

CARACTERIZACIÓN DE ROCAS ULTRAMÁFICAS, MÁFICAS Y METASEDIMENTARIAS DEL CORDÓN DEL PEÑASCO, PRECORDILLERA OCCIDENTAL, MENDOZA

Florencia L. BOEDO^{1,2}, Graciela I. VUJOVICH^{1,2} y Silvia P. BARREDO¹

¹ Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (Laboratorio de Tectónica Andina). Depto. de Cs. Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. E-mail: florenciaboedo@gmail.com

RESUMEN

En el cordón del Peñasco, ubicado en el sector norte de la provincia de Mendoza, dentro del ámbito de la Precordillera Occidental, afloran metasedimentitas en contacto tectónico con una asociación máfica-ultramáfica. Dentro de las metasedimentitas en facies esquistos verdes se han reconocido dos asociaciones: metalimolitas carbonáticas y metaareniscas y metapelitas. Las rocas máficas-ultramáficas están representadas por serpentinitas derivadas de harzburgitas y dunitas, gabros bandeados metamorfizados en facies granulita; diabasas constituyendo diques o filones capa, metabasaltos amigdaloides y metahialoclastitas con bajo grado de metamorfismo. Se realizaron estimaciones termométricas en una granulita máfica (gabro bandado) utilizando el par granate-clinopiroxeno, obteniéndose temperaturas de 884°C. Las mismas permiten estimar que estos cuerpos experimentaron metamorfismo de alta temperatura, para posteriormente retrogradar a facies esquistos verdes, sobre la base de aspectos mineralógicos y texturales. Con respecto a las unidades metasedimentarias, el paleoambiente inferido para la unidad de metaareniscas y metapelitas corresponde a pie de talud continental con predominio de sedimentación gravitacional sobre la base de estructuras sedimentarias reconocidas. Mientras que la unidad de metalimolitas carbonáticas pertenecerían a un ambiente marino profundo. Estas unidades han sido asignadas al Eopaleozoico a partir de criterios estratigráficos y deformadas y metamorfizadas hacia fines del Devónico como consecuencia de la orogenia Chánica.

Palabras clave: *Precordillera occidental, rocas máficas-ultramáficas, metasedimentitas, granulita máfica, termometría.*

ABSTRACT

Characterization of ultramafic, mafic and metasedimentary rocks of the Cordón del Peñasco, western Precordillera, Mendoza.

In Cordón del Peñasco area, located in northern Mendoza province, western Precordillera, metasedimentites are in tectonic contact with a mafic-ultramafic association. The former have been under greenschist facies metamorphism and two associations have been recognized: carbonate metasiltstones and metasandstones and metapelites. The mafic-ultramafic association is represented by serpentinitized peridotites derived from dunites and harzburgites, layered gabbros in granulite facies; diabase dikes or sills, amigdaloid metabasalts and metahyaloclastic rocks with low grade metamorphism. In this contribution, we have estimated metamorphic temperatures on a mafic granulite (layered gabbro) based on garnet-clinopyroxene, obtaining a temperature of 884°C. This suggests that these bodies have been under high temperature metamorphism and were later retrogressed to greenschist facies, evidenced by mineralogical and textural aspects. Regarding the metasedimentary units, the paleoenvironment of the metasandstones and metapelites association corresponds to a continental slope with turbiditic sedimentation, as suggested by sedimentary structures. The carbonate metasiltstone unit belongs to a deep marine environment. These units have been assigned to Eopaleozoic times based on stratigraphic criteria and deformed and metamorphosed in late Devonian as a consequence of Chánica orogeny.

Keywords: *Western Precordillera, mafic-ultramafic rocks, metasedimentites, mafic granulite, thermometry.*

INTRODUCCIÓN

En líneas generales, la estratigrafía eopaleozoica de la Precordillera Occidental está dominada por asociaciones de facies marino profundas y de talud predominantemente silicoclásticas, que contienen olistolitos provenientes de la plataforma

carbonática, y olistolitos silicoclásticos procedentes del substrato de la misma (véase Astini *et al.* 2000, entre otros). Afectadas por intensa deformación y metamorfismo de bajo a muy bajo grado, estas asociaciones de rocas están vinculadas espacialmente a una secuencia de rocas máficas y ultramáficas compuesta por la-

vas almohadilladas, complejos de diques, gabros estratificados y tectonitas basales ultramáficas, de rumbo norte-sur y signatura de E-MORB (Haller y Ramos 1984, 1993, Ramos *et al.* 1984, 1986, Kay *et al.* 1984, 2005, Cortés y Kay 1994, Fauqué y Villar 2003, Martina y Astini 2009). En la Precordillera occidental se han reconoci-

do varios episodios de deformación tanto dúctil como frágil ocurridos durante los ciclos Famatiniano, Gondwánico y Ándico (von Gosen 1997, Cortés *et al.* 1999a, Gerbi *et al.* 2002). La estructuración eopaleozoica muestra una gran complejidad, siendo la vergencia dominante hacia el oeste (Ramos *et al.* 1984, 1986, Davis *et al.* 1999, von Gosen, 1997, Gerbi *et al.* 2002). En general, los cuerpos máficos-ultramáficos y las sucesiones metasedimentarias del ámbito occidental de la Precordillera han sido relevados y analizados parcialmente, por lo que se requieren estudios de detalle para caracterizarlos y relacionarlos entre sí y con otros similares ubicados en Cordillera Frontal. En particular, la zona de estudio, ubicada en el cordón del Peñasco, se encuentra en el extremo norte de la provincia de Mendoza, entre los 32°6'20" y 32°14'19" LS y 69°9'15" y 69°3'55" LO. Se localiza a aproximadamente 70 km al norte de la localidad de Uspallata (Fig. 1) y se llega a ella a través de la ruta nacional 153. La misma ha sido escasamente relevada y estudiada en comparación a otras localidades de la Precordillera occidental donde afloran sucesiones semejantes. Esta contribución pretende profundizar en el conocimiento de las sucesiones mencionadas a partir de la descripción y mapeo de nuevos cuerpos ígneos, de su estudio petrológico y metamórfico mediante cortes delgados, análisis de química mineral y estimaciones termométricas, y de la caracterización de las metasedimentitas asociadas a partir del análisis de perfiles sedimentológicos con especial énfasis en las estructuras sedimentarias preservadas, que permitieron caracterizar el ambiente de depositación.

LA FAJA MÁFICA-ULTRAMÁFICA DE LA PRECORDILLERA

Los afloramientos de la faja máfica-ultramáfica se encuentran en distintas localidades del margen occidental de la Precordillera y se describen a continuación de sur a norte.

Los afloramientos más australes de la faja máfica-ultramáfica corresponderían a

los localizados en el área de la cuchilla de Guarguaraz, en el sector del río Las Tunas, Cordillera Frontal. Allí afloran unidades de grado medio con micaesquistos y anfibolitas intercaladas, mármoles y serpentinitas (Zardini 1959, Villar 1969, 1970, 1998, Bjerg *et al.* 1990, Gregori *et al.* 1997, López y Gregori 2004, López *et al.* 2009, Willner *et al.* 2011 y otros allí mencionados). Por otro lado, al norte del río Las Tunas, en el cordón del Plata, domina una secuencia silicoclástica, con diques microgábricos y bajo grado metamórfico (Page y Vujovich 1997). Tanto las rocas metasedimentarias como las ultramafitas están atravesadas por diques basálticos (López *et al.* 2009). Edades U/Pb en circones detriticos muestran una edad máxima de depositación para los metasedimentos de la cuchilla de Guarguaraz de 563 Ma (Willner *et al.* 2008). Esto es consistente con recientes hallazgos de fauna de cianobacterias y acritarcos de presumible edad vendiana-cámbrica (López *et al.* 2009) y una edad de 655 ± 76 Ma (isocrona Sm-Nd roca total) para una metabasita intercalada, interpretada como probable edad de cristalización del protolito (López *et al.* 2009).

En el cordón de Bonilla, Precordillera mendocina, se destacan cuerpos de serpentinitas, metagabros, metabasaltos, metadiabasas y metahialoclastitas, asociados a metasedimentitas de ambiente marino (Cosentino 1968, Cortés *et al.* 1999b). En la sierra de las Cortaderas y en el sector del cerro Pozo, la faja de rocas máficas y ultramáficas se compone de piroxenitas, peridotitas, granulitas, gabros y microgabros, diabasas, plagiogranitos y anfibolitas (Harrington 1971, Días y Zanoni de Tonel 1987, 1992, Figueredo 1997, Davis *et al.* 1999, Gerbi *et al.* 2002). Estas litologías se encuentran intensamente serpentinizadas, uralitizadas y presentan evidencias de cloritización, epidotización y saussuritización. Se han reconocido, además, en manifestaciones muy subordinadas, rodinigitas (Días y Zanoni de Tonel 1987) y oficalcitas (Davis *et al.* 1999).

En el cordón del cerro Redondo y el cordón del Sandalio, al oeste de la sierra de las Cortaderas, Cortés (1992) describe la-

vas almohadilladas y diques intercalados con fangolitas y areniscas portadoras de restos vegetales silúricos. Los cuerpos de roca han sido segmentados por *boudinage* y estructuras *pinch and swell* y deformados por cizalla simple levógira (Cortés y Kay 1994).

Entre la zona de Calingasta y Barreal, y a lo largo del río San Juan, Quartino *et al.* (1971) describen lavas almohadilladas y cuerpos tabulares concordantes de doleritas y doleritas gabroides no olivínicas intercalados con depósitos turbidíticos asignados al Caradociano-Ashgilliano (Hirnantiano?) en base a graptofauna (Blasco y Ramos 1976, Brussa *et al.* 1999). Estos últimos han sido afectados por metasomatismo vinculado a la intrusión de pórfiros andesíticos pérmicos (Sillitoe 1977), que dieron lugar a anfibolitización y biotitización.

En el sector norte de la sierra del Tigre afloran lavas almohadilladas, filones capa gábricos, peridotitas y espesartitas (Cardó y Díaz 1999) vinculadas a secuencias turbidíticas de ambiente de talud y cuenca profunda (Haller y Ramos 1984).

En el río Jáchal, en las cercanías de la localidad de Rodeo, afloran lavas almohadilladas, basaltos con disyunción columnar, filones capa y diques máficos y ultramáficos que se encuentran intercalados o intruyendo depósitos turbidíticos del Caradociano-Ashgilliano (Hirnantiano?) (Blasco y Ramos 1976, Brussa *et al.* 1999, Cardó y Díaz 1999, Furque *et al.* 1999).

Los afloramientos más septentrionales de la faja se ubican en la quebrada del río Bonete, en la Precordillera de Jagüé, donde afloran secuencias turbidíticas psamíticas relacionadas tectónicamente con diques y filones diabásicos y lavas almohadilladas (Kay *et al.* 1984, Astini *et al.* 2000, Martina y Astini 2009) asignados al Ordovícico por sus relaciones estratigráficas y sobre la base de una edad U-Pb en circones (454 ± 35 Ma) (Fauqué y Villar 2003).

LA FAJA MÁFICA-ULTRAMÁFICA EN EL CORDÓN DEL PEÑASCO

El cordón del Peñasco está constituido, en

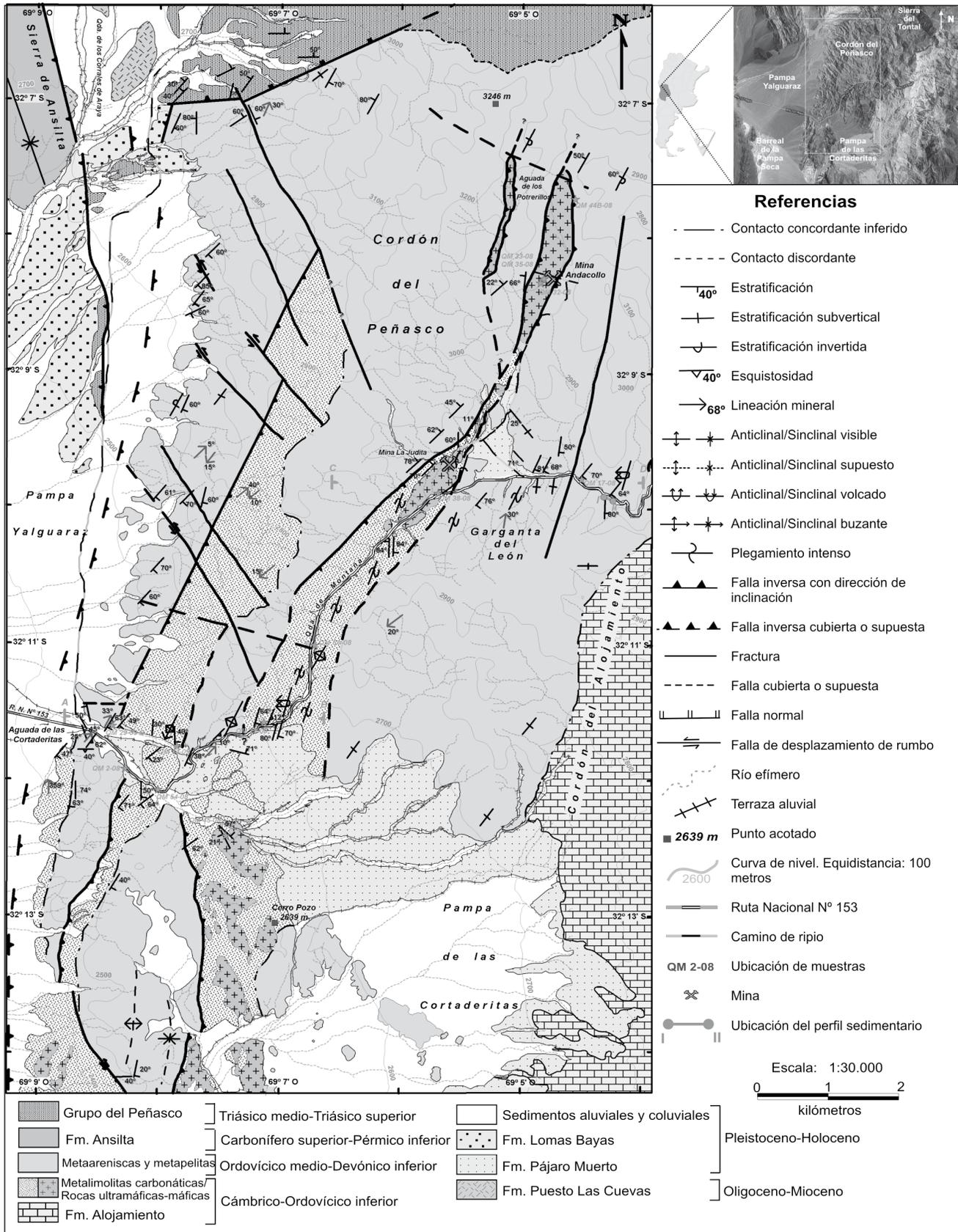


Figura 1: Mapa geológico del área del cordón del Peñasco (Boedo 2010).

su mayoría, por rocas asignadas al Paleozoico inferior (Harrington 1971, Pöthe de Baldís e Ichazo 1987, Cortés *et al.* 1999a). Allí afloran metacalizas, metadolomías y metasedimentitas asociadas a rocas máficas y ultramáficas metamorizadas de similares características a las halladas en la localidad de sierra de las Cortaderas.

La extensión de la faja en este sector varía entre 1,5 km y 3 km y su potencia alcanza, en algunos sectores, los 400 metros. Su rumbo es norte-sur desde el sur de la pampa de las Cortaderitas hasta la quebrada de Montaña, para luego volverse noreste-sudoeste ($Az=30^\circ$) desde dicha quebrada hasta el noreste del cordón del Peñasco (Fig. 1). Está constituida por rocas ultramáficas serpentinizadas, gabros bandeados, cuerpos de diabasas (diques y/o filones capa) y metavolcanitas, representadas por metahialoclastitas y metabasaltos. Los cuerpos ígneos se encuentran metamorizados en facies esquistos verdes y están emplazados tectónicamente en metasedimentitas de ambiente marino, las cuales se describirán más adelante.

Rocas ultramáficas y gabros bandeados

Las serpentinitas se encuentran ampliamente distribuidas, formando una escama tectónica más o menos continua, con cuerpos lenticulares de dimensiones variables, que afloran en el área del cerro Pozo, continúan en la quebrada de Montaña, y llegan a las proximidades de la aguada de los Potrerillos (Fig. 1). Son rocas de color verde oscuro, verde claro, gris verdoso y negro, su brillo varía entre mate y vítreo y su aspecto es masivo. En algunos sectores, como en la zona de la mina La Judita y en las cercanías de la aguada de los Potrerillos, puede observarse el desarrollo de venas y venillas compuestas por antigorita que disectan las serpentinitas. Microscópicamente, las rocas ultramáficas presentan una serpentización avanzada, en donde es posible reconocer relictos de cristales primarios de clinopiroxeno y ortopiroxeno. En las muestras de la quebrada de Montaña, se distinguen blastos de antigorita en textura interpenetrativa alterando a cristales de olivina,

escasos blastos de bastita en reemplazo de ortopiroxeno, y venillas plegadas de lizardita-crisotilo que disectan toda la roca y que, a su vez, son disectadas por finas venillas de talco (Fig. 2a). Acorde a la asociación mineral reconocida, estos cuerpos han alcanzado condiciones de metamorfismo en facies de grado medio (cristalización de antigorita) y luego sufrieron metamorfismo retrógrado a facies esquistos verdes (venillas de lizardita-crisotilo y talco). A pesar de que la intensa serpentización ha obliterado los rasgos primarios de la roca, es posible inferir sobre la base de texturas observadas y la composición mineralógica, que los protolitos corresponderían a dunita y harzburgitas.

Al norte del cerro Pozo (Fig. 1), se observan cuerpos de gabros bandeados composicionalmente formados por una alternancia de capas melanocráticas y leucocráticas de espesor variable entre centímetros y decenas de centímetros. Las capas melanocráticas están conformadas por granate de hasta 0,5 cm de diámetro, clinopiroxeno y minerales opacos, mientras que las capas leucocráticas se encuentran dominadas por plagioclasa. Microscópicamente, poseen textura granoblástica bandeadada integrada principalmente por granate, plagioclasa y clinopiroxeno, y en menor medida, cuarzo y minerales opacos. Los cristales de granate y clinopiroxeno conforman las bandas melanocráticas que se observan en muestra de mano. El primero presenta individuos intensamente fracturados que poseen colas de presión asimétricas en torno a los mismos. Los cristales de clinopiroxeno se observan flexurados. Los cristales de plagioclasa son anhedrales y se encuentran intensamente alterados a un agregado de grano muy fino y color castaño. Los cristales de cuarzo son anhedrales y poseen formas alargadas observando cierta lineación, por lo que su origen estaría vinculado a deformación. Estos individuos presentan, además, extinción ondulosa y fragmentosa. Los minerales opacos son de color rojo y negro y también conforman las bandas melanocráticas observadas en muestra de mano. En las cercanías de la mina Andacollo (Fig. 1) los gabros bandeados se asocian

a rocas ultramáficas y a granulitas máficas cuyo protolito correspondería a una roca gábrica. Las rocas ultramáficas (dunita y piroxenitas) son de color negro, aspecto fresco y de textura granosa mediana a gruesa. Microscópicamente, poseen textura granoblástica y están conformadas por ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos. Las granulitas máficas son de color gris verdoso y su textura es granoblástica. Presentan granate de hasta 2 mm de tamaño, rodeados por halos de color blanquecino inmersos en una matriz de grano muy fino. Microscópicamente, poseen textura granoblástica a porfiroblástica con estructura bandeadada, y están constituidas por granate, clinopiroxeno, plagioclasa muy alterada y cuarzo. Los porfiroblastos de granate se encuentran alineados. Presentan coronas de reacción kelifíticas compuestas por un agregado mineral de grano muy fino compuesto por cloritas, albita y mica blanca (Fig. 2b). Los cristales de clinopiroxeno están flexurados y presentan exsolución de piroxeno (Fig. 2b). En algunos sectores, se observan mosaicos de clinopiroxeno, plagioclasa y cuarzo. En base a su mineralogía y texturas, estos cuerpos, cuyo protolito podría corresponder a un gabro, habrían alcanzado condiciones de metamorfismo en facies de granulita y, posteriormente, habrían retrogradado a facies esquistos verdes. Los análisis de química mineral fueron realizados sobre una muestra de esta litología que fue tomada en la zona de la mina Andacollo (Fig. 1).

Metadiabasas y metavolcanitas

Las metadiabasas afloran al norte del cerro Pozo y en la quebrada de Montaña (Fig. 1). Se alojan en una lámina de metasedimentitas localizada al oeste de aquella en donde se alojan las serpentinitas y gabros bandeados. Conforman cuerpos lentiformes de textura granoblástica mediana, cuyos colores de alteración son castaños, ocres, negros y verde oscuro. En la quebrada de Montaña, las lentes aflorantes poseen un ancho promedio de 3 m y un largo máximo de 9 metros.

Las metadiabasas poseen textura granoblástica y están formadas principalmente

te por cristales de clinopiroxeno, que presentan coronas de reacción de tremolita-actinolita, plagioclasas intensamente alteradas a minerales del grupo del epidoto y de las arcillas, y minerales opacos. Sobre la quebrada de Montaña es posible apreciar la presencia de metavolcanitas color verde oscuro a castaño que presentan amígdalas de carbonatos y cuarzo, en algunos sectores, intensamente deformadas y alineadas. Se ha reconocido, además, la presencia de clivaje de crenulación al igual que en las metasedimentitas copaleozoicas aflorantes en el área.

Al microscopio, las metavolcanitas se componen de una matriz de cloritas y minerales opacos de muy pequeño tamaño. Las vesículas se encuentran rellenas predominantemente por mosaicos de calcita y, en menor medida, por mosaicos de cuarzo. Estas amígdalas presentan evidencias de deformación como colas de presión, las cuales están constituidas esencialmente por clorita (Fig. 2c). Los cristales de calcita presentan macla por deformación.

Asociadas a la litología descrita, se reconoce un cuerpo de roca de textura brechosa, matriz soportado, compuesto por clastos angulosos (pertenecientes a la metavolcanita recién descrita y a filitas) de hasta 6 cm de tamaño. En el cordón de las Cortaderas y Bonilla, se han descrito rocas de aspecto similar que fueron interpretadas como flujos metavolcánicos por Davis *et al.* (1999) y como metahialoclastitas por Cortés *et al.* (1999b).

Petrográficamente, se reconocen clastos deformados texturalmente similares a la metavolcanita descrita anteriormente. La matriz está compuesta principalmente por trizas vítreas relictas alteradas y deformadas, cuarzo, mica blanca, minerales opacos y cloritas (Fig. 2d). Se interpreta a estos cuerpos como flujos lávicos derramados en un ambiente submarino, que se fragmentaron al entrar en contacto con el medio acuoso como resultado de contraste térmico (Mc Phie *et al.* 1993). Según las observaciones de campo y las características de las rocas descritas, la metavolcanita amígdaloide correspondería a un cuerpo de roca volcánico que no sufrió fragmentación y podría ubicarse dentro

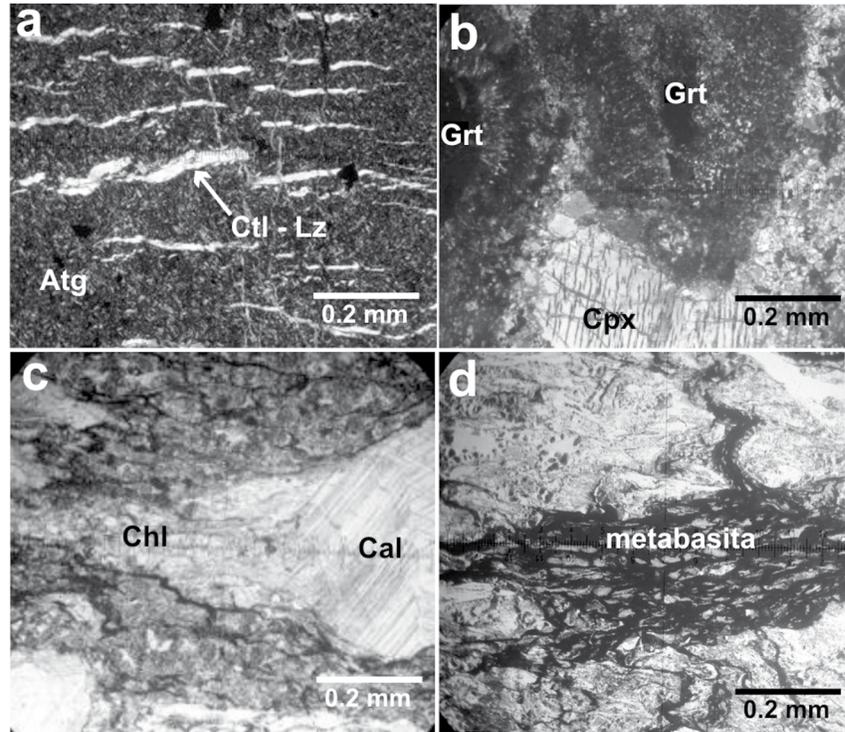


Figura 2: Aspectos petrográficos de las rocas máficas y ultramáficas del cordón del Peñasco. a) Fotomicrografía a nicoles cruzados correspondiente a una serpentinita donde se ilustra una textura interpenetrativa de antigorita disectada por venillas de crisotilo-lizardita. b) Fotomicrografía a nicoles cruzados correspondiente a una granulita máfica que presenta granates con coronas de reacción y clinopiroxenos flexurados con exsolución de cuarzo. c) Fotomicrografía a nicoles paralelos de una metabasita en donde se observa una amígdala con desarrollo de colas de presión. d) Fotomicrografía a nicoles paralelos de una metahialoclastita donde se ilustra un clasto de metabasita amígdaloide deformado e inmerso en una matriz vítreo.

de un dique alimentador o en la boca del mismo. Con respecto a la metahialoclastita, la misma correspondería a un flujo volcánico depositado en las cercanías de la boca del dique alimentador submarino.

QUÍMICA MINERAL

Procedimiento analítico

Los análisis de minerales fueron llevados a cabo en la Universidad de Huelva, España, donde se utilizó la microsonda electrónica JEOL JXA-8200, la cual consta de cuatro espectrómetros de dispersión de rayos X. El tiempo de medición de cada elemento fue entre 10 y 30 segundos con un potencial de voltaje de 15 kV y un rayo incidente de 20 nA de corriente y 5 μm de ancho. Para dicho tratamiento se utilizaron como estándares tanto materiales naturales como sintetizados. Los resultados obtenidos se presentan en los cuadros 1 y 2.

Resultados obtenidos

Los clinopiroxenos y granates analizados no presentan variaciones composicionales significativas de núcleo a borde (Fig. 3a y b).

Se ha obtenido una composición para el granate de 42,3-43,7% almandino y 40,4-42,0% piropero. Presentan altos contenidos de Al_2O_3 (22,7-23,0%), MgO (10,9-11,4%), y CaO (5,6-5,9%), y bajos valores de MnO y Cr_2O_3 (hasta 0,37 y 0,16% respectivamente) (Cuadro 1). En el perfil composicional (Fig. 3a) puede reconocerse que su composición es homogénea al no distinguir grandes variaciones en sus fracciones molares de Fe, Mg, Ca y Mn. Los valores de #Mg (#Mg = $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) hallados varían entre 0,48 y 0,50 (Cuadro 1).

Los clinopiroxenos pertenecen al grupo de piroxenos de Ca-Mg-Fe (Quad) (Fig. 3c) y se los clasifica como diópsido (Fig. 3d), según Morimoto *et al.* (1988), debido a que poseen una relación molecular pro-

CUADRO 1: Composición representativa de granate (normalizado a 12 oxígenos).

Tipo de roca	Granulita máfica														
Muestra	QM 32-08														
Punto	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	26	27	28	29
SiO₂	40,22	40,13	40,23	40,05	40,00	39,89	40,05	39,97	40,09	40,35	40,27	40,23	40,21	39,83	39,97
TiO₂	0,09	0,09	0,09	0,05	0,05	0,10	0,03	0,04	0,04	0,10	0,05	0,08	0,06	0,06	0,59
Al₂O₃	22,86	22,87	23,03	23,09	23,01	22,90	23,02	22,93	23,00	22,87	22,85	22,80	22,73	22,76	22,81
MgO	11,29	11,11	11,42	11,09	11,43	11,33	11,20	11,22	11,25	11,43	11,28	11,01	10,99	11,00	10,93
FeO	20,59	20,55	20,71	20,43	20,60	20,53	20,67	20,74	20,54	20,64	20,41	20,50	21,16	20,61	20,87
CaO	5,84	5,82	5,73	5,91	5,75	5,62	5,78	5,78	5,73	5,69	5,74	5,74	5,73	5,72	5,65
MnO	0,36	0,30	0,27	0,32	0,33	0,28	0,28	0,31	0,29	0,33	0,27	0,37	0,36	0,30	0,27
Cr₂O₃	0,05	0,10	0,16	0,00	0,07	0,08	0,09	0,15	0,11	0,14	0,06	0,05	0,06	0,07	0,11
Total	101,29	100,96	101,64	100,94	101,24	100,73	101,12	101,14	101,03	101,55	100,91	100,79	101,30	100,32	101,20
Si	2,99	2,99	2,98	2,98	2,97	2,98	2,98	2,97	2,98	2,99	3,00	3,00	2,99	2,99	2,97
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Al	2,00	2,01	2,01	2,03	2,02	2,01	2,02	2,01	2,02	2,00	2,00	2,00	1,99	2,01	2,00
Mg	1,25	1,23	1,26	1,23	1,27	1,26	1,24	1,24	1,25	1,26	1,25	1,22	1,22	1,23	1,21
Fe²⁺	1,28	1,28	1,28	1,27	1,28	1,28	1,29	1,29	1,28	1,28	1,27	1,28	1,32	1,29	1,30
Ca	0,46	0,46	0,45	0,47	0,46	0,45	0,46	0,46	0,46	0,45	0,46	0,46	0,46	0,46	0,45
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg#	0,49	0,49	0,50	0,49	0,50	0,50	0,49	0,49	0,49	0,50	0,50	0,49	0,48	0,49	0,48

Mg# = Mg/(Mg+Fe) usando átomos por fórmula unidad.

CUADRO 2: Composición representativa de clinopiroxeno (normalizado a 6 oxígenos).

Tipo de roca	Granulita máfica						
Muestra	QM 32-08						
Punto	15	16	17	19	22	25	31
SiO₂	51,04	52,58	50,87	50,54	50,97	51,00	51,62
TiO₂	0,33	0,13	0,51	0,53	0,72	0,46	0,43
Al₂O₃	4,01	2,08	4,22	4,44	5,39	4,89	3,37
MgO	13,48	14,76	13,39	13,32	12,48	12,65	13,57
FeO	6,99	6,43	6,91	7,27	7,47	7,73	6,65
CaO	22,31	22,39	22,26	22,16	21,01	21,12	22,28
MnO	0,09	0,14	0,17	0,12	0,06	0,13	0,14
K₂O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Na₂O	0,58	0,51	0,60	0,59	1,28	0,96	0,57
Cr₂O₃	0,07	0,05	0,07	0,16	0,04	0,10	0,09
Total	98,91	99,07	98,99	99,14	99,42	99,05	98,71
Si	1,91	1,95	1,90	1,88	1,89	1,90	1,93
Al(4)	0,18	0,09	0,19	0,20	0,24	0,22	0,15
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe+2	0,22	0,20	0,22	0,23	0,23	0,24	0,21
Mg	0,75	0,82	0,74	0,74	0,69	0,70	0,76
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,89	0,89	0,89	0,89	0,84	0,84	0,89
Na	0,04	0,04	0,04	0,04	0,09	0,07	0,04
Mg#	0,77	0,80	0,78	0,77	0,75	0,74	0,78

Mg# = Mg/(Mg+Fe) usando átomos por fórmula unidad.

medio de En₄₀Fs₁₂Wo₄₇ (Fig. 3c). Poseen altos valores de CaO (22,3-22,1%) y MgO (12,4-14,7%) y bajos contenidos de FeO (hasta un 7,7%), Na₂O (0,5-1,2%), MnO y Cr₂O₃ (ambos hasta 0,1%) (Cuadro 2). Los

valores de #Mg son del orden de 0,77 pudiéndose reconocer, en el perfil composicional (Fig. 3b), un leve aumento en Mg de borde a núcleo desde 0,77 a 0,80, seguido de una disminución a 0,74. Por el contra-

rio, se observa una disminución en Fe de borde a núcleo de 0,22 a 0,19 seguido de un leve incremento a 0,25.

También se ha observado la presencia de ilmenita. La misma presenta valores entre 45,5 y 46,2% FeO, 2,5 y 2,7% MnO, y valores extremadamente bajos de Cr₂O₃ y MgO (ambos hasta un 0,1%).

En la sierra de las Cortaderas, Davis *et al.* (1999) realizaron estudios de química mineral en granulitas máficas, obteniendo una composición para el granate de 33-45% piropero y clinopiroxenos ricos en Na y Al^{VI} respecto de sus equivalentes ígneos. La composición de granate obtenida en este trabajo es menos variable, entre 40,4 y 42,0% piropero, sin embargo se encuentra dentro del rango composicional obtenido por Davis *et al.* (1999).

Geotermometría

Varios estudios experimentales han demostrado que el intercambio Fe²⁺-Mg entre granate y clinopiroxeno depende de las condiciones físicas externas y de las variaciones composicionales internas. El geotermómetro granate-clinopiroxeno se basa en el intercambio de los cationes mencionados entre los miembros finales de estos minerales según la reacción:

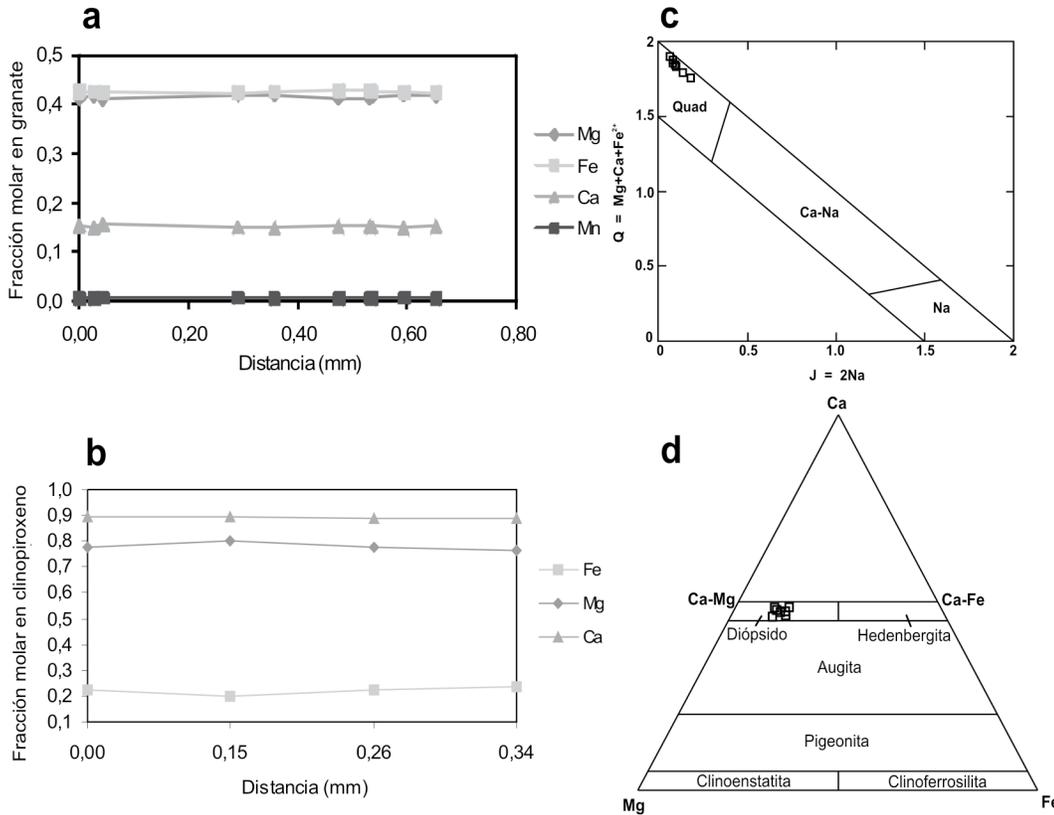
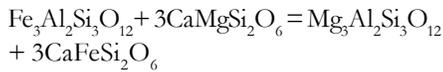


Figura 3: Características químicas del granate y clinopiroxeno de las granulitas máficas del cordón del Peñasco. a) Perfil composicional de un cristal de granate correspondiente a granulita máfica. b) Perfil composicional de un cristal de clinopiroxeno correspondiente a granulita máfica. c) Clasificación de clinopiroxenos, según Morimoto *et al.* (1988) correspondientes a la granulita máfica. Los cristales analizados pertenecen al campo de piroxenos de Ca-Fe-Mg (Quad). d) Los cristales de clinopiroxeno pertenecientes a la granulita máfica se clasifican como diópsidos según Morimoto *et al.* (1988).



almandino + diópsido = piropo + hedenbergita (Pattison y Newton 1989).

La aplicación de este geotermómetro se realizó utilizando las composiciones de núcleo y borde de granate y clinopiroxeno. Las variaciones en #Mg desde bordes a núcleo del granate y, sobre todo del clinopiroxeno, han generado muy pequeñas variaciones en las temperaturas obtenidas con este geotermómetro: al disminuir el #Mg en clinopiroxeno, la temperatura calculada es menor. Las temperaturas estimadas, a través del programa TWQ (Berman 1991), fueron de 883,7-883,9 y 884-884,2°C en borde y núcleo respectivamente. Estos valores son coherentes con la mineralogía y texturas de alta temperatura reconocidas al microscopio y permiten estimar que esos cuerpos experimentaron un metamorfismo de alto grado en facies granulita.

No se han obtenido análisis concluyentes para definir la composición de las plagioclasas debido a que las mismas se encuentran intensamente alteradas. Se deberán

profundizar los estudios para tratar de lograr estimaciones barométricas apropiadas. Sin embargo, puede estimarse que la roca estuvo sometida a presiones elevadas, mayores a 7,5 kilobares, a partir de la paragénesis observada al microscopio (cpx + grt + pl + ilm) (abreviaturas según Kretz 1983). Esta asociación mineral es característica de condiciones de mayor presión dentro de la facies granulita (Spear 1993, O'Brien y Rötzler 2003, Pattison 2003) ya que a medida que aumenta la presión, se forma granate a expensas de ortopiroxeno y plagioclasa, pasando de una paragénesis con opx + cpx + pl a una asociación más estable con grt + cpx + pl (Pattison 2003).

En concordancia con las temperaturas obtenidas en este trabajo, Davis *et al.* (1999) realizaron cálculos preliminares de presión-temperatura sobre granates de granulitas máficas de la sierra de las Cortaderas, los cuales arrojaron valores de presión mínima de 9 kbar y temperaturas entre 850-1000°C.

Por otro lado, en la zona de Calingasta, Rubinstein *et al.* (1998) realizaron estudios

de termometría sobre cloritas en lavas almohadilladas y diques, obteniendo temperaturas entre 239-304°C. Estos valores son consistentes con los obtenidos por Robinson *et al.* (2005) (T= 250-350°C, P= 2-3 kilobares) en la misma región. Estas estimaciones, realizadas en los términos superiores de la secuencia ofiolítica (lavas almohadilladas y diques), corresponderían al evento metamórfico de bajo grado en facies esquistos verdes acaecido en el Devónico medio a tardío (Cucchi 1971, Buggisch *et al.* 1994, Davis *et al.* 1999).

LAS UNIDADES METASEDIMENTARIAS DEL CORDÓN DEL PEÑASCO

Actualmente existe una problemática en la nomenclatura estratigráfica de las unidades eopaleozoicas de la región de estudio. En un principio, Harrington (1971) definió el Grupo Villavicencio para referirse a rocas metasedimentarias e ígneas de edad paleozoica temprana que afloran en el norte de la Precordillera mendocina.

El autor subdividió a dicho grupo en tres facies: Alojamiento, Normal y Cortadera. Posteriormente, Cucchi (1972) definió la Formación Cortaderas agrupando las facies Normal y Cortadera. Sin embargo, dicho nombre, vigente actualmente, ya había sido utilizado por Furque (1956) para describir rocas de edad carbonífera inferior en la Precordillera de San Juan. A su vez, Cortés *et al.* (1999a) proponen nuevas nomenclaturas aún no validadas debido al carácter inédito del trabajo. Dado lo expuesto previamente y que todavía no se cuenta con los elementos suficientes como para redefinir o definir nuevas unidades estratigráficas, se ha tomado un criterio similar al adoptado por Davis *et al.* (1999) y Gerbi *et al.* (2002) para la descripción de las secuencias metasedimentarias del cordón del Peñasco.

Metalimolitas carbonáticas

Esta unidad equivale a la “Facies Cortadera” definida por Harrington (1971) y a parte de la Formación Cortaderas de Cucchi (1972). Aflora al oeste del cerro Pozo, en la quebrada de Montaña, continuando hacia el norte en el cordón del Peñasco (Fig. 1) y hacia el sur en la sierra de las Cortaderas. La misma está conformada por filitas y pizarras de protolito pelítico, que en algunos casos presentan nódulos de color negro y pocos milímetros de diámetro, e intercalaciones menores de metacuarcitas, metamargas y calizas brechadas. Sus colores varían entre gris, verde y gris azulado y su brillo es sedoso. Las metasedimentitas presentan un destacado desarrollo de clivaje de crenulación (Fig. 4a). Sin embargo, en las proximidades de los contactos, normalmente tectónico, con las rocas máficas y ultramáficas, este clivaje se encuentra totalmente desdibujado. El rumbo de los planos de esquistosidad medidos en la aguada de las Cortaderitas y la quebrada de Montaña es norte-sur con desviaciones hacia el cuadrante noeste. Esto coincide con lo expuesto por Harrington (1971) y Cucchi (1972).

Microscópicamente, las pizarras están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, mica blanca, clorita, cirkón y minerales opacos. Se observa,

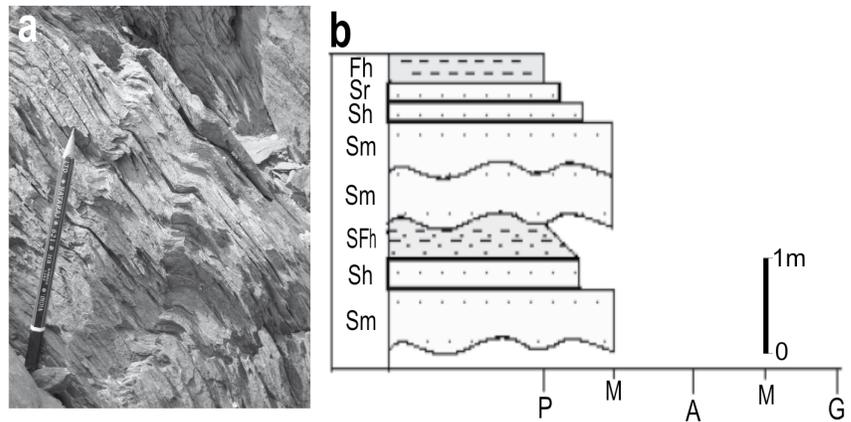


Figura 4: Aspectos sedimentológicos de las metasedimentitas del cordón del Peñasco. a) Afloramiento correspondiente a pizarras de la asociación metalimolitas carbonáticas con desarrollo destacado de clivaje de crenulación. b) Diagrama representativo de los depósitos turbidíticos interpretados para la asociación metaareniscas y metapelitas. Referencias: *Sm*: metaareniscas masivas, *Sh*: metaareniscas con laminación horizontal, *SFh*: metaareniscas limolíticas con laminación horizontal, *Sr*: metaareniscas con laminación ondulítica, *Fh*: metapelitas con laminación horizontal.

además, el desarrollo de venillas concordantes y discordantes a la foliación, rellenas por cuarzo y minerales opacos de tamaño variable. En cuanto a la microestructura, presentan un destacado desarrollo de una dirección de foliación y de clivaje de crenulación, y en algunos casos, se observan nódulos de magnetita con evidencias de rotación.

Esta asociación ha sido interpretada como depósitos de cuenca marino profunda por Harrington (1971). La misma no presenta fósiles diagnósticos que permitan asignarle una edad conclusiva; Davis *et al.* (1999) mencionan microfósiles pobremente preservados con un rango de edad entre Precámbrico tardío-Cámbrico temprano a Ordovícico inferior. Estas edades son consistentes con las propuestas por Baldis *et al.* (1982) por correlación entre distintas unidades aflorantes en la Precordillera. A su vez, Astini *et al.* (2000) las asigna al Caradociano contemplando argumentos litoestratigráficos.

Metaareniscas y metapelitas

Esta unidad equivale a la “Facies Normal” definida por Harrington (1971) y a parte de la Formación Cortaderas de Cucchi (1972). Aflora en las inmediaciones del cerro Pozo, en la quebrada de Montaña, continuando hacia el norte en el cordón del Peñasco (Fig. 1) y hacia el sur en la sierra de las Cortaderas. Se encuentra

en contacto tectónico con la secuencia de metalimolitas carbonáticas.

Consiste en una alternancia monótona de metaareniscas color verde oliva, de grano fino a grueso, de hasta 80 cm de espesor, y pizarras de protolito pelítico o arenoso muy fino cuyo color varía entre verde oliva y verde azulado y cuyo espesor máximo es de 60 centímetros. El predominio de los términos arenosos y pelíticos se encuentra irregularmente distribuido a lo largo de la región de estudio. En algunos sectores, se reconocen cuerpos de diabasas intruyendo a la secuencia.

En la zona de Mina Andacollo, se han identificado cuerpos de ortoconglomerados finos de color verde grisáceo a verde oliva, clasto sostén, moderadamente seleccionados, que suprayacen a las pizarras y que continúan hacia el techo como areniscas gruesas a medianas. Presentan clastos subredondeados de hasta 0,5 cm de tamaño, de hábito equidimensional predominante, que corresponden a cuarcitas/metacuarcitas y calizas. La matriz es arenosa fina y la geometría de los cuerpos es ligeramente lenticular.

Esta unidad fue estudiada con más detalle en la quebrada de Montaña, al este de la Garganta del León (Fig. 1). En general, se identifica una secuencia de metaareniscas de arreglo granodecreciente, en donde predominan metaareniscas medianas a gruesas masivas, ordenadas en

bancos lentiformes a lenticulares de hasta 0,8 m de espesor, de base neta plana a levemente erosiva, con turboglifos y marcas de herramientas en sus bases. Hacia el tope, se reconocen bancos de metaareniscas de hasta 0,3 m de espesor, con laminación horizontal, que culminan con bancos muy delgados de metaareniscas con ondulitas en el techo (Fig. 4b).

En algunos casos, se presentan bancos de metaareniscas lenticulares, canalizados y amalgamados, de entre 3 y 5 m de espesor, que presentan estratificación entrecruzada en artesa de escala decimétrica que se asocian a laminación horizontal y ondulitas. En otras ocasiones, las metaareniscas conforman bancos algo lentiformes de 0,6 a 1,5 m de espesor, frecuentemente amalgamados con presencia de pulsos de gradación inversa. En ambos casos, la presencia de bancos metapelíticos es nula o escasa.

Hacia el este, predominan niveles de metaareniscas finas, de geometría tabular y base neta hasta ondulosa. Estos niveles suelen presentar laminación horizontal y ondulitas. Hacia el tope, alcanzan términos metapelíticos que presentan laminación horizontal o son masivos.

Al microscopio, las metaareniscas presentan abundantes clastos de cuarzo y variadas proporciones de plagioclasa, feldespato potásico, fragmentos líticos metamórficos, mica blanca, biotita, minerales opacos, circón y apatita. La matriz es de fracción muy fina y se observa leve recristalización. Se reconoce el desarrollo de foliación, estando más desarrollada en aquellas muestras de texturas más finas. Con respecto a las pizarras, las mismas presentan abundante cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, leucoxeno-titanita, minerales opacos, cloritas, fragmentos líticos metamórficos y minerales micáceos.

En concordancia con propuestas de otros autores (Cortés *et al.* 1999a, b), el paleoambiente para esta unidad puede asignarse a un sector de pie de talud de la plataforma con desarrollo de sedimentación gravitacional canalizada y no canalizada.

Harrington (1971) le asigna una edad eopaleozoica dudosa. Durand *et al.* (1997)

mencionan trazas fósiles de probable edad ordovícica en rocas similares aflorantes en el cordón de los Alojamientos, inmediatamente al este del área de estudio. En tanto, Pöthe de Baldis e Ichazo (1987) le asignan una edad llandovertiana en base a fauna de quitinozoos. Estas edades son consistentes con la asignada por Cortés *et al.* (1999a) en base a relaciones estratigráficas.

La deformación y metamorfismo que afectó a estas unidades ha sido asignada al Devónico medio a tardío sobre la base de dataciones K-Ar y Ar-Ar (Cucchi 1971, Buggisch *et al.* 1994, Davis *et al.* 1999).

DISCUSIÓN

Existe cierto consenso en cuanto a que el ambiente de formación de la faja máfica-ultramáfica sería el de una dorsal oceánica enriquecida en donde las rocas ultramáficas y metagabros bandeados corresponderían a niveles estructurales profundos de la secuencia ofiolítica; mientras que las diabasas, diques y lavas almohadilladas pertenecerían a niveles estructurales superficiales de la misma. Esta secuencia habría sido subducida por debajo del terreno Cuyania, en donde las irregularidades del fondo oceánico fueron obductadas e incorporadas al complejo de subducción durante el proceso de convergencia que provocó la colisión del terreno Chilena contra el margen gondwánico durante la orogenia Chánica (Haller y Ramos 1984, 1993, Kay *et al.* 1984, Cortés y Kay 1994). En contraste, para Davis *et al.* (1999) las rocas ultramáficas y gabros bandeados asociados a gneises cuarzo-feldespáticos representarían corteza continental del basamento de Chilena. Estos autores también postulan que la asociación máfica ofiolítica superior y los complejos metasedimentario/metavolcánico se habrían originado en un ambiente oceánico. Davis *et al.* (2000), en base a datos geocronológicos, señalan que la secuencia ofiolítica no pertenecería a una sola faja como proponen Haller y Ramos (1984, 1993), sino que se habría formado en distintos ambientes entre el Neoproterozoico y el Silúrico. Los mismos autores destacan el carácter leve-

mente calcoalcalino de los gabros bandeados y sostienen que se habrían formado en el *hanging-wall* de una zona de subducción de polaridad hacia el oeste. Sin embargo, Kay *et al.* (2005) resaltan valores positivos de ϵNd para ese tipo de rocas, similares a los encontrados para otras rocas máficas en las localidades de Cortaderas, Calingasta y río Bonete, asignándoles a todas ellas un origen oceánico, asociado a un magmatismo tipo E-MORB.

Sobre la base de la vergencia de la deformación más antigua reconocida, algunos autores (Ramos *et al.* 1984, 1986, Cortés *et al.* 1999a) la postulan hacia el oeste, por lo que la subducción habría tenido polaridad oriental. von Gosen (1997) describe estructuras con vergencia tanto al este como al oeste al igual que Davis *et al.* (1999). Estos últimos autores proponen que la polaridad de la subducción habría sido hacia el oeste sobre la base de la ausencia de un arco magmático de edad previa a la colisión, y a que el emplazamiento de las rocas máficas-ultramáficas tendría una vergencia oriental. Si bien no se han encontrado evidencias de un arco magmático bien desarrollado en el ámbito de la Precordillera o en la Cordillera Frontal, debe destacarse la presencia de rocas de arco magmático (Tonalita Rodeo de la Bordalesa) intruyendo sedimentitas silúricas deformadas en el Bloque de San Rafael (Cingolani *et al.* 2003). La edad de cristalización (método U-Pb en circones) de estas rocas es de $401 \pm 3\text{Ma}$ (Devónico inferior). El escaso desarrollo de magmatismo podría ser interpretado como producto de una subducción temporalmente poco prolongada por lo cual el mismo podría no haber sido importante (Ernst 2010).

Siguiendo el marco paleogeográfico propuesto por Haller y Ramos (1984, 1993), se propone que la cinemática en un canal de subducción podría explicar la deformación con vergencia al este y al oeste registrada por distintos autores a lo largo de la Precordillera occidental (Ramos *et al.* 1984, Cortés *et al.* 1999a y b, Davis *et al.* 1999, von Gosen 1997, Gerbi *et al.* 2002). En este ambiente es posible encontrar vergencias de deformación opuestas ya que las rocas pueden experimentar sentidos

de cizalla diferentes a medida que subducen y son exhumadas (O'Brien y Rötzler 2003, Agard *et al.* 2009, entre otros). El contacto tectónico entre metamorfitas de alto y bajo grado y la presencia de evidencias de metamorfismo retrógrado observadas en el área de estudio podrían ser interpretadas como producto del mecanismo mencionado, ya que durante el proceso de convergencia, la corteza oceánica y sedimentos suprayacentes son llevados a profundidad pudiendo desacoplarse y ser acrecionados en el complejo de subducción. El material que se subduce puede exhumarse experimentando un reequilibrio en su composición mineralógica al pasar de condiciones de mayor a menor temperatura y presión (Agard *et al.* 2009). Este mecanismo podría explicar la presencia de metamorfitas en facies granulita (que alcanzaron temperaturas de 884°C) retrogradadas a facies esquistos verdes, así como las escamas tectónicas de rocas máficas-ultramáficas en contacto con meta-sedimentitas y rocas máficas de bajo grado metamórfico.

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se han distinguido nuevos cuerpos ígneos máficos y ultramáficos que no habían sido registrados en la literatura previa. Los mismos formarían parte de la faja máfica-ultramáfica ubicada más al sur, en la sierra de las Cortaderas, Precordillera mendocina. Los mismos se encuentran en contacto tectónico con metasedimentitas de ambiente marino. Los cuerpos máficos y ultramáficos corresponden a rocas ultramáficas serpentinizadas, gabros bandeados en facies granulita retrogradados a facies esquistos verdes; diabasas y metavolcanitas con metamorfismo de bajo grado. A partir de los datos de química mineral obtenidos de una granulita máfica (gabro bandeado), los cristales de granate (42,3-43,7% almandino) y clinopiroxeno (diópsido) son composicionalmente homogéneos. Considerando los resultados obtenidos a partir de la aplicación del geotermómetro granate-clinopiroxeno, se interpreta que los gabros bandeados fueron

sometidos a metamorfismo de alta temperatura, el cual alcanzó los 884°C. Por otro lado, dentro de las metasedimentitas se han reconocido dos asociaciones: una de metalimolitas carbonáticas y otra de metaareniscas y metapelitas. Las primeras se interpretan como depósitos marino profundos de probable edad ordovícica. Los depósitos de metaareniscas y metapelitas exhiben un arreglo grano-decreciente, con una importante preservación de estructuras mecánicas. El paleoambiente inferido es de pie de talud continental con predominio de sedimentación gravitacional canalizada y no canalizada.

AGRADECIMIENTOS

Esta es la contribución R-73 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber. Este trabajo se desarrolló en el marco del Trabajo Final de Licenciatura y de la Beca Estímulo, otorgada por la Universidad de Buenos Aires, de Florencia L. Boedo. Este trabajo fue subsidiado por el proyecto CONICET PIP 0072 (Graciela Vujovich). Las autoras agradecen al Dr. Juan Otamendi por la realización de estudios de microsonda y a la Dra. Alina Tibaldi por su colaboración. Las autoras agradecen las valiosas observaciones y sugerencias de los revisores que permitieron mejorar la calidad del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L. y Burov, E. 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: timing and mechanisms. *Earth Science Reviews* 92: 53-79.

Astini, R.A., Brussa, E.D. y Mitchell, C.E. 2000. Revisión estratigráfica y consideraciones paleogeográficas de la tectofacies occidental de la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 378-386.

Baldis, B.A., Beresi, M.S., Bordonaro, O. y Vaca, A. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 399-445, Buenos Aires.

Berman, R.G. 1991. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian*

Mineralogist 29: 833-855.

Bjerg, E.A., Gregori, D.A., Losada Calderón, A. y Labadía, C.H. 1990. Las metamorfitas del faldeo oriental de la Cuchilla de Guaguaráz, Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 234-245.

Blasco, G. y Ramos, V.A. 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del cerro La Chilca, Depto. Jáchal, Provincia de San Juan. *Ameghiniana* 13: 312-329.

Boedo, F.L. 2010. Geología del área del cordón del Peñasco, Precordillera occidental, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), N° 932, 143 p., Buenos Aires.

Brussa, E., Mitchell, C. y Astini, R. 1999. Ashgillian (Hirnantian?) graptolites form the western boundary of the Argentine Precordillera. *Acta Universitatis Carolinae Geologica* 43: 199-202.

Buggisch, W., von Gosen, W., Henjes-Kunst, F. y Krumm, S. 1994. The age of Early Paleozoic deformation and metamorphism in the Argentine Precordillera-Evidence from K-Ar data. *Zbl. Geol. Palaont. Teil 1*: 275-286.

Cardó, R. y Díaz, I. 1999. Hoja Geológica Rodeo (informe preliminar). Servicio Geológico Mineiro Argentino Boletín 272, 74 p., Buenos Aires.

Cingolani, C.A., Basei, M.A.S., Llambías, E.J., Varela, R., Chemale Jr., F., Siga Jr., O. y Abre, P. 2003. The Rodeo Bordalesa tonalite, San Rafael Block (Argentina): geochemical and isotopic age constraints. 10° Congreso Geológico Chileno, Actas CD-Rom, Concepción.

Comité Argentino de Estratigrafía. 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 20: 1-64, Buenos Aires.

Cortés, J.M. 1992. Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio del extremo noroccidental de la Precordillera mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47: 115-117.

Cortés, J.M. y Kay, S.M. 1994. Una dorsal oceánica como origen de las lavas almohadilladas del Grupo Ciénaga del Medio (Silúrico-Devónico) de la Precordillera de Mendoza, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1005-1009, Concepción.

Cortés, J.M., González Bonorino, G., Koukhar-sky, M.L., Brodtkorb, A. y Pereyra, F. 1999a. Hoja Geológica Yalguaraz (versión prelimi-

- nar). Servicio Geológico Minero Argentino Boletín 280, 120 p., Buenos Aires.
- Cortés, J.M., González Bonorino, G., Koukhar-sky, M.L., Brodtkorb, A. y Pereyra, F. 1999b. Hoja Geológica Uspallata (versión preliminar). Servicio Geológico Minero Argentino Boletín 280, 165 p., Buenos Aires.
- Cosentino, J.M. 1968. Contribución al conocimiento geológico del cordón de Bonilla (Uspallata, Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 21-31.
- Cucchi, R. 1971. Edades radimétricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan- Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 503-515.
- Cucchi, R. 1972. Geología y estructura de la Sierra de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27: 229-248.
- Davis, J., Roeske, S., McClelland, W. y Snee, L. 1999. Closing an ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.) *Laurentia-Gondwana Connection before Pangea*. Geological Society of America Special Publication 336: 115-138.
- Davis, J., Roeske, S., McClelland, W. y Kay, S. 2000. Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. *Geology* 28: 171-174.
- Dias, H. y Zaroni de Tonel, M. 1987. La filiación ofiolítica de las rocas ultramáficas de la sierra de Cortaderas (depto. de Las Heras, provincia de Mendoza) y su significación metalogénica en la fijación de pautas de prospección. 10° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 61-64, Tucumán.
- Dias, H. y Zaroni de Tonel, M. 1992. Complejos estratificados ofiolíticos de Cortaderas. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Shalamuk (eds.) *Primeras Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas*, Actas 2: 465-474, La Plata.
- Durand, F.R., Bordonaro, O., Aceñolaza, G. y Banchig, A.L. 1997. Trazas fósiles de la formación Cortaderas (Ordovícico?), Precordillera mendocina. 2° Jornadas sobre geología de Precordillera, Actas: 30-35.
- Ernst, W.G. 2010. Subduction-zone metamorphism, calc-alkaline magmatism, and convergent-margin crustal evolution. *Gondwana Research* 18: 8-16.
- Fauqué, L.E. y Villar, L.M. 2003. Reinterpretación estratigráfica y petrología de la Formación Chuscho, Precordillera de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 218-232.
- Figueredo, P.H. 1997. Geología del sector sudoccidental de la Sierra de Cortaderas, provincia de Mendoza, Argentina. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), N° 672, 129 p., Buenos Aires.
- Furque, G. 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11: 46-71.
- Furque, G., González, P. y Caballé, F. 1999. Hoja Geológica San José de Jáchal (informe preliminar). Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 279, 52 p., Buenos Aires.
- Gerbi, C., Roeske, S.M. y Davis, J.S. 2002. Geology and structural history of the southwestern Precordillera margin, northern Mendoza Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 821-835.
- Gregori D.A., Ruviños, M.A. y Bjerg, E.A. 1997. Las metamorfitas del basamento de la Cordillera Frontal, entre el Río de las Tunas y el Arroyo Barraquero, Provincia de Mendoza. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1295-1299, Antofagasta.
- Haller, M.J. y Ramos, V.A. 1984. Las ofiolitas famininianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 66-83, Bariloche.
- Haller, M.J. y Ramos, V.A. 1993. Las ofiolitas y otras rocas afines. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 31-39, Mendoza.
- Harrington, H.J. 1971. Hoja Geológica Ramblón. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114, 81 p., Buenos Aires.
- Kay, S.M., Ramos, V.A. y Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental; basaltos de rift oceánico temprano(?) próximo al margen continental. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65, Bariloche.
- Kay, S.M., Boucakis, K.A., Porch, K., Davis, J.S., Roeske, S.M. y Ramos, V.A. 2005. E-MORB like mafic magmatic rocks on the western border of the Cuyania terrane, Argentina. In Pankhurst, R.J. and Veiga, G.D. (eds.) *Gondwana 12 "Geological and biological heritage of Gondwana"*, p. 216, Mendoza.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- López V.L. y Gregori, D.A. 2004. Provenance and evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research* 7: 1197-1208.
- López de Azarevich, V., Escayola, M., Azarevich, M.B., Pimentel, M.M. y Tassinari C. 2009. The Guarguaraz Complex and the Neoproterozoic-Cambrian evolution of southwestern Gondwana: Geochemical signatures and geochronological constraints. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 333-344.
- Martina, F. y Astini, R.A. 2009. Geología de la región del Río bonete en el antepaís andino (27°30'LS): Extremo norte del terreno Precordillera. *Revista Asociación Geológica Argentina* 64: 312-328.
- Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, 196 p., Tasmania.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A., Ginzburg, I., Ross, M., Seifert, F., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73: 1123-1133.
- O'Brien, P.J. y Rötzler, J. 2003. High pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 3-20.
- Page, S. y Vujovich de Elbaum, G.I. 1997. El basamento metamórfico de la Cordillera Frontal en el valle de Santa Clara, Mendoza, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1434-1438, Antofagasta.
- Pattison, D.R.M. y Newton R.C. 1989. Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101: 87-103.
- Pattison, D.R.M. 2003. Petrogenetic significance of ortopiroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase + quartz bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of metamorphic geology* 21: 21-34.
- Pöthe de Baldi, E.D e Ichazo, G. 1987. Quitinozoos de edad llando-veriana del Grupo Villa-

- vicencio en la quebrada de Santa Clara, Mendoza, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 85-88, Tucumán.
- Quartino, B., Zardini, R. y Amos, A. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía N°1, 184 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A, Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J.M y Palma, M. 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106, Bariloche.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- Ramos, V.A, Escayola, M., Mutti, D. y Vujovich, G.I, 2000. Proterozoic-Early Paleozoic ophiolites of the Andean basement of southern South America. Ophiolitic and Oceanic Crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program. *Geological Society of America Special Paper* 349: 331-349.
- Robinson, D., Bevins, R.E. y Rubinstein, N. 2005. Subgreenschist facies metamorphism of metabasites from the Precordillera terrane of western Argentina; constraints on the later stages of accretion onto Gondwana. *European Journal of Mineralogy* 17: 441-452.
- Rubinstein, N., Bevins, R., Robinson, D. y Morello, O. 1998. Very low metamorphism in the Alcaparrosa Formation, Western Precordillera, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 326-329, Buenos Aires.
- Sillitoe, R.H. 1977. Permo-Carboniferous, Late Cretaceous and Miocene porphyry cooperative mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology* 72: 99-103.
- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-time paths*. Mineralogical Society of America Monograph, 799 p., Washington DC.
- Villar, L.M. 1969. El complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 223-238.
- Villar, L.M. 1970. Petrogénesis del complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 25: 87-99.
- Villar, L.M. 1998. Significado de algunas peridotitas de la secuencia ofiolítica septentrional de la Cordillera Frontal de Mendoza. 4° Reunión de Mineralogía y Metalogenia: 317-319, Bahía Blanca.
- von Gosen, W. 1997. Early Paleozoic and Andean structural evolution in the Río Jáchal section of the Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 361-388.
- Willner, A.P., Gerdes, A. y Massonne, H.J. 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29°-36°S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology* 253: 114-129.
- Willner, A.P. Gerdes, A., Massonne, H.-J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S.N., Vujovich, G. 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilena) in Devonian times deduced by the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162: 303-327.
- Zardini, R.A. 1959. Serpentinitas del río de Las Tunas, Cuchilla de Yalguaraz, Mendoza, *Revista Asociación Geológica Argentina* 13: 67-86.

Recibido: 27 de abril, 2011.

Aceptado: 13 de noviembre, 2011.