia de esmectita dioctaédrica y trioctaédrica justificarían este intervalo de temperaturas, según Schiffman y Fridleifsson (1991).

La Zona D en la localidad M4, muestra una asociación transicional a la facies de esquistos verdes: desaparecen la pumpellyita y la wairakita, los interestratificados de C/S son de mayor temperatura, continúa la epidota (pistacita) y aparecen actinolita, titanita, albita y cuarzo.

La primera aparición de actinolita indicaría tempe-

raturas de 275°C (Schiffman *et al.*, 1984). Teniendo en cuenta la desaparición de wairakita que se produciría a ca. 300°C a presiones menores que 2kb (Frey *et al.*, 1991) y que las fases minerales estables (epidota, actinolita) contienen hierro, lo cual desplaza las temperaturas de formación de esos minerales hacia valores menores, se estima para la transición a la facies de esquistos verdes, una temperatura máxima de alrededor de 300°C dentro del intervalo indicado por los autores mencionados y por Liou *et al.* (1985).

La formación de calcita como mineral tardío en todas las asociaciones de ceolitas indica un incremento al final del proceso en la relación CO_2/H_2O .

CONCLUSIONES

- La sucesión de minerales diagnósticos, como heulandita-mordenita, laumontita, wairakita, prehnita, pumpellyita, epidota y actinolita corresponde a una secuencia que se manifiesta en áreas caracterizadas por un aumento de temperatura debido a la presencia de intrusiones ígneas a poca profundidad, según Liou (1971, 1973).
- La acción hidrotermal producida por granitoides sería la causante de este tipo de metamorfismo, que se repite en varios lugares del área con algunas diferencias en la mineralogía (Vattuone de Ponti y Latorre, 1991; Latorre y Vattuone de Ponti, 1993).
- Teniendo en cuenta las consideraciones vertidas en este trabajo, el metamorfismo hallado con facies de ceolita, prehnita-pumpellyita y transicional a esquistos verdes habría alcanzado una temperatura máxima de alrededor de 300°C.
- La presencia de pumpellyita asociada a wairakita es característica de presiones bajas, según Mason (1969). Frey *et al.* (1991) indicaron para esa asociación presiones menores que 2kb.
- El 'peak' del metamorfismo fue seguido por un descenso térmico evidenciado por el metamorfismo retrógrado.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Dr. L. Aguirre, por la bibliografía facilitada, parte de la cual se utilizó en este trabajo y a los evaluadores, especialmente a los Dres. L. Aguirre y F. Hervé (U. de Chile) por la

detallada lectura crítica del manuscrito. Esta investigación se realizó con fondos del Proyecto UBACYT Ex 276 y el apoyo de INGEIS (Contribución INGEIS No. 132).

REFERENCIAS

- Aguirre, L.; Charrier, R.; Davidson, J.; Mpodozis, A.; Rivano, S.; Thiele, R.; Tidy, E.; Vergara, M.; Vicente, J.C. 1974. Andean Magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part of the southern Andes (30°-35°S). *Pacific Geology*, Vol. 8, p. 1-38.
- Aguirre, L. 1993. Compositional variations of Cretaceous pumpellyites along the Western Margin of South America and their relation to an extensional geodynamic setting. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 11, p. 437-448.
- Bettison, L.A.; Schiffman, P. 1988. Compositional and struc-

- tural variations of phyllosilicates from Point Sal ophiolite, California. *American Mineralogist*, Vol. 73, Nos. 1-2, p. 62-76.
- Bevins, R.E.; Robinson, D.; Rowbotham, G. 1991. Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low-grade metabasites and application of the chlorite geothermometer. In *Very low-grade metamorphism* (Merriman, R.J.; editor). *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 9, No. 6, p. 711-721.
- Boles, J. 1972. Composition, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some Heulandite group zeolites. *American Mineralogist*, Vol. 57, p. 1463-1493.
- Charrier, R.; Vicente, J.C. 1972. Liminary and geosynclinal Andes: major orogenic phases and synchronical evolution of the central and austral sectors of the Southern Andes. In *International Upper Mantle Project Conference on Solid Earth Problems, Proceedings*, Vol. 2, p. 451-470. Buenos Aires.
- Charrier, R. 1973. Interruption of spreading and the compressive tectonic phases of the Meridional Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 20, p. 242-249.
- Charrier, R.; Malumian, N. 1975. Orogénesis y epirogénesis en la región austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 30, p. 193-207.
- Coombs, D.S. 1953. The pumpellyite mineral series. *Mineralogical Magazine*, Vol. 30, p. 113-135.
- Coombs, D.S.; Ellis, A.J.; Fyfe, W.S.; Taylor, S.M. 1959. The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 17, p. 53-107.
- Coombs, D.S.; Horodyski, R.J.; Naylor, R.S. 1970. Occurrence of prehnite-pumpellyite facies metamorphism in Northern Maine. *American Journal of Science*, Vol. 268, p. 142-156.
- Dalla Salda, L.; Leguizamón, M.; Mazzoni, M.; Merodio, J.C.; Rapela, C.; Spalletti, L.A. 1981. Características del vulcanismo paleógeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39°30' y 41°20'S. In *Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas*, Vol. 3, p. 629-657. San Luis, Argentina.
- Deer, W.; Howie, R.; Zussman, J. 1967. Rock Forming Minerals. *Longmans*, Vol. 4, 435 p. London.
- Evarts, R.C.; Schiffman, P. 1983. Submarine hydrothermal metamorphism of the del Puerto ophiolite, California. *American Journal of Science*, Vol. 283, No. 4, p. 289-340.
- Frey, M.; De Capitani, C.; Liou, J.G. 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 9, p. 497-509.
- González-Bonorino, F. 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. *Departamento de Recursos Naturales y Energía, Fundación Bariloche, Publicación*, No. 16, p. 1-53.
- González-Bonorino, F. 1979. Esquema de la Evolución Geológica de la Cordillera Nordpatagónica. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 34, No. 3, p. 184-202.
- González-Díaz, E.; Valvano Jr., J. 1978. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias en el sector norte del Lago Nahuel Huapi y el lago Traful (provincia del Neuquén). In *Congreso Geológico Argentino, No. 7, Actas*, Vol. 1, p. 227-242. Neuquén.
- González-Díaz, E. 1979. La edad de la Formación Ventana en el área al norte y al este del Lago Nahuel Huapi. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 34, No. 2, p. 113-124.
- González-Díaz, E.; Nullo, F. 1980. Cordillera Neuquina. In *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Actas*, Vol. 2, p. 1100-1147. Córdoba.
- Gottardi, G.; Galli, E. 1985. Natural Zeolites. *Springer-Verlag*, 409 p. New York.
- Groeber, P. 1954. La serie 'andesítica' patagónica; sus relaciones, posición y edad. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 9, No. 1, p. 39-42.
- Kuniyoshi, M.; Liou, J.G. 1976. Burial metamorphism of the Karmutsen volcanic rocks, Northeastern Vancouver Island, British Columbia. *American Journal of Science*, Vol. 276, p. 1096-1119.
- Latorre, C.O.; Vattuone de Ponti, M.E. 1990a. Ceolitización en granitoides y vulcanitas de Lago Aluminé, Neuquén, República Argentina. In *Congreso Geológico del Uruguay, No. 1, Actas*, Vol. 1, p. 191-197. Montevideo.
- Latorre, C.O.; Vattuone de Ponti, M.E. 1990b. Metamorfismo desde facies de ceolita hasta asociación granditahedenbergita en Lago Moquehue, Provincia del Neuquén, República Argentina. In *Congreso Geológico del Uruguay, No. 1, Actas*, Vol. 1, p. 179-193. Montevideo.
- Latorre, C.O.; Vattuone de Ponti, M.E. 1993. Minerales metamórficos de muy bajo grado en vulcanitas de la Cordillera Nordpatagónica. IGCP Project 294. In *Low Temperature Metamorphism Symposium, Abstracts*, p. 53-56. Santiago.
- Latorre, C.O.; Vattuone de Ponti, M.E. 1994. Estilbita y clinoptilolita en la Serie Andesítica, La Angostura, Neuquén. In *Reunión de Mineralogía y Metalogenia, No. 2, Actas, Publicación*, No. 3, p. 183-189. La Plata, Argentina.
- Liou, J.G. 1971. P-T stabilities of Laumontite, Wairakite, Lawsonite and Related Minerals in the System $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Journal of Petrology*, Vol. 12, No. 2, p. 379-411.
- Liou, J.G. 1973. Synthesis and Stability Relations of Epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *Journal of Petrology*, Vol. 14, No. 3, p. 381-413.
- Liou, J.G.; Maruyama, S.; Cho, M. 1985. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineralogical Magazine*, Vol. 49, p. 321-333.
- Mason, B. 1969. Pumpellyite of deuteric origin - a comment (on paper by Raam, A.; O'Reilly, Vernon, R.H.). *American Mineralogist*, Vol. 54, No. 7-8, p. 1215.
- Rapela, C.; Spalletti, L.A.; Merodio, J.C. 1983. Evolución magmática y geotectónica de la serie andesítica andina

- (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 38, No. 3-4, p. 469-484.
- Rapela, C.; Spalletti, L.A.; Merodio, J.C.; Aragón, E. 1984. El vulcanismo paleoceno-eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. In *Congreso Geológico Argentina, No. 9, Relatorio 1*, Vol. 8, p. 180-213. San Carlos de Bariloche.
- Schiffman, P.; Elders, W.; Williams, A.; McDowell, S.; Birth, D. 1984. Active metasomatism in the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, México: a telescoped low-pressure, low-temperature metamorphic facies series. *Geology*, Vol. 12, p. 12-15.
- Schiffman, P.; Fridleifsson, G.O. 1991. The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. In *very-low metamorphism* (Merriman, R.J.; editor). *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 9, No. 6, p. 679-696.
- Steiner, J. 1955. Wairakite, the calcium analogue of analcime, a new zeolite mineral. *Mineralogical Magazine*, Vol. 39, p. 691-698.
- Surdam, R.C. 1969. Electron microprobe study of prehnite and pumpellyite from Karmutsen Group, Vancouver Island, British Columbia. *American Mineralogist*, Vol. 54, p. 256-266.
- Surdam, R.C. 1973. Low-grade metamorphism of Tuffaceous Rocks in the Karmutsen Group, Vancouver Island, British Columbia. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 84, No. 6, p. 1911-1922.
- Tomasón, J.; Kristmannsdóttir, H. 1972. High temperature alteration minerals and thermal brines. Reykjanes, Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 36, p. 123-134.
- Vattuone de Ponti, M.E.; Latorre, C.O. 1991. Low-grade metamorphism in granitoids and volcanic rocks, Cordillera Neuquina, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 3, No. 4, p. 247-252.