

# GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DEL CUERPO MÁFICO-ULTRAMÁFICO LAS JUNTAS, SIERRA DE VALLE FÉRTIL, PROVINCIA DE SAN JUAN

Ignacio BALIANI<sup>1,2</sup>, Juan E. OTAMENDI<sup>1,3</sup>, Alina M. TIBALDI<sup>1,3</sup> y Eber A. CRISTOFOLINI<sup>1,3</sup>.

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Río Cuarto. E-mail: nacbal@gmail.com; jotamendi@exa.unrc.edu.ar

<sup>2</sup> Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.

<sup>3</sup> Consejo Nacional de Investigación Científica y Técnica.

## RESUMEN

En el centro de la sierra de Valle Fértil aflora un cuerpo lenticular orientado en forma aproximada N-S que se encuentra encajado en un basamento ígneo de naturaleza máfica-ultramáfica. La morfología y posición actual de dicho cuerpo se debe a su emplazamiento tectónico, y la fábrica magmática interna presenta rumbo similar al del cuerpo y buzante al este. Las rocas que conforman el cuerpo de Las Juntas exponen una variedad litológica con las siguientes composiciones: norita olivínica, gabro anfibólico, dunita, gabronorita anfibólica y peridotita anfibólica piroxénica. Se caracterizan por presentar un encapado ígneo a escala de afloramiento y textura cumular a escala de muestra de mano, mientras que la microtextura predominante en estas rocas es de tipo coronítica. La relación cogenética entre las rocas máficas y ultramáficas de Las Juntas es determinada por la composición de silicatos de Mg y Fe presentes en ellas. El coeficiente de intercambio Fe-Mg entre olivino y clinopiroxeno con el líquido muestra un magma con una relación de #Mg ( $Mg/Mg + Fe^{+2}$ ) alrededor de 0,6; siendo inferior a la esperada para magmas generados en el manto peridotítico. Esto demuestra que el magma formador de estas rocas se habría originado en el manto litosférico, posteriormente ascendido y emplazado en niveles inferiores de la corteza (20 - 25 km). Este proceso petrológico es característico de magmatismo asociado a subducción, y relacionado al arco magmático Famatiniano.

**Palabras clave:** Rocas cumulares, textura coronítica, cristalización ígnea, arco Famatiniano, Sierras Pampeanas.

## ABSTRACT

*Geology and petrology of mafic-ultramafic body from Las Juntas, Valle Fértil, San Juan.*

An elongate body of mafic and ultramafic plutonic rock crops out in central Sierra de Valle Fértil. The igneous body was tectonically emplaced and its internal magmatic fabrics strike roughly north-south and dip to the east. Rocks in the body are different from their hosting plutonic rocks in showing a layered igneous structure associated with pristine cumulate textural features at all observational scales. The layered body is composed of gabbro-norite cumulates, ultramafic cumulates, and massive plagioclase-rich cumulates. The cumulate gabbroic section largely consists of olivine gabbro-norites interlayered with amphibole pyroxene gabbro-norites and amphibole-bearing plagioclase-rich gabbros (anorthosites). The cumulate ultramafic banks are largely composed of peridotites and dunites that contain varying proportions of pyroxenes, chrome-rich spinels, amphibole and small proportion of plagioclase. The cogenetic relation between mafic and ultramafic rocks is inferred from the Mg-Fe silicates compositions among all these rocks. The Fe-Mg exchange coefficient olivine-liquid and clinopyroxene-liquid reflect that this magma had Mg/Mg + Fe<sup>+2</sup> ratio of around 0.6; so that the magma had Mg/Mg + Fe<sup>+2</sup> ratio lower than that of a peridotitic-mantle-derived primary magma. By implication, the main conclusion of this study is that primitive primary magmas originated at the lithospheric mantle - lower crust boundary zone ascended to feed chambers emplaced at upper levels within the lower crust (20 - 25 Km). This petrologic process is typical and characteristic of subduction-related magmatism, which in this case was related to the Famatinian arc.

**Keywords:** Cumulate rocks, coronas, igneous crystallization, Famatinian arc, Sierras Pampeanas.

## INTRODUCCIÓN

La investigación de rocas máficas y ultramáficas cumulares es un tema central en la petrogénesis de los arcos magmáticos

(DeBari 1997). La importancia de las rocas cumulares radica en el hecho de que ellas registran los procesos petrológicos que ocurren en niveles comúnmente no expuestos de los arcos magmáticos. La

gran mayoría de las mismas aparecen como nódulos o xenolitos en lavas del mismo sistema magmático (Arculus y Wills 1980, Conrad y Kay 1984, Kay y Kay 1985, Beard y Borgia 1989). Por otro la-

do, son escasos los ejemplos de cuerpos cumulares que tienen características mineralógicas y químicas que muestran una signatura de arco magmático (DeBari y Coleman 1989, Spandler *et al.* 2003, Clae-son y Meurer 2004, Jagoutz *et al.* 2007). Teniendo en cuenta que son escasos los ejemplos a escala global, un aspecto significativo es que el arco magmático Famatiniano ofrece más de un ejemplo de cuerpos cumulares (DeBari 1994, Brogioni *et al.* 2007, Otamendi *et al.* 2010). Considerando la importancia regional y local de los cuerpos ígneos maficos-ultramáficos, este trabajo describe las relaciones de campo, las características petrográficas principales y la química mineral de uno de los cuerpos más voluminosos de rocas cumulares encontrados en la sierra de Valle Fértil cerca del paraje Las Juntas. Asimismo, se comparan las características petrológicas con las del cuerpo máfico-ultramáfico del Jaboncillo (Otamendi *et al.* 2010).

El objetivo fundamental del trabajo es realizar un aporte al conocimiento de las rocas químicamente más primitivas que se encuentran en el basamento de las sierras de Valle Fértil y de La Huerta, y quizás del arco magmático Famatiniano.

## ANTECEDENTES

Las rocas máficas de las sierras de Valle Fértil y de La Huerta fueron descritas inicialmente por Villar Fabré (1961) quien realizó estudios en rocas noríticas, poniendo énfasis en las texturas coroníticas de las mismas. Dicho autor describe las texturas coroníticas de reacción y simplectíticas de una norita, y distingue dos tipos de coronas diferentes, en cuanto a su composición y génesis. La primera corona de reacciones es generada a expensas de olivino y plagioclasa durante el período ortomagmático. Posteriormente, durante un período postmagmático, el piroxeno, debido a la presencia de agua, se uralitizó formando la segunda corona y, por reacciones simultáneas con plagioclasa, originó simplectita de anfíbol y espinelo. Villar Fabre (1961) interpreta al con-

junto de texturas como producto de un período ortomagmático seguido por un evento pegmatítico.

Luego, estas rocas fueron estudiadas por Mirré (1971 y 1976), quien reconoció y cartografió cuerpos noríticos y ultramáficos metamorfizados en la parte central de la comarca. En las cercanías del paraje Las Juntas, Baldo *et al.* (1999) describen las características texturales y calculan las condiciones de presión y temperatura para una reacción coronítica entre olivino y plagioclasa en un gabro troctolítico. Determinan coronas de reacción de multicapas dispuestas en forma concéntricas, con un núcleo de olivino, rodeado por: primero una zona de ortopiroxeno (zona I), segundo una zona (II) de anfíbol sin espinelo y tercero, una zona (III) de anfíbol + espinelo, seguida por plagioclasa. El contacto entre la zona II y III indica la posición del antiguo borde de grano entre olivino y plagioclasa. Estos autores concluyen que el desarrollo de esta textura coronítica puede ser asignada a un evento tectono-térmico posterior y continuado a la etapa de enfriamiento postcristalización.

Murra y Baldo (2004) realizan las descripciones y estiman las condiciones de presión y temperatura de la textura coronítica de tipo concéntrico y kelifítico (Passchier y Trouw 1996) en las rocas ultramáficas de las sierras de La Huerta y de Las Imanas. Las piroxenitas analizadas presentan una asociación de ortopiroxeno, plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol, espinelo y minerales opacos. Diferenciaron claramente 4 zonas, que de centro a borde son: 1- núcleo de ortopiroxeno, 2- zona de anfíbol, 3- zona de clinopiroxeno + espinelo y 4- zona periférica compuesta por plagioclasa poiquilítica. Teniendo en cuenta las relaciones texturales paragenéticas y su química mineral estimaron a través de calibraciones termométricas y barométricas, basadas en reacciones de intercambio, la temperatura de formación de las coronas (729 °C-756 °C) que coinciden con los valores obtenidos mediante cálculos de multiequilibrio, que son de 720 °C y presiones de  $4,2 \pm 1$  kbar. Estas condiciones se las atribuyen a una etapa

metamórfica posterior al metamorfismo principal ( $M_2$ ).

Recientemente se realizaron estudios petrológicos y geoquímicos en un cuerpo que aflora a unos 10 km hacia el norte de Las Juntas, en la quebrada del Jaboncillo (Otamendi *et al.* 2010), que presenta características similares al referido en este trabajo.

Es importante notar que rocas con estructura y textura cumular se han estudiado en otros lugares del arco magmático Famatiniano. En particular, es significativo destacar el caso del cuerpo de la sierra de Fiambalá (DeBari 1994). Esta autora presenta, recolectando muestras en dos perfiles transversales al gabro encapado de Fiambalá, un estudio detallado de las variaciones en la composición de minerales y rocas. Esto le permite demostrar la composición del magma primario y la evolución petrológica que experimentó ese magma. Otro ejemplo que se debe mencionar es la melagabronorita coronítica de la sierra de San Luis definida por Brogioni *et al.* (2007). En este caso los autores proponen cuatro estadios de cristalización. El primero corresponde a la etapa ígnea, representado por relictos de olivino, ortopiroxeno, plagioclasa, flogopita, óxidos y sulfuros de Fe. El segundo estadio es granulítico y está documentado por la formación de coronas de ortopiroxeno y clinopiroxeno con pleonasto simplectítico alrededor de olivino y plagioclasa mediante la reacción  $OI + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Spl$ . El estadio siguiente es anfibólico y está dominado por la formación de anfíbol y espinelo. El anfíbol reemplaza a ortopiroxeno ó forma microestructura simplectítica con pleonasto. El último estadio corresponde a facies de esquistos verdes, caracterizado por el desarrollo de clorita, moscovita y calcita reemplazando a minerales de los dos estadios anteriores.

## UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

El cuerpo máfico-ultramáfico del paraje

Las Juntas, que constituye el objetivo de este trabajo, forma parte de la unidad máfica de las sierras de Valle Fértil y de La Huerta (Otamendi *et al.* 2009). El área de trabajo está localizada 30 km al suroeste de la localidad de San Agustín de Valle Fértil (Fig. 1a). El cuerpo ígneo se ubica en el sector central, se trata de un cuerpo elongado en sentido norte-sur, y su eje mayor se extiende poco más de 1 km a lo largo del arroyo San Juan entre el paraje Las Juntas y el puesto de Chávez (Fig. 1b). El estudio geológico se efectuó sobre la base de fotografías aéreas a escala 1:50.000 e imágenes satelitales de distintas escalas, además del posterior reconocimiento de campo de las diferentes litologías y estructuras. Finalmente, se realizó un mapa del cuerpo ígneo y su entorno en escala aproximada 1:20.000. Las rocas se caracterizaron siguiendo estrictamente la propuesta de Le Maitre *et al.* (1989), por esta razón se determinaron las proporciones modales de los minerales, meditante conteo de un mínimo de 1.000 puntos en el microscopio petrográfico. Sobre la base a la determinación petrográfica se seleccionaron muestras representativas para analizar la composición química de los minerales. Estos análisis fueron realizados en la Universidad de Huelva, España, utilizando una microsonda electrónica JEOL JXA-8200, la cual consta de cuatro espectrómetros de dispersión de rayos X. El tiempo para la 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  $\mu$ m de ancho. Para dicho tratamiento se utilizaron como estándar tanto materiales naturales como sintetizados. Las composiciones representativas de minerales se presentan en el cuadro 1. En textos, figuras y cuadros, las abreviaturas utilizadas para los minerales son tomadas de Kretz (1983).

## MARCO GEOLÓGICO Y RELACIONES DE CAMPO

### Sierras de Valle Fértil - de La Huerta y su entorno

Las sierras de Valle Fértil y de La Huerta

están conformadas principalmente por rocas ígneas de edad ordovícica inferior, con rocas metamórficas subordinadas que presentan edades semejantes (Pankhurst *et al.* 2000, Ducea *et al.* 2010). Las rocas ígneas son producto de la actividad magmática del arco Famatiniano; en tanto que, las rocas metamórficas que derivan de protolitos sedimentarios alcanzaron su pico térmico durante el mismo estadio magmático. El cinturón orogénico Famatiniano corresponde a un arco magmático que se generó y creció durante el Ordovícico Inferior y el Ordovícico Medio (495-460 Ma) en el borde occidental de Gondwana (Toselli *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998). El cierre y la exhumación temprana de este arco provocó su emplazamiento en la corteza superior, y la causa geodinámica de este evento tectónico se relaciona con la colisión continente-continente entre una micro-placa alóctona separada de Laurentia y el margen occidental de Gondwana (Thomas y Astini 1996, Ramos *et al.* 1996). Las sierras de Valle Fértil y de La Huerta forman una unidad orográfica con rumbo NNO de 140 km de longitud por unos 30 km de ancho, ubicada entre 29° 55' y 31° 28' de latitud sur y 67° 15' y 68° 10' de longitud oeste. Estas sierras presentan una morfología de bloques segmentados y elevados diferencialmente por la tectónica andina (Jordan y Allmendinger 1986). El bloque Valle Fértil-La Huerta está siendo levantado por una falla que buza al este y se ubica en el borde occidental del mismo (Jordan y Allmendinger 1986). Esta falla coincide, a escala regional, con el lineamiento de Valle Fértil. Datos de geofísica sugieren la existencia de una paleosutura que correspondería al límite entre el terreno alóctono desmembrado de Laurentia y el margen autóctono de Gondwana (Giménez *et al.* 2000). La sutura esta ubicada en el sector occidental del arco magmático Famatiniano, inmediatamente al oeste de las sierras de Valle Fértil y de La Huerta, actualmente por debajo de la cubierta sedimentaria de la cuenca del Bermejo (Comin-guez y Ramos 1991). En los bloques de

basamento cristalino se encuentran fajas de milonitización y deformación dúctil intensa que coinciden con la sutura de escala cortical (Castro de Machuca *et al.* 2004, Cristofolini *et al.* 2010, Gallien *et al.* 2010). Edades Ar/Ar en moscovita indican que esta sutura estuvo tectónicamente activa hasta los 390 Ma, lo cual correspondería con un estadio tardío del orógeno colisional que se produjo por la colisión entre el terreno Cuyania y el arco Famatiniano (Ramos *et al.* 1996, Castro de Machuca *et al.* 2007, Gallien *et al.* 2010). Los datos geocronológicos y geofísicos, junto a las observaciones de geología regional, permitieron establecer que las sierras de Valle Fértil y de La Huerta constituyen la porción de basamento plutónico-metamórfico occidental del arco magmático Ordovícico (Famatiniano) desarrollado sobre el borde de Gondwana (véase Ramos 2004).

Estudios llevados a cabo en los últimos años han permitido reconocer en estas sierras cuatro unidades litoestratigráficas de naturaleza ígnea y metamórficas (Otamendi *et al.* 2009), las que fueron denominadas: 1- máfica, con gabros cumulares y no cumulares intercalados con dioritas, 2- intermedia, con tonalitas hasta dioritas cuarzosas, 3- silícica, en donde predominan granodioritas pero también se encuentran tonalitas y granitos, 4- supracortical, constituida por migmatitas, mármoles, anfíbolitas asociadas a mármoles, complejos de pegmatitas y granitos anatócticos. En particular, el cuerpo máfico-ultramáfico Las Juntas se encuentra dentro de la unidad máfica, pero está en contacto con la unidad intermedia.

### Sierra de Valle Fértil en los alrededores de Las Juntas

Las rocas máficas-ultramáficas de Las Juntas están emplazadas en un basamento ígneo compuesto principalmente por gabros y dioritas pertenecientes a las unidades máfica e intermedia de las sierras de Valle Fértil y de La Huerta (Fig. 1a).

La litología dominante en el área de estudio es una diorita anfibólica biotítica, que pertenece a la unidad de rocas ígneas in-

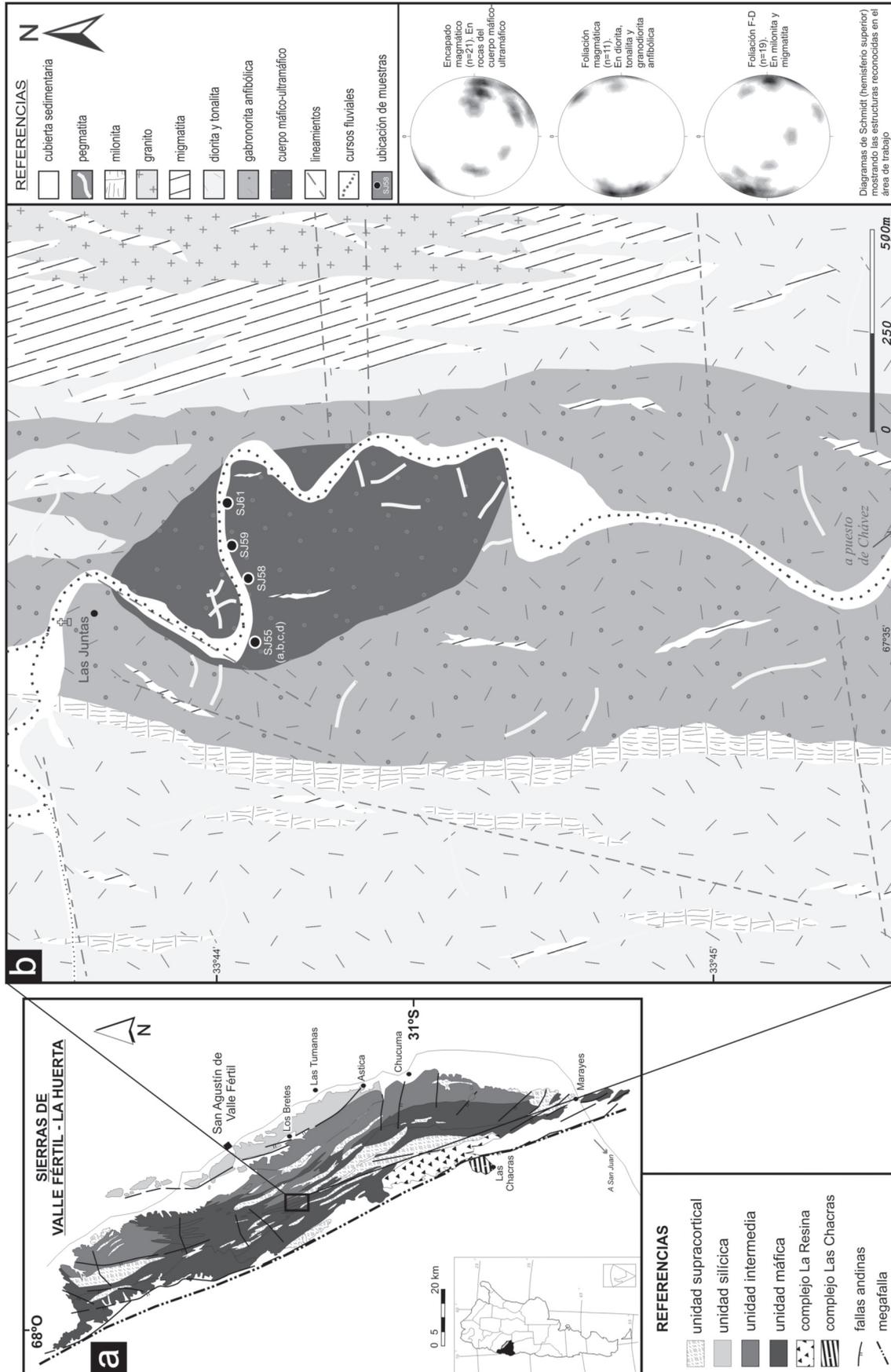


Figura 1: a) Mapa geológico simplificado de las sierras de Valle Fértil y de La Huerta, modificado de Oramendi *et al.* (2009), con la ubicación específica del área de trabajo. b) Mapa geológico de la zona de estudio.

**CUADRO 1:** Análisis mineral de algunas rocas del cuerpo Las Juntas.

Roca	Muestra	Mineral	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	total
anortosita	SJ55a	Pl1	44,14	0,00	36,28	0,00	0,08	0,00	0,00	19,27	0,68	0,00	100,45
anortosita	SJ55a	Pl6	47,89	0,03	32,77	0,01	0,12	0,00	0,00	18,01	0,84	0,06	99,73
anortosita	SJ55a	Hbl2	46,10	0,85	10,77	0,19	13,44	0,23	12,51	12,35	0,90	0,62	97,96
anortosita	SJ55a	Hbl3	45,97	1,14	10,48	0,15	14,23	0,22	11,70	12,13	0,85	0,64	97,51
anortosita	SJ55a	Cpx3	52,60	0,13	1,57	0,24	7,45	0,28	13,79	24,13	0,25	0,00	100,44
anortosita	SJ55a	Cpx4	52,35	0,20	1,83	0,08	9,05	0,30	13,11	23,32	0,25	0,02	100,51
anortosita	SJ55a	Spl1	0,00	0,00	5,35	19,98	67,74	0,33	0,11	0,00	0,00	0,00	93,51
norita anfibólica	SJ55b	Ol1	39,08	0,02	0,02	0,00	20,83	0,37	40,34	0,01	0,00	0,00	100,67
norita anfibólica	SJ55b	Ol2	38,54	0,00	0,02	0,01	20,98	0,27	40,24	0,01	0,00	0,00	100,07
norita anfibólica	SJ55b	Pl4	43,07	0,00	36,88	0,01	0,07	0,01	0,00	20,17	0,16	0,01	100,38
norita anfibólica	SJ55b	Pl5	42,62	0,00	37,18	0,03	0,04	0,00	0,00	20,30	0,16	0,01	100,34
norita anfibólica	SJ55b	Prg133	44,83	0,11	14,47	0,00	7,15	0,11	16,23	12,49	1,98	0,23	97,60
norita anfibólica	SJ55b	Opx5	54,34	0,00	2,79	0,00	13,63	0,34	28,86	0,29	0,00	0,00	100,25
norita anfibólica	SJ55b	Opx6	53,79	0,00	2,77	0,05	14,00	0,39	28,54	0,30	0,00	0,01	99,85
norita anfibólica	SJ55b	Spl1	0,00	0,00	64,46	0,00	20,64	0,11	15,00	0,00	0,00	0,00	100,21
gabronorita olivínica	SJ55c	Ol2	38,87	0,03	0,01	0,01	19,63	0,34	41,04	0,04	0,03	0,01	100,01
gabronorita olivínica	SJ55c	Ol41	38,82	0,02	0,00	0,00	19,79	0,30	41,03	0,03	0,01	0,00	99,98
gabronorita olivínica	SJ55c	Pl19	43,61	0,02	37,30	0,01	0,08	0,02	0,00	20,15	0,13	0,01	101,33
gabronorita olivínica	SJ55c	Pl23	43,03	0,01	37,42	0,02	0,21	0,03	0,00	20,46	0,16	0,01	101,35
gabronorita olivínica	SJ55c	Hbl7	46,39	0,34	12,84	0,27	6,55	0,11	17,07	12,63	1,60	0,04	97,84
gabronorita olivínica	SJ55c	Ts45	45,00	0,39	14,72	0,00	6,67	0,09	15,99	12,72	1,62	0,08	97,28
gabronorita olivínica	SJ55c	Opx10	54,12	0,02	3,05	0,03	12,73	0,31	29,27	0,37	0,02	0,00	99,92
gabronorita olivínica	SJ55c	Opx13	54,42	0,00	2,69	0,04	12,77	0,30	28,99	0,32	0,01	0,00	99,54
gabronorita olivínica	SJ55c	Opx21	53,79	0,01	3,26	0,02	13,07	0,33	28,69	0,37	0,00	0,00	99,54
gabronorita olivínica	SJ55c	Opx22	55,21	0,00	2,27	0,01	12,65	0,37	29,63	0,35	0,00	0,00	100,49
gabronorita olivínica	SJ55c	Opx46	53,70	0,07	3,11	0,03	13,14	0,40	28,82	0,41	0,00	0,00	99,67
gabronorita olivínica	SJ55c	Opx47	53,81	0,02	2,40	0,03	12,90	0,35	29,58	0,33	0,00	0,00	99,43
gabronorita olivínica	SJ55c	Cpx15	53,19	0,08	2,09	0,00	3,97	0,15	16,38	24,10	0,11	0,00	100,07
gabronorita olivínica	SJ55c	Cpx20	52,78	0,10	2,36	0,00	3,77	0,12	16,30	24,57	0,09	0,01	100,10
gabronorita olivínica	SJ55c	Cpx29	52,68	0,27	2,26	0,17	4,09	0,15	16,49	24,12	0,08	0,00	100,31
gabronorita olivínica	SJ55c	Cpx59	48,74	0,32	4,12	0,59	4,27	0,11	15,96	22,64	0,22	0,04	97,01
gabronorita olivínica	SJ55c	Cpx60	51,60	4,53	2,70	0,25	4,14	0,16	16,06	23,78	0,10	0,00	103,31
gabronorita olivínica	SJ55c	Spl17	0,00	0,00	39,88	17,57	33,16	0,33	9,16	0,00	0,00	0,00	100,10
gabronorita olivínica	SJ55c	Spl55	0,00	0,00	48,48	11,70	28,33	0,34	11,20	0,00	0,00	0,00	100,05
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Ol2	38,49	0,00	0,02	0,03	19,56	0,32	41,03	0,01	0,00	0,01	99,47
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Ol11	38,74	0,06	0,00	0,00	19,63	0,34	40,73	0,01	0,00	0,00	99,52
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Pl17	39,16	0,00	32,42	0,03	0,02	0,02	0,02	12,79	1,74	0,09	86,30
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Pl24	37,74	0,00	31,24	0,00	0,04	0,00	0,00	13,04	2,10	0,03	84,20
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Hbl18	45,62	0,09	13,05	0,05	6,48	0,09	16,50	12,61	1,33	0,07	95,89
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Hbl19	46,32	0,08	12,80	0,00	6,12	0,09	16,81	12,71	1,18	0,04	96,15
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Opx3	53,95	0,03	2,73	0,02	12,91	0,35	29,36	0,36	0,00	0,01	99,73
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Opx14	54,44	0,02	2,09	0,00	12,80	0,35	29,49	0,37	0,02	0,01	99,58
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Opx15	54,29	0,00	2,97	0,03	12,54	0,30	29,69	0,30	0,01	0,00	100,13
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Opx23	54,02	0,01	2,64	0,09	12,91	0,34	29,14	0,37	0,00	0,00	99,51
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Opx27	54,18	0,05	3,02	0,00	12,39	0,33	29,58	0,37	0,01	0,00	99,93
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Cpx20	52,07	0,04	2,35	0,00	3,96	0,18	15,99	24,24	0,07	0,00	98,89
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Cpx25	52,67	0,16	1,13	0,00	3,11	0,11	16,36	24,38	0,04	0,01	97,96
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Cpx26	52,63	0,08	1,28	0,07	4,13	0,16	16,85	23,80	0,01	0,01	99,02
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Cpx28	52,66	0,00	2,07	0,00	3,98	0,20	16,28	23,98	0,07	0,00	99,23
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Spl6	0,00	0,00	42,83	14,59	32,50	0,32	9,53	0,00	0,00	0,00	99,77
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Spl21	0,00	0,00	55,15	6,75	24,13	0,24	13,75	0,00	0,00	0,00	100,02
peridotita anfibólica piroxénica	SJ55d	Mag9	0,00	0,00	2,50	8,92	79,62	0,26	0,73	0,00	0,00	0,00	92,02

Continuación CUADRO 1

Roca	Muestra	Mineral	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	total
dunita	SJ58	O13	38,27	0,04	0,00	0,01	18,63	0,30	41,50	0,00	0,01	0,00	98,77
dunita	SJ58	O14	37,85	0,00	0,00	0,01	18,75	0,32	41,36	0,02	0,01	0,00	98,32
dunita	SJ58	Prg1	43,60	0,27	15,33	0,31	6,54	0,08	16,14	12,47	2,11	0,06	96,90
dunita	SJ58	Prg16	44,11	0,20	14,82	0,07	6,35	0,09	16,24	12,70	2,10	0,07	96,77
dunita	SJ58	Opx11	53,23	0,04	3,06	0,05	11,82	0,31	29,45	0,38	0,02	0,00	98,36
dunita	SJ58	Opx14	52,89	0,00	3,24	0,02	11,91	0,34	29,30	0,38	0,01	0,00	98,09
dunita	SJ58	Cpx7	51,82	0,16	2,64	0,02	4,03	0,15	16,26	23,98	0,11	0,00	99,17
dunita	SJ58	Cpx8	51,85	0,00	2,15	0,01	4,05	0,17	16,29	23,97	0,10	0,01	98,60
gabronorita anfibólica	SJ59	PI8	43,29	0,04	36,71	0,02	0,13	0,03	0,00	19,61	0,40	0,00	100,23
gabronorita anfibólica	SJ59	PI9	42,96	0,02	36,35	0,00	0,13	0,03	0,00	19,54	0,44	0,00	99,46
gabronorita anfibólica	SJ59	PI10	43,32	0,00	36,43	0,00	0,13	0,03	0,00	19,66	0,40	0,01	99,97
gabronorita anfibólica	SJ59	PI11	43,44	0,00	36,82	0,00	0,12	0,03	0,00	19,73	0,34	0,00	100,48
gabronorita anfibólica	SJ59	Hbl4	45,25	1,24	11,52	0,00	10,69	0,21	14,39	11,99	1,56	0,08	96,93
gabronorita anfibólica	SJ59	Hbl14	44,80	1,29	11,15	0,00	11,19	0,24	13,79	11,87	1,52	0,11	95,96
gabronorita anfibólica	SJ59	Hbl19	44,96	1,02	11,45	0,00	11,00	0,24	14,04	11,80	1,52	0,10	96,14
gabronorita anfibólica	SJ59	Hbl22	44,76	1,17	11,36	0,00	11,11	0,18	14,22	11,96	1,59	0,09	96,44
gabronorita anfibólica	SJ59	Opx1	51,73	0,08	1,94	0,02	21,13	0,75	23,23	0,36	0,01	0,01	99,28
gabronorita anfibólica	SJ59	Opx2	51,82	0,09	2,10	0,03	21,10	0,77	23,13	0,36	0,01	0,00	99,40
gabronorita anfibólica	SJ59	Opx17	52,12	0,09	2,01	0,02	21,19	0,80	22,96	0,00	0,00	0,00	99,19
gabronorita anfibólica	SJ59	Opx27	51,13	0,13	2,06	0,00	21,16	0,78	22,62	0,42	0,01	0,00	98,30
gabronorita anfibólica	SJ59	Opx28	51,22	0,02	1,95	0,03	21,33	0,69	22,62	0,38	0,00	0,01	98,25
gabronorita anfibólica	SJ59	Cpx5	51,47	0,25	2,41	0,02	6,94	0,29	14,52	23,23	0,19	0,01	99,32
gabronorita anfibólica	SJ59	Cpx6	51,18	0,29	2,65	0,00	7,07	0,28	14,24	23,27	0,21	0,00	99,20
gabronorita anfibólica	SJ59	Cpx7	51,05	0,25	2,59	0,00	7,13	0,29	14,39	23,25	0,17	0,00	99,12
gabronorita anfibólica	SJ59	Cpx13	50,83	0,44	2,67	0,00	7,33	0,29	14,29	22,97	0,20	0,00	99,00
gabronorita anfibólica	SJ59	Cpx21	50,34	0,37	2,80	0,00	7,32	0,35	14,07	23,04	0,17	0,00	98,45
gabronorita anfibólica	SJ59	Cpx29	51,27	0,22	2,07	0,01	6,46	0,27	14,73	23,48	0,15	0,00	98,66
gabronorita anfibólica	SJ59	Mag12	0,00	0,69	0,57	0,06	90,42	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00	91,85
gabronorita anfibólica	SJ59	Mag24	0,00	1,29	1,86	0,05	88,63	0,04	0,25	0,00	0,00	0,00	92,12
gabronorita anfibólica	SJ59	Ilm25	0,00	50,99	0,02	0,03	43,60	2,20	0,92	0,00	0,00	0,00	97,75
gabronorita anfibólica	SJ59	Ilm26	0,00	50,68	0,04	0,04	44,43	1,14	1,62	0,00	0,00	0,00	97,95
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	O11	38,37	0,02	0,00	0,01	17,75	0,30	42,73	0,02	0,00	0,01	99,22
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	O17	38,40	0,00	0,00	0,00	17,81	0,56	42,29	0,03	0,01	0,00	99,10
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	PI18	51,79	0,05	1,71	0,02	3,37	0,12	16,40	24,93	0,04	0,00	98,42
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	PI20	51,18	0,02	2,21	0,00	3,68	0,09	16,30	24,39	0,06	0,00	97,92
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Ts9	45,00	0,14	13,25	0,05	6,39	0,04	16,92	12,74	1,58	0,21	96,32
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Ts26	44,33	0,26	13,41	0,26	6,54	0,09	16,45	12,81	1,57	0,18	95,90
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Opx3	53,24	0,02	2,95	0,08	11,82	0,32	29,58	0,37	0,00	0,01	98,39
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Opx5	53,37	0,04	2,81	0,14	12,11	0,34	29,74	0,35	0,00	0,00	98,88
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Opx6	53,69	0,01	2,79	0,05	11,98	0,31	29,80	0,28	0,02	0,00	98,93
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Opx10	53,66	0,04	2,99	0,04	11,80	0,27	30,06	0,23	0,00	0,01	99,11
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Opx14	53,69	0,03	2,63	0,09	11,80	0,26	30,06	0,38	0,01	0,00	98,95
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Cpx7	52,51	0,08	1,97	0,05	3,35	0,12	16,55	24,50	0,04	0,00	99,18
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Cpx11	51,63	0,05	2,63	0,00	3,91	0,14	16,17	24,11	0,08	0,00	98,73
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Cpx24	51,53	0,01	1,88	0,04	3,47	0,12	16,23	24,77	0,01	0,00	98,05
peridotita anfibólica piroxénica	SJ61	Cpx25	51,53	0,01	2,35	0,06	3,82	0,16	16,43	23,95	0,10	0,01	98,43

termedias y se encuentra intercalada con tonalitas y dioritas cuarzosas (véase Otamendi *et al.* 2009). Estas rocas dominan la parte occidental y sur-oriental del área de trabajo (Fig. 1b). En general, muestran fábrica ígnea con una foliación magmáti-

ca evidente. La foliación está definida principalmente por bandas irregulares y discontinuas de anfíbol que presentan rumbo aproximado N-S y buzamiento de alto ángulo hacia el oeste. La composición mineralógica de la diori-

ta anfibólica biotítica queda definida por plagioclasa (~49%), anfíbol (~23%), biotita (~17%), cuarzo (~8%) y minerales opacos (~3%). Esta roca presenta una microtextura con tamaño de grano fino a medio y generalmente equigranular e hi-

pidiomórfica. Dentro de las mismas aparecen cuerpos de gabros que yacen con formas lenticulares y se ubican con su eje mayor paralelo a la foliación magmática. Las inclusiones gábricas poseen tamaño de grano más grueso que la litología dominante.

Una faja dominada por gabronorita anfibólica aparece intercalada con la diorita anfibólica biotítica; esta faja es de particular interés porque dentro de ella se encuentra el cuerpo cumular de rocas máficas-ultramáficas de Las Juntas (Fig. 1b). La faja gábrica, que fue relevada por Mirré (1976) y asignada a la unidad de rocas máficas, ultramáficas y anfibolitas, se extiende por más de 5 km, posee un ancho máximo de 1 km y se orienta con rumbo sub-meridional predominante. Si bien las rocas gábricas están flanqueadas tanto al este como al oeste por dioritas anfibólicas biotíticas, sus contactos son de distinta naturaleza. El contacto oriental es transicional, gradando desde gabronorita anfibólica a gabro anfibólico ( $> 75\%$  de plagioclasa y  $\sim 15\%$  de anfíbol), luego a diorita anfibólica piroxénica ( $\sim 5\%$  de ortopiroxeno), para finalmente pasar a la diorita anfibólica biotítica de la unidad intermedia, la cual domina hacia el este. Por otro lado, el límite occidental de la faja gábrica es de naturaleza tectónica, y se distingue por la presencia de una faja de rocas protomiloníticas y miloníticas. Estas rocas fueron generadas principalmente a partir de protolitos dioríticos. Sobre este rasgo estructural se puede reconocer una cinemática de tipo inversa-dextral.

Las gabronoritas que dominan la faja gábrica presentan una fábrica ígnea original casi sin modificaciones, tienen tamaño de grano medio, observándose ocasionalmente granos de anfíbol con mayor desarrollo que forman oikocristales de hasta 3 cm. En la mayoría de las rocas gábricas de esta faja se encuentra una foliación magmática con rumbo promedio NNO-SSE y buzamiento de alto ángulo hacia el oeste.

Microscópicamente la gabronorita anfibólica se distingue por una asociación mineralógica que muestra proporciones

variables de: plagioclasa (26 - 62 %), anfíbol (20 - 42 %), ortopiroxeno (9 - 25 %), clinopiroxeno ( $< 17\%$ ), opacos ( $< 2\%$ ) y espinelo ( $< 1\%$ ); el tamaño de grano varía desde fino a grueso, y la textura primaria es equigranular hipidiomórfica. En las gabronoritas con alta proporción modal de plagioclasa, las que se encuentran generalmente cerca al cuerpo máfico-ultramáfico, aparece una textura cumular formada por una malla de granos de plagioclasa, con hornblenda y espinelo ubicados en los intercúmulos.

Hacia el sector oriental aparecen migmatitas derivadas de protolitos sedimentarios y naturaleza silicoclástica, las cuales fueron mapeadas como parte de la unidad supracortical (Otamendi *et al.* 2009). Estos afloramientos forman una faja continua que se extiende por más de 10 km hacia el norte, con una potencia que varía entre 200 m y 1.500 m. El contacto entre las migmatitas metasedimentarias y las rocas plutónicas intermedias es neto ya que se resuelve en pocos metros. Las migmatitas metasedimentarias son principalmente del tipo estromatítico, observándose en algunos casos variaciones a tipo diatexitico. Independientemente de la morfología, las migmatitas poseen un bandeo composicional dado principalmente por bandas mesocráticas de biotita y otras leucocráticas formadas por plagioclasa, cuarzo y en menor medida feldespato potásico con tamaño de grano grueso. La asociación mineral de estas rocas está compuesta por: cuarzo, biotita, sillimanita, plagioclasa, cordierita y granate, con óxidos, circón, monacita y apatita como accesorios. Lentes menores de migmatitas metasedimentarias aparecen distribuidos en forma aleatoria dentro de las rocas plutónicas máficas, estos lentes tienen dimensiones que pueden variar desde 2 a 50 m de ancho, y de 10 a 250 m de longitud. Por otro lado, dentro de las migmatitas se reconocen diques y lentes máficos que se orientan paralelos a la foliación de las rocas hospedantes. Los lentes máficos muestran bordes de enfriamiento y reacción, lo que indica su naturaleza intrusiva; sin embargo, la forma de

las inclusiones gábricas, en la mayoría de los casos, responde a la deformación tectónica que se concentró en las migmatitas.

En el núcleo de la faja de migmatitas aparece un leucogranito, originalmente mapeado por Mirré (1976), de aproximadamente 2 km de longitud y un espesor que no supera los 300 m. Este leucogranito está constituido por feldespato potásico y cuarzo, con proporciones subordinadas de plagioclasa, biotita, moscovita, y accesorios tales como apatito, circón, opacos y monacita.

En toda la región aparecen cuerpos de pegmatitas con edades que varían entre  $455 \pm 3$  Ma y  $437 \pm 14$  Ma (Galindo *et al.* 1996) que presentan una distribución areal extendida, y poseen formas tabulares ó lenticulares. Considerando a escala regional, las pegmatitas cortan todos los rasgos estructurales de las rocas descritas anteriormente. Tienen espesores que pueden variar de 50 cm hasta 5 m, con longitudes máximas de 100 m. Se distribuyen en forma heterogénea por todo el área de estudio, haciéndose más abundantes en las gabronoritas anfibólicas piroxénicas. Los cristales son siempre mayores a un centímetro, y por sectores pueden llegar hasta 10 cm. Por esta razón, su composición mineralógica se distingue en muestra de mano, la cual está formada por: feldespato potásico, cuarzo y moscovita. Un tipo de pegmatitas subordinado está dominado por plagioclasa, cuarzo y moscovita, y no presenta feldespato potásico.

## CUERPO ÍGNEO MÁFICO-ULTRAMÁFICO LAS JUNTAS

### Geología y petrología

El cuerpo ígneo máfico-ultramáfico Las Juntas es de composición predominantemente gábrica, con rocas peridotíticas y duníticas subordinadas (Fig. 2). Posee forma elongada, con una disposición NNO-SSE (rumbo promedio  $N345^\circ$ ) paralela al rumbo regional presente en la sierra de Valle Fértil (Fig. 1b). Tiene una longitud aproximada de 1,5 km y un ancho máxi-

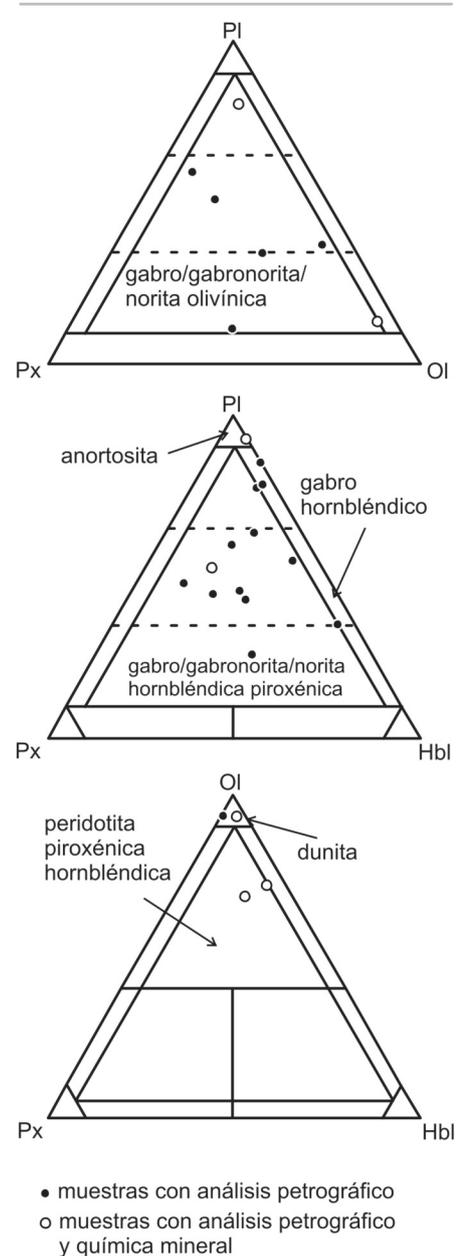
mo de 500 m, ocupa el núcleo de la faja gábrica de Las Juntas, y su centro se localiza a los 30°44'16" de latitud sur y 67°34'55" de longitud oeste, a una altura que oscila entre 1.500 y 1.700 m sobre el nivel del mar.

Todas las rocas ígneas que conforman el cuerpo de Las Juntas presentan texturas cumulares desde escala de afloramiento a microscópica. No obstante, la estructura ígnea sobresaliente es la disposición del encapado modal. Este rasgo estructural refleja un proceso ígneo, ya que es causado por la separación mecánica de minerales con distinta densidad a medida que cristalizan de un fundido (Wager *et al.* 1960, Holness *et al.* 2006). El encapado ígneo muestra una orientación de planos con un rumbo promedio de N20° y buzamientos que varían entre 65° y 85° (Fig. 1b) inclinando principalmente hacia el este, pero por sectores con oscilación de vergencia hacia el oeste. A escala de centenas de metros, el encapado del cuerpo Las Juntas está asociado a una interestratificación litológica, que muestra de oeste a este las siguientes variaciones de rocas (los valores de cada mineral están referidos a los porcentajes modales): norita olivínica [Pl (10-40 %), Ol (15-60 %), Amph (13-26 %), Opx (4-7 %), Spl (2-5 %)]; gabro anfibólico [Pl (76-83 %), Amph (14-16 %), Opx (< 5 %), Spl (< 3 %)]; dunita [Ol (> 85 %), Prg (< 4 %), Pl (< 4 %), Spl (< 3 %), Opx (< 2 %)]; gabronorita anfibólica [Pl (48 %), Prg (16 %), Opx (12 %), Cpx (14 %), Spl (5 %), Ilm y Mag (5 %)] y peridotita anfibólica piroxénica [Ol (60-67 %), Hbl (16-21 %), Opx (5-7 %), Spl (2-8 %), Pl (1-4 %), Cpx (< 2 %)] (Figs. 1b y 2). Cada tipo litológico tiene espesores variables entre 50 m y 150 m. Además, el contacto entre ellos se resuelve en escala de centímetros y sin cambios de tamaño de grano que reflejen contrastes térmicos significativos. Dentro de la norita olivínica perteneciente a la interestratificación litológica descrita anteriormente, hacia el sector occidental, se reconoce una secuencia de cuerpos tabulares y continuos, con dimensiones aproximadas de 50 cm, que represen-

tan rocas con composiciones que varían de anortosita [Pl (92 %), Hbl (6 %), Cpx y Mag (2 %)] hasta peridotita hornbléndica piroxénica [Ol (67 %), Hbl (18 %), Opx (5 %), Pl (4 %), Cpx (3 %), Spl (2 %), Mag (1 %)] pasando por norita anfibólica [Pl (63%), Prg (19 %), Ol (9 %), Opx (7 %), Spl (2 %)] y gabronorita olivínica [Ol (58 %), Hbl-Ts (20 %), Pl (10 %), Opx (5 %), Cpx (4 %), Spl (3 %)]. Hacia el este de esta secuencia (aproximadamente 60 m) se observan capas de rocas con mayor contenido de olivino y potencias que no superan los 10 m, las cuales son clasificadas como dunitas [Ol (86 %), Amph (4 %), Mag (4 %), Spl (4 %), Opx (2 %)].

Contenidos en el gabro anfibólico que forma parte del cuerpo máfico-ultramáfico se desarrollan una serie de lentes y capas de gabronorita olivínica [Pl (39 %), Amph (19 %), Cpx (16 %), Ol (15 %), Opx (7 %), Spl (4 %)] con espesores que varían de 1 a 3 m. Presentan un tamaño de grano medio a grueso y colores más oscuros que la roca que los contiene. Se encuentran orientados según el encapado general del cuerpo. Además, dentro del gabro anfibólico aparecen diques de igual composición pero con tamaño de grano más fino, los cuales se intruyen paralelos al encapado magmático (*sills*) ó cortando al mismo. Estos aumentan en cantidad hacia el sector oriental, haciéndose muy abundantes cuando se encuentran dentro de la peridotita anfibólica piroxénica. Microscópicamente, en todas las rocas, se reconoció textura coronítica. Esta, en general, presenta un núcleo de olivino rodeado por ortopiroxeno que a su vez se encuentra coronado por una capa de anfíbol + espinelo aluminico (pleonasto), formando una textura simplectítica, y culmina con cristales de plagioclasa. También se reconoce este rasgo coronítico pero con núcleo de ortopiroxeno en el gabro anfibólico. Además en estas rocas, se distingue una textura cumular que está formada principalmente por cúmulos de olivino en la dunita y peridotita anfibólica piroxénica, y en menor medida plagioclasa (gabro anfibólico). Los intercúmulos

se encuentran ocupados por anfíbol y clinopiroxeno.



**Figura 2:** Clasificación de rocas plutónicas máficas y ultramáficas usando la propuesta de la comisión de nomenclatura de rocas ígneas de la IUGS (Le Maitre 1989).

### Química mineral

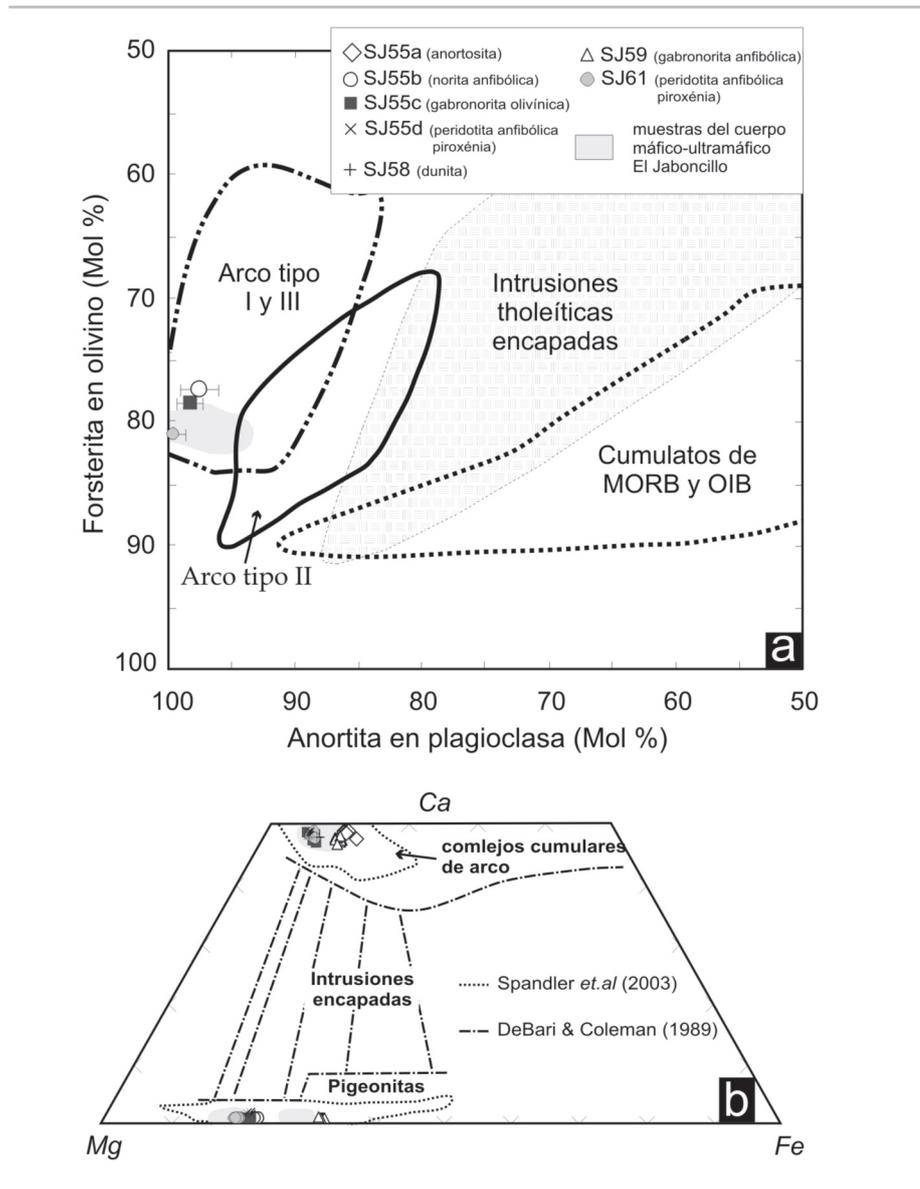
**Olivino:** el olivino es, junto con plagioclasa, el mineral más abundante en las rocas máficas-ultramáficas del cuerpo Las Juntas. Es de tipo crisolito ya que posee un contenido de forsterita que varía de 77% a 81% (Fig. 3a), y presenta un rango de

composición semejante al olivino del cuerpo encapado del Jaboncillo (e.g., Otamendi *et al.* 2010). Generalmente se desarrolla con forma subhedral y muestra relaciones texturales de distinta naturaleza con los otros componentes de las rocas. El olivino forma el esqueleto de las rocas ortocumulares duníticas y peridotíticas, en tanto que aparece como núcleo de las coronas de reacción en tipos litológicos gábricos. Puede presentarse en cristales de hasta 5 mm de longitud, muy fracturados y alterados. Comúnmente en las fracturas se localizan granos diminutos de magnetita.

**Plagioclasa:** la plagioclasa está presente en todas las rocas cumulares, con porcentajes modales que varían desde más de 90% en la anortosita hasta estar casi ausente en rocas duníticas. Sin embargo, la composición de las plagioclasas no varía con la proporción modal, ya que presentan un contenido de anortita acotado entre 92% y 99% (Fig. 3a). Además, a escala de grano la zonación química es casi inexistente. Los cristales de plagioclasa muestran tamaños de grano variables, que pueden llegar hasta 3 mm de longitud, exhiben maclas polisintéticas y de Carlsbad, y tienden a ser euhedros en anortositas y anhedralos en peridotitas. Principalmente en dunitas y peridotitas, las plagioclasas aparecen parcialmente o completamente alteradas a sericita.

**Piroxenos:** el ortopiroxeno se encuentra en cristales prismáticos, de hasta 2 mm de longitud, diseminados en la roca o como granos más pequeños formando parte de las coronas de reacción. Son cristales anhedralos con color rosado y pleocroísmo débil. En general presentan un contenido de enstatita que varía entre 78% a 81% (Fig. 3b).

El clinopiroxeno forma parte de las secuencias cumulares como intercúmulo de plagioclasa y olivino. Presenta minerales opacos incluidos y orientados en los planos de clivaje, y cuando está en contacto con plagioclasa se observa una corona de anfíbol entre ambos minerales. El contenido de wollastonita presente en los clinopiroxenos analizados se mantiene cons-

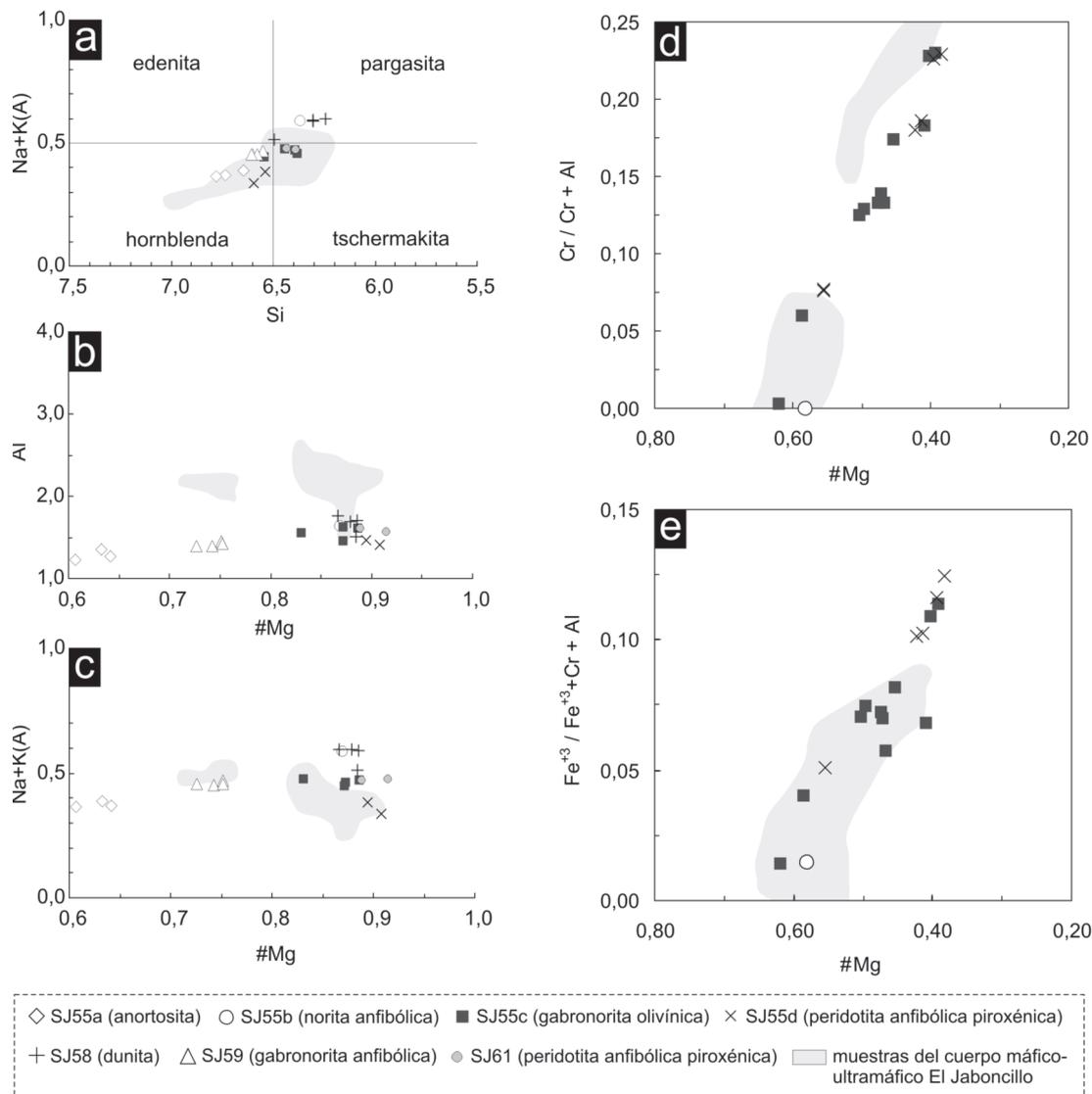


**Figura 3:** a) Composición de olivino y plagioclasa que coexisten para rocas máficas- ultramáficas del cuerpo Las Juntas. Se muestran las composiciones de olivino y plagioclasa para distintos ambientes tectónicos propuestos por Beard (1986). b) Proyección de la composición de piroxenos de las rocas máficas-ultramáficas en el triángulo wollastonita, enstatita y ferrosilita. Por comparación se proyectan rocas cumulares típicas de arcos magmáticos tomadas de DeBari y Coleman (1989) y Spandler *et al.* (2003).

tante alrededor del 47%, mientras que la proporción de enstatita varía entre 41% (anortosita) y 46% (peridotita anfibólica piroxénica) (Fig. 3b).

**Anfíbol:** el anfíbol aparece con distintas relaciones texturales. En rocas con abundante plagioclasa el anfíbol forma coronas alrededor de plagioclasa, granos discretos subhedralos, o aparece como oiocristales de gran tamaño. En rocas con abundante olivino, tiende a aparecer con forma irregular y posición intersticial en-

tre olivinos o piroxenos. En general, el anfíbol es de color verde claro, ligeramente pleocroico. Cuando está coronando a plagioclasa, el anfíbol forma intercrecimientos simplectíticos con espinelos verdes. La composición del anfíbol depende en alguna medida del tipo litológico, las rocas ricas en olivino muestran composiciones de anfíbol de tipo pargasita y tschermakita; por el contrario, las que presentan bajas proporciones de olivino contienen hornblenda (Fig. 4a). Ade-



**Figura 4:** a) Clasificación de anfíboles basada en Na + K en sitios A *vs.* Si usando átomos por fórmula unidad (apfu) y con la nomenclatura de Leake *et al.* (1997). b) Proyección de Al *vs.* número de magnesio (Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup>) para anfíboles de las rocas máficas-ultramáficas. c) Proyección de los cationes Na + K en sitios A *vs.* número de magnesio (Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup>). d) Proyección de espinelos en el diagrama Cr/(Cr + Al) *vs.* número de magnesio (Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup>) e) Proyección de espinelos en el diagrama Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup> + Cr + Al) *vs.* número de magnesio (Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup>) para las rocas máficas-ultramáficas del cuerpo Las Juntas.

más, el número de magnesio de los anfíboles aumenta significativamente desde las anortositas dominadas por plagioclasa a las peridotitas anfibólicas piroxénicas (Figs. 4b y 4c).

**Óxidos:** las rocas cumulares contienen dos tipos de espinelos que se distinguen por relaciones texturales y composición. El tipo de espinelo más abundante ocurre como granos discretos, tiene forma euhedra o subhedra y color pardo oscuro o pardo verdoso. El otro tipo de espinelo se diferencia por el color verde, y por aparecer mayormente formando una textura simplectítica con anfíbol, aunque también forma granos discretos. Los espinelos pardos (picoititas) presentan relaciones Cr/Al altas Cr# [=Cr/(Cr + Mg)]

entre 0,12 y 0,25, contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> por debajo del 50%, y son más abundantes en rocas con elevadas proporciones modales de olivino. Los espinelos verdes (pleonasto) poseen entre 55% y 65% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y Cr # <0,1 (Fig. 4d). Además, la relación Mg/Fe medida como Mg# [=Mg/(Fe<sup>2+</sup> + Mg)] de los espinelos verdes (~0,6) es siempre claramente superior que el de los espinelos pardos (~0,45) (Figs. 4d y 4e).

Los minerales opacos están presentes en la mayoría de las rocas como granos discretos de forma subhedra. Generalmente son magnetitas con alto contenido en óxidos de Fe (superior al 70%) y Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (entre 10% y 20%) (Tabla 1). Además, en proporciones muy subordinadas, se en-

cuentran ilmenitas que tienen porcentajes de óxidos de Ti de 50% aproximadamente, y contenidos de óxidos de Fe cercanos a 45%.

## ASPECTOS SINGULARES SOBRE LA PETROLOGÍA DEL CUERPO MÁFICO-ULTRAMÁFICO LAS JUNTAS

### Condiciones físicas de emplazamiento

La paleoprofundidad de emplazamiento del cuerpo máfico-ultramáfico fue inferida a partir de las estimaciones termo-barométrica, realizadas en rocas gábricas y migmatitas que albergan dicho cuerpo (Tibaldi *et al.* 2009). Considerando estos resultados se puede interpretar que la pre-

sión de emplazamiento del cuerpo máfico-ultramáfico debió tener un valor mínimo de 5 kbar y un máximo de 7 kbar; hecho que además implica que el cuerpo se habría emplazado entre 17 y 24 km de profundidad.

Utilizando estos valores de profundidad de emplazamiento, se estimó la temperatura de equilibrio entre los dos piroxenos y con el par anfíbol-plagioclasa, siguiendo los criterios discutidos por Tibaldi *et al.* (2011). La termometría de dos piroxenos se utilizó en las rocas SJ55c, SJ55d, SJ59 y SJ61 donde coexisten ortopiroxeno y clinopiroxeno. Asumiendo una presión de interés de 6 kbar, la temperatura resultante depende de la calibración usada. La calibración experimental en un sistema simple realizada por Brey y Köhler (1990) da temperatura promedio de 1090 °C en la roca SJ59 hasta un promedio de 1250 °C en el espécimen SJ61 (Cuadro 2). En marcado contraste, al aplicar la termometría de dos piroxenos pero usando la base de datos termodinámica de Berman (1988) y, los modelos de actividad - composición que son consistentes con esa base de datos, las temperaturas obtenidas son de alrededor de 840 °C en las muestras SJ55c y SJ61, y están alrededor de los 770 °C en las rocas SJ59 y SJ55d (Cuadro 2). La diferencia en los resultados de termometría es tan amplia que si se considera válida la calibración de Brey y Köhler (1990) la temperatura reflejaría un estadio magmático, mientras que si se toma la termometría obtenida mediante la base de datos de Berman (1988) la temperatura registraría el re-equilibrio Fe-Mg entre los dos piroxenos en una etapa post-magmática.

El termómetro anfíbol-plagioclasa no se puede aplicar rigurosamente a las rocas del cuerpo Las Juntas por dos razones: 1- las rocas no están sobresaturadas en cuarzo, y 2- la plagioclasa es muy rica en anortita (Holland y Blundy 1994). Teniendo en cuenta estos problemas se utilizó el modelo B del termómetro anfíbol-plagioclasa. En tres rocas este termómetro da temperaturas magmáticas, estas son: 1185 °C en SJ55c, 1164 °C en SJ59, y

1436 °C en SJ61 (Cuadro 2). En tanto que en la roca SJ55d el termómetro anfíbol-plagioclasa da una temperatura promedio de 763 °C, este valor no es confiable ya que las plagioclasas en esta roca están muy alteradas (véase Cuadro 1). En general estos resultados sugieren que en gran parte el anfíbol pudo haber cristalizado durante el estadio magmático.

### Origen de la estructura y textura cumular y su utilidad para inferir la secuencia de cristalización

Algunos rasgos estructurales que se encuentran en el cuerpo Las Juntas son importantes porque su formación está restringida a la existencia de cámaras magmáticas conformadas por magmas máficos (Wager *et al.* 1960, Spandler *et al.* 2003, Claeson y Meurer 2004, Holness *et al.* 2006, Jagoutz *et al.* 2007). La generación de las texturas cumulares implican procesos petrológicos que involucran tres etapas, tal como fueron inferidas por Wager *et al.* (1960). Las mismas incluyen: 1- nucleación, 2- crecimiento, y 3- acumulación de primocristales. Las investigaciones mencionadas muestran que en la formación de los cúmulos ígneos por concentración mecánica, también intervienen procesos como la sedimentación gravitatoria, alzamiento por flotación, filtrado por presión y segregación de cristales por flujo magmático.

En general los estudios de rocas cumulares concluyen que, al avanzar totalmente las tres etapas anteriores, se pueden formar cinco texturas diferentes, éstas son: 1- ortocumular, aparece cuando la acumulación de los minerales que cristalizan primero a partir del líquido silíceo, y forman la base estructural del cúmulo (primocristales), es seguida por crecimiento pseudomórfico de esos cristales durante la cristalización del líquido intercumular que ocupa poros. La textura finalmente queda compuesta por un cumulado de primocristales y por minerales intercumulares, algunos con corona de reacción; 2- adcumular, en este caso, el cumulado se nutre de componentes internos aportados por nuevos pulsos de magma o por la

**CUADRO 2:** Temperatura de equilibrio de minerales presentes en las rocas del cuerpo Las Juntas a partir de los pares Cpx-Opx y Amph-Pl.

Termómetro Cpx-Opx					
Muestra	Cpx	Opx	P (kbar)	B&K (90)	B (88)
				T (°C)	T (°C)
SJ55c	Cpx15	Opx10	6	1228,91	829,58
SJ55c	Cpx20	Opx13	6	1210,95	
SJ55c	Cpx20	Opx22	6		802,09
SJ55c	Cpx29	Opx47	6		850,28
SJ55c	Cpx59	Opx46	6		884,85
SJ55c	Cpx60	Opx21	6	1215,80	
SJ55c	Cpx60	Opx22	6	1221,18	
SJ55d	Cpx20	Opx23	6		832,99
SJ55d	Cpx20	Opx27	6	1233,63	
SJ55d	Cpx25	Opx14	6	1226,40	629,91
SJ55d	Cpx25	Opx15	6	1235,55	
SJ55d	Cpx26	Opx3	6	1228,91	
SJ55d	Cpx26	Opx15	6	1235,90	867,40
SJ55d	Cpx28	Opx23	6	1225,21	
SJ59	Cpx5	Opx2	6	1095,39	771,13
SJ59	Cpx6	Opx27	6	1090,67	
SJ59	Cpx7	Opx28	6	1088,55	
SJ59	Cpx13	Opx28	6	1089,74	806,20
SJ59	Cpx21	Opx17	6		808,41
SJ59	Cpx29	Opx1	6	1097,08	701,47
SJ59	Cpx29	Opx2	6	1094,05	
SJ61	Cpx7	Opx3	6	1248,16	
SJ61	Cpx7	Opx14	6		757,403
SJ61	Cpx11	Opx5	6	1251,63	896,820
SJ61	Cpx11	Opx10	6	1252,01	
SJ61	Cpx24	Opx14	6	1251,22	
SJ61	Cpx25	Opx6	6		867,083
SJ61	Cpx25	Opx10	6	1252,80	

Termómetro anfíbol-Pl				
Muestra	anfíbol	PI	H&B/TB(94)	T (°C)
			P (kbar)	
SJ55c	Hbl7	PI19	6	1248,61
SJ55c	Ts45	PI23	6	1120,48
SJ55d	Hbl18	PI17	6	780,79
SJ55d	Hbl19	PI24	6	745,54
SJ59	Hbl19	PI8	6	1154,50
SJ59	Hbl22	PI9	6	1156,81
SJ59	Hbl4	PI10	6	1158,98
SJ59	Hbl14	PI11	6	1184,45
SJ61	Ts9	PI20	6	1393,28
SJ61	Ts26	PI18	6	1479,45

ByK (90) y B (88), modelos termométricos de dos piroxenos tomados de Brey y Köhler (1990) y Berman (1988), respectivamente; HyB/TB (94), modelo B del termómetro anfíbol-plagioclasa tomado de Holland y Blundy (1994).

difusión química desde el fundido circundante al cumulado. La textura final es una textura cumular con primocristales no zonados y sin minerales intercumula-

res; 3- mesocumular, tiene características intermedias entre las dos anteriores; 4- heteradcumular, cristales adcumulares rodeados por grandes oikocristales no zonados; 5- crescumular ó harrística, formada por cumulos de cristales dendríticos, aciculares ó fibrosos, no zonados (*e.g.*, Wager *et al.* 1960, Cox *et al.* 1979, Winter 2001, Holness *et al.* 2006). Es importante aclarar que todos los estudios coinciden en que el origen de este tipo de estructura y texturas es puramente magmático.

Las texturas cumulares descritas principalmente en el cuerpo máfico - ultramáfico Las Juntas pueden presentar cúmulos dominados por primocristales de olivino o de plagioclasa. En los cúmulos dominados por plagioclasa, los minerales intercumulares más abundantes son clinopiroxeno y anfíbol; en tanto que en los cúmulos dominados por olivino, clinopiroxeno y en menor medida espinelo ocupan las posiciones intercumulares (Fig. 5). En muchas rocas del cuerpo de Las Juntas se puede observar con certeza una textura del tipo ortocumular. Esto se deduce por la presencia de primocristales de plagioclasa u olivino rodeados por clinopiroxeno y anfíbol que ocupan los espacios intercumulares y presentan continuidad óptica. Si bien muchos autores sugieren que en la textura ortocumular los primocristales (plagioclasa y olivino) deben tener zonación interna, en el caso de las rocas estudiadas los primocristales se caracterizan por tener una composición homogénea. Sin embargo, Holness *et al.* (2006) sugieren que la falta de zonación química no es determinante para definir una textura ortocumular.

Desde Wager *et al.* (1960) se sabe que las rocas cumulares permiten inferir la secuencia de cristalización con mayor certeza que las no cumulares. Usando estos criterios se puede observar que las primeras fases en cristalizar son el olivino y la plagioclasa. El olivino presenta inclusiones de espinelos ricos en cromo (picotita). La diferencia de densidad entre olivino ( $\sim 3,58$  grs/cm<sup>3</sup>) y plagioclasa ( $\sim 2,68$  grs/cm<sup>3</sup>) que normalmente son mayor y menor, respectivamente, que la de un

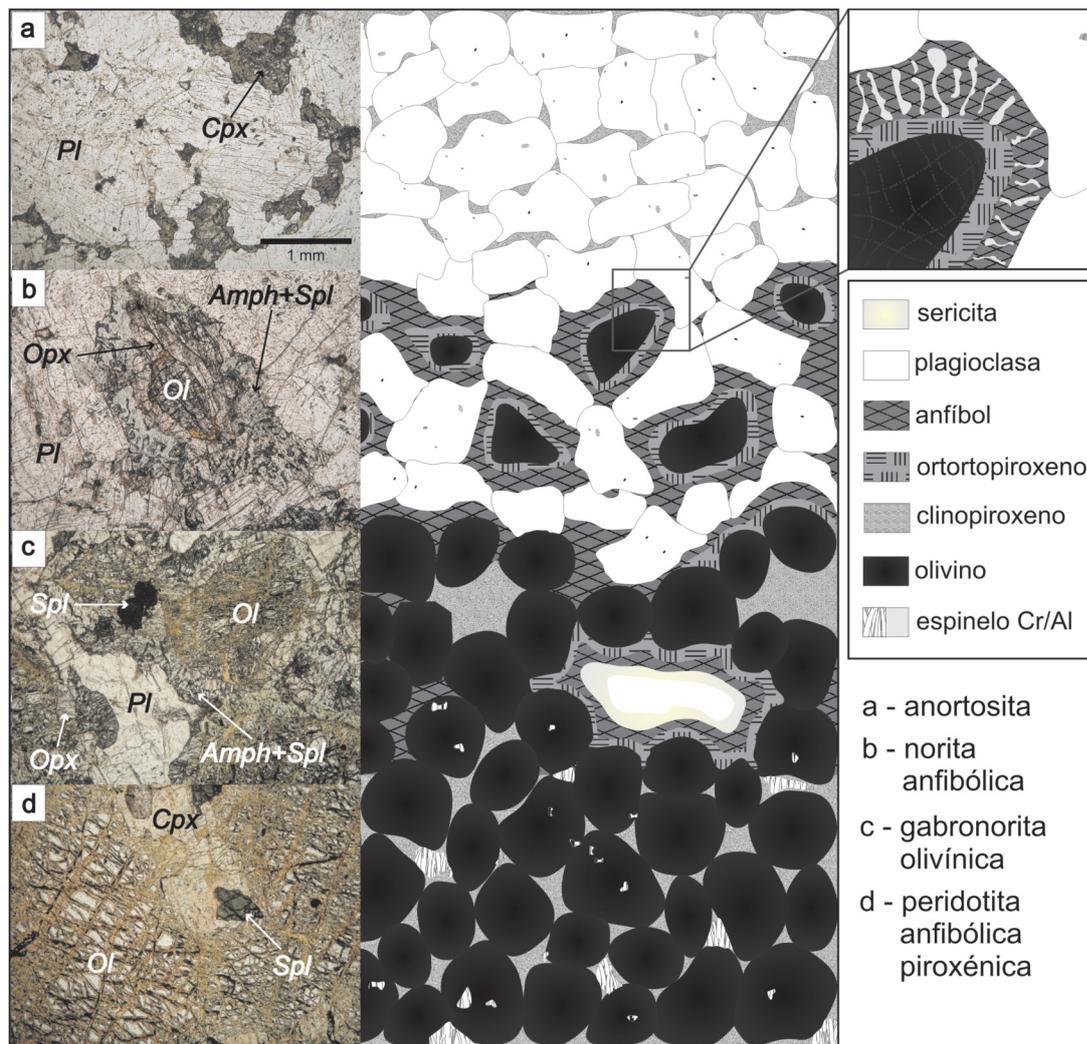
magma máfico, conlleva a que el olivino descienda hacia la base de la cámara magmática mientras que la plagioclasa queda flotando en el líquido. Este fenómeno se produce simultáneamente con la cristalización de estos minerales y genera una acomodación de los mismos de tal manera que queda conformada una textura cumular, con olivino o plagioclasa como cúmulos y un líquido intercumular. Este líquido cristaliza formando principalmente clinopiroxeno y en menor medida anfíbol. Las dos fases cumulares, olivino y plagioclasa, se encuentran en estado sólido dentro de un fundido con el que reaccionan para formar ortopiroxenos, anfíboles y espinelo (pleonasto). Como resultado de estos procesos queda la textura cumular, la cual es un producto netamente magmático. La figura 5 muestra un caso estudiado en detalle donde se observa el resultado final del proceso descrito, a partir del cual se pueden inferir alguno de los mecanismos que acompañan a la formación de esta roca cumular con encapado modal.

En las zonas donde se acumulan y coexisten olivino y plagioclasa se produce una reacción entre estos minerales y el líquido, generándose así nuevas fases minerales y una textura diferente. El olivino reacciona con el líquido produciendo ortopiroxeno, el cual se desarrolla, en la mayoría de los casos, coronando al olivino en forma concéntrica. Además, el agua presente se acumula por disolución en el líquido residual y provoca la cristalización tardía de anfíboles. En esta última etapa también se desarrollan espinelos (pleonasto). Anfíbol y espinelo aluminico generan una corona con textura simplectítica rodeando al ortopiroxeno. De esta forma queda configurada la textura coronítica característica de este tipo de rocas. Las observaciones realizadas en este trabajo indican que las texturas coroníticas son parte del proceso de generación de la estructura cumular. Además, las texturas coroníticas están circunscriptas a capas cumulares donde coexistió olivino y plagioclasa, y muy probablemente ambos minerales estaban reaccionando con un

líquido magmático residual enriquecido en un fluido acuoso. La textura coronítica habría sido generada por una reacción en multicapas dispuestas en forma concéntrica alrededor de olivino. La interacción entre olivino, plagioclasa y el H<sub>2</sub>O presente en el magma residual permitió la generación de nuevas fases minerales (ortopiroxeno, anfíbol y espinelo) y puede ser explicada mediante la siguiente reacción general: Pl (An 92-99) + Ol (Fo 77-81) + H<sub>2</sub>O  $\leftrightarrow$  Opx (En 78-81) + Amph (Mg# 0,73-0,91) + Spl (Mg#  $\sim$ 0,6). Esta reacción coincide con la deducida por Baldo *et al.* (1999). En función de los resultados de este proceso se realizó una diferenciación a partir de la mineralogía resultante y su hábito. Las zonas que fueron reconocidas son: zona I, de ortopiroxeno rodeando a olivino y zona II, de anfíbol + espinelo: simplectita de anfíbol y espinelo verde rodeando a ortopiroxeno (Fig. 5b y c). En algunos casos la zona II está compuesta puramente de anfíbol, sin espinelo simplectítico.

### Implicancias relacionadas con la evolución magmática del arco Famatiniano

Según Beard (1986) la composición de olivino y plagioclasa, expresada como el contenido de forsterita y anortita respectivamente, que coexisten en rocas plutónicas máficas constituyen un buen indicador del ambiente en que se generó el magma máfico. Utilizando este criterio queda evidenciado que los magmas de los cuales cristalizaron las rocas del cuerpo Las Juntas fueron producto de fundidos generados en una zona de subducción (Fig. 3a). Asimismo, la composición del olivino (Mg# 0,80) se puede usar para deducir que el magma del cual cristalizaron tenía una relación Mg / (Mg + Fe<sup>2+</sup>) del orden de 60 (véase Pichavant y Macdonald 2007). Al igual que en el caso del cuerpo de la quebrada del Jaboncillo, un valor de Mg# del orden de 0,60 para el magma del cual se formó el cuerpo encapado de Las Juntas, indica que éste no provino directamente de una fuente

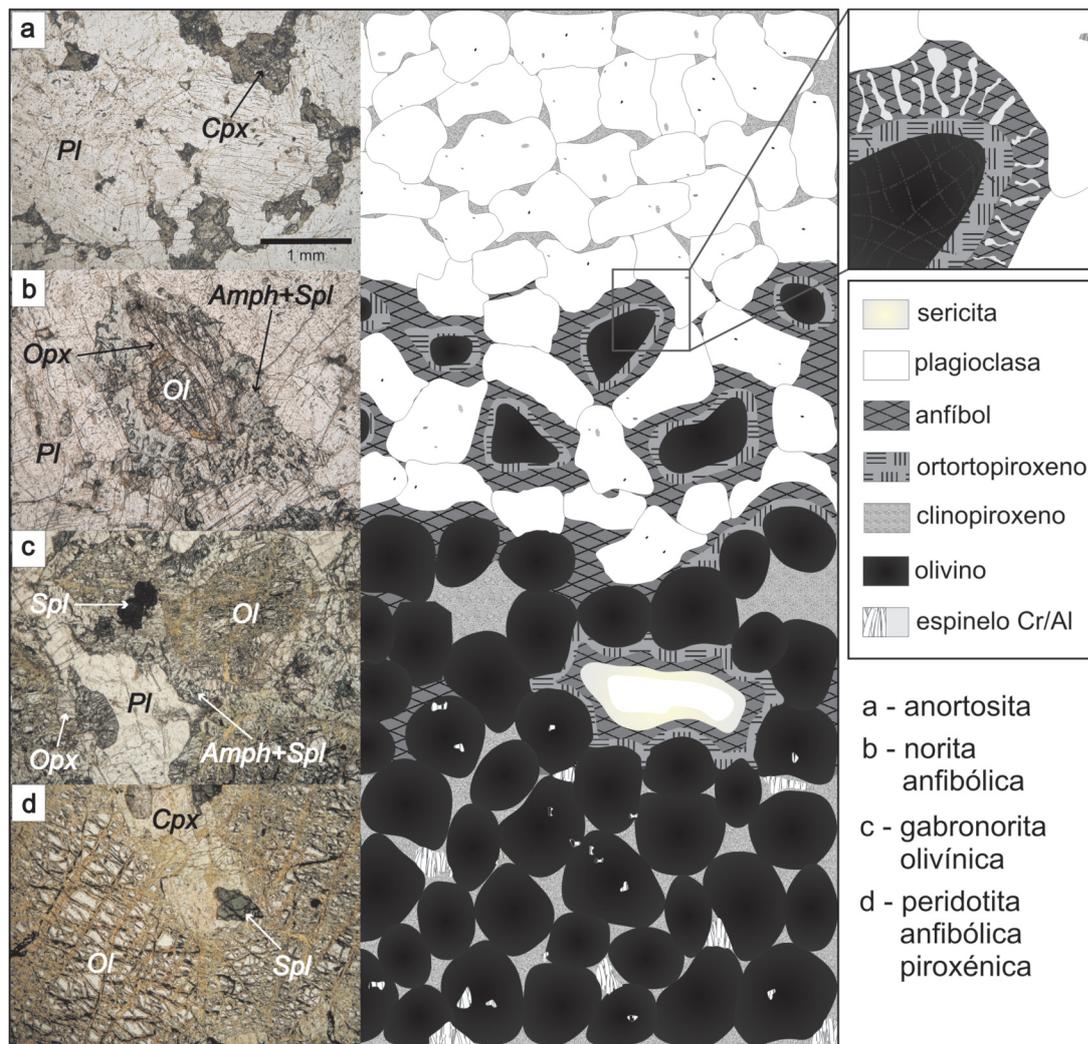


**Figura 5:** Representación esquemática de la secuencia de cristalización deducida de relaciones de campo y análisis petrográfico del cuerpo Las Juntas, ilustrada mediante las texturas resultantes de cada proceso.

mantélica, ya que los magmas mantélicos tienen Mg#, normalmente, mayor que 0,65 (Wilson 1989). La variación en la composición de los espinelos, en particular aquellos con elevados contenidos de cromo, es otro indicador de la afinidad de arco del magma a partir del cual se formó el cuerpo máfico-ultramáfico Las Juntas. Esto es así porque los espinelos pardos (picotita) tienen un contenido en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> menor a 18% y los espinelos verdes (pleonasto) tienen composición similar a espinelos ricos en aluminio de gabros cumulares de arco. Además cuando disminuye el Mg# desde picotita a pleonasto aumentan las relaciones Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup> + Cr + Al) y Cr/Al [Cr# = Cr/(Cr + Al)]. Estas variaciones relativas y absolutas en la composición de los

espinelos han sido observadas por muchos autores ya sea en inclusiones de lavas o cuerpos cumulares (Arculus y Wills 1980, Conrad y Kay 1984, DeBari y Coleman 1989, Claeson 1998, Spandler *et al.* 2003). Muchas investigaciones han concluido que esta variación de los espinelos es característica de rocas formadas en secciones profundas de la corteza asociadas a un arco magmático. El clinopiroxeno por otra parte, muestra un alto contenido en calcio que se ve reflejado en aproximadamente un 50% de wollastonita. Esto indica que el magma que le dio origen a esta fase mineral contenía alto porcentaje de agua en su composición original (Gaetani *et al.* 1993). Según el criterio de Spandler *et al.* (2003) para los piroxenos, estas dos fases mine-

rales se habrían formado en un complejo cumular de arco volcánico (Fig. 3b). No obstante, la evidencia más contundente sobre la naturaleza hidratada de los magmas que alimentaron el cuerpo de Las Juntas es la presencia generalizada de anfíbol en todos los tipos de rocas cumulares. La formación y cristalización de las rocas máficas - ultramáficas del sector occidental de la sierra de Valle Fértil es el resultado de ascensos de magmas primitivos, no primarios, con altos porcentajes de agua, a través de la corteza inferior y emplazamiento de ellos en niveles de corteza medios (20 - 25 km) (Otamendi *et al.* 2010) como producto de la evolución del arco magmático Famatiniano. Cabe aclarar que la configuración actual del cuerpo máfico-ultramáfico Las Juntas, como de



**Figura 5:** Representación esquemática de la secuencia de cristalización deducida de relaciones de campo y análisis petrográfico del cuerpo Las Juntas, ilustrada mediante las texturas resultantes de cada proceso.

mantélica, ya que los magmas mantélicos tienen Mg#, normalmente, mayor que 0,65 (Wilson 1989). La variación en la composición de los espinelos, en particular aquellos con elevados contenidos de cromo, es otro indicador de la afinidad de arco del magma a partir del cual se formó el cuerpo máfico-ultramáfico Las Juntas. Esto es así porque los espinelos pardos (picotita) tienen un contenido en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> menor a 18% y los espinelos verdes (pleonasto) tienen composición similar a espinelos ricos en aluminio de gabros cumulares de arco. Además cuando disminuye el Mg# desde picotita a pleonasto aumentan las relaciones Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup> + Cr + Al) y Cr/Al [Cr# = Cr/(Cr + Al)]. Estas variaciones relativas y absolutas en la composición de los

espinelos han sido observadas por muchos autores ya sea en inclusiones de lavas o cuerpos cumulares (Arculus y Wills 1980, Conrad y Kay 1984, DeBari y Coleman 1989, Claeson 1998, Spandler *et al.* 2003). Muchas investigaciones han concluido que esta variación de los espinelos es característica de rocas formadas en secciones profundas de la corteza asociadas a un arco magmático. El clinopiroxeno por otra parte, muestra un alto contenido en calcio que se ve reflejado en aproximadamente un 50% de wollastonita. Esto indica que el magma que le dio origen a esta fase mineral contenía alto porcentaje de agua en su composición original (Gaetani *et al.* 1993). Según el criterio de Spandler *et al.* (2003) para los piroxenos, estas dos fases mine-

rales se habrían formado en un complejo cumular de arco volcánico (Fig. 3b). No obstante, la evidencia más contundente sobre la naturaleza hidratada de los magmas que alimentaron el cuerpo de Las Juntas es la presencia generalizada de anfíbol en todos los tipos de rocas cumulares. La formación y cristalización de las rocas máficas - ultramáficas del sector occidental de la sierra de Valle Fértil es el resultado de ascensos de magmas primitivos, no primarios, con altos porcentajes de agua, a través de la corteza inferior y emplazamiento de ellos en niveles de corteza medios (20 - 25 km) (Otamendi *et al.* 2010) como producto de la evolución del arco magmático Famatiniano. Cabe aclarar que la configuración actual del cuerpo máfico-ultramáfico Las Juntas, como de

otros cuerpos cumulares reconocidos en la sierra de Valle Fértil (Otamendi *et al.* 2010; y datos no publicados), son producto de un evento tectónico compresivo posterior al magmatismo, cuyos esfuerzos principales estuvieron orientados en sentido este-oeste (Cristofolini *et al.* 2010) y que está relacionado a la exhumación del arco Famatiniano, que se acepta fue producida por el cierre colisional de dicho arco (*e.g.*, Ramos 2004). No se puede concluir si la cámara magmática del cuerpo Las Juntas, que por una cuestión de emplazamiento tectónico muestra un volumen mayor que el de El Jaboncillo, fue generada por un pulso o varios pulsos de magma. No obstante, ambos cuerpos tienen en común que la homogeneidad en la composición de los minerales indica que no hubo un cambio apreciable en la composición del magma que alimentó las cámaras.

## CONCLUSIONES

Este trabajo presenta los resultados de un estudio geológico y petrológico del cuerpo máfico-ultramáfico Las Juntas ubicado en el centro de la sierra de Valle Fértil, y los resultados más relevantes son: 1- no existen diferencias destacables en las características petrológicas y químicas del cuerpo Las Juntas con respecto al otro caso estudiado en la quebrada del Jaboncillo (Mirrè, 1976, Otamendi *et al.* 2010); 2- estos dos cuerpos ígneos, los que indudablemente resultan de la generación de cámaras magmáticas máficas (Wager *et al.* 1960), registran la llegada de magmas primitivos en volúmenes importantes que ascendían hasta niveles corticales con paleoprofundidades del orden de los 20 a 25 km, en el arco magmático Famatiniano (Tibaldi *et al.* 2009); y 3- los dos ejemplos de cuerpos máficos-ultramáficos, sumados a otros ejemplos observados en las sierras de Valle Fértil y La Huerta, indican que la corteza a niveles más profundos que los mencionados debió haber estado dominada ampliamente por rocas máficas y/o ultramáficas ya que, en caso contrario, el ascenso masivo de magmas

máficos, aunque hidratados, hubiera sido filtrado por una *buoyancia* negativa con respecto a su entorno (Otamendi *et al.* 2009; Cristofolini *et al.* 2010).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue subsidiado por los proyectos PICTR 20298/04, PICT 01904/07 y PICT 1299/08 Préstamo BID de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina, por el PIP0072 de CONICET, y a través de fondos de ayuda de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto. Agradecemos a los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva por realizar los análisis químicos de minerales sin costos analíticos. Se agradece el arbitraje de los doctores Brígida Castro de Machuca y Juan A. Murra, que han permitido mejorar la calidad de este trabajo gracias a sus valiosas recomendaciones. Un reconocimiento especial a Facundo Quevedo y Maximiliano Falcone por la ayuda durante el trabajo de campo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Arculus, R.J. y Wills, K.J.A. 1980. The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island Arc. *Journal of Petrology* 21: 743-799.

Baldo, E.G.A., Murra, J.A., Casquet, C., Galindo, C. y Saavedra, J. 1999. El gabro coronítico de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas, Argentina: condiciones P-T de la etapa coronítica. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 22-A: 7-18.

Beard, J.S. 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology* 14: 848-851.

Beard, J.S. y Borgia, A. 1989. Temporal variation of mineralogy and petrology in cognate gabbroic enclaves at Arenal volcano, Costa Rica. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103: 110-122.

Berman, R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *Journal of Petrology*

29: 445-522.

- Brey, G.P. y Köhler, T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31: 1353-1378.
- Brogioni, N., Cruciani, G., Franceschelli, M. y Vasselli, O. 2007. Evolución metamórfica de las melagabronoritas coroníticas de El Arenal, faja máfica - ultramáfica El Destino - Las Águilas, sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 13-24.
- Castro de Machuca, B., Morata, D., Arancibia, G., Belmar, M. y Pontoriero, S. 2004. Metamorphic evolution of high-grade metagabbros from La Huerta Range, eastern Pampean Ranges, San Juan, Argentina. *International Geological Congress, N° 32. CD-ROM Edition, Florence.*
- Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley, L. y Pontoriero, S. 2007. P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: implications for the assembly of the Western Gondwana margin: Proterozoic to Mesozoic. *Gondwana Research* 13: 216-226.
- Claeson, D.T. 1998. Coronas, reaction rims, symplectites and emplacement depth of the Rymmen gabbro, Transscandinavian igneous belt, southern Sweden. *Mineralogical Magazine* 62: 743-757.
- Claeson, D.T. y Meurer, W.P. 2004. Fractional crystallization of hydrous basaltic "arc-type" magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 288-304.
- Comínguez, A. y Ramos, V.A. 1991. La estructura profunda en Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: Evidencias de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile* 18: 3-14.
- Conrad, W.K. y Kay, R.W. 1984. Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc. *Journal of Petrology* 25: 88-125.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of the igneous rocks. Allen & Unwin, 1-451 p, London.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M.,

- Martino, R.D. y Baliani, I. 2010. Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. *Revista Asociación Geológica Argentina* 67: 521-535.
- DeBari, S. 1994. Petrogenesis of the Fiambalá gabbroic intrusion, Northwestern Argentina, a deep crustal syntectonic pluton in a continental magmatic arc. *Journal of Petrology* 35: 679-713.
- DeBari, S. 1997. Evolution of magmas in continental and oceanic arcs: the role of the lower crust. *Canadian Mineralogist* 35: 501-519.
- DeBari, S. y Coleman, R.G. 1989. Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tosina ultramafic-mafic assemblage, Tosina, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 94: 4373-4391.
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K., Valencia, V. y Gehrels, G. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Tectonics* 29, TC4002, doi: 10.1029/2009TC002615.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L. y Bryan, W.B. 1993. The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature* 365: 332-334.
- Gallien, F., Mogessie, A., Bjerg, E., Delpino, S., Castro de Machuca, B., Thöni, M. y Klötzli, U. 2010. Timing and rate of granulite facies metamorphism and cooling from multi-mineral chronology on migmatitic gneisses, Sierras de La Huerta and Valle Fértil, NW Argentina. *Lithos* 114: 229-252.
- Galindo, C., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Rapela, C.W., y Saavedra, J. 1996. Constraints on the age and genesis of the Sierra de Valle Fértil pegmatites (western Sierras Pampeanas, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Hidrocarburos, Actas 5: 333, Buenos Aires.
- Giménez, M.E., Martínez M.P. y Introcaso, A. 2000. A crustal model based mainly on gravity data in the area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* 13: 275-286.
- Holland, T. y Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Holness, M.B., Nielsen, T.F.D. y Tegner, C. 2006. Textural maturity of cumulates: a record of chamber filling, liquidus assemblage, cooling rate and large-scale convection in mafic layered intrusions. *Journal of Petrology* 48: 141-157.
- Jagoutz, O., Müntener, O., Ulmer, P., Pettke, T., Burg, J., Dawood, H. y Hussain, S. 2007. Petrology and mineral chemistry of lower crustal intrusions: the Chilas Complex, Kohistan (NW Pakistan). *Journal of Petrology* 48: 1895-1953.
- Jordan T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of rocky mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Kay, S.M. y Kay, R.W. 1985. Role of crystal cumulates and the oceanic crust in the formation of the lower crust of the Aleutian arc. *Geology* 13: 461-464.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, C., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Minerals and Minerals Names. *American Mineralogist* 82, 1019-1037.
- Le Maitre, R. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks, Blackwell Scientific Publications 1, 193 p., Cambridge.
- Mirré, C.J. 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26:113-127.
- Mirré, C.J. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil, provincias de San Juan y La Rioja. Carta Geológica-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Ministerio de Economía. Secretaría de Estado de Minería, Boletín N° 147, 1-70, Buenos Aires.
- Murra, J.A. y Baldo, E.G.A. 2004. Texturas coroníticas en las rocas ultramáficas de las Sierras de La Huerta y Las Imanas: descripción y estimaciones de P-T. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. 1: 373-378, Río Cuarto.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. y Pinotti, L.P. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, sierras de Valle Fértil y La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.
- Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Tibaldi, A.M., Quevedo, F.I. y Baliani, I. 2010. Petrology of mafic and ultramafic layered rocks from the Jaboncillo Valley, Sierra de Valle Fértil, Argentina: implications for the evolution of magmas in the lower crust of the Famatinian arc. *Journal of South America Earth Sciences* 29: 685-704.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (ed.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society London, Special Publication 142: 43-368.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 91: 151-168.
- Passchier, C.W. y Trouw, R. 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlín 289 p.
- Pichavant, M. y Macdonald, R. 2007. Crystallization of primitive basaltic magmas at crustal pressures and genesis of the calc-alkaline igneous suite: experimental evidence from St. Vincent, Lesser Antilles arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154: 535-558.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7: 1009-1026.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I. y Dallmeyer, R.D. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura pre-ándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Con-

- greso Exploración de Hidrocarburos 5: 377-392, Buenos Aires.
- Spandler, C.J., Arculus, R., Eggins, S.M., Mavrogenes, J.A., Price, R.C. y Reay, A.J. 2003. Petrogenesis of the Greenhills Complex, Southland, New Zealand: magmatic differentiation and cumulate formation at the roots of a Permian island-arc volcano. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 703-721.
- Tibaldi, A.M., Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Vujovich, G.I., Castro, A. y Martino, R.D. 2009. Condiciones de formación de gabros y migmatitas derivadas de rocas máficas en el centro de la sierra de Valle Fértil: implicancias en la constitución del arco Famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 487-503.
- Tibaldi, A.M., Alvarez Valero, A., Otamendi, J.E. y Cristofolini, E.A. 2011. Formation of paired pelitic and gabbroic migmatites: an empirical investigation of the consistency of geothermometers, geobarometers, and pseudosections. *Lithos* 122: 57-75.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A. 1996. The Argentine Precordillera: A traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science* 273: 752-757.
- Toselli, A.J., Durand, F.R., Rossi de Toselli, J.N. y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática Eopaleozoica del sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 443-462, Buenos Aires.
- Villar Fabre, J.F. 1961. Textura en anillos en una norita de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 16: 43-52.
- Wager, L., Brown, G. y Wadsworth, W. 1960. Types of Igneous Cumulates. *Journal of Petrology* 1: 73-85.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. p. 1-466. Chapman & Hall, 1-466, London.
- Winter, J.D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall Inc., 758 p., New Jersey.

Recibido: 27 de abril, 2011.

Aceptado: 17 de octubre, 2011.