

Asociaciones minerales de muy bajo grado metamórfico vinculadas a alteración hidrotermal, sudoeste de Trevelin, Chubut, Argentina

Teresita Montenegro^{1,2,*} y María Elena Vattuone^{1,3}

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

³Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS)-CONICET, Pabellón INGEIS, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

* mon@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Las secuencias volcánicas del Mesozoico que afloran en los Andes Patagónicos Septentrionales, en las cercanías de la localidad de Trevelin, provincia de Chubut, Argentina, son basaltos y andesitas basálticas con estructura maciza a amigdaloides. La textura es porfírica a afírica con fenocristales de plagioclasa cálcica, clinopiroxeno y olivino y una mesostasis afieltrada a intergranular. Estas rocas están afectadas por una alteración hidrotermal con paragénesis de reemplazo de fenocristales y mesostasis y de relleno de venas, venillas y amígdalas. Los minerales se estudiaron mediante técnicas ópticas, microscopía electrónica de barrido y analizador de energía dispersiva, difracción de rayos X, espectroscopía de absorción en el infrarrojo y microtermometría de inclusiones fluidas. Los minerales secundarios generados son albita, prehnita, pumpellyita, epidota, clinozoisita, esmectita, interestratificados esmectita/clorita, clorita, laumontita, wairakita, mordenita, titanita, cuarzo y calcita. Las relaciones texturales entre los minerales secundarios, así como su composición química, indican que las asociaciones corresponden a un proceso de metamorfismo de muy bajo grado, en facies zeolita de alta temperatura transicional a facies prehnita-pumpellyita, y el evento tuvo lugar a una temperatura máxima de 260°C y presión inferior a 1.5 kb. Además, hay una paragénesis de relleno de venillas, característica de ambientes epitermales de baja sulfuración, constituida por cuarzo con textura plumosa-llameante, adularia, oro y electrum. La actividad volcánica, la intrusión de granitoides y eventos de extensión ocurridos durante el proceso de subducción en el arco instalado al occidente, permitieron la circulación de fluidos y generaron un gradiente geotermal de alta temperatura. Estas condiciones habrían propiciado la formación de una asociación epitermal de baja sulfuración y paragénesis típicas de metamorfismo de muy bajo grado, con características de alteración hidrotermal de tipo alcalino.

Palabras clave: alteración geotermal/hidrotermal alcalina, metamorfismo de muy bajo grado, paragénesis epitermal de baja sulfuración, Chubut, Argentina.

ABSTRACT

Mesozoic volcanic rocks outcrop in North Patagonian Andes, near Trevelin locality, Chubut province, Argentina. Basaltic andesites and basalts with porphyritic to aphyric textures with calcium plagioclase, clinopyroxene, and olivine phenocrysts are the most common rocks. Their groundmass texture is felty to intergranular. These units are affected by a hydrothermal alteration that replaced their phenocrysts and groundmass and filled veins, veinlets and amygdaloids. Minerals were analyzed by conventional microscopy, scanning electron microscopy-energy dispersive scan, X-ray diffraction, infrared spectroscopy, and fluid inclusions microthermometry. Albite, prehnite, pumpellyite, epidote,

clinozoisite, smectite/chlorite, laumontite, wairakite, mordenite, titanite, quartz, and calcite are the secondary minerals. Textural relationship between secondary minerals and their chemical compositions evidence a very low-grade metamorphism in the high-zeolite facies, transitional to prehnite-pumpellyite facies. P-T conditions of the metamorphic event were <260°C and <1.5 kb. Moreover, feathery-flamboyant quartz, adularia, gold, and electrum fill other veinlets as the result of a low sulphidation epithermal system. Volcanism, emplacement of granitoids and extensional events took place in the volcanic arc located in the western sector. These processes favoured fluid flow and gave a high temperature geothermal gradient. These conditions would be favourable for formation of a low-sulphidation epithermal assemblage and typical mineral assemblages of very low-grade metamorphism, as an alkaline hydrothermal alteration.

Key words: geothermal/hydrothermal alkaline alteration, very low-grade metamorphism, low sulphidation epithermal assemblage, Chubut, Argentina.

INTRODUCCIÓN

En los Andes Patagónicos Septentrionales las rocas volcánicas de la secuencia mesozoica son portadoras de una mineralogía secundaria característica que, en grado variable, modifica las litologías y texturas originales. Particularmente, en la provincia de Chubut, entre los 42° y 43° Lat S y dentro del ámbito de los Andes Patagónicos Septentrionales, se han descrito paragénesis correspondientes a metamorfismo de muy bajo grado, relacionadas con un ambiente geotermal (Vattuone *et al.*, 2000, 2005, 2006). También se han encontrado en el ámbito de Chubut Extra-andino, a unos 180 km hacia el este de los Andes Patagónicos (Vattuone y Latorre, 1999; Montecinos *et al.*, 2004).

En las cercanías de Trevelin, sobre ambas márgenes del río Futaleufú, en sus nacientes en el lago artificial Amutuy Quimey (Figura 1), afloran rocas volcánicas que también han sido afectadas por procesos que originan paragénesis características de metamorfismo de muy bajo grado de ambiente geotermal con la particularidad de que se encuentran, además, asociaciones típicas epitermales de baja sulfuración (calcedonia-adularia-oro).

El objetivo del presente trabajo, es describir ambas asociaciones minerales, su vinculación y proponer su génesis dentro del contexto geológico-tectónico del área. Esta particular asociación, no ha sido descrita, hasta el presente, en ninguna localidad del área cordillerana de la Patagonia Argentina.

MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

Las unidades volcánicas mesozoicas de los Andes Patagónicos Septentrionales se han asignado a dos grupos según la edad. El Grupo Lago La Plata (Haller y Lapido, 1980) comprende rocas de composición mesosilícica de edad jurásica media a tardía. Para este grupo, Haller y Lapido (1982) encontraron una edad K/Ar de 171 ± 5 Ma al oeste de Trevelin, y posteriormente Ghiara *et al.* (1999) obtuvieron una edad de 180 ± 10 Ma por el método Rb/Sr. Los afloramientos corresponden a mantos andesíticos y tobas líticas andesíticas con intercalaciones de dacitas.

Por otra parte, el Grupo Divisadero (Lapido, 1979) abarca rocas volcánicas de edad cretácica inferior, de composición variable entre mesosilícica y ácida (Lizuain, 1999). En las cercanías de Trevelin son andesitas, dacitas y riolitas con facies piroclásticas, y más al sur, hay también secuencias basálticas (Formación Ñirehuao; Ramos, 1981). La edad cretácica de los afloramientos en las cercanías de Trevelin fue corroborada por dataciones K/Ar que dieron como resultado 106 ± 5 Ma (Haller y Lapido, 1982) y 105 ± 5 Ma (Vattuone y Latorre, 2004).

El conjunto de rocas del Jurásico Medio a Superior y del Cretácico Inferior fueron intruidas por el Batolito Patagónico, cuyas primeras manifestaciones plutónicas tuvieron lugar en el Jurásico Medio a Superior, aunque en el Cretácico Superior tuvo lugar el emplazamiento volumétricamente más importante del batolito. En el área de Trevelin, las rocas intrusivas corresponden al granito Futalaufquen de edad cretácica (125 ± 3.2 Ma, Rb/Sr; Haller *et al.*, 1996). Todos los cuerpos intrusivos de edad cretácica han sido agrupados bajo el nombre de Batolito Patagónico Cordillerano (Gordon y Ort, 1993).

Sedimentos de origen marino y continental (Formación Ñirihuau, González Bonorino, 1974) del Oligoceno son las rocas más jóvenes que afloran en el área. Además, hay depósitos glaciares del Pleistoceno y aluviales del Holoceno.

Un arco volcánico calcoalcalino, instalado al occidente, generó el volcanismo del Jurásico Medio a Superior que persistió durante el Cretácico. El emplazamiento de los granitoides coincidió con el proceso de subducción instalado al occidente de Sudamérica desde el Jurásico Medio (Giacosa y Márquez, 1999). Durante regímenes temporales de extensión (entre otros, Folguera y Iannizzotto, 2004) habría tenido lugar el vulcanismo y la intrusión de los granitoides (Haller y Lapido, 1982; Giacosa y Márquez, 1999).

GEOLOGÍA LOCAL

Particularmente en el área de estudio (43°08' Lat S y 71°35' Long O, Figura 1), sobre ambas márgenes del río Futaleufú, afloran rocas volcánicas de tonalidades moradas y, en niveles superiores, verdosas (Figura 2a). Según

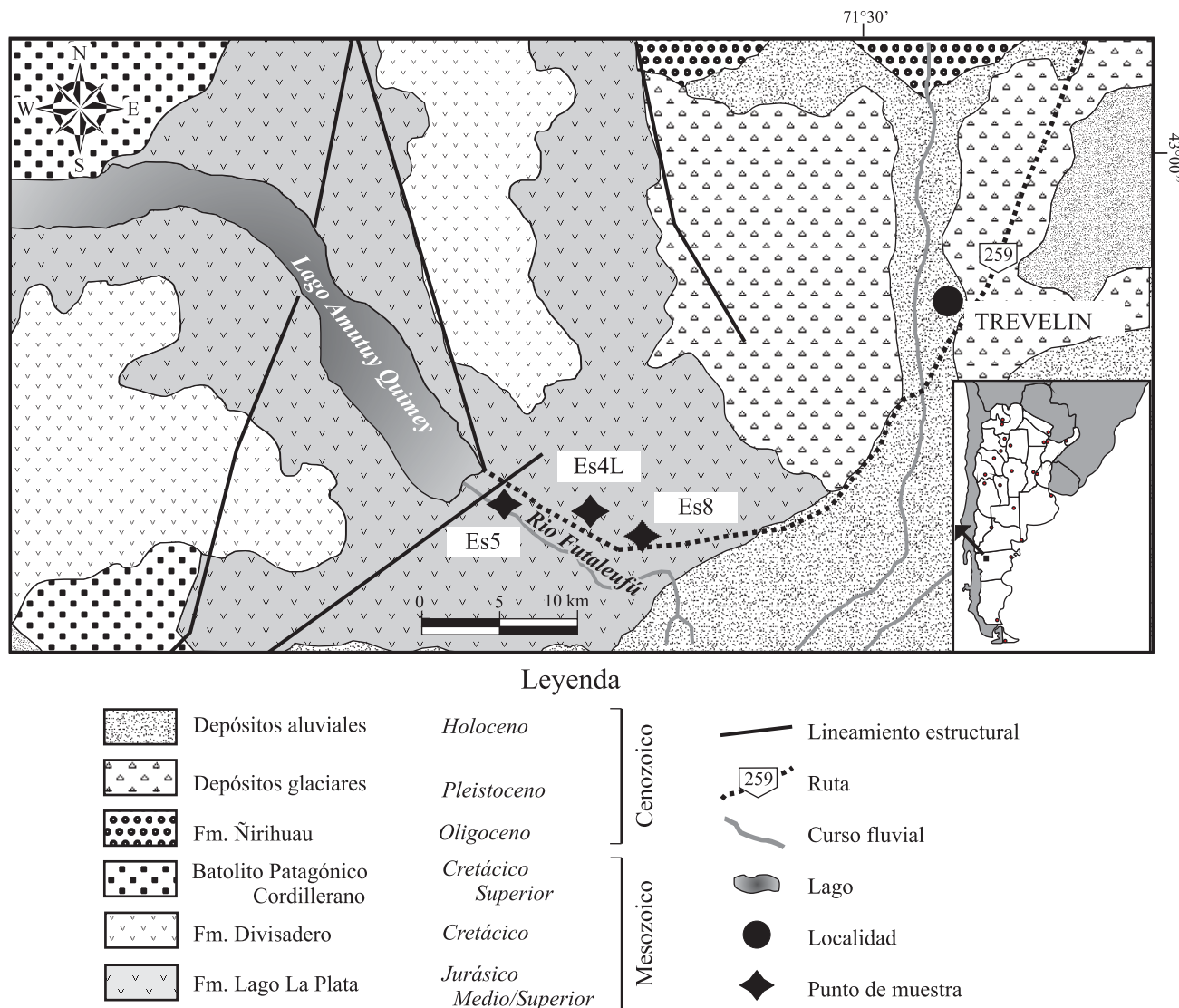


Figura 1. Mapa de ubicación y geología. Modificado de Lizuain *et al.* (1995)

Lizuain *et al.* (1995) son afloramientos correspondientes al Grupo Lago La Plata (Jurásico Medio a Tardío) y al Grupo Divisadero (Cretácico Inferior). Se disponen como mantos con estratificación gruesa y espesores variables que no superan los 50 metros.

Las rocas volcánicas son andesitas basálticas y basaltos, y la alteración hidrotermal afecta a ambas composiciones. Hay algunas lentes con estructura brechosa. La estructura en general es maciza a amigdaloides por sectores. La textura es porfirica a afirica. Los fenocristales son de plagioclasa cálcica (60–100%), clinopiroxeno (0–40%) y olivino (0–25%) y la mesostasis es afieltrada a intergranular.

Los minerales secundarios generados son albita, prehnita, pumpellyita, epidota, clinozoisita, interestratificados de esmectita/clorita, laumontita, wairakita, mordenita, titanita, cuarzo y calcita. Estos minerales en general se forman como reemplazo de fenocristales y de mesostasis y como relleno

de venas, venillas y amígdalas, en varias asociaciones de equilibrio (Tabla 1).

Además, hay otra paragénesis de relleno, característica de ambientes hidrotermales de pH ligeramente ácido, constituida por cuarzo plumoso, adularia, oro y electrum. Son venillas de 2 a 4 cm de espesor y de dirección variable que evidencia falta de control estructural, y que se encuentran a escasos centímetros de las anteriores, en las rocas volcánicas portadoras de la mineralogía descrita antes.

METODOLOGÍA

Los minerales fueron estudiados aplicando técnicas petrográficas convencionales, difracción de rayos X, análisis químicos por energía dispersiva (EDS) y espectroscopía de absorción en el infrarrojo. El difractograma de rayos X se

obtuvo por el método Debye-Scherrer con difractor Siemens D 5000, en el Instituto de Química y Física de los Materiales, Medio Ambiente y Energía (INQUIMAE) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEN), Universidad de Buenos Aires (UBA). La longitud de onda utilizada fue $\text{CuK}_{\alpha 1} = 1.5406 \text{ \AA}$, con filtro de Ni, escaneado a una velocidad de $1.2^\circ 2\theta/\text{minuto}$, desde $2\theta = 5^\circ$ hasta $2\theta = 60^\circ$. La composición química fue determinada en los Laboratorios de Investigaciones Técnicas de las Fuerzas Armadas (CITEFA) con un analizador de energía dispersiva (EDS) acoplado a un microscopio electrónico de barrido Phillips 9100. Los patrones de referencia utilizados fueron elementos metálicos. Los análisis se realizaron a 20kv, corrección convencional ZAF y TKOFF, 25.0° . Se usó un haz de electrones de 2 micrones de diámetro y un tiempo de conteo de 10 s. El máximo error promedio de los datos iniciales de EDS para cada elemento es de 2.6% en peso. También se realizaron análisis químicos en el Centro de Microscopías Avanzadas (CMA, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales -UBA), con un analizador de energía dispersiva (EDS) Inca Energy, Oxford Instruments acoplado a un microscopio electrónico de barrido con fuente de emisión de campo (FEG-SEM) Zeiss DSM 982 Gemini. Se trabajó a 20 kv, con patrones de CaCO_3 para C, SiO_2 para O y Si, Al_2O_3 para Al, wollastonita para Ca, MgF_2 para F y MgO para Mg. El espectro de infrarrojo se obtuvo con un espectrofotómetro modelo Nicolet 510P en los Laboratorios del INQUIMAE (FCEN-UBA). Los estudios microtermométricos de calcita, único mineral con inclusiones fluidas, se efectuaron con platina de enfriamiento y calentamiento Chaixmeca, adosada a microscopio Leitz de polarización, y platina Linkam THMSG 600, acoplada a microscopio Leica DMLP. El instrumental fue calibrado con productos estándar de punto de fusión conocido. Para las mediciones de calentamiento, la precisión de los resultados es de $\pm 2^\circ\text{C}$ y para los ensayos de enfriamiento es de $\pm 1^\circ\text{C}$. Para el estudio se utilizaron esquirlas de calcita pulidas a mano con la finalidad de evitar modificaciones de las inclusiones.

MINERALOGÍA SECUNDARIA

La prehnita se presenta en venas, venillas y microamígdalas, en cristales prismáticos que se disponen radialmente dando agregados con forma de abanico. También reemplaza a fenocristales de plagioclasa y minerales de la mesostasis, fundamentalmente a la plagioclasa (Figuras 2b, 2c). Es, a su vez, reemplazada parcialmente por calcita y esmectita/clorita. Esta reacción es cíclica (debido a concentraciones variables de CO_2) y se vuelve a formar prehnita a partir de la calcita. Esta última etapa de la reacción también ocurre en las microamígdalas donde está asociada a pumpellyita y esmectita/clorita. Algunos cristales de piroxeno muestran reemplazo incipiente a prehnita. En las venas, la prehnita se asocia a cuarzo y carbonato.

Los cristales de prehnita comúnmente muestran macla de dos individuos y zonalidad óptica, mientras que en algunas secciones la birrefringencia es azul anómala. En venillas y amígdalas los prismas alcanzan hasta 1.5 mm de longitud.

En virtud de la abundancia y tamaño de los cristales, se realizó difracción de rayos X. Los picos fueron indexados según la ficha JCPDS 29-0290 (Bayliss *et al.*, 1993). En la Tabla 2 se comparan los resultados del cálculo de los parámetros de celda, según el método de Holland y Redfern (1997), con los datos teóricos presentados por Deer *et al.* (1993). Estos resultados sugieren que, aun cuando el mineral presenta anomalías ópticas causadas por procesos naturales de crecimiento, sus dimensiones de celda no varían (ver apartado de composición química).

La laumontita es uno de los minerales secundarios más abundantes. Se encuentra en venillas, alterada a calcita e intercrecida con prehnita (Figuras 2d, 2e). El ángulo de extinción variable entre 6 y 17° y entre 32 y 37° y la extinción inhomogénea en algunas secciones, son evidencia de deshidratación local de la zeolita. Los picos de difracción de rayos X se indexaron según ficha 26-1047 JCPDS (Bayliss *et al.*, 1993) (Tabla 2). El valor de sus constantes de celda ha permitido corroborar que, a pesar de la deshidratación natural sufrida el mineral mantiene su identidad.

La wairakita se asocia con prehnita en las venas. Son secciones subhedrales de tamaño entre 100 y 200 micrones, tiene muy baja birrefringencia y macla característica. Los cristales están parcialmente reemplazados por calcita (Figuras 2c, 2f).

La mordenita forma cristales aciculares con disposición radiada divergente, de 25 micrones, sobre los fenocristales de plagioclasa que están casi totalmente reemplazados por albita.

La pumpellyita se forma a partir de fenocristales de plagioclasa (Figura 2h) y en la mesostasis (Figura 2g), como reemplazo de fenocristales de olivino, y con menor frecuencia a partir de prehnita y de fenocristales de clinopiroxeno. Está reemplazada por esmectita/clorita, titanita y epidota. Constituye cristales prismáticos, muy pleocroicos verde-azulado, y con birrefringencia anómala, particularmente en la mesostasis, donde está asociada a prehnita, clorita/esmectita, calcita, epidota y cuarzo, y en venillas y amígdalas.

El agregado de esmectita/clorita se genera fundamentalmente como alteración de pumpellyita, y ocasionalmente de plagioclasa. También constituyen relleno de microamígdalas.

La titanita se forma como reemplazo de minerales de la mesostasis y está asociada con esmectita/clorita, pumpellyita e ilmenomagnetita alrededor de la cual forma una corona. Participa también en la alteración de olivino y clinopiroxeno. Epidota y clinozoisita forman cristales en la mesostasis, asociados con pumpellyita, y esmectita/clorita. La albita se genera como producto de reemplazo de fenocristales de plagioclasa cálcica y también se desarrolla

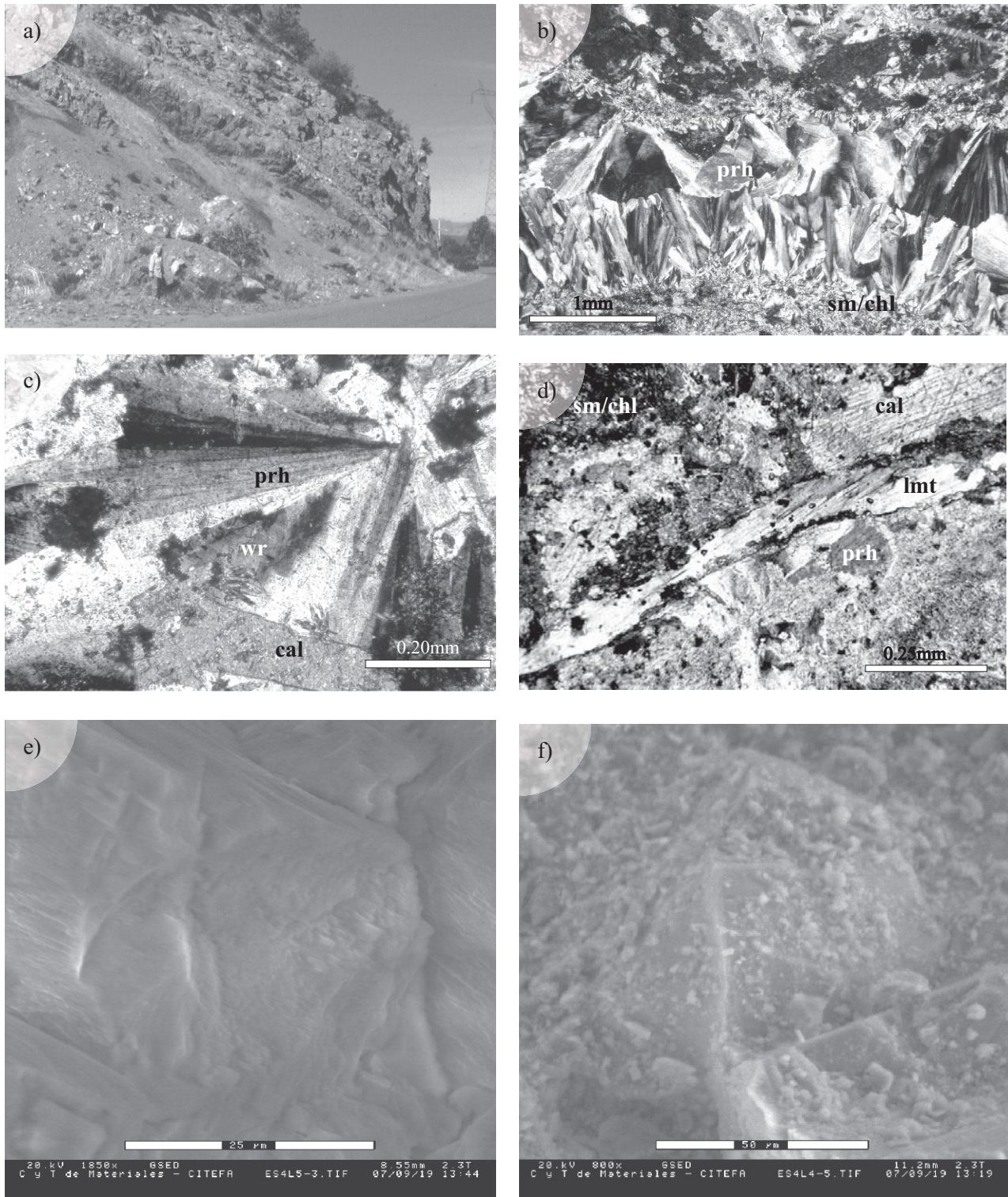


Figura 2. a: Aspecto de los afloramientos de andesitas basálticas; b: vena de prehnita (prh) con interestratificados esmectita/clorita (sm/chl) en los laterales, fotografía tomada con nicoles cruzados; c: cristales de prehnita (prh) con disposición radial, wairakita intersticial (wr) y calcita (cal) reemplazando a los anteriores, fotografía tomada con nicoles cruzados; d: vena de laumontita (lmt) y prehnita (prh), calcita (cal) y esmectita/clorita (sm/chl) en la mesostasis, fotografía tomada con nicoles cruzados; e: detalle de cristal de laumontita (lmt), barra = 25 micrones; f: cristal de wairakita (wr), barra = 50 micrones; g: cristales de pumpellyita (pmp), barra = 50 micrones; fotografías e, f, y g tomadas con SEM; h: fenocristal de plagioclasa (pl) invadido por pumpellyita (pmp) que también reemplaza a la mesostasis, fotografía tomada con luz paralela; i: detalle de adularia (ad) en una vena de cuarzo (qtz) con textura de recristalización, fotografía tomada con nicoles cruzados.

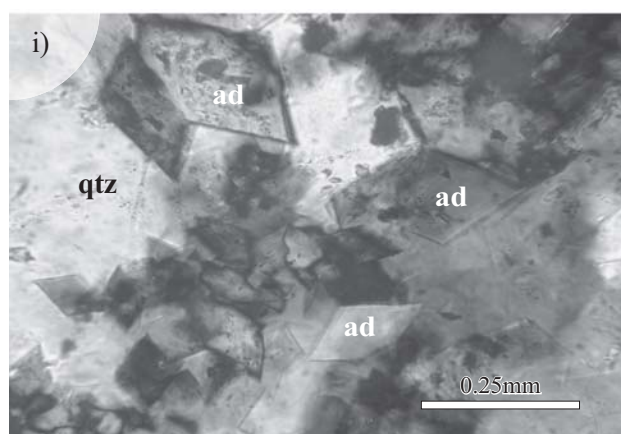
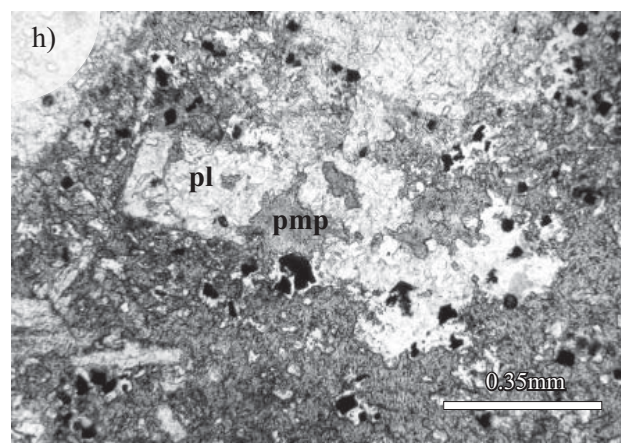
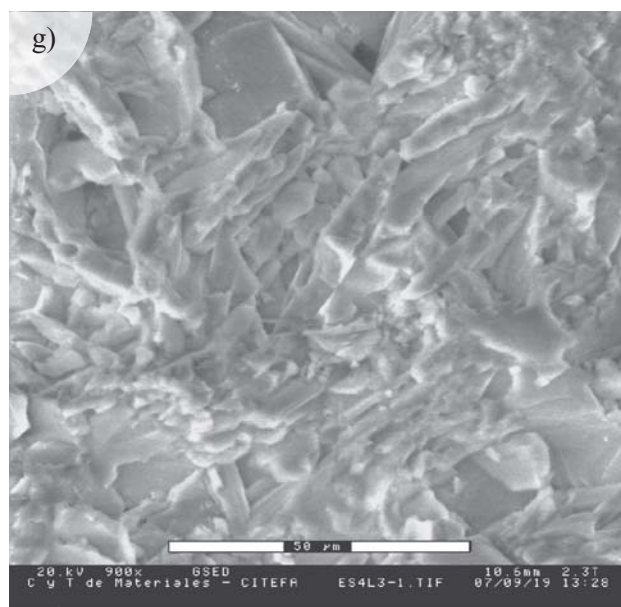


Figura 2. (continuación).

en la mesostasis.

La presencia de calcita es generalizada. Reemplaza a la plagioclasa cálcica y a prehnita, aunque su participación es más importante como relleno de venas. El intervalo de

temperatura mínima de cristalización de calcita en las venas (ES4-L5) abarca entre 118 y 150 °C, según lo indicado por el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas, con promedio en 145 °C (15 mediciones). La salinidad de la solución acuosa es de 2.15% equivalente en peso de NaCl de acuerdo con los puntos de fusión del hielo entre -1.1 y -1.4°C (14 mediciones). Hay un conjunto inclusiones fluidas originadas por un proceso tardío que homogeneizan entre 75 y 102 °C (promedio en 85 °C), son metaestables con muy baja salinidad.

El cuarzo se forma como producto de reemplazo de la mesostasis y de plagioclasa.

En las venas de cuarzo-adularia-minerales opacos, la sílice tiene la textura plumosa y llameante. La adularia cristaliza en las venas de cuarzo plumoso/llameante-adularia-oro-plata. Las secciones son típicamente rómbicas, de tamaño menor a 0.2 mm. Ocasionalmente reemplaza a fenocristales de plagioclasa de la brecha andesítica que la aloja (Figura 2i). Oro y electrum se encuentran en las venas de adularia y cuarzo plumoso/llameante; se concentran particularmente en el contacto con la roca encajonante en escamas de 10 a 15 micrones.

Además, magnetita y rutilo son abundantes en las venas de cuarzo-adularia, como producto de alteración de los minerales ferromagnesianos del basalto.

COMPOSICIÓN QUÍMICA

Los resultados de seis análisis químicos de prehnita, de venas y venillas, de Trevelin se presentan en la Tabla 3. El mineral tiene Fe en contenido variable y en general bajo, y es rico en Al. Prehnita con esta composición ha sido descrita en el área Kamikita, Japón (Inoue y Utada, 1991). La relación Fe^{3+} con respecto a Al octaédrico varía entre 0.04 y 0.12. Las variaciones en la composición de la prehnita han sido interpretadas por Bird *et al.* (1984) como causados por una velocidad de crecimiento relativamente alta. El espectro de absorción en el infrarrojo (Figura 3) muestra las vibraciones correspondientes a las diversas uniones estructurales de los filosilicatos o de silicatos de cadena (Gaines *et al.*, 1997; Strunz y Nickel, 2001). La banda de H-O se encuentra desplazada hacia las frecuencias más bajas debido al contenido en Fe^{3+} (Montenegro y Vattuone, 2006).

Los resultados de análisis químicos de laumontita (Tabla 3) revelan un elevado contenido en sílice resultando en una relación Si/Al entre 1.84 y 2.6. La presencia de Mg puede ser causada por mezclas con esmectitas. Con respecto a la relación T_{Si} (Si/Al+Si) de laumontita, según Deer *et al.* (2004) este valor no se alejaría demasiado de 0.667, debido a la estructura ordenada del mineral. Si bien algunas muestras de Trevelin tienen sílice más alta, la sumatoria de los sitios tetraédricos es siempre cercana a 24 cationes por fórmula unidad, valor que corresponde a la fórmula estequiométrica de laumontita (Gottardi y Galli, 1985). Por otra parte, pequeños contenidos de Fe^{3+} reemplazando a Al

Tabla 1. Paragénesis secundarias en dominios fenocristales, mesostasis, venas y venillas y amígdalas. Los minerales en equilibrio en cada dominio están separados por una línea.

REEMPLAZO			RELLENO		
Fenocristales		Mesostasis	Venas y venillas		Amígdalas
Plagioclasa	Olivino (piroxeno)		MM	HID	
albita	pumpellyita	prehnita	prehnita	cuarzo (calcedonia)	pumpellyita
prehnita	esmectita/clorita	pumpellyita fibrosa	wairakita	adularia	prehnita
pumpellyita	minerales opacos	epidota	laumontita	oro	titanita
epidota	titanita	clinozoisita	pumpellyita	electrum	esmectita/clorita
calcita	—————	titanita	clorita/esmectita	magnetita	—————
titanita		min. opacos	min. opacos	rutilo	sericita
		esmectita/clorita	cuarzo	—————	calcita
esmectita/clorita		cuarzo	albita		
mordenita		albita	—————		
		—————	calcita		
		calcita			

MM: paragénesis metamórfica; HID: paragénesis epitermal.

también desplazarían el valor T_{SI} hacia valores más elevados (análisis 3, Tabla 3).

La composición de wairakita se muestra en la Tabla 3. El contenido en Na^+ se encuentra entre los valores correspondientes al extremo cálcico de la serie analcima-wairakita (Gottardi y Galli, 1985). La pumpellyita fue analizada en la mesostasis de la roca volcánica (muestra ES4-L3), donde es muy abundante. La relación Al-Fe³⁺-Mg (Figura 4) se encuadra en el campo composicional de pumpellyita del grupo Cética de Ecuador y Perú (Aguirre, 1993), también en el de pumpellyita de zona pumpellyita y de zona epidota (Evarts y Schiffman, 1983; Deer *et al.*, 1986), y en el de pumpellyita de facies prehnita-pumpellyita de Cholila (Vattuone *et al.*, 2005).

Se realizaron dos análisis de esmectita/clorita (Tabla 3). El mineral carece de Fe, es muy aluminico, característica que refleja la composición andesítica del protolito (Evarts y Schiffman, 1983), y la relación Al-Si-Fe-Mg/Al, sobre la base de 28 oxígenos, es muy cercana al extremo beidellita (Schiffman y Fridleifsson, 1991) (Figura 5). El contenido de Si mayor a 6.25 cationes de Si por fórmula unidad es indicio de la presencia de cloritas (Schiffman y Fridleifsson, 1991). Este tipo de minerales han sido descritos como “mica blanca” y su origen probablemente esté más relacionado con procesos deutéricos.

ASOCIACIONES MINERALES METAMÓRFICAS

En la Tabla 1 se detallan las paragénesis de metamorfismo de muy bajo grado, según su coexistencia en metadominios de relleno o de reemplazo (tipo MM), y la asociación de tipo epitermal (tipo HID) compuesta por adularia + sílice + oro + electrum en venas y venillas.

En los fenocristales y en la mesostasis se encuentra la asociación de mayor grado metamórfico y corresponde

a la facies prehnita-pumpellyita. Está representada por el equilibrio entre prehnita + pumpellyita + epidota + albita + cuarzo + calcita en los fenocristales de plagioclasa; equilibrio entre pumpellyita + esmectita/clorita + minerales opacos + titanita en los fenocristales de olivino; equilibrio entre prehnita + pumpellyita fibrosa + epidota + clinozoisita + titanita + minerales opacos + esmectita/clorita + cuarzo + albita en la mesostasis; y prehnita + pumpellyita + titanita + esmectita/clorita en las amígdalas.

La asociación de menor grado metamórfico está representada por el equilibrio entre wairakita + laumontita + pumpellyita + prehnita + (epidota) + cuarzo + minerales opacos + esmectita/clorita + (albita), que corresponde a la facies zeolita y ocurre principalmente en venillas. La inestabilidad de laumontita marca la transición entre ambas facies.

Los últimos minerales en formarse son calcita (excepto en fenocristales de plagioclasa), mordenita, sericita y esmectita/clorita.

Tabla 2. Constantes de celda, cuadro comparativo.

Prehnita de Trevelin y teórica		
	Prehnita	Deer <i>et al.</i> (1993)
a_0	4.636 Å	4.62 Å
b_0	5.4931 Å	5.49 Å
c_0	18.435 Å	18.48 Å
Laumontita de Trevelin y leonhardita		
	Laumontita	Leonhardita parcialmente deshidratada (Deer <i>et al.</i> , 2004)
a_0	14.723 Å	14.747 Å
b_0	13.075 Å	13.067 Å
c_0	7.559 Å	7.532 Å
β	112.01°	111.9°

DISCUSIÓN

En facies zeolita, el mineral diagnóstico es laumontita, y su principal ocurrencia en Trevelin es en venas y venillas. La reacción de transición a facies prehnita-pumpellyita es: laumontita+pumpellyita+cuarzo = prehnita+epidota+clorita+H₂O y tiene lugar a 190±30°C y 1.1±0.5 kb (Cho *et al.* 1986). Esta facies es estable hasta 255 °C en que comienza a serlo la actinolita en la facies prehnita-

actinolita (Frey *et al.*, 1991).

El límite superior de estabilidad de laumontita es 260 °C, para presiones entre 1 y 1.5 kb (Deer *et al.*, 2004). Por otra parte, el intervalo de estabilidad P-T de wairakita es muy amplio y se encuentra entre 300–350 °C y 3–4 kb (en Cho y Liou, 1987) ó entre 210 y 380 °C y 1.7 kb (Frey *et al.*, 1991) (Figura 6). Consecuentemente, wairakita no es mineral diagnóstico de la facies zeolita y su presencia estaría más relacionada con procesos geotermales-hidroter-

Tabla 3. Resultado de análisis por espectrometría de energía dispersiva (EDS) y cálculo de fórmulas minerales. Ubicación ES4-L: 43°10'44" Lat S, 71°48'34" Long O. Los casilleros en blanco indican que no se ha detectado el elemento.

Mineral	Prehnita						Pumpellyita				
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5
SiO ₂	44.48	44.34	49.04	45.97	49.39	48.13	34.18	39.59	33.43	34.43	36.99
Al ₂ O ₃	20.38	21.47	22.97	22.17	22.92	25.37	17.54	19.99	17.88	17.30	17.15
Fe ₂ O ₃	1.94	1.11	0.95				15.46	9.21	14.08	13.56	11.65
MgO							2.13	2.33	2.04	1.84	2.94
CaO	28.88	28.77	22.73	27.56	23.39	22.20	23.70	21.88	25.57	25.88	24.26
Total	95.70	95.70	95.70	95.70	95.70	95.70	93.00	93.00	93.00	93.00	93.00
Si	6.18	6.15	6.61	6.33	6.66	6.92	2.86	3.19	2.81	2.88	3.05
Al ^{IV}	1.82	1.85	1.39	1.67	1.35	1.08					
Al ^{VI}	1.52	1.66	2.26	1.92	2.29	3.22	1.73	1.90	1.77	1.71	1.67
Fe	0.2	0.11	0.09				0.97	0.56	0.89	0.86	0.72
Mg							0.27	0.28	0.26	0.23	0.36
Ca	4.30	4.27	3.28	4.06	3.38	3.42	2.13	1.89	2.30	2.32	2.15
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +AlVI	0.117	0.065	0.041	0.00	0.00	0.00	0.36	0.23	0.33	0.33	0.30

Mineral	Wairakita		Laumontita					Esmectita	
	1	2	1	2	3	4	5	1	2
SiO ₂	56.20	53.47	55.79	54.46	50.87	51.32	49.76	54.79	50.06
Al ₂ O ₃	20.61	25.38	18.30	19.4	19.75	21.35	22.99	27.19	32.02
Fe ₂ O ₃					0.93				
MgO						2.82	3.25	6.02	5.92
CaO	13.79	11.27	9.92	10.14	12.44	8.52	8.01		
Na ₂ O	1.40	1.88							
Total	92.00	92.00	84.00	84.00	84.00	84.00	84.00	88.00	88.00
Si	32.70	30.98	17.34	16.96	15.81	16.01	15.53	9.71	8.87
Al ^{IV}	14.14	17.33	6.70	7.12	7.24	7.85	8.46		
Al ^{VI}								5.68	6.69
Fe					0.22				
Mg						1.31	1.51	1.59	1.56
Ca	8.60	6.99	3.30	3.38	4.14	2.85	2.68		
Na	1.58	2.12							
E%	-21.39	7.60	1.5	5.3	-10.04	-5.63	0.99		
Si/Al	2.31	1.79	2.6	2.4	2.19	2.04	1.84		
Si/(Si+Al)	0.698	0.641	0.721	0.704	0.686	0.671	0.647		

Prehnita: análisis 1, 2, 3 (ES4-L5), 4 y 5 (ES4-L3) realizados en CITEFA; 6 (ES4-L5) análisis hechos en CMA; agua teórica y f.u. para 24 oxígenos. Pumpellyita: análisis hecho en CITEFA, agua teórica y f.u. para 14 oxígenos, (ES4-L3). Wairakita: analizado en CMA (ES4-L4); agua teórica y f.u. para 96 oxígenos. Laumontita: análisis 1, 2, 3 hechos en CITEFA; 4 y 5 hechos en CMA; agua teórica y f.u. para 48 oxígenos (ES4-L). Esmectita: analizado en CMA (ES4-L5), agua teórica y f.u. para 28 oxígenos. E%=(Al+Fe)-(Li+Na+K)-2(Mg+Ca+Sr+Ba)/(Li+Na+K)+2(Mg+Ca+Sr+Ba)×100, según Gottardi y Galli (1985).

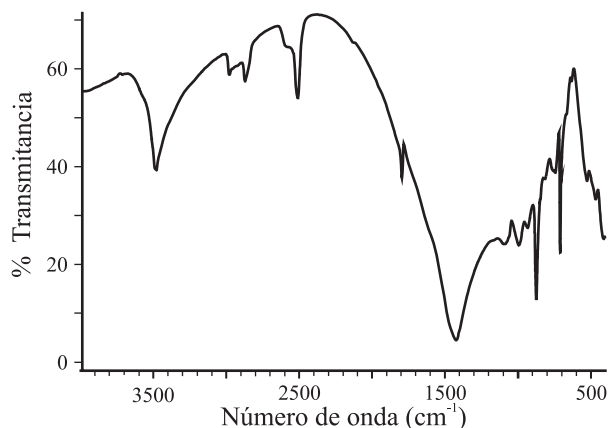


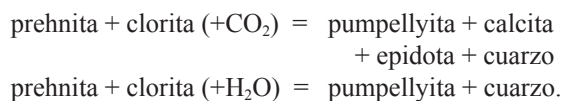
Figura 3. Prehnita. Espectro de absorción en el infrarrojo.

males (Robinson *et al.*, 2004). Según Bird *et al.* (1984), la presencia de wairakita, asociada con prehnita en venas, es característica de áreas con alto gradiente metamórfico tales como los sistemas activos geotermales.

Las asociaciones prehnita-pumpellyita o pumpellyita-epidota (+clorita+cuarzo) no son diagnósticas de la facies prehnita-pumpellyita, mientras persista la laumontita, ya que de acuerdo con las reacciones de formación de pumpellyita en facies zeolita (Deer *et al.*, 1986) también se dan en facies de zeolita. En cambio, la coexistencia de prehnita con epidota (clorita+cuarzo) y la inestabilidad de laumontita indican un grado metamórfico mayor que la facies de zeolita (Cho *et al.*, 1986).

Los campos Al-Fe³⁺-Mg de pumpellyita en facies zeolita y de pumpellyita en facies prehnita-pumpellyita, coinciden y se ha demostrado que su composición depende de varios factores (Cho *et al.*, 1986; Deer *et al.*, 1986).

En facies prehnita-pumpellyita, este último mineral se ha formado a partir de prehnita según las relaciones observadas y las reacciones propuestas por Deer *et al.* (1986):



El campo de equilibrio de prehnita y pumpellyita en ambiente de baja presión (1.5 kb) es muy limitado y se restringe a una concentración mínima de CO₂ (<0.002) y a una temperatura entre 240 y 255 °C (Frey *et al.*, 1991; Digel y Ghent, 1994; Robinson y Bevins, 1999).

Todas estas reacciones son altamente dependientes de la concentración de CO₂. Con bajo X_{CO₂}<0.002 (Digel y Ghent, 1994) ó X_{CO₂}<<0.1 (Cho y Liou, 1987) se forma prehnita. Por lo tanto, aun cuando se encuentra prehnita con calcita en el mismo metadominio, su formación no ha sido coetánea. Efectivamente, las relaciones texturales de las muestras de Trevelin muestran que la calcita de las venas se formó al final de la secuencia mineral y los resultados del estudio microtermométrico de inclusiones fluidas indican

temperaturas entre 118 y 150 °C. Por lo tanto, el carbonato cristalizó al aumentar la concentración de CO₂, luego de la formación de prehnita y pumpellyita y su mayor desarrollo se concentró en las paragénesis de relleno donde la presión parcial de CO₂ es mayor.

Sin embargo, una segunda generación de prehnita, posterior a la calcita, pone en evidencia la fluctuación en la concentración de CO₂, el cual debió agotarse luego de la formación del carbonato, probablemente durante un proceso de ebullición. Si bien no hay evidencias de ebullición en las inclusiones fluidas de la calcita, no debería descartarse la existencia del proceso ya que podría haber ocurrido en niveles ligeramente superiores. Además del aumento de la presión parcial de CO₂ en los espacios abiertos, se concentra también el Ca²⁺ (Schiffman y Day, 1999) y su abundancia, luego de un proceso de ebullición, permitiría la formación tardía de prehnita, la cual, entonces, estaría relacionada con un proceso de desgasificación del sistema (Wheeler *et al.*, 2001).

Por otra parte, la abundancia de epidota con respecto a pumpellyita depende de la relación μCO₂/μH₂O, y al ser ésta elevada se habría favorecido la formación de epidota de acuerdo con lo expuesto (Digel y Ghent, 1994).

El desequilibrio propio del metamorfismo de bajo grado explicaría la existencia de asociaciones paragenéticas características de dos grados metamórficos en diferentes microdominios de una misma roca (Cho *et al.*, 1986).

Las secuencias laumontita+prehnita y laumontita+prehnita+epidota (clorita+cuarzo), estables en facies zeolita, y prehnita+epidota (sin laumontita) de facies de más alta temperatura han sido documentadas en áreas activas geotermales (Cho *et al.*, 1986).

Por otra parte, las venas de cuarzo (calcedonia)-adularia-oro-electrum corresponden a una paragénesis típicamente epitermal y de baja sulfuración (Hedenquist y

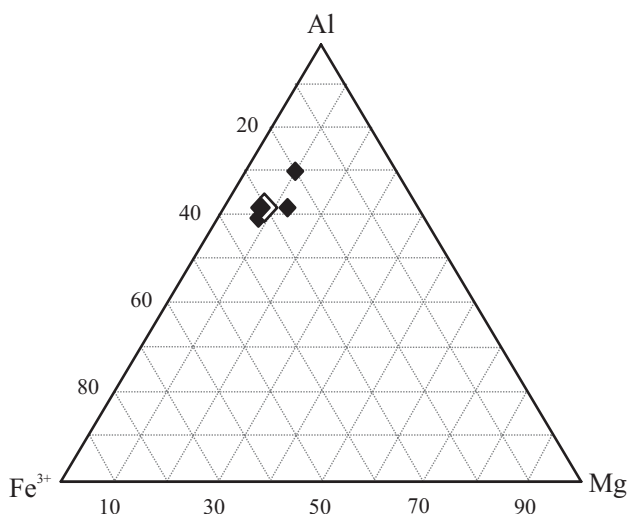


Figura 4. Diagrama Al-Fe³⁺-Mg con la composición de pumpellyita de Trevelin, Chubut.

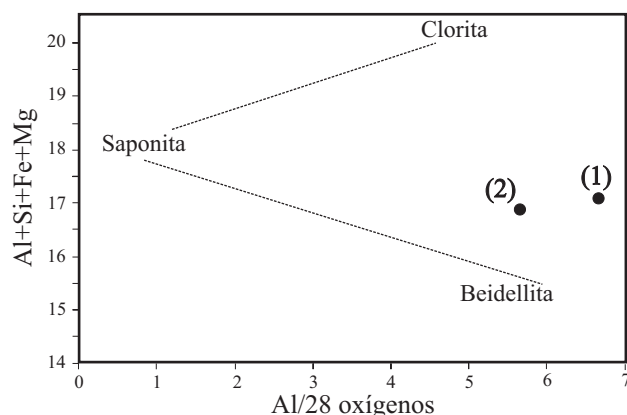


Figura 5. Total de cationes (Al+Si+Fe+Mg) vs. Al total/28 O de los interestratificados esmectita/clorita (según representación de Schiffman y Fridleifsson, 1991). (1) y (2) igual numeración que en la Tabla 3.

Lowenstern, 1994). Según la clasificación morfológica de adularia de Dong y Morrison (1995), la variedad rómbica es un buen indicador de mineralización aurífera. Además, la textura llameante-plumosa de la sílice es considerada como una textura de recristalización a partir de un gel de sílice, por lo que la temperatura quedaría restringida a un intervalo menor a 220°C (Dong *et al.*, 1995).

Se encuentran, en esta localidad, paragénesis típicamente epitermales y paragénesis de alteración características de ambientes geotermales e hidrotermales. Las asociaciones minerales generadas como alteración de minerales preexistentes y como relleno de venas y venillas en las andesitas basálticas de Trevelin coinciden con aquellas que Pirajno (1992) clasificó como asociaciones de alteración hidrotermal relacionadas a fluidos geotermales casi neutros con cloro. Por otra parte, según la clasificación de Utada (2001), las zeolitas se agrupan en la alteración hidrotermal de tipo alcalino (silicatos de Na y silicatos de Ca), con feldespato potásico (adularia en Trevelin) y prehnita-pumpellyita a más alta temperatura, dentro del grupo alcalinidad intermedia. Este autor destacó la zona geotermal cordillerana del arco volcánico del Pacífico como una de las provincias con zeolitización hidrotermal.

Durante las etapas distensivas del proceso de subducción se formaron depósitos epitermales como por ejemplo el yacimiento de baja sulfuración El Desquite, de Esquel, 25 km al norte de Trevelin, de edad jurásica media a tardía, el cual está alojado en un sistema de fracturas desarrollado en rocas volcánicas jurásicas (Soechting, 2002; Sillitoe *et al.*, 2002). También se asignan a eventos extensionales los depósitos epitermales polimetálicos de edad cretácica que se encuentran algo más al sur (43°30' Lat S), en la provincia de Chubut (Pesce, 1979; Rolando *et al.*, 2000). La circulación de fluidos facilitada por el régimen distensivo y la elevación del gradiente geotérmico habrían sido causados por la actividad volcánica y por los intrusivos que, en el área de Trevelin son de edad Cretácica.

CONCLUSIONES

En el área de Trevelin, las paragénesis de alteración de las andesitas basálticas y basaltos del Jurásico-Cretácico corresponden a metamorfismo de muy bajo grado, no deformacional, característicos de áreas geotérmicas, en facies zeolitas de alta temperatura, sub-facies laumontita, transicional a facies prehnita-pumpellyita. La temperatura máxima indicada por el par prehnita-pumpellyita es 255-260°C y la presión es menor a 1.5 kb.

Fluctuaciones locales en la concentración de CO₂ habrían tenido lugar por episodios de ebullición debido a fracturación de las rocas volcánicas originales durante una etapa distensiva dentro del régimen de subducción.

Por otra parte, la presencia de venillas portadoras de paragénesis de tipo epitermal de baja sulfuración otorgan a la anterior paragénesis características de alteración geotermal-hidrotermal de tipo alcalino casi neutro.

El emplazamiento de los cuerpos intrusivos de edad cretácica y la actividad volcánica coetánea habrían aportado los fluidos y habrían generado el gradiente geotérmico necesario.

El esquema de mineralización de Trevelin, aunque de expresión local, se encuadra en la génesis propuesta para otros depósitos polimetálicos y de oro, jurásicos y cretácicos de Cordillera Patagónica, con la particularidad de que en este área está relacionado con alteración tipo geotermal-hidrotermal alcalina portadora de zeolitas.

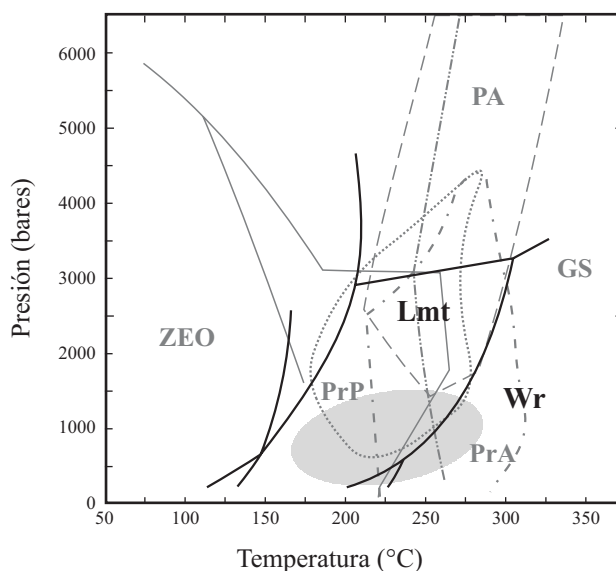


Figura 6. Red petrogenética P-T para metamorfismo de muy bajo grado (MMBG) en metabasitas (Robinson y Bevens, 1999). ZEO: facies zeolita; PrP: facies prehnita-pumpellyita; PrA': facies prehnita-actinolita; PA: facies pumpellyita-actinolita y GS: facies esquistos verdes. Campo de equilibrio de las zeolitas (Cho *et al.*, 1986), laumontita (Lmt) y wairakita (Wr), línea negra continua. El sector sombreado corresponde a las condiciones P/T inferidas para los procesos metamórficos y epitermales del área de Trevelin.

AGRADECIMIENTOS

Estas investigaciones fueron financiadas con los proyectos PIP 5064 y PEI 6369 de Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET). Las autoras desean agradecer a los señores árbitros Dr. I. Torres-Alvarado y Dr. D. Morata Céspedes quienes, a través de sugerencias y correcciones, han contribuido a mejorar este manuscrito.

REFERENCIAS

- 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*, 11, 437-448.
- Bayliss, P., Erd, D.C., Mross, M.E., Sabina, A.P., Smith, D.K., 1993, Mineral Powder Diffraction File, in Mrose, M.E., (ed.), Compiled for the Joint Committee on Powder Diffraction Standard: Pasadena, USA, 1396 p.
- Bird, D.K., Elders, W.A., Williams, A.E., McDowell, S.D., 1984, Calc-silicate mineralization in active geothermal systems: *Economic Geology*, 79, 671-695.
- Cho, M., Liou, J.G., 1987, Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition in the Karmutsen Metabasites, Vancouver Island, B.C.: *Journal of Petrology*, 28(3), 417-443.
- Cho, M., Liou, J.G., Maruyana, S., 1986, Transition from zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia: *Journal of Petrology*, 27, 467-494.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1986, Rock-forming minerals, Disilicates and ring silicates, v. 1B: London, Longman Scientific and Technical, 629 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1993, An introduction to the rock-forming minerals: London, Longman Scientific and Technical, 696 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2004, Framework silicates: London, The Geological Society of London, 982 p.
- Digel, S., Ghent, E.D., 1994, Fluid-mineral equilibrium in prehnite-pumpellyite to greenschist facies metabasites near Flin Flon, Manitoba, Canada: implications for petrogenetic grids: *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 467-177.
- Dong, G., Morrison, G.W., 1995, Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin: *Mineralium Deposita*, 30, 11-19.
- Dong, G., Morrison G.W., Jaireth S., 1995, Quartz textures in epithermal veins, Queensland —Classification, origin, and implication: *Economic Geology*, 90, 1841-1856.
- Evarts, R.C., Schiffman, P., 1983, Submarine hydrothermal metamorphism of the Puerto Ophiolite, California: *American Journal of Science*, 283, 283-340.
- Folguera, A., Iannizzotto, N.F., 2004, The Lagos La Plata and Fontana fold-and-thrust belt: long-lived orogenesis at the edge of western Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 541-566.
- Frey, M., De Capitani, C., Liou, J.G., 1991, A new petrogenetic grid for low-grade metabasites: *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 497-509.
- Gaines, R.V., Skinner, H.C., Foord, E.E., Mason, B., Rosenzweig, A., 1997, Dana's New Mineralogy, 8th Edition, London, John Wiley & Sons, Inc., 1819 p.
- Ghiara, M.R., Haller, M.J., Stanzione, D., Barbieri, M., Menditti, M., Castorina, F., Trudu, C., Demichelis, A.H., Meister, C.M., 1999, Calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Ver, Patagonian Cordillera (43°10'S): Geochemistry and geochronology, in 14 Congreso Geológico Argentino, Salta, 2, 179-181.
- Giacosa, R.E., Márquez, M.J., 1999, Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica septentrional y Precordillera Patagónica, en Caminos R. (ed.), *Geología Argentina: Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales*, 29(17), 444-459.
- González Bonorino, F., 1974, La Formación Millaqueo y la "Serie Porfírica" de la Cordillera Patagónica: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19(2), 145-154.
- Gordon, A., Ort, M., 1993, Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut, en 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 4, 120-127.
- Gottardi, G., Galli, E., 1985, *Natural Zeolitas*: Berlín, Springer Verlag, 409 p.
- Haller, M., Lapido, O., 1980, El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(2), 230-247.
- Haller, M., Lapido, O., 1982, The Jurassic-Cretaceous volcanism in the septentrional patagonian Andes, en Linares, E., Cordani, M., (eds.), *Symposium Magmatic Evolution of the Andes: Amsterdam, Earth Science Reviews*, 18, 395-410.
- Haller, M.J., Barbieri, M., Ghiara, M.R., Stanzione, D., Castorina, F., Trudu, C., Meister, C., 1996, Génesis y evolución del granito Futalaufquen, Andes Patagónicos (42° 40' - 42°50' S) en 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 13, 507-514.
- Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: *Nature*, 370, 519-527.
- Holland, T.J.B., Redfern, S.A.T., 1997, Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics: *Mineralogical Magazine*, 61, 65-77.
- Inoue, A., Utada, M., 1991, Smectite to chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, northern Honshu, Japan: *American Mineralogist*, 76, 628-640.
- Lapido, O., 1979, Descripción geológica de la Hoja 46 A, Río Pico, Provincia del Chubut: Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional, (inédito).
- Lizuain, A., 1999, El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártida I, Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional, en Caminos R. (ed.), *Geología Argentina: Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina, Anales*, 29(17), 433-459.
- Lizuain, A., Ragona, D., Folguera, A., 1995, Mapa geológico de la provincia del Chubut, escala 1:750.000: Buenos Aires, Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Montecinos, P., Fuentealba, C., Aguirre, L., Fonseca, E., Haller, J., 2004, Metamorfismo de muy bajo grado asociado a un sistema geotermal en rocas volcánicas básicas del Jurásico Medio, Formación Lonco Trapial, Paso Berwin, Chubut extra-andino: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4), 607-618.
- Montenegro, T., Vattuone, M.E., 2006, Estudio del espectro de absorción en el infrarrojo de prehnita, en Brodtkorb, M.K. de, Koukharsky, M., Quenardelle, S., Montenegro, T., (eds.), 8 Congreso de Mineralogía y Metalogía: Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.), 147-150.
- Pesce, A.H., 1979, Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los 43° 30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas, en 7 Congreso Geológico Argentino, Neuquén: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 257-270.
- Pirajno, F., 1992, *Hydrothermal Mineral Deposits: Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*: Heidelberg, Springer-Verlag, 709 p.
- Ramos, V.A., 1981, Descripción geológica de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana, provincia del Chubut: Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional, *Boletín*, 183, 1-130.
- Robinson, D., Bevins, R.E., 1999, Patterns of regional low-grade metamor-

- phism in metabasites, *in* Frey, M., Robinson, D. (eds), Low-grade metamorphism: London, Blackwell, 313 p.
- Robinson, D., Bevins, R.E., Aguirre, L., Vergara M., 2004, A reappraisal of episodic burial metamorphism in the Andes of central Chile: Contribution to Mineralogy and Petrology, 146, 513-528.
- Rolando, A.P., Hartmann, L.A., Etcheverry, R.O., Macambira, M.B., Fernández, R.R., Orestes, J.S., Schalamuk, I.A., Williams, W., Mexias, A., McNaughton, N., 2000, Encuadre geológico e isotópico de las mineralizaciones polimetálicas del Lago Fontana, Cordillera Patagónica, Argentina, *en* 9 Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas: Sociedad Geológica de Chile, 2, 355-359.
- Schiffman, P., Day, H.W., 1999, Petrological methods for the study of very low-grade metabasites, *in* Frey, M., Robinson D. (eds.), Low-Grade metamorphism: London, Blackwell, 313 pp.
- Schiffman, P., Fridleifsson, G.O., 1991, The smectite-chlorite transition in drillhole Nj-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations: Journal of Metamorphic Geology, 9, 679-696.
- Sillitoe, R.H., Cooper, C., Sale, M., Soechting, W., Echavarría, D., Gallardo, J.L., 2002, Discovery and geology of the Esquel low-sulfidation epithermal gold deposit, Patagonia, Argentina: Society of Economic Geologists, Special Publication, 9, 227-240.
- Soechting, W., 2002, Control litológico y estructural en el emplazamiento del sistema de vetas auríferas epitermales de cuarzo-calcedonia en el cordón de Esquel, Chubut, Argentina, *en* Cabaleri, N., Cingolani, C., Linares, E., López de Luchi, M., Ostera, H., Panarello, H. (eds.), 15 Congreso Geológico Argentino: El Calafate, Santa Cruz, Asociación Geológica Argentina, 272-277.
- Strunz, H., Nickel, E., 2001, Strunz Mineralogical Tables: Berlin and Stuttgart, Schweitzerbart'sche Verlags-Buchhandlung, 870 p.
- Utada, M., 2001, Zeolites in hydrothermally altered rocks, *in* Bish, D., Ming, D. (eds.), Natural Zeolites: occurrences, properties, applications: Washington, Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 45, 305-322.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O., 1999, Ceolitas cálcicas en vulcanitas del Cretácico Superior: su génesis en un paleosistema geotermal, El Molle, provincia de Chubut, República Argentina: *en* Dias-Brito, D., Carneiro de Castro, J., Rohn, R. (eds.), Boletim do V Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e I Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, Serra Negra, Brasil, Boletín, Publicación trienal, 213-218.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O., 2004, Edades K/Ar al este del cerro Nahuel Pan, Chubut. Implicancias en la correlación del Grupo Divisadero y del Choiyoi en el área: Revista Asociación Geológica Argentina, 59(3), 510-513.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O., Leal, P.R., 2000, Metamorfismo de muy bajo grado en volcanitas mesozoicas de la cordillera patagónica (42°-43° S), Chubut, República Argentina, *en* 9 Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 2, 545-547.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O., Leal, P.R., 2005, Polimetamorfismo de muy bajo a bajo grado en rocas volcánicas jurásico-cretácicas al sur de Cholila, Chubut, Patagonia Argentina: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(3), 313-328.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O., Leal, P.R., 2006, Mineralogía y paragénesis de dachiardita cálcica en rocas volcánicas cretácicas ceolitizadas, Esquel, Chubut, Patagonia Argentina: Revista Geológica de Chile, 33(1), 161-176.
- Wheeler, R.S., Browne, P.R.R., Rodgers, K.A., 2001, Iron-rich and iron-poor prehnites from the Way Linggo epithermal Au-Ag deposits, southwest Sumatra, and the Heber geothermal field, California: Mineralogical Magazine, 65(3), 397-406.

Manuscrito recibido: Noviembre 20, 2007

Manuscrito corregido recibido: Abril 24, 2008

Manuscrito aceptado: Mayo 18, 2008