



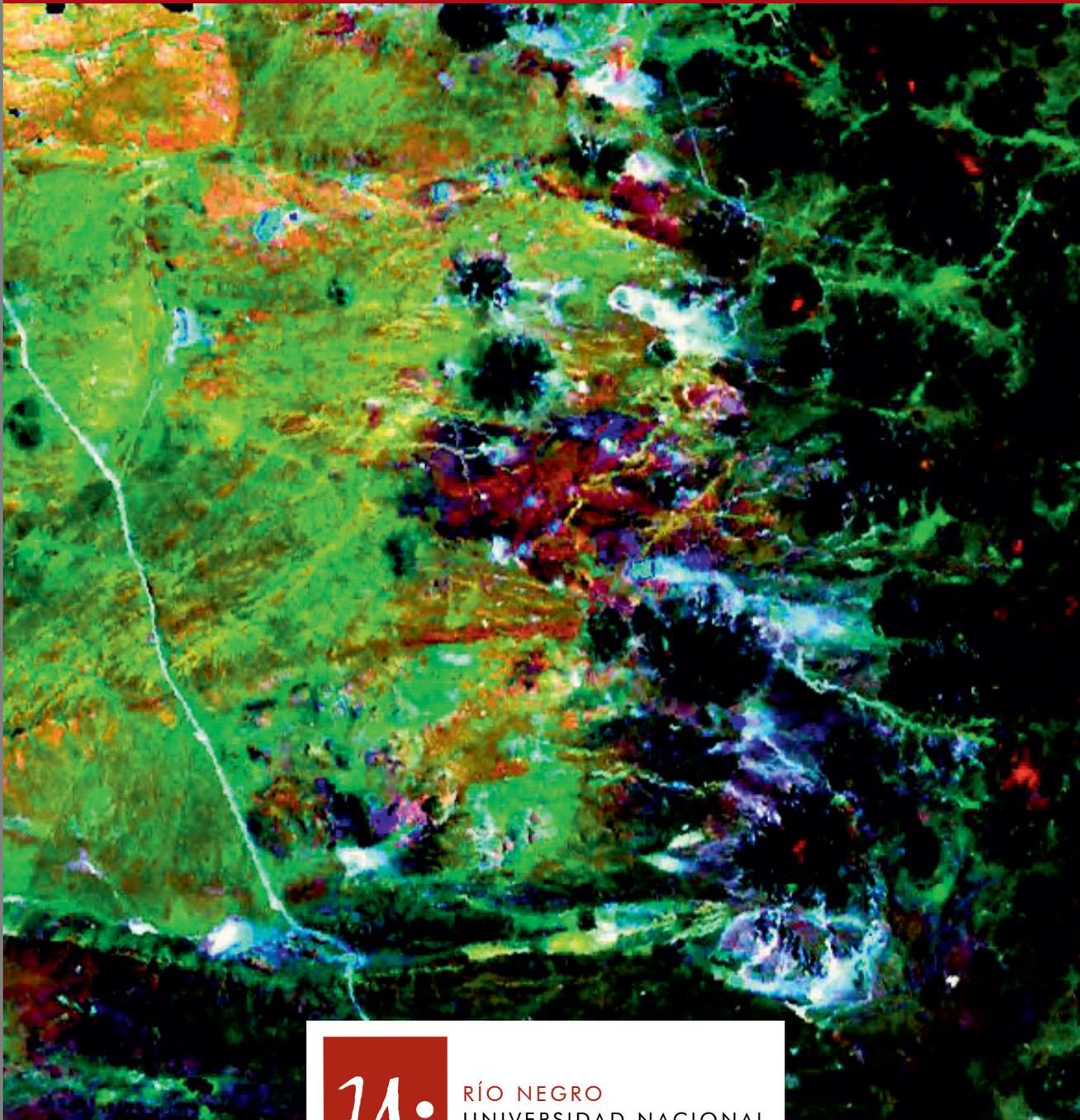
# 3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada

## RESÚMENES

General Roca, Río Negro,  
Patagonia Argentina

13 al 18 de Octubre de 2015

Congresos y Jornadas



RÍO NEGRO  
UNIVERSIDAD NACIONAL



Colección Congresos y Jornadas

# 3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada



## RESÚMENES

General Roca, Río Negro, Patagonia Argentina

13 al 18 de Octubre de 2015



Instituto de Investigación  
en Paleobiología y Geología



Asociación Geológica Argentina

*Publicación de las actas y derechos de autor:* El envío de resúmenes, posters y ponencias al evento, implica que el autor cede de forma gratuita y no exclusiva a la Universidad Nacional de Río Negro el derecho de reproducción del texto, el derecho de comunicación pública y el derecho de distribución, mediante cualquier formato, soporte, procedimiento y o tecnología conocida o por conocerse.

Asimismo, el autor garantiza a la UNRN que la obra no infringe ni viola ningún derecho de terceros, y que posee los derechos de transferencia de dicha obra, haciéndose responsable de cualquier infracción y eximiendo a la UNRN de cualquier responsabilidad en este sentido.

Con el envío de su texto, el autor manifiesta que el texto es original y no constituye un plagio, y declara la originalidad de tablas, gráficos, figuras, fotografías, software, sonidos, videos y cualquier otro elemento incorporado al manuscrito o, en caso de no ser originales, adjuntará expresa constancia de autorización del autor/a original para incluirlos en el trabajo.

Esta cesión que realiza el autor no constituye la renuncia a ningún derecho moral, los cuales quedan reservados en su favor, en términos de la Ley Nacional N° 11.723 de Derecho de Autor y acuerdos internacionales vigentes.

# 3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada

General Roca, Río Negro

13 al 18 de octubre de 2015

Organizado por

Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET)

## **COMITÉ ORGANIZADOR del PIMA 2015**

**Presidente:** Dr. Pablo Diego González

**Secretario:** Dra. Marta Franchini

**Tesorero:** Dra. M. Josefina Pons

**Comité científico editorial:** Dra. Marta Franchini (UNRN), Dra. Ma. Josefina Pons (UNRN), Dr. Pablo D. González (UNRN), Dra. Telma Musso (UNComa), Dra. Agnes Impiccini (UNComa), Dra. Laura Maydagán (UNS), Dra. Ma. Florencia Gargiulo (UNS), Dr. Ariel Ortiz Suárez (UNSL), Dr. Pablo A. Rolando (Cía. Minera Cerro Bayo, Chile), Dr. Eugenio Aragón (UNLP), Dr. Sebastián Verdecchia (UNC), Dr. Fernando D'Eramo (UNRC), Dr. Lucio Pinotti (UNRC), Lic. Ma. Cecilia Cábana (UNRN), Dr. Santiago N. González (UNRN), Lic. Gerson A. Greco (UNRN) y Lic. Samanta Serra Varela (UNRN).

**Difusión electrónica y página web:** Lic. Samanta Serra Varela (UNRN).

**Comité organizador del viaje de campo:** Dr. Santiago N. González (UNRN) y Lic. Gerson A. Greco (UNRN).

**Asistencia técnica:** Lic. Ana Rainoldi (UNS), Lic. Melisa Angeletti (UNS), Lic. Verónica Bohuier (UNS), alumnos de la UNRN Rodrigo Suárez, Maximiliano Paz y Lucía Campos.

Auspiciado por:

Universidad Nacional de Río Negro

Asociación Geológica Argentina

CAMIR – Cámara de Minería de Río Negro

Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica

Secretaría de Minería de Río Negro

ISBN: 978-987-3667-16-9

Colección Congresos y Jornadas

© 2015, Universidad Nacional de Río Negro

<http://www.unrn.edu.ar>

[publicaciones@unrn.edu.ar](mailto:publicaciones@unrn.edu.ar)

© 2015, Del compilador y de los respectivos autores.

Foto de tapa de Pablo González.

Maquetación: Departamento Editorial UNRN

Para la composición se utilizaron las fuentes tipográficas: Alegreya y Alegreya Sans.

Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología

Universidad Nacional de Río Negro-CONICET

Av. Julio A. Roca 1242. CP: R 8332 EXZ. General Roca, Río Negro.

Teléfono: +54-(0)298-4420886.



Usted es libre de: Compartir — copiar, distribuir, ejecutar y comunicar públicamente esta obra bajo las condiciones siguientes:

**Atribución** — Debe reconocer los créditos de la obra de la manera especificada por el autor o el licenciante (pero no de una manera que sugiera que tiene su apoyo o que apoyan el uso que hace de su obra).

**No Comercial** — No puede utilizar esta obra para fines comerciales.

**Sin Obras Derivadas** — No se puede alterar, transformar o generar una obra derivada a partir de esta obra.

Licencia Creative Commons Reconocimiento–NoComercial–SinObraDerivada 2.5 Argentina.

## Prólogo

El objetivo primordial de este simposio científico es reunir a los colegas de las áreas de Petrología Ígnea, Yacimientos Minerales y de otras afines, para presentar los resultados de sus investigaciones, parciales o finales, y discutir temas de interés común en un ámbito de amabilidad y camaradería.

Se espera promover la discusión y difusión de trabajos originales y generar un ámbito de debate que permita la actualización del conocimiento geológico de los participantes. También se espera ayudar a estrechar los lazos de común unión entre el ámbito académico, las instituciones nacionales y provinciales, las empresas dedicadas a los yacimientos de rocas y minerales y la industria.

Este volumen contiene los resúmenes presentados en el 3° Simposio sobre Petrología Ignea y Metalogénesis Asociada (3° PIMA), desarrollado en la ciudad de General Roca, provincia de Río Negro, entre el 13 y 18 de octubre de 2015, y que fue organizado por el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (Universidad Nacional de Río Negro-CONICET).

Para este evento científico se recibieron 81 contribuciones, de las cuales 37 fueron expuestas mediante presentaciones orales y 44 como posters, cubriendo diversas temáticas relacionadas a procesos magmáticos y metalogenéticos.

Los resúmenes fueron sometidos a un proceso editorial que incluyó una instancia de arbitraje, a cargo del Comité Editorial Científico y los árbitros del 3° PIMA.

Un especial agradecimiento a los árbitros de los resúmenes: Pablo Alasino, Mariano Larrovere, Edgardo G. Baldo, Juan A. Dahlquist, Raúl Becchio, Lucio Pinotti, Fernando D´Eramo, Manuel Demartis, Eugenio Aragón, Patricia Sruoga, Raúl Giacosa, José Pablo López, Eduardo Llambias, Noelia Iannizzotto, Brígida Castro de Machuca, Gabriela Massaferro, Juan Murra, Nilda Menegatti, Alexis Ponce, Irene Hernando, Oscar Ibañez, Nicolas Zambroni, Juan Otamendi, Alina Tibaldi, Cristina Frisicale, Jorge Coniglio, Alejandro Demichelis, Augusto Morosini, Andrés Carugno Durán, Belén Roquet, Sebastián Pagano, Marcelo Fagiano, Alberto Caselli, Stella Poma, Miguel Galliski, Raúl Lira, Ernesto Bjerg, Fernando Colombo, Diego Guido, Eduardo Zappettini, Gerardo Páez, Sebastián Jovic, Yolanda Aguilera, Mauricio González Guillot, Nora Rubinstein, Eber Cristofolini, Ana María Sato, Pablo D. González, Ariel Ortiz Suárez y Gabriela Ferracutti.

# Índice

Prólogo.....	5
Geoquímica preliminar de rocas intrusivas y volcánicas en la Meseta del Canquel. Viviana Inés ALRIC y Gabriela Isabel MASSAFERRO.....	11
Respuesta del magmatismo a los cambios de estilo extensión al durante el Paleógeno en Patagonia central. Eugenio ARAGÓN, F. D'ERAMO, L. PINOTTI, Y. AGUILERA, C. CAVAROZZI, M. DEMARTIS, I. HERNANDO y A. RIBOT.....	13
Caracterización geoquímica, mineralógica y petrológica de los diques carbonatíticos de Jasimampa (ETR), Santiago del Estero, Argentina. Luis Martín ARCE y Robert LINNEN.....	15
Depósitos hialoclásticos de la Formación Chuschín. Sistema de Famatina. Provincia de La Rioja. Paula ARMAS, Juan OTAMENDI, Eber CRISTOFOLINI y Alina TIBALDI.....	17
Morfología de los circones de la Tonalita Ñuñorco Grande, Sierra del Aconquija, El Mollar, Departamento de Tafi del Valle, Tucumán. Miguel BÁEZ, José Pablo LÓPEZ, Laura I. BELLOS, Bernardo FERROCCHIO y Francisco VILTE.....	19
Consideraciones petrológicas y geoquímicas sobre el cuerpo andesítico del cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Carlos A. Ballivián JUSTINIANO, Mabel E. LANFRANCHINI y Raúl E. DE BARRIO.....	20
Caracterización de los componentes ígneos encontrados en el material aluvional de la quebrada Aguay - Localidad de Aguaray – Provincia de Salta. Mabel Rita BARTOLONI y Miguel Ángel BOSO.....	22
Geología y geoquímica de cuerpos máficos en el área del embalse Cerro Pelado, Córdoba, Argentina. Matías BARZOLA, Alejandro DEMICHELIS y Alina TIBALDI.....	24
Geología y Mineralogía de la Pegmatita Don Arturo, La Majada, sierra de Ancasti. María Eugenia BATTICH, Clara Eugenia CISTERNA y María Eugenia VIDES.....	26
Manto ligeramente empobrecido por fusión parcial y con metasomatismo en el sureste de Payenia: Inferencia a partir de xenolitos ultramáficos del volcán Huanul. Gustavo W. BERTOTTO, Rommulo V. CONCEIÇÃO, Alberto ZANETTI, Manuel E. SCHILLING, Tommaso GIOVANARDI y Maurizio MAZZUCHELLI.....	28
Mapeo geológico de las pegmatitas graníticas del Grupo Potrero de Garay, sector sur del Distrito Pegmatítico Alta Gracia, provincia de Córdoba. Ma. Alejandra BOFFADOSSI, M. DEMARTIS, L. PINOTTI, N. ZAMBRONI, M. MAFFINI, S. RADICE, J. CONIGLIO y F. D'ERAMO.....	30
Caracterización de registros distales de las erupciones históricas del sistema Cordón Caulle (40, 5° S). Laura BORDA, Romina DAGA, Alejandro DEMICHELIS, Antonio CASTRO y Jesús DE LA ROSA.....	32
Geoquímica de las volcanitas jurásicas hospedantes de la mineralización en el Proyecto Navidad, Chubut, Argentina. Verónica BOUHIER, Marta FRANCHINI, Massimo CHIARADIA, Laura MAYDAGAN y Graciela MAS.....	34
Bayldonita y sulfuros primarios del prospecto minero Cóndor Yacu, Catamarca, Argentina Stefani BULATOVICH y Raúl LIRA.....	36
Composición química de espinelos del cuerpo máfico-ultramáfico Los Guanacos, Sierras Pampeanas de Córdoba Ma. Cecilia CÁBANA, M. ESCAYOLA, M. PIMENTEL, I. SCHALAMUK y P. GONZÁLEZ.....	38
Petrografía y mineralización de los cuerpos máficos-ultramáficos de Peñón Colorado y Paso de Piedra, sector sur del Complejo Máfico - Ultramáfico Peñón Colorado, San Luis. A. Julieta CAPRIOLO, A. ORTIZ SUÁREZ, A. MOROSINI y M. CÓMEZ.....	40

Mineralización Epitermal de Sulfuración Intermedia asociada al Pórfido de Cu-Au de Agua Tapada, Catamarca, Argentina Ariana CARRAZANA, Domingo Gimeno TORRENTE y Nicolás MONTENEGRO.....	42
Condiciones metamórficas de los gneises cordieríticos de la Sierra de Socoscora, San Luis, Argentina Andrés O. CARUGNO DURÁN, Ariel E. ORTIZ SUÁREZ y Eliel ENRIQUEZ.....	44
Riolitas de alta sílice en la Precordillera Occidental de San Juan Brígida CASTRO de MACHUCA, M. LÓPEZ, S. PONTORIERO, A. CONTE-GRAND y E. MEISSL.....	46
Volcanismo básico en el basamento ígneo-metamórfico de la faja La Majada-Ramblones, sierra de Ancasti: evidencias de un arco volcánico Proterozoico-Paleozoico inferior. Clara Eugenia CISTERNA.....	48
Caracterización petrológica de las milonitas de ortogneises tonalíticos-graníticos de la faja de cizalla Las Lajas, extremo Sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis. Eber CRISTOFOLINI, Roberto MARTINO, Juan OTAMENDI, Alina TIBALDI, Paula ARMAS, Matías BARZOLA y Nicolás ZAMBRONI.....	50
Inclusiones fluidas de los sistemas magmáticos–hidrotermales, en el área del Plutón. Los Ratones, Sierra de Fiambalá, Catamarca, Argentina. Mauro DE LA HOZ y Jorge CONIGLIO.....	52
Caracterización de la mineralización del basamento de la Sierra del Volcán, Balcarce, Buenos Aires a partir del estudio de inclusiones fluidas. María Laura DELGADO, Joaquín NIGRO, Mario TESSONE, Graciela MAS, Nora CESARETTI y Ricardo ETCHEVERRY.....	54
Estructuras magmáticas en el plutón Capilla del Monte (Córdoba): hallazgo de tubos ( <i>ladderdikes</i> ), evidencias de una cámara magmática agitada. Fernando D´ERAMO, Jorge CONIGLIO, Alfredo AGULLEIRO INSÚA, Lucio PINOTTI, Manuel DEMARTIS y Nicolás ZAMBRONI.....	56
El prospecto de Cu-Au Altar Norte, San Juan: geoquímica, alteraciones hidrotermales y pulsos de mineralización. Noelia DI GIUSEPPE, Laura MAYDAGÁN, Marta FRANCHINI, Agnes IMPICCINI y Roger REY.....	58
Depósitos de bloques y cenizas en la Sierra de la Cara Cura, Mendoza Marina DROSINA, Silvia BARREDO y Amancay MARTINEZ.....	60
Geología del basamento de la región Los Piquillines-San Martín, provincia de San Luis Eliel ENRÍQUEZ; Leticia GONZÁLEZ; Gonzalo ZAVARONI; Ariel ORTIZ SUAREZ y Brian MUÑOZ.....	62
Hallazgo de magmatismo basáltico en el área del río Salado, sector central de la provincia del Neuquén Rodrigo I. ESCOBAR, Carlos A. BALLIVIÁN JUSTINIANO, Joaquín NIGRO, Claudia E. CAVAROZZI, Raúl E. de BARRIO y Ricardo O. ETCHEVERRY.....	64
Características morfológicas, estructurales y petrográficas del intrusivo máfico . El Renegado, Sierra Grande de San Luis Carolina FERNÁNDEZ IHIGO, Francisco CACACE, Gabriela FERRACUTTI y Ernesto BJERG.....	66
Petrología del Complejo el Rodeo y su relación con el Plutón La Mesadita, Sierra de Ambato, Catamarca Rafael A. FURQUE, Graciela V. CÓRDOBA, Nancy E. NIEVA y Silvana E. CATIVA.....	69
El magmatismo peraluminoso en el sector nororiental de Sierra de Ambato, Catamarca Rafael A. FURQUE, Matías E. RASJIDO, Jazmín S. MENENDEZ y Romina A. ORDOÑEZ.....	71
Geología, geoquímica y geocronología del plutón La Laguna, Macizo Nordpatagónico, Río Negro Valeria A. GARCÍA, Ana M. SATO, Pablo D. GONZÁLEZ y Miguel A.S. BASEI.....	73
Caracterización petrográfica, geoquímica y edad Ar-Ar de un pórfiro andesítico en el arroyo Gateado Overo, Cordillera Frontal de Mendoza. María Florencia GARGIULO y Ernesto A. BJERG.....	76
Mineralizaciones de los cuerpos máficos-ultramáficos de San Pedro, extremo norte de la Faja Máfica - Ultramáfica La Jovita - Las Águilas, San Luis. Matías GÓMEZ, Augusto MOROSINI, Ariel ORTIZ SUÁREZ y Julieta CAPRIOLO.....	78

Caracterización de la Formación Auca Pan en los alrededores del lago Huechulafquen y cerro Auca Pan, provincia de Neuquén. Sofía IANNELLI, Lucía FERNÁNDEZ PAZ, Miguel RAMOS, Vanesa D. LITVAK, Andrés FOLGUERA y Víctor RAMOS.....	80
El domo del cerro La Bandera, norte de Gastre, Chubut: litofacies, geoquímica y relaciones estratigráficas Silvia LAGORIO, Alicia BUSTEROS, Diego SILVA NIETO, Pablo D. GONZÁLEZ y Raúl E. GIACOSA.....	82
Petrogenesis and monazite EPMA geochronology of the Las Chacritas pluton (Sierra de Humaya, NW Argentina): peraluminous Ordovician magmatism in the Famatinian back-arc region. Mariano LARROVERE, Pablo ALASINO, Camilo de los HOYOS y Arne WILLNER.....	84
Inclusiones sólidas de silvita en las metafonolitas de Tres Cerros, Santiago del Estero. Raúl LIRA, Mariela CHIODI y Alina B. GUERESCHI.....	86
Facies litológicas de la Formación Ventana en el extremo sur del cordón Rivadavia, Cordillera Principal, provincia de Chubut Vanesa D. LITVAK, Lucía FERNÁNDEZ PAZ, Sofía IANNELLI, Andres ECHAURREN, Federico IBARRA y Andrés FOLGUERA.....	88
Geochemical and isotopic constraints on the sources of the Permian–Early Triassic granitoids of the northeastern sector of the North Patagonian Massif. Mónica LÓPEZ de LUCHI, Carmen MARTÍNEZ DOPICO, Augusto RAPALINI y Eric TOHVER.....	90
Biotite composition and constraints on magma sources for the Late Permian–Early Triassic igneous complexes, north of Yaminué, North Patagonian Massif, Rio Negro, Argentina. Mónica LÓPEZ DE LUCHI, Carmen MARTÍNEZ DOPICO y Augusto RAPALINI.....	92
Características petrológicas del cerro Ñuñorco Grande, Sierra del Aconquija, El Mollar, Departamento de Tafi del Valle José Pablo LÓPEZ, Laura I. BELLOS y Francisco VILTE.....	94
Potencialidad de metales estratégicos en depósitos polimetálicos de la Patagonia L. LÓPEZ, S. JOVIC, D. GUIDO, J. REDIGONDA, G. PÁEZ y R. RUIZ.....	96
Consideraciones sobre la petrografía y geoquímica del Basalto Potrerillos, Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan María Gimena LOPEZ y Brígida CASTRO de MACHUCA.....	98
Irregular igneous and structural patterns in La Chinchilla pluton (NW Argentina): a case of asymmetrical body? M. MACCHIOLI GRANDE, P. ALASINO, S. ROCHER, M. LARROVERE y J. DAHLQUIST.....	100
Petrogénesis del magmatismo máfico neógeno de la Puna norte. Guadalupe MARO y Pablo J. CAFFE.....	102
Xenolitos ultramáficos en andesitas basálticas neógenas de la Puna norte. Guadalupe MARO y Pablo J. CAFFE.....	104
Nuevas edades U-Pb SHRIMP y caracterización isotópica de los complejos plutono-volcánicos pérmicos del área de La Esperanza, provincia de Río Negro. Carmen MARTÍNEZ DOPICO, Mónica LÓPEZ de LUCHI, Augusto RAPALINI y Mark FANNING.....	106
Características geoquímicas de algunos granitoides del noreste de la sierra de San Luis, Provincia de San Luis, Argentina Andrea L. MARTÍNEZ, Teresita F. MONTENEGRO, Sonia M. QUENARDELLE y Luciana HIGA.....	108
Volcanismo cenozoico de la Meseta de Canquel. Gabriela MASSAFERROa, Viviana ALRIC, Yuji ORIHASHI, Daiji HIRATA y Tiago JALOWITZKI.....	110
Evolución de los fluidos hidrotermales en el sistema pórfido-epitermal Altar, San Juan, Argentina. Laura MAYDAGAN, Marta FRANCHINI, Agnes IMPICCINI, Dave LENTZ Brian RUSK, Francisco J. RIOS y Roger REY.....	112
Estudio metalogenético de la mina La Rica: un aporte al conocimiento de los depósitos epitermales del distrito Cañada Honda, San Luis, Argentina. Natalia MELNYK-BUSTAMANTE, María Cecilia GALLARD-ESQUIVEL y Nilda Esther URBINA.....	114
Petrología y geoquímica de los cerros Guacho, Cuatro Tetas, Tortuga y Dragón al este del lago Colhué Huapí, Cuenca del Golfo San Jorge (Chubut). Nilda MENEGATTI, Gabriela MASSAFERRO, Raúl GIACOSA, Yasmin Jalil FREDES, Juan Manuel TURRA y Juan Ignacio VARGAS.....	116

Características petrológicas y geoquímicas del Complejo Uvita III, Mina de Jade, Sierra de Fiambalá, Argentina Jazmín MENÉNDEZ, Graciela CÓRDOBA, Rafael FURQUE y Karina RODRÍGUEZ.....	118
Caracterización de minerales del grupo del granate y del supergrupo de la turmalina mediante MEB-EDS y WDS, de la pegmatita Piedras Bayas, grupo Paso Grande-La Toma, San Luis, Argentina. Matías MERLO, M. Belén ROQUET, A. MARTÍNEZ, E. CRESPO y E. SANCHEZ.....	120
Geología y estructura interna de la pegmatita Piedras Bayas, grupo Paso Grande -La Toma, San Luis, Argentina Matías MERLO, M. Belén ROQUET y Amancay MARTÍNEZ.....	122
Propuesta de clasificación del magmatismo ordovícico en la Sierra de San Luis. Augusto MOROSINI y Ariel ORTIZ SUÁREZ.....	124
Génesis de las microestructuras coroníticas en rocas ígneas de la sierra de Valle Fértil, Provincia de San Juan. Juan OTAMENDI, Eber CRISTOFOLINI, Giuliano CAMILLETI y Alina TIBALDI.....	126
Controles estructurales en el magmatismo Jurásico del sector oriental del Macizo del Deseado y su importancia para la exploración minera. Gerardo PÁEZ, Diego GUIDO, Sebastián JOVIC, Luciano LÓPEZ, Conrado PERMUY VIDAL y Matías GALINA.....	128
Aureola metamórfica de contacto del batolito Cerro Áspero. Lucio P. PINOTTI, Manuel DEMARTIS, Marcelo R. FAGIANO, Fernando J. D'ERAMO, Juan E. OTAMENDI, Nicolás E. Zambroni y Jorge E. CONIGLIO.....	130
Características generales de un área con influencia hidrotermal a la vera del río Curacó, en el Departamento Lihue Calel, provincia de La Pampa. Mónica A. PIRES y Diana I. MUTTI.....	132
Las eyecciones piroclásticas del Volcán Calbuco caídas en la Norpatagonia, Argentina. María Josefina PONS, Agnes IMPICINI, Gisela PETTINARI, Pablo D. GONZÁLEZ, Miriam BASCHINI, Mónica RUEDA y Jorge VALLÉS.....	134
Evidencias geofísicas de cuerpo ígneos no aflorantes en la porción centro - norte de las Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. S. RADICE, L. PINOTTI, F. LINCE KLINGER, M. GIMÉNEZ, M. FAGIANO, F. D'ERAMO, S. NACIF, N. ZAMBRONI y M. DEMARTIS.....	136
Caracterización mineralógica y geoquímica del prospecto de cobre hospedado en rocas sedimentarias El Porvenir, Cuenca Neuquina, Argentina. Ana Laura RAINOLDI y Marta FRANCHINI.....	138
La faja de wolframio del Valle de Pancanta-La Carolina, provincia de San Luis: depósitos tipo granófilo. Gabriel RAMOS, Agustín M. IZARD, Ariel ORTIZ SUÁREZ y Augusto MOROSINI.....	140
Características petrológicas de las migmatitas y vinculación genética con los plutones aflorantes en el arroyo Pampichuela, localidad de Concepción, Departamento Capayán, Provincia de Catamarca, Argentina. Matías E. RASJIDO, Cintia J. CARRIZO, Rafael A. FURQUE, Karina de los A. RODRIGUEZ y Graciela V. CÓRDOBA.....	142
Volcanismo Pérmico Temprano-Medio de la Cordillera Frontal de Calingasta, oeste de Argentina: estratigrafía, evolución petrogenética y geocronología U-Pb SHRIMP en circones. Sebastián ROCHER, Graciela VALLECILLO, Brígida CASTRO de MACHUCA y Pablo ALASINO.....	144
Caracterización de la mineralización y la alteración hidrotermal en el depósito epitermal Laguna Verde (Ag-Au), distrito Cerro Bayo, Aysén, Chile. María Cecilia RODRIGUEZ, Pamela VERSACE TITO, Sebastián ANDRADA, Carla ARCE y Ariel Pablo ROLANDO.....	146
Cerro Munro tonalite: the plutonic remnant of an explosive volcano, province of Chubut, Argentina. Carmen RODRÍGUEZ, Eugenio ARAGÓN y Antonio CASTRO.....	148
Caracterización de las pegmatitas que integran el subgrupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, San Luis, Argentina María Belén ROQUET.....	150
Ortogneises de corteza media exhumados en el flanco oeste de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. Juana N. ROSSI, Alejandro J. TOSELLI, Camilo de los HOYOS y Arne WILLNER.....	152

Caracterización petrológica y geoquímica del magmatismo cretácico superior-paleoceno del área de Colipilli, provincia del Neuquén. Melisa A. SALVIOLI, Mabel E. LANFRANCHINI y Raúl E. de BARRIO.....	154
Geología y relaciones estructurales entre los granitoides y metamorfitas del Complejo Colohuincul en San Martín de los Andes, Neuquén. Samanta SERRA VARELA, Pablo D. GONZÁLEZ, Raúl GIACOSA, Nemesio HEREDIA CARBALLO, David PEDREIRA y Fidel Martín GONZÁLEZ.....	156
Geología de la Formación Piedras de Afilar, basamento granítico del Distrito Minero Agua Escondida, Mendoza Hugo TICKYJ, R.N. TOMEZZOLI, M.A. BASEI, M.A. FERNÁNDEZ, J.M. BLATTER, N. RODRIGUEZ y L.C. GALLO.....	158
Estudio mediante microscopía electrónica de minerales de alteración en las tobas riolíticas de la Formación Cerro Varela, San Luis. M. Laura TOBARES, Matías MERLO, Amancay MARTÍNEZ y Esteban CRESPO.....	160
Las unidades ígneas del Grupo Puesto Viejo (Triásico Medio-Superior) del Bloque de San Rafael, Mendoza y su vinculación con la Formación Cerro Varela, San Luis. M. L. TOBARES, Mariana MONTI, Amancay MARTÍNEZ, Ana M. ZAVATTIERI y Juan FRANZESE.....	162
El volcanismo efusivo mesozoico de la quebrada Larga y Hualtarán, noreste de la sierra de Las Quijadas, San Luis. M. Laura TOBARES y Amancay MARTÍNEZ, Jorge SFRAGULLA y Juan J. CANTERO.....	164
Pegmatitas graníticas y granitos asociados en cercanías de Las Aguadas. Grupo San Martín-Cautana, distrito Conlara, Sierra de San Luis. Nicolás WITKOWSKI, O. CORTONA, M. DEMARTIS, J. CONIGLIO, A. ORTIZ SUAREZ, F. AGOTE, G. VALLEJOS, L. POGGI, F. D'ERAMO y L. PINOTTI.....	166
Estructura interna de la granodiorita Antena, Chuquicamata, norte de Chile. Claudia ZAFFARANA, Rubén SOMOZA y Andrew TOMLINSON.....	168
Estructuras magmáticas en la tonalita Tamboreo (Provincia de San Luis), Sierras Pampeanas Orientales, Argentina. N. ZAMBRONI, L. PINOTTI, F. D'ERAMO, J. TUBÍA MARTÍNEZ y J. CONIGLIO.....	170
Plutón "El Escondido": una expresión del magmatismo calcoalcalino en la sierra de Guasayán, Sierras Pampeanas Orientales (Argentina). Priscila S. ZANDOMENI, Gimena M. URAN, Sebastián O. VERDECCHIA, Edgardo G. BALDO y Juan A. DAHLQUIST.....	172

## Geoquímica preliminar de rocas intrusivas y volcánicas en la Meseta del Canquel

Viviana Inés ALRIC<sup>1</sup> y Gabriela Isabel MASSAFERRO<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Dpto. de Geología. Sede Puerto Madryn.

E-mail: [vialric@gmail.com](mailto:vialric@gmail.com)

<sup>2</sup> CENPAT-CONICET

Los Basaltos de Plateau de la Patagonia forman parte de una extensa provincia volcánica ubicada al oriente de los Andes y cuya expresión longitudinal se extiende desde los 34° hasta los 52° de latitud sur. En el sector occidental y central de la Provincia del Chubut, limitada por los paralelos 44° 10' y 44° 50' S y por los meridianos 69° 12' y 68°, se encuentra la Meseta del Canquel, constituida por varias coladas superpuestas de basaltos alcalinos, cuyo origen y evolución es aún motivo de discusión.

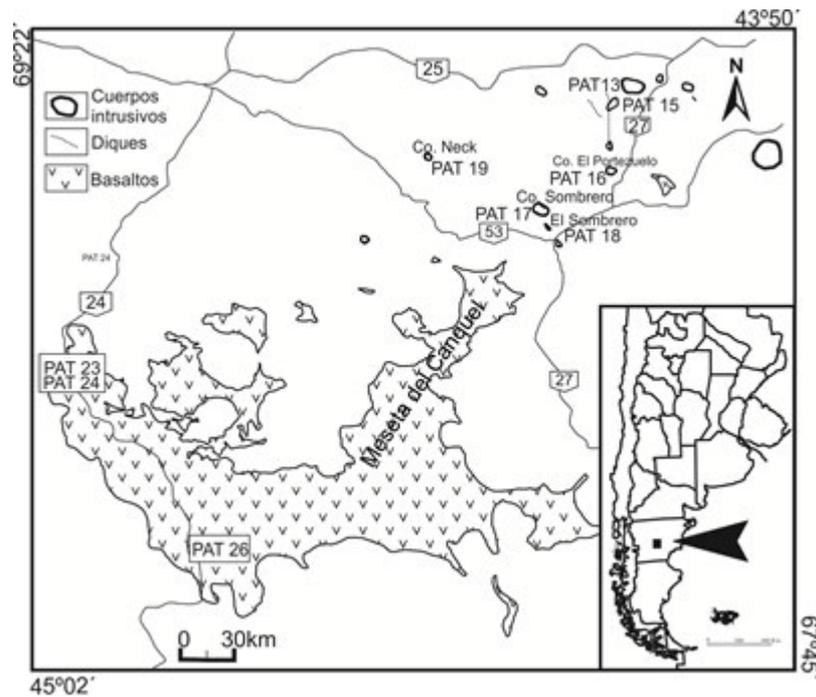
En este resumen se dan a conocer los resultados preliminares de la geoquímica de cuerpos intrusivos y coladas situados al norte de la meseta (Pat 13, 15, 17 19) y en la vertiente occidental de la misma (Pat 23, 24 y 26) (Fig. 1). Inicialmente Lema y Cortés (1987) y Anselmi *et al.* (2004) propusieron que el magmatismo se inició en el Eoceno (Formación El Canquel) con intrusiones básicas alcalinas (Miembro Lacoste) y sus representantes efusivos (Miembro El Riscoso). Sobre las lavas se disponen depósitos continentales del Grupo Sarmiento, cubiertos e interdigitados en sus términos superiores con basaltos de la Formación Sierra Cuadrada, de edad oligocena-miocena. Los representantes efusivos, agrupados bajo la denominación Miembro El Riscoso son basaltos olivínicos alcalinos, constituidos por olivina, plagioclasa y clinopiroxeno. El Miembro Lacoste está constituido por cuerpos de estructura dómica representados por gabros foidíferos olivínicos y diques de diabasas alcalinas. Los gabros foidíferos consisten en fenocristales de augita titanífera, olivino y plagioclasa mientras que los diques de diabasas olivínicas se caracterizan por sus texturas ofíticas y la presencia de xenocristales de clinopiroxeno. Sobre la base de los resultados de las muestras analizadas geoquímicamente, las rocas clasifican como gabros/basaltos subalcalinos y hawaiitas y traquibasaltos alcalinos en el diagrama álcalis versus sílice, con porcentajes en peso (%p) de SiO<sub>2</sub> que varían entre 45,36 y 48,73 y álcalis entre 3,63 y 6,1. El TiO<sub>2</sub> varía entre 1,82 y 2,62%p, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 13,91 y 17,35%p, FeO entre 9,48 y 12,13%p y CaO entre 7,96 y 11,67%p. El #Mg lo hace entre 44 y 63. El aumento lineal de Ca y Al con la disminución de MgO indica el posible fraccionamiento de plagioclasa. Del mismo modo, el aumento en el contenido de Ni y Cr con el aumento de MgO muestran la cristalización fraccionada de olivina. La disminución lineal de Ni/Sc con respecto al MgO señala la ausencia de cristalización parcial del clinopiroxeno. La curva de elementos traza normalizados a manto primordial (Mc Donough y Sun 1995) (Fig. 2) tiene un diseño convexo con empobrecimiento en elementos incompatibles y un pico negativo en Y evidenciando la presencia de granate en la fuente. Como se puede apreciar en la figura 2 los patrones son similares al de un OIB promedio (Sun y Mc Donough 1989). Sobre la base de estas características se puede proponer que el magmatismo eoceno de los alrededores de la Meseta del Canquel tiene características fundamentalmente alcalinas de intraplaca continental y compatibles con basaltos de tipo OIB. Esto indicaría una fuente con características homogéneas propias del manto astenosférico. Esta fuente estaría compuesta por una peridotita granatífera que fundió en un escaso porcentaje para dar origen a los magmas que conforman los cuerpos intrusivos y extrusivos de la Formación El Canquel.

Anselmi, G., Panza, J., Cortés, J y Ragona, D. 2004. Hoja Geológica 4569-II El Sombrero, Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 271. 70 p. Buenos Aires.

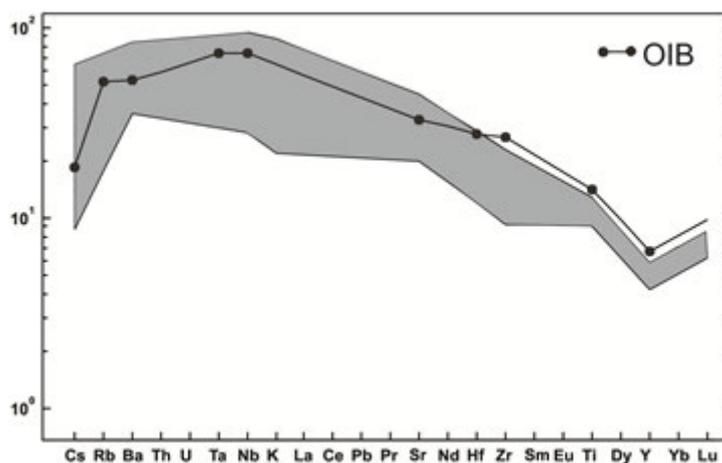
Lema, H. A. y Cortés, J. M. 1987. El vulcanismo eoceno del flanco oriental de la Meseta del Canquel, Chubut, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4, 188-191. San Miguel de Tucumán.

McDonough, W. F. y Sun S. 1995. The composition of the earth. Chemical Geology 120: 223-253.

Sun S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders A.D. y Norry M.J. (eds.) Magmatism in ocean basins. Geological Society of London. Spec. Pub. 42: 313-345, Londres.



**Figura 1.** Mapa de ubicación de la zona de estudio.



**Figura 2.** Contenido de elementos traza de la Formación El Canquel (área gris) normalizado a Manto Primitivo según Mc Donough y Sun (1995). OIB para referencia.

## Respuesta del magmatismo a los cambios de estilo extensión al durante el Paleógeno en Patagonia central

Eugenio ARAGÓN<sup>1</sup>, F. D'ERAMO<sup>2</sup>, L. PINOTTI<sup>2</sup>, Y. AGUILERA<sup>1</sup>, C. CAVAROZZI<sup>1</sup>, M. DEMARTIS<sup>2</sup>,  
I. HERNANDO<sup>1</sup> y A. RIBOT<sup>1</sup>

<sup>1</sup> CIG (UNLP-CONICET). 1 N° 644. B1900TAC, La Plata (Bs. As.). E-mail: earagon@cig.museo.unlp.edu.ar

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias Geológicas (UNRC-CONICET). Ruta 36 km 601, Río Cuarto, Córdoba.

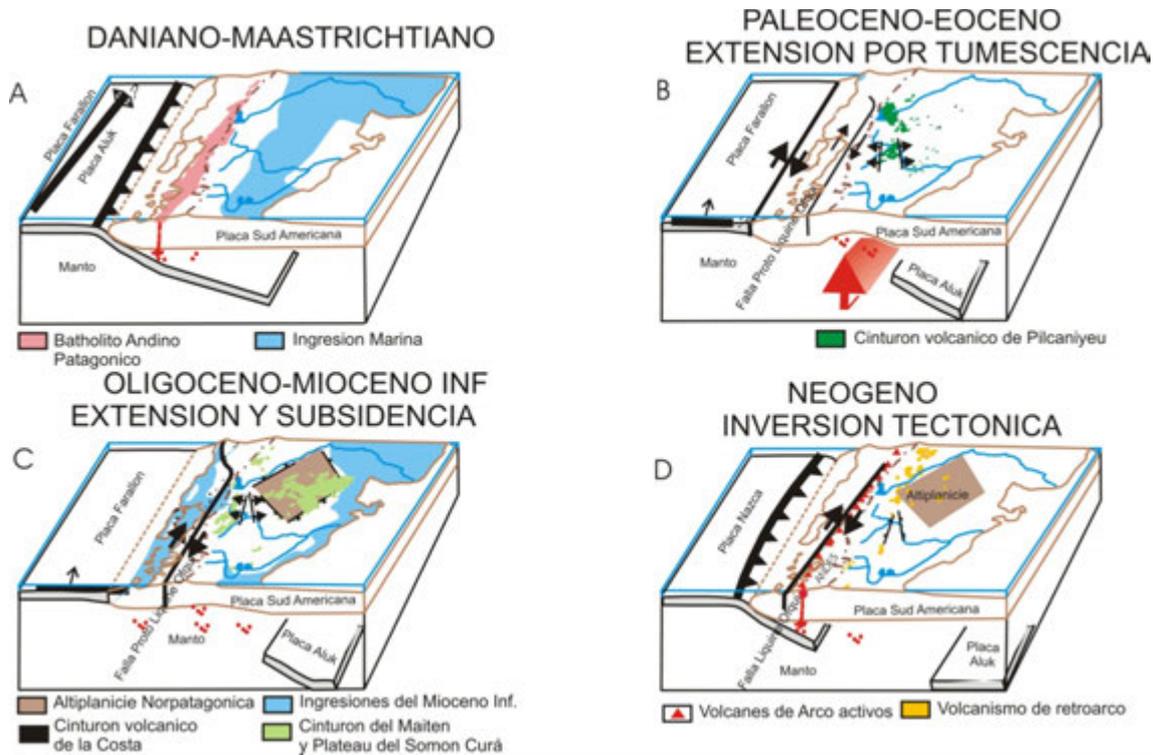
Para la región Norpatagónica durante el Paleógeno, concomitante con un casi total cese de actividad intrusiva en el Batolito Norpatagónico (Pankhurst *et al.* 1999), se registran dos picos de profusa actividad magmática desde lo que fuera el antearco hasta el antepaís. Este magmatismo se distribuye en tres cinturones volcánicos: de Pilcaniyeu (Paleoceno-Eoceno) y del Maitén (Oligoceno-Mioceno inferior, Rapela *et al.* 1987), situados en la región extrandina y preandina respectivamente, y de la Costa (Oligoceno-Mioceno Inferior, Muñoz *et al.* 2000) localizado a lo largo de la Cordillera de la Costa y parte del valle central chileno.

La región Norpatagónica estuvo sujeta a extensión durante el Paleógeno hasta el Mioceno en que se produce la inversión tectónica que da lugar al inicio de la construcción de los Andes Patagónicos (Giacosa y Márquez 1999). Pero la naturaleza de la extensión que acompañan a los dos picos de actividad volcánica corresponden a dos episodios extensionales de carácter regional, pero de estilos distintos (Aragón *et al.* 2011, 2013). Una primer instancia (Paleoceno-Eoceno inferior) de extensión con levantamiento (tumescencia) y una segunda instancia (Oligoceno superior-Mioceno inferior) de extensión y subsidencia.

En el límite Cretácico-Terciario, la región Norpatagónica extrandina estaba cubierta en gran parte por una transgresión atlántica, en tanto que el margen activo estaba sometido a la subducción de los últimos remanentes de la placa de Aluk y el cese de intrusión de plutones Cretácicos del Batolito Andino Patagónico (Fig. 1 A). Ya durante el Paleoceno-Eoceno, se produce la subducción de la dorsal Farallon-Aluk con el desprendimiento de la placa Aluk y el desarrollo de una gran ventana astenosférica (Fig. 1 B), la que genera: a) el ascenso y extensión de la región Norpatagónica (tumescencia) y b) la migración del magmatismo calcoalcalino hacia el antepaís con las características de ser sin-extensional y bimodal (basalto-riolita). Las riolitas calcoalcalinas están intercaladas con basaltos toleíticos y alcalinos conformando un extenso campo de calderas (*ignimbrite flare-up*), que apoya directamente sobre basamento cristalino. Tanto los basaltos como las riolitas tienen una marcada anomalía positiva de Nb y Ta que indican condiciones de intraplaca superpuestas a una herencia de arco (Aragón *et al.* 2011).

Para el Oligoceno superior-Mioceno inferior, la extensión está asociada al desarrollo de cuencas de antearco, intra-arco y retro-arco (Jordan *et al.* 2001), culminando con una extensa subsidencia regional con las ingresiones del Mioceno inferior, tanto desde el Pacífico hasta la localidad de Bariloche en la cuenca de Ñirihuau, como desde el Atlántico hasta la localidad de Ingeniero Jacobacci en el antepaís (Fig. 1C). El vulcanismo del Oligoceno superior-Mioceno inferior se propaga tanto en la región de la costa del Pacífico como en el antepaís. Para la región de la costa del Pacífico son esencialmente rocas basálticas (cinturón de la Costa, Muñoz *et al.* 2000) que hacia el sur se pueden correlacionar con basaltos en almohadilla de la Formación Traiguen. Estos basaltos tienen características MORB y estarían asociados a un gran atenuamiento cortical (Hervé *et al.* 1995, Aragón *et al.* 2013). Por otra parte, el vulcanismo en la región de

intraplaca es de basalto-andesita-riolita donde las vulcanitas presentan además de la impronta de arco, claras afinidades OIB y en menor proporción MORB (Kay y Rapela 1987, Aragón *et al.* 2013).



**Figura 1.** Esquema de la evolución tectono-magmática para la región Norpatagónica durante el Cenozoico.

- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Mazzucchelli, M. y Ribot, A., 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian supra subduction system; the Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509:218-237.
- Aragón, E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C. y Aguilera, Y., 2013. The Farallón-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. *Geoscience Frontiers*, 4: 377-388.
- Giacosa, R. y Márquez, M., 1999. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Nacional, Anales 29: 444-459. Buenos Aires.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Drake, R. y Beck, M., 1995. Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui fault zone: the Isla Magdalena area, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 33-46.
- Jordan, T., Matthew, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001. Extensión and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20: 308-324.
- Kay, S. y Rapela, C., 1987. El volcanismo del Terciario inferior y medio de los Andes Norpatagónicos (40°-42°30'S): Origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 192-194. S.M. de Tucumán.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C., 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile*, 27: 177-203.
- Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F. y Larrondo, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, Southern Chile. *Journal of the Geological Society* 156: 673-694.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E., 1987. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). *Journal of South American Earth Science*, 1: 75-88.

# Caracterización geoquímica, mineralógica y petrológica de los diques carbonatíticos de Jasimampa (ETR), Santiago del Estero, Argentina

Luis Martín ARCE<sup>1</sup> y Robert LINNEN<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET). Av. Julio A. Roca 1242. CP 8332, G. Roca. Río Negro, Argentina. E-mail: marce@unrn.edu.ar

<sup>2</sup> Department of Earth Sciences, University of Western Ontario, Canada.

El depósito de elementos de tierras raras (ETR) de Jasimampa (29°19'S - 63°39'O) consiste en una serie de diques subverticales y subparalelos que afloran saltuariamente en un área de 200 x 350 m con azimut promedio de 340° y espesores de 10 a 30 m. Estos diques intruyen granitoides del basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de Sumampa, correspondiente a las Sierras Pampeanas Orientales, en el sur de la Prov. de Santiago del Estero, Argentina. Jasimampa fue descrita en detalle por Franchini *et al.* (2005), quienes interpretaron que la mineralización y alteración hidrotermal allí presente corresponde al reemplazo hidrotermal de granito, comendita y mármol por fluidos derivados de un magma alcalino. El presente trabajo plantea una génesis relacionada a magmas carbonatíticos sobre la base de nuevos datos de mapeo, geoquímica de elementos mayoritarios y trazas, y microanálisis en apatita, monacita, pirocloro y fluorcarbonatos de tierras raras.

En los diques carbonatíticos se distinguen dos pulsos magmáticos diferenciados por su textura, mineralogía e intensidad de mineralización. El pulso carbonatítico C1, clasificado como ferrocarnatita (Woolley y Kempe 1989), consiste en una roca negra, masiva, de textura granular gruesa compuesta por calcita rica en Fe y Mn, ankerita, dolomita, monacita, baritina, celestita, fluorita, fluorcarbonatos, hematita y escaso piroxeno. Este pulso está caracterizado por su alto contenido de Ca (19,3%), Fe (6,3%), Mn (1,8%) y Mg (1,0%), seguidos por P (0,5%), Ba (0,4%), Sr (0,3%), mientras que los cuatro ETR más abundantes son Ce (8582 ppm), La (6438 ppm), Nd (4116 ppm) y Dy (50 ppm). El pulso carbonatítico C2, clasificado como calcicarnatita (Woolley y Kempe 1989), consiste en una roca masiva de textura granular media, compuesta por calcita rica en Mn, dolomita y ankerita, con fluorcalcipirocloro, monacita, fluorapatita, celestita rica en Ba, esfalerita y piroxeno como accesorios. Pirita puede ser localmente muy abundante y presentarse diseminada, en nódulos o como relleno de fracturas sigmoidales. El color de C2 varía entre blanco, blanco rosáceo y blanco grisáceo dependiendo del predominio de calcita, calcita rica en Mn, o calcita con diseminación de pirita, gohetita o psilomelano respectivamente. Este pulso está caracterizado por su muy alto contenido de Ca (30,5 %), seguido por Fe (1,3 %) y Mn (1,1 %), y en menor proporción por Sr (0,4 %), Mg (0,1 %), P (0,1 %) y Ba (0,08 %), siendo Ce (2775 ppm), La (1575 ppm), Nd (1077 ppm) y Dy (30,35 ppm) los ETR más abundantes.

El pulso C2 fractura e intruye a C1, conformando una brecha matriz-soportada, con clastos subangulares de carbonatita C1 inmersos en una matriz carbonatítica C2 de grano fino, muy oxidada y silicificada. Producto de la oxidación hipogénica y la silicificación pos-brechamiento, la brecha presenta altos valores de Si además de alto Ca, Fe y Mn. Su matriz es de color marrón rojizo intenso con clastos pardo amarillentos. La alteración generada por los diques carbonatíticos en la roca de caja consiste en la fenitización y egrinización del granitoide y de las brechas generadas en él, constituye un halo irregular de aproximadamente 150 m de espesor y su intensidad es variable en función de la distancia al contacto con la intrusión. La mayor intensidad de fenitización se desarrolla próxima a los diques carbonatíticos donde la

alteración penetrativa del granitoide generó cuerpos irregulares de fenita masiva. Esta roca de color anaranjado a rosáceo y textura granular fina, está constituida por albita y abundante hematita especular irregularmente diseminada, acompañada por feldespato potásico, baritina, monacita y piroxeno. La transición entre la zona de alteración y el granitoide inalterado presenta abundante sílice amorfa removilizada desde los sectores internos del halo.

La intensa fracturación asociada a la intrusión de los diques carbonatíticos produjo varias generaciones de brechas clasto y matriz-sostén, con clastos subangulares de fenita y granitoide inmersos en una matriz de harina de roca fuertemente egrinizada o de carbonatos ricos en Fe y Mn similares a C1. La alteración incluye dos generaciones de egrina, además de arfvedsonita, epidoto, clorita y otros anfíboles, reemplazando albita junto a fluorapatita, fluorcalciopirocloro, monacita y zircón como minerales accesorios.

Dos generaciones de diques alcalinos, subverticales y espacialmente relacionados a la intrusión han sido diferenciadas en base a su azimut y sus relaciones de corte. Los diques de la primera generación son de composición sienítica, afinidad peralcalina y fueron datados en 390 Ma (U-Pb en circones) por Franchini *et al.* (2005). Presentan espesores de entre 4 y 7 m, azimut variable entre 90° y 100° e intruyen cuerpos de brechas egrínicas, granitoide y fenita. Los diques de la segunda generación también son sieníticos, presentan similares espesores y textura porfirica y traquítica. Su azimut de 15° probablemente se debe a que su intrusión fue controlada por una estructura N-S desarrollada principalmente sobre el granitoide en el sector oriental del depósito.

La distribución de los ETR está controlada por la mineralogía de los pulsos carbonatíticos C1 y C2, las únicas litologías de importancia económica con un promedio de 2,52% y 1,98% respectivamente. En ambos casos los ETR están contenidos en fosfatos (monacita y apatita) y fluorcarbonatos (parisita, sinquisita y batsnäsita) ricos en Ce, La, Nd, Sm, Pr, Dy e Y. El menor porcentaje de ETR en C2 obedece a una disminución del porcentaje modal de monacita, de 10,6% en C2 a 3,5% en C3, y a la ausencia de fluorcarbonatos. Debido a que los procesos de brechamiento, silicificación y reemplazo de C1 por C2 disminuyeron la intensidad de la mineralización en la brecha resultante (0,7% ETR promedio), se recomienda que los futuros trabajos exploratorios tiendan a determinar la continuidad del pulso C1 en profundidad.

Los contenidos de ETR determinados en roca total y en cristales individuales de monacita, pirocloro, fluorcarbonatos y apatita, fueron promediados para cada unidad y normalizados con respecto a condritos (Taylor y McLennan 1985). Una menor relación La/Lu indica el enriquecimiento relativo de ETR pesadas en la fenita y la brecha egrínica respecto a los pulsos carbonatíticos. La monacita contiene un 8% más de ETR que los fluorcarbonatos, con 61,35% y 53,8% ETR en promedio respectivamente. Mientras que la monacita y los fluorcarbonatos mantienen una proporción de ETR livianas/pesadas constante en todas las unidades, pirocloro está enriquecido en ETR pesadas en la brecha egrínica. El paralelismo que muestran los patrones de ETR de C1 y C2, podría indicar una fuente magmática en común con diferencias en la intensidad de mineralización impuestas por la mineralogía.

Sobre la base del emplazamiento en diques, las relaciones de reemplazo entre pulsos de carbonatos ricos en ETR, la afinidad peralcalina de los diques asociados y la reducida extensión de la alteración de carácter sódico, se propone clasificar a Jasimampa como una carbonatita del tipo *carbothermal residua* de baja presión según Mitchell (2005).

Franchini, M., Lira, R., Meinert, L., Rios, F.J., Poklepovic, M.F., Impiccini, A. y Millone, H.A. 2005. Na-Fe-Ca Alteration and LREE-(Th-Nb) Mineralization in Marble and Granitoids of Sierra de Sumampa, Santiago del Estero, Argentina. *Economic Geology* 100: 733-764.

Mitchell, R.H. 2005. Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *The Canadian Mineralogist* 43: 2049-2068.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks.* 312. Blackwell, Oxford.

Woolley, D.A. y Kempe, D.R. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions and element distribution, in Bell, K. (ed.) *Carbonatites: Genesis and evolution.* Unwin Hyman 1-14, London.

## Depósitos hialoclásticos de la Formación Chuschín. Sistema de Famatina. Provincia de La Rioja

Paula ARMAS<sup>1,2</sup>, Juan OTAMENDI<sup>1,2</sup>, Eber CRISTOFOLINI<sup>1,2</sup> y Alina TIBALDI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba. E-mail: parmas@exa.unrc.edu.ar

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

El Sistema de Famatina incluye las secuencias volcano-sedimentarias asociadas a un arco magmático de edad ordovícica desarrollado en el borde occidental de Gondwana. La Formación Chuschín definida por Mannheim (1988) aflora en el sector sur-occidental de este sistema, y su localidad tipo se encuentra en la quebrada del arroyo homónimo, 30 km al este de Villa Unión, provincia de La Rioja. Esta Formación ha sido asignada al Arenigiano-Llanvirniano por Mannheim (1988), y fue correlacionada tanto con el Grupo Famatina, como así también con el Grupo Cerro Morado (Astini 2003). Está constituida por una secuencia volcano-sedimentario, intruída por el Granito Ñuñorco y afectada por la faja de cizalla Chuschín, definida por Conci *et al.* (2001).

Mannheim (1988) fue quien primero estudió las vulcanitas que integran la Formación Chuschín, sin embargo, hasta el momento no se han mencionado las características de facies autoclásticas asociadas a estas. En esta contribución se describen e interpretan los depósitos hialoclásticos presentes en esta Formación y su asociación con las facies coherentes de la misma. El relevamiento petrológico se realizó en la localidad tipo y en los afloramientos de esta formación al norte, en la zona de Mina Delina. El trabajo de detalle permitió distinguir depósitos de brechas hialoclásticas *in situ* como también del tipo resedimentada, según el criterio de McPhie *et al.* (1993).

La litología definida como una brecha hialoclástica *in situ* de composición riolítica yace en cuerpos tabulares y presenta una potencia máxima que alcanzan los 15 m. Se caracteriza como una brecha matriz soportado con clastos angulosos de composición riolítica, con bordes rectos a curvoplanares de hasta 5 cm de tamaño. El análisis microscópico de la matriz evidencia una textura porfírica con fenocristales (< 1,5 mm) euhedrales y subhedrales de cuarzo con bordes engolfados, y feldespato (oligoclasa y albita). La pasta es microcristalina y presenta textura felsítica y también textura perlítica con reemplazo de clorita. Esta última, observable sólo a escala microscópica se presenta en su forma clásica, arqueada y concéntrica o en forma alargada. Este tipo de facies volcánica autoclástica, es el producto del fracturamiento no-explosivo y desintegración por enfriamiento en la parte externa de los flujos o domo lávicos (McPhie *et al.* 1993). La forma angular de los clastos es consistente con la fragmentación frágil en respuesta a la contracción por el enfriamiento al entrar en contacto con el agua y/o al esfuerzo dinámico del margen externo rígido debido al continuo movimiento del flujo. Además la forma plana y angular de los fragmentos sugiere ausencia de retrabajo previo a la depositación, confirmando el brechamiento *in situ*. Inicialmente el enfriamiento afecta la superficie de contacto externa y produce fracturas que varían en forma y profundidad de penetración. Los litoclastos son formados por la intersección de tales fracturas y por el astillamiento del vidrio enfriado (Kokelaar 1986). La textura perlítica típica de la pasta se asocia al sobreenfriamiento del vidrio por la interacción con un medio áqueo y su generación evidencia un contenido de agua mayor al 5%, por lo cual sugiere una fuente externa de esta además del contenido original del magma (McPhie *et al.* 1993).

Otro tipo de facies distinguida ha sido la denominada brechas hialoclástica resedimentada. Ésta constituye depósitos monolitológicos clasto-soportadas a matriz soportadas, masivos, dispuestos en bancos tabulares con una potencia que alcanza los 30 m. Los clastos de composición riolítica, son similares a las facies coherentes concordantes, (de entre 4 y 45 cm de tamaño) y se caracterizan por presentar formas angulosas a subangulosas. En la mayoría de los clastos los bordes son rectos y curvoplanares, mientras que el resto exhibe bordes desmembrados y con límites difusos en contacto con la matriz. La matriz presenta en parte una textura vítrea desnaturalizada cuyo análisis microscópico permite definir litoclastos volcánicos (riolita y dacita), vitroclastos (fragmentos pumíceos) y cristaloclastos euhedros de cuarzo, albita y ortoclasa. Esta litología presenta la misma característica composicional de los clastos que la facies descrita anteriormente, sin embargo se diferencia por contener mayor proporción de matriz del tipo clástica. Este rasgo sugiere que el depósito se compone de material derivado de la fragmentación primaria y con cierto grado de retrabajo. De este modo es común que estos depósitos se interdigiten con las facies coherentes, autoclásticas o volcánicas (Watton *et al.* 2013) asociadas al sistema volcánico que le da origen. Estos depósitos monolitológicos de alta concentración de líticos sugieren que la fragmentación primaria y la depositación ocurrió en proximidad al edificio volcánico.

Es importante destacar la relación de yacencia de estos depósitos hialoclásticos con las facies coherentes riolíticas de la Formación Chuschín. El pasaje de facies es gradacional desde riolitas con marcado bandeo por flujo a riolitas con textura esferulítica, en contacto con las facies de hialoclastitas tanto *in situ* como resedimentadas definidas en este trabajo. Este arreglo facial constituye el modelo típico de bordes de domos o flujos de lava (McPhie *et al.* 1993), extruído en ambientes submarinos someros a profundos (Kokelaar 1986). Al norte del área de estudio, en el sector de Chaschuil, Cisterna *et al.* (2010) también interpreta facies hialoclásticas para la Formación Suri, sin embargo en dicha área éstas constituyen los depósitos autoclásticos de basaltos y andesitas, y no de facies félsicas como en la zona de estudio de este trabajo.

Hasta el momento, en los estudios realizados para la Formación Chuschín, no se habían mencionado registros de la preservación de depósitos hialoclásticos asociados a las vulcanitas ordovícicas que la integran descriptas desde Mannheim (1988). En esta contribución, a partir de la descripción e interpretación de este tipo de facies, se exponen las evidencias de que esta secuencia volcano-sedimentaria exhibe el registro de vulcanismo eruptivo de composición riolítica, cuyas características indican un emplazamiento subbácuo para el mismo.

- Astini, R. 2003. The Ordovician Proto-Andean basins. En Benedetto, J.L. (ed.), Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba 74p.
- Cisterna, C., Coira, B., Décima, F. 2010. Efusiones subbácuas del arco volcánico ordovícico en el norte del Sistema de Famatina. Revista Asociación Geológica Argentina 66: 223-235.
- Conci, I., Dávila, F., Astini, R. y Martino, R., 2001. La faja de deformación de Chuschín (29° 17'S), sierra de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. En Cortés, M.J., Rosello, E. y Dalla Salda, L. (eds.), Avances en Microtectónica. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial, 5: 117-120.
- Kokelaar, B. 1986. Magma-water interaction in subaqueous and emergent basaltic volcanism. Bulletin of Volcanology 48: 275-291.
- Mannheim, R. 1988. Die ordovizische. wlkano-sedimentare Abfolge der Formation Chuschín, Sistema de Famatina, NWArgentina en Diplomarbeit. 89 S., LMU. Munich.
- Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. Volcanic textures. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Tasmania University Press, 196 p., Tasmania.
- Watton, T., Jerram, D., Thordarson, T. y Davies, R. 2013. Three-dimensional lithofacies variations in hyaloclastite deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research 250: 19-33.

## Morfología de los circones de la Tonalita Ñuñorco Grande, Sierra del Aconquija, El Mollar, Departamento de Tafi del Valle, Tucumán

Miguel BÁEZ<sup>1</sup>, José Pablo LÓPEZ<sup>1</sup>, Laura I. BELLOS<sup>1</sup>, Bernardo FERROCCHIO<sup>1</sup> y Francisco VILTE<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO-CONICET), Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo-UNT.  
E-mail: lopezjpo@yahoo.com.ar

Los circones pueden utilizarse, además de su difundido empleo en geocronología, para caracterizar distintos tipos de granitos, en base al estudio de su morfología. En esta contribución se utiliza la clasificación propuesta por Pupin (1980) para llevar a cabo una caracterización preliminar del intrusivo Ñuñorco Grande, que aflora sobre el faldeo oriental de la Sierra de Aconquija, en las adyacencias de la localidad de El Mollar, en el departamento Tafi del Valle, en el sector oeste de la Provincia de Tucumán.

El plutón estudiado presenta una facies tonalítica con biotita como accesorio principal y una facies monzogranítica de muscovita y granate. El estudio de morfología de circones se realizó sobre muestras de la facies tonalítica, la que presenta como constituyentes esenciales a plagioclasa, cuarzo y escaso microclino; con biotita como accesorio predominante, además de circón y con sericita, caolinita, epidoto y clorita como minerales secundarios.

La plagioclasa se presenta como especie mineral de mayor abundancia, se presenta en cristales anhedral y subhedral, con bordes irregulares, mostrando maclas según Ley de Albita discontinuas y también según Ley Albita-Carlsbad, con una marcada zonación. El cuarzo es anhedral con bordes angulosos e irregulares y extinción de fragmentosa a ondulosa, con inclusiones de circón. El microclino se caracteriza por ser escaso, anhedral e intersticial, presenta maclado según Ley de Albita-Periclino. El mineral accesorio principal es biotita de forma anhedral a subhedral, hábito hojoso y con alteración a clorita y epidoto e inclusiones de circón y minerales opacos.

Geoquímicamente la Tonalita Ñuñorco Grande integra, junto a los demás intrusivos de la región, una tendencia general calcoalcalina y con características débilmente peraluminosa a peraluminosa, con valores del índice ASI (Alumina Saturation Index) entre 1,03 y 1,49 que tiende en general a aumentar con el mayor contenido de sílice.

Los circones fueron separados de muestras de la roca descrita mediante la utilización de un elutriador y una lupa binocular. Se determinó la morfología típica de los cristales según la clasificación de Pupin (1980). Los circones presentes en estas rocas pertenecen a los tipos G1, G2, S10, P1 y S24, siendo G1 la población predominante. Estas poblaciones marcan una tendencia correspondiente a la curva 4c (Pupin 1980), que corresponde a granitos calcoalcalinos de origen cortical-mantélico.

Esta característica es coincidente con otras observaciones previas realizadas para granitoides de la región. Así, en base a relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\epsilon\text{Nd}$ , pese a que se carecen de datos isotópicos para la Tonalita Ñuñorco, Toselli *et al.* (1997) indican, para otros intrusivos de la región con los que la tonalita Ñuñorco Grande se relaciona por sus rasgos geotectónicos, petrográfica, geoquímica y geocronológicamente, una génesis magmática en la que habría habido una mezcla entre componentes corticales y mantélicos.

Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73: 207-220.

Toselli, A.; Saavedra, J. y López, J.P. 1997. Magmatic Epidotic-Bearing and Cordieritic-Bearing Granitoids from NW Argentina. 2<sup>o</sup> Symposium Granites and Associated Mineralization: 79-104.

## Consideraciones petrológicas y geoquímicas sobre el cuerpo andesítico del cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires

Carlos A. Ballivián JUSTINIANO<sup>1,2</sup>, Mabel E. LANFRANCHINI<sup>1,3</sup> y Raúl E. DE BARRIO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. E-mail: carlos\_ballivian@hotmail.com

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

<sup>3</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA)

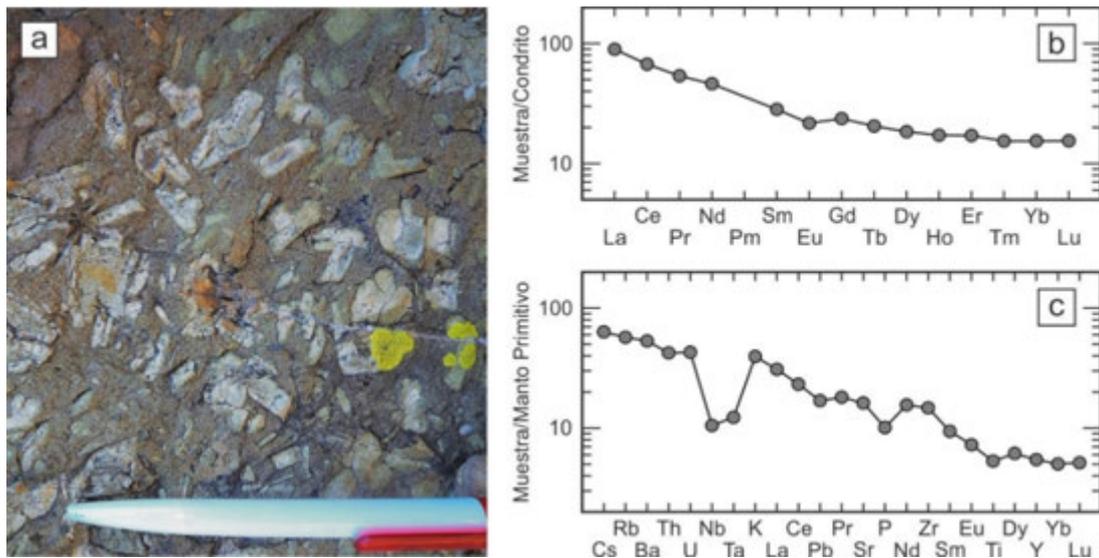
En el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral, ubicado unos 18 km al NNE de la localidad de Tornquist, aflora parte del basamento cristalino de las Sierras Australes de Buenos Aires, representado por granitos e ignimbritas miloníticas y pequeños afloramientos de skarn y de rocas andesíticas. Estas últimas afloran en el faldeo nororiental del Cerro Pan de Azúcar, estando los distintos asomos siempre circundados por granitos miloníticos. El afloramiento de mayores dimensiones tiene unos 80 metros de largo por 30 metros de ancho y en él la roca presenta textura porfírica, con grandes fenocristales de plagioclasa color blanco grisáceo inmersos en una base afanítica color verde oscuro con estructura amigdaloide (Fig. 1a). Los fenocristales ( $\approx 4$  cm) y los cristales de plagioclasa de la base ( $\approx 500$   $\mu$  m) son euhedrales a subhedrales y se encuentran sericitizados en grado variable, siendo frecuente en los primeros la presencia de maclas polisintéticas y/o zonación oscilatoria. La plagioclasa fue identificada por el método de Michel-Levy como albita-oligoclasa ( $An_{5-25}$ ). En la base se observa gran cantidad de láminas de clorita orientadas preferencialmente definiendo la foliación de la roca. El epidoto es común como mineral de alteración en los fenocristales, es intersticial en la pasta y rellena vesículas y fracturas. La asociación clorita-epidoto sería indicativa de metamorfismo en la parte baja de la facies esquistos verdes. Al igual que el granito milonítico que la rodea, la roca andesítica se encuentra foliada y su contacto con la roca granítica es neto y concordante con la foliación milonítica de rumbo general NO-SE.

La roca del afloramiento andesítico principal es composicionalmente clasificada como tal según el diagrama Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> de Winchester y Floyd (1977), en concordancia con lo expuesto por Gregori *et al.* (2005), y grafica en los campos calcoalcalino y metaluminoso de los diagramas AFM y de Shand, respectivamente. La muestra analizada tiene 51,24% de SiO<sub>2</sub> y bajos TiO<sub>2</sub> (1,15%) y Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,014%). Los diagramas Zr-Ti-Y (Pearce y Cann 1973) y Th-Hf-Ta (Wood 1980) indican que se trata de una roca de afinidad calcoalcalina originada en un arco volcánico continental. El diagrama normalizado a condrito (Fig. 1b) exhibe bajos contenidos de tierras raras, con un leve enriquecimiento de tierras raras livianas respecto de las pesadas ( $La_N/Lu_N = 5,79$ ) y pequeña anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,83$ ). Por su parte, el diagrama normalizado a manto primitivo (Fig. 1c) muestra enriquecimiento de los elementos incompatibles respecto de los más compatibles y anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, estando estas últimas generalmente relacionadas a zonas de subducción (Briqueu *et al.* 1984). Los resultados geoquímicos también muestran enriquecimiento en algunos elementos litófilos de gran radio iónico (Sr, Ba).

El único fechado isotópico de la roca andesítica del Cerro Pan de Azúcar fue realizado por el método K-Ar en roca total y dio una edad de  $613 \pm 30$  Ma (Varela *et al.* 1990). En las rocas de basamento de las Sierras Australes fue señalada la apertura total o parcial de los sistemas isotópicos K-Ar y Rb-Sr debido a la deformación sobrepuesta y al calentamiento y actividad de los fluidos relacionados. Sin embargo, la preservación de la edad Ar-Ar de  $581 \pm 5$  Ma obtenida por Tohver *et al.* (2012) en moscovitas del granito del cerro del Corral, concordante con las edades U-Pb SHRIMP en circones obtenidas en granitos de los cerros Pan de Azúcar y del Corral ( $607,0 \pm 5,2$  Ma, Rapela *et al.* 2003;  $580,8 \pm 7,9$  Ma, Tohver *et al.* 2012), sugiere que

los sistemas isotópicos K-Ar no fueron perturbados durante la deformación y metamorfismo neopaleozoicos, reforzando la validez de la edad obtenida para la andesita.

La presencia de vesículas poco dice sobre el nivel de emplazamiento de la andesita del cerro Pan de Azúcar, ya que podría tratarse tanto de una colada como de un intrusivo somero. Asimismo, las evidencias de campo no permiten establecer si la roca andesítica es anterior o posterior al granito que la engloba. No obstante, su forma alargada a manera de dique y carácter concordante respecto de la foliación milonítica, además de su edad más antigua que la del granito, hacen suponer que se trataría de un xenolito andesítico incorporado durante el emplazamiento del granito tipo S del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral y deformado juntamente con éste durante la deformación y metamorfismo neopaleozoicos que afectaron a las Sierras Australes de Buenos Aires.



**Figura 1.** Andesita del Cerro Pan de Azúcar: **a)** Afloramiento principal. **b)** Diagrama normalizado a condrito (McDonough y Sun 1995). **c)** Diagrama normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989).

Briqueu, L., Bougault, H. y Joron, J.L. 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 68 (2): 297-308.

Gregori, D.A., López, V.L. y Grecco, L.E. 2005. A Late Proterozoic–Early Paleozoic Magmatic Cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19 (2): 155-171.

McDonough, W.F. y Sun, S.-s. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3-4): 223-253.

Pearce, J.A. y Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19 (2): 290-300.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Grecco, L.E. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 160 (4): 613-628.

Sun, S.-s. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publications 42: 313-345, Londres.

Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E.A. y Jourdan, F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research* 21 (2-3): 394-405.

Varela, R., Cingolani, C. y Dalla Salda, L.H. 1990. Edad del granito Cerro Colorado y su implicancia geotectónica. Sierras Australes de Buenos Aires. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 279-282, Buenos Aires.

Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50 (1): 11-30.

# Caracterización de los componentes ígneos encontrados en el material aluvional de la quebrada Aguay - Localidad de Aguaray – Provincia de Salta

Mabel Rita BARTOLONI<sup>1</sup> y Miguel Ángel BOSO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Salta – Sede Regional Tartagal. E-mail: mabelbartoloni@yahoo.com.ar

En la quebrada Aguay (22°18'12.70"S, 63°45'30.23"O), un sistema de escurrimiento fluvial temporario, se vienen colectando muestras de cantos rodados ígneos plutónicos entre los materiales pétreos seleccionados en la cantera de áridos que se encuentra en su tercio medio. Llama la atención, la presencia de ellos en un ambiente netamente sedimentario, como lo es este sector de las Sierras Subandinas Orientales, donde no existen registros ni antecedentes de cuerpos intrusivos.

La posible fuente de aporte de estos clastos ígneos al depósito sedimentario aluvional, partiendo de una hipótesis preliminar se plantea que, en principio podrían corresponder a componentes de la Formación Tarija, la unidad sedimentaria de edad carbónica más característica de la región. En su constitución participan mayoritariamente fangolitas grises verdosas oscuras diamictíticas macizas, que incluyen granos de cuarzo tamaño arena y bloques estriados de pórfidos, cuarcitas negras y granitos rosados diseminados en la matriz (Aramayo Flores 1987). Estos litoclastos no presentan una orientación definida, sus tamaños son variables entre 10 – 20 a 60 cm (Vera 1987) aunque excepcionalmente alcanzan hasta el metro. Gran parte de estos clastos mayores se encuentran facetados, pulidos y estriados (Starck 1999), con geomericidades esferoidales, discoidales y prolados, con redondez entre subangulosos a subredondeados. Las estrías están bien marcadas, paralelas y en algunos casos se encuentran formando ángulos. Las diamictitas tienen aspecto macizo, poco compacto, con exfoliación concéntrica (Vera 1987).

Se pretende con este trabajo dar mayores aportes sobre estos componentes clásticos de origen plutónico presentes en las diamictitas, ya que no existen descripciones petrográficas precisas de los mismos. De un grupo de más de 40 muestras, se seleccionaron 9 por sus características representativas del conjunto. Se efectuaron observaciones bajo lupa binocular y secciones delgadas, lo que permitió clasificarlas (IUGS) como plutonitas ácidas a intermedias, grises verdosas a rosadas, algunas de ellas con metamorfismo incipiente.



Aramayo Flores, F. 1987. Evaluación de Formaciones en Argentina. Cap. 1 pp 3-15. Schlumberger S.A. Bs. As.

Kretz, J. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68, 277-279).

Starck, D. 1999. Evolución estratigráfica y sedimentaria de la cuenca de Tarija. 14º Congreso Geológico Argentino. Relatorio Tomo I: 227-234. Salta.

Vera, J.A. 1987. Estratigrafía y tectónica de la comarca comprendida entre las quebradas Zanja Honda y Galarza. Departamento San Martín Provincia de Salta. Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta. (Inédita). 85 p. Salta.

**Cuadro 1.** Descripción de las secciones delgadas. Abreviaturas según Kretz (1983).

Muestra N°	Textura	Minerales esenciales QAP	Minerales Accesorios	Minerales secundarios	Observaciones	Clasificación IUGS
A	Granuda inequigranular ipidiomórfica	Plagioclasa Euhedral, Subhedral Cuarzo Anhedral Feldespato K Subhedral	Horblenda Piroxeno	Clorita Óxidos de Fe Arcilla	Pl con alteración argílica. Otras euhedrales más frescas y con maclas polisintéticas. Labradorita. Pl poiquiliticas con agujas de Hbl Hbl con alteración clorítica y desferritización. Pertitas localizadas.	Monzodiorita/ Monzogabro.
B	Granuda alotriomórfica	Plagioclasa Subhedral, Anhedral Cuarzo Anhedral Feldespato K Anhedral	Biotita	Arcilla Calcita	Pl frescas y con alteración argílica y calcita. Maclas polisintéticas. Labradorita. Qtz segregados en Plagioclasa. Simplectitas. Ortosa y Microclino	Granodiorita biotítica.
C	Granuda fina a mediana, equigranular, alotriomórfica	Plagioclasa Cuarzo Feldespato K Microclino y Ortosa	Biotita Muscovita	Clorita Óxidos de Fe Caolín y Calcita	Andesina con inclusiones de Biotita y Muscovita. Cloritización y Caolinización. Desmezclas Qtz – Feldespato: Simplectitas. Plagioclasa segregada en Microclino: Pertitas. Maclas simples, en enrejado y polisintéticas.	Monzogranito biotítico.
D	Granuda, inequigranular alotriomórfica	Plagioclasa (c/ inclusiones de Ms y sericita) Argilizada Cuarzo Feldespato K Argilizado	Biotita (oxidada y cloritizada) Muscovita	Óxidos de Fe Caolín Clorita - Sericita	Pertitas y Antipertitas. En el Sector metamórfico fragmentos líticos de posibles cuarcitas con cristales de Cuarzo suturados y pelitas con micas cloritizadas y granos de Cuarzo orientados. Incipiente esquistosidad.	Zona de contacto Granito/Hornfels (Grauvaca metamorfizada)
E	Granuda inequigranular alotriomórfica	Plagioclasa fresca y alterada Cuarzo Feldespato K Microclino y Ortosa	Biotita (Alterada, rellenando microvenillas)		Evidencias de metamorfismo incipiente: Planos de maclas en enrejado y polisintéticas desplazados. Venillas de Cuarzo microcristalino de segregación metamórfica. Contactos suturados entre cristales de Qz primitivo y con extinción ondulante fuerte a quebrantada. Biotitas orientadas	Monzogranito biotítico con leve metamorfismo.
F	Granuda mediana a fina, inequigranular alotriomórfica	Microclino Cuarzo Plagioclasa	Biotita (en láminas discontinuas isorientadas)		Maclas deformadas en Microclino y Plagioclasa. Texturas granoblásticas en mosaico y micas isorientadas discontinuas. Simplectitas.	Sienogranito biotítico metamorfizado.
G	Granuda mediana a fina, inequigranular alotriomórfica	Plagioclasa (Oligoclasa) Feldespato K Cuarzo	Biotita (oxidada y cloritizada)	Argilización de Plagioclasa y Feldespato K	Zona de contacto ígneo-metamórfica con migmatización incipiente. Desmezclas. Segregación metamórfica en Cuarzos euhedrales. Mayor grado de participación de micas.	Sienogranito biotítico metamorfizado.
H	Granuda mediana alotriomórfica a ipidiomórfica	Plagioclasa Cuarzo Feldespato K. Microclino	Biotita Muscovita	Óxidos de Fe Clorita	Micas incluidas en plagioclasa. Biotita desferrizadas y algo cloritizada. Sin metamorfismo.	Granodiorita
I	Granuda fina alotriomórfica	Microclino Plagioclasa Cuarzo	Biotita alterada y fresca Muscovita	Óxidos de Fe	Qtz limpios, xenomorfos. En algunos sectores con contacto en mosaico con textura granoblástica. Microclinos con maclas en enrejado giradas que evidencian el metamorfismo incipiente.	Sienogranito micáceo metamorfizado.

## Geología y geoquímica de cuerpos máficos en el área del embalse Cerro Pelado, Córdoba, Argentina

Matías BARZOLA<sup>1,2</sup>, Alejandro DEMICHELIS<sup>1</sup> y Alina TIBALDI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Argentina.

E-mail: mbarzola@exa.unrc.edu.ar

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

Al norte de las Sierras de Comechingones, en el sector de embalse de Cerro Pelado, afloran una serie de cuerpos ígneos máficos que intruyen a una secuencia metamórfica de alto grado compuesta principalmente de diatexitas y de modo subordinado de metatexitas. Los cuerpos presentan dimensiones métricas a decamétricas, y se caracterizan por poseer principalmente formas lobulares, contactos netos y por ser subconcordantes con la foliación observada en el encanjante. Así mismo, aunque en menor proporción, se reconocen diques de hasta 50 cm de espesor, también de contactos netos, pero en este caso discordantes con la foliación de la caja. Sin embargo, en todos los cuerpos se reconoce, adyacente al contacto, una zona de reacción que varía desde unos pocos milímetros a 10 cm de espesor, caracterizada por un incremento en la abundancia de biotita y la cristalización de granate.

En general, las rocas máficas se caracterizan por presentar un color gris oscuro con tonalidades verdosas, variaciones de tamaño de grano medio a fino, textura hipidiomórfica con variaciones subofíticas, cumulares y coroníticas. Están compuestas por proporciones variables de  $Pl \pm Opx \pm Cpx \pm Hbl \pm Prg \pm Bt \pm Ol \pm Qtz$ , además de  $Op \pm Zrn \pm Ap \pm Rt \pm Ttn \pm Spl$  como accesorios (símbolos según Kretz 1983), por lo que se clasifican como gabronoritas olivínicas, noritas y gabronoritas piroxeno-hornbléndicas, gabros hornbléndicos, dioritas cuarzosas y tonalitas.

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas analizadas presentan relaciones de álcalis vs  $SiO_2$  que permiten asignarles un carácter subalcalino, con un tren evolutivo en el diagrama AFM claramente tholeítico con un distintivo enriquecimiento en la relación  $FeO/MgO$  desde los miembros más primitivos a los más evolucionados. Poseen contenidos en  $SiO_2$  poco variables (47,16-50,41%), contenidos significativos en  $Fe_2O_{3T}$  (10,6-12,7%), bajo #Mg (en general < 60) y tenores en álcalis comprendidos entre 1,25 y 3,5%.

Los patrones de REE normalizadas al condrito de McDonough y Sun (1995) muestran una clara transición desde un extremo tholeítico del tipo N-MORB hasta un extremo alcalino característico de una fuente del tipo OIB, proveniente de una fuente mantélica enriquecida. Las LREE poseen pendientes que varían desde positiva para el extremo tholeítico ( $La/Sm_N = 0,62$ ) rotando en el sentido de las agujas del reloj hacia una pendiente negativa con relación  $La/Sm_N = 2,48$  para el extremo alcalino. Así, exceptuando el extremo tholeítico, el resto de las litologías se encuentran enriquecidas unas 20 a 100 veces en LREE, mientras que las HREE sólo 10 a 20 veces.

Asimismo, la proyección de estas rocas en un diagrama de REE normalizado al MORB de Pearce y Parkinson (1993), confirman la signatura geoquímica MORB para el extremo tholeítico, con una pendiente de tierras raras total de  $La/Lu_N = 0,97$ . Por otro lado, los patrones de multielementos normalizados al manto primordial de McDonough y Sun (1995) muestran un enriquecimiento generalizado en LILE (principalmente Rb y Ba y en menor medida K y Sr), y una anomalía negativa de Nb que se ve representada, en mayor o menor proporción, en todo el conjunto de las rocas

máficas analizadas, con excepción del extremo alcalino. En cuanto a los elementos HFS, se observa una pendiente general negativa similar a la observada para las HREE en los diagramas de REE.

Las relaciones de yacencia observadas entre estos cuerpos maficos y las rocas anatéticas indican que estos cuerpos se emplazaron en condiciones reológicas similares, sugiriendo coetaneidad entre las intrusiones máficas con el pico térmico del encajante durante el orógeno Pampeano (~530 Ma; Demichelis et al. 2008).

Las características geoquímicas observadas en estos magmas indican la coexistencia en este ambiente tectónico de magmas derivados de la fusión parcial de un manto empobrecido y magmas derivados de un manto enriquecido.

El modelo petrogenético más apropiado para explicar la impronta geoquímica de los cuerpos máficos de Cerro Pelado, es el de la subducción de una dorsal sísmica activa (Gromet y Simpson 2000) por debajo del prisma de acreción pampeano, que eleva el gradiente térmico de la pila de sedimentos llegando a fenómenos de anatexis generalizada.

Así la asociación de intrusivos máficos de Cerro Pelado, representarían distintos grados de mezcla entre magmas provenientes de fuentes empobrecidas como un MORB y fuentes enriquecidas por fluidos y fundidos (provenientes de la deshidratación y fusión del *slab*) que metasomatizaron la cuña mantélica y que otorgan una impronta geoquímica del tipo OIB.

Demichelis, A. H., Rabbia, O., Ayers, J., Otamendi, J. y Tibaldi, A. 2008. Nuevos aportes al conocimiento del orógeno pampeano: dataciones U – Pb e isótopos de Nd y Sr en metagrauvas y rocas ígneas, en la Sierra de Comechingones, Córdoba. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: p1340, Tucumán.

Gromet, L. P. y Simpson, C. 2000. Cambrian orogeny in the Sierras Pampeanas, Argentina: ridge subduction or continental collision?. Geological Society of America, Abstracts with Programs 32: A-505.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

McDonough, W. F., y Sun, S. S. 1995. The Composition of the Earth. Chemical Geology 120: 223-253.

Pearce, J. A., y Parkinson, I. J. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. En Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R. (eds): Magmatic Processes and Plate Tectonics, Geological Society, Special Publication 76: 373-403.

# Geología y Mineralogía de la Pegmatita Don Arturo, La Majada, sierra de Ancasti

María Eugenia BATTICH<sup>1</sup>, Clara Eugenia CISTERNA<sup>1,2</sup> y María Eugenia VIDES<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

E-mail: claracisterna@conicet.gov.ar

<sup>3</sup> Instituto de Sedimentología, Fundación Miguel Lillo, S. M. de Tucumán.

La pegmatita Don Arturo está ubicada al norte de La Majada, centro-sur de la sierra de Ancasti (29°01'25" S y 65°32'42,5" O) (Fig. 1) y se dispone de modo concordante en las rocas del basamento ígneo – metamórfico encajante, en contacto neto. Se trata de un cuerpo de forma lenticular, con una potencia máxima de 30 m y 140 m de largo. El eje mayor tiene dirección general N 57° O y es paralelo a la foliación dominante que afecta este tramo de la sierra de Ancasti y a las fallas verticales transcurrentes reconocidas por Lottner (1986) y que cruzan la zona de La Majada de noroeste a sureste, cercanas a la pegmatita. Las rocas hospedantes son principalmente esquistos bandeados biotíticos con sillimanita, correspondientes a la facies anfibolita y sólo en el extremo sureste la pegmatita se vincula con un intrusivo granodiorítico. Las rocas del basamento que afloran en esta zona están polideformadas. En la pegmatita la deformación es heterogénea, con el desarrollo de microestructuras adjudicadas a diferentes episodios de deformación, como fracturamiento (cataclasis), plegamiento y estructuras relacionadas a cizalla dúctil. Estas observaciones permiten definir episodios de deformación en estado subsólido de alta y baja temperatura en las diferentes zonas que integran este cuerpo.

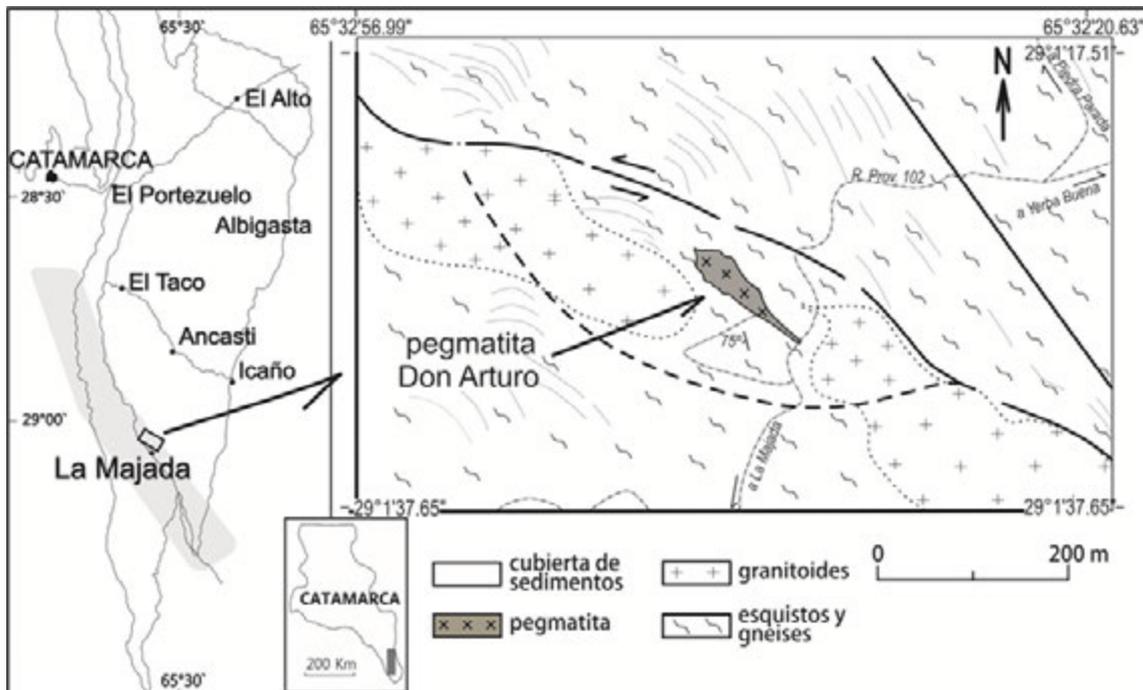


Figura 1. Mapa geológico del norte de La Majada, donde se emplaza la pegmatita Don Arturo.

La pegmatita Don Arturo presenta zonación interna de tipo complejo y carácter asimétrico, reconociéndose una zona de borde discontinua, una zona marginal con textura gráfica que comprende dos asociaciones Qtz+Pl+Ms y Qtz+Mc+Ms, una zona intermedia de microclinopertítico, un núcleo externo de cuarzo y uno interno de microclino pertítico. Cabe

mencionar que tanto Herrera (1964) como Lottner (1986), indican núcleos de cuarzo y microclino para algunas pegmatitas de la sierra de Ancasti. También se observan cuatro unidades de reemplazo, que afectan sólo a las zonas de microclino perfitico. La paragénesis mineral que caracteriza esta pegmatita está integrada por cuarzo, albita, lepidolita, muscovita, microclino, turmalina, berilo, circón, granate, rutilo y óxidos (aún indeterminados). La albita se destaca por presentarse mayormente como clevelandita y la lepidolita, abundante, forma densas masas de escamas medias a muy gruesas o cristales tabulares curvos y columnas cónicas, característica de las micas ricas en Li (Černý 1982). Otra característica destacable de las micas ricas en Li (Ginsburg y Berchin 1953, Ginsburg 1957) son las sustituciones de muscovita por lepidolita, observadas en la pegmatita Don Arturo. Vinculado con el emplazamiento de la pegmatita se suma un proceso de turmalinización sobre los esquistos encajantes y el desarrollo de porfiroblastos de andalucita en áreas cercanas al contacto.

La presencia de una zonación bien desarrollada y de características complejas, permite postular una cristalización fraccionada progresiva desde las paredes hacia el centro y continuas reacciones entre cristales y fluidos remanentes, en condiciones de no equilibrio para la pegmatita Don Arturo (Cameron *et al.* 1949). En los últimos estadios de cristalización, los fluidos enriquecidos en volátiles, provocan un extenso proceso metasomático e hidrotermal, con el desarrollo de las unidades de reemplazo, turmalinización y la presencia de cuarzo de última generación como reemplazo de clevelandita.

El emplazamiento de la pegmatita habría sido de tipo permisivo, con fenómenos locales de intrusión forzada. Se trata de un cuerpo sin a tardío-tectónico respecto a una deformación dirigida en estado dúctil. La intrusión estaría vinculada a las fallas verticales transcurrentes, que pueden haber actuado como canales para los fluidos pegmatógenos. La presencia de andalucita y sillimanita en los esquistos encajantes permiten indicar para su emplazamiento condiciones de T-P que varían en el rango de 441 a 550 MPa y 632 a 671°C.

Las observaciones realizadas permiten integrar la pegmatita Don Arturo a las pegmatitas orogénicas definidas por Galliski (1994), que integran el distrito Ancasti del cinturón de pegmatitas de elementos raros, de signatura geoquímica LCT, de la Provincia Pegmatítica Pampeana. Su estructura interna, mineralogía y texturas permiten identificarla como una pegmatita de la clase elementos raros, de signatura LCT y tipo albita (Černý 1991) o bien clase elementos raros, subclase elementos raros-Li, tipo albita (Černý y Ercit 2005).

- Cameron, E.N., Jahns, R.H., McNair, A.H. y Page, L.R. 1949. Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology* 2: 36-42.
- Černý, P. 1982. Anatomy and classification of granitic pegmatites. En Černý, P. (ed.) *Granitic Pegmatites in Science and Industry* 8: 1-39.
- Černý, P. 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience* 18 (2): 49-67.
- Černý, P. y Ercit, T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogy* 43: 2005-2026.
- Galliski, M.A. 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana, I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista Asociación Geológica Argentina* 49 (1-2): 123-132.
- Ginsburg, A.I. 1957<sup>8</sup> Onisomorphic substitutions in lithium micas. *Trudy Mineral. Museum Academic Science* 5: 47-60.
- Ginsburg, A.I. y Berchin, S.I. 1953. On the composition and chemical constitution of lithium micas. *Trudy Mineral. Museum Academic Science* 5: 43-61.
- Herrera, A. 1964. Las pegmatitas de la provincia de Catamarca, estructura interna, mineralogía y génesis. *Revista Asociación Geológica Argentina* 19 (1): 35-56.
- Lottner, U. 1986. Strukturgebundene Magmenentwicklung im altpalozoischen Grundgebirge NW-Argentiniens am Beispiel der Sierra de Ancasti (Provinz Catamarca). *Münsterische Forschungen zur Geologie und Palaontologie* 65: 180.

# Manto ligeramente empobrecido por fusión parcial y con metasomatismo en el sureste de Payenia: Inferencia a partir de xenolitos ultramáficos del volcán Huanul

Gustavo W. BERTOTTO<sup>1</sup>, Rommulo V. CONCEIÇÃO<sup>2</sup>, Alberto ZANETTI<sup>3</sup>, Manuel E. SCHILLING<sup>4</sup>, Tommaso GIOVANARDI<sup>5</sup> y Maurizio MAZZUCHELLI<sup>6</sup>

<sup>1</sup> INCITAP (CONICET-Universidad Nacional de La Pampa), Santa Rosa, La Pampa.

E-mail: gwbertotto@yahoo.com.ar

<sup>2</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

<sup>3</sup> Consiglio Nazionale per le Ricerche, Pavia, Italia.

<sup>4</sup> Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

<sup>5</sup> Università di Modena e Reggio Emilia, Modena, Italia y Universidade do Sao Paulo, Brasil.

<sup>6</sup> Università di Modena e Reggio Emilia, Modena, Italia.

El cerro Huanul se localiza en la porción sur de Payenia, aproximadamente 480 km al este de la fosa de Chile y a los 37° 17' S y 68° 32' O. Se trata de un volcán en escudo coronado por un anillo de lava de 3,9 km de diámetro y 20 m de altura (Bertotto, 2002). Dentro de este anillo se reconocen varias elevaciones formadas por piroclastos y una colada de lava. Esta colada contiene xenolitos ultramáficos en su gran mayoría menores a 5 cm. Las rocas volcánicas de Huanul fueron asignadas al Pleistoceno superior por Holmberg (1962), más tarde esta inferencia fue confirmada por una datación K-Ar de  $0,84 \pm 0,05$  Ma (Bertotto *et al.* 2006).

En este trabajo se presentan análisis de elementos mayores y traza en las fases minerales de los xenolitos. Para obtener las concentraciones de los elementos mayores se utilizaron microsondas electrónicas de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brasil) y de la Università di Milano (Italia). Para los elementos traza se utilizó una microsonda de ablación láser con un espectrómetro de masas de la Università di Modena e Reggio Emilia (Italia). No se realizaron análisis de roca total debido al pequeño tamaño de las muestras.

Las muestras estudiadas (25) clasifican como lherzolitas (22), harzburgita (1), websterita olivínica (1) y wehrlita (1), todas en facies de espinela. La textura dominante es la porfiroclástica (54%) seguida por la transicional porfiroclástica a equigranular (32%) y la equigranular (14%).

Las temperaturas de equilibrio estimadas según los termómetros clinopiroxeno-ortopiroxeno de Taylor (1998) y Brey y Kolher (1990) varían entre 783-1194°C y 853-1216°C, respectivamente. Las presiones estimadas van de 8,1 Kbar a 21,8 Kbar según el barómetro de Mercier (1980) sobre clinopiroxeno. El rango de variación de las temperaturas para la mayoría de las muestras es similar al de los xenolitos de Agua Poca (Payenia), sólo dos muestras tienen valores anormalmente altos comparables con los de Prahuaniyeu (margen norte de Somuncura-Río Negro, Bjerg *et al.* 2009). Al igual que los xenolitos del resto de Patagonia, los de Huanul presentan la mayoría de las temperaturas de equilibrio en el rango de 950 a 1050°C.

El carácter fértil de la asociación mineral (el 70% de las lherzolitas tiene cpx modal >8%) se condice con el bajo grado de fusión obtenido en las espinelas. La composición de la espinela es consistente con una extracción de fundidos del 1,5 al 10,3% según la ecuación de Batanova *et al.* (1998). Estos valores son similares a los obtenidos en los xenolitos de Agua Poca, localidad más cercana (48 km al NE) con xenolitos del manto.

La mayoría de los clinopiroxenos (HU11, 12, 19, 20, 21, 32, 33, 34) presentan empobrecimiento de elementos de tierras raras pesadas y medias compatible con extracción de fundidos (fusión parcial) de entre 1 y 4%. Entre estos, tres muestras (HU11, 20 y 21) podrían haber tenido una historia evolutiva algo más compleja vinculada a un componente evolucionado, enriquecido en elementos incompatibles (ej. U, Th) y en La y Ce respecto del tren de fusión (comportamiento compartido por los ortopiroxenos). La muestra HU15 tiene enriquecimiento y patrón con forma de “cuchara” en los elementos de tierras raras livianas ( $La_N$  3,6,  $Pr_N$  1,5). Finalmente, los clinopiroxenos de la muestra HU14 no siguen un patrón que se pueda asignar a empobrecimiento por fusión parcial. Éstos exhiben un fuerte enriquecimiento, partiendo de un contenido de Lu similar a HU15 y valores de tierras raras livianas similares a un cpx sin fundir (manto primitivo). Debido a este enriquecimiento, se puede estimar un grado de fusión mínimo de 8% a partir del contenido de Lu en los cpx de las muestras HU14 y 15. Se destaca que las espinelas de HU14 son compatibles con 9,7% de extracción de fundidos, en cambio las de HU15 registran sólo 4,4%. Las espinelas de HU11, 12, 19, 20, 21, 32, 33 y 34 son equivalentes a residuos por extracción de fundidos del 1,5 a 5,4% (ecuación de Batanova *et al.* 1998).

Los datos aquí presentados indican que el manto litosférico muestreado ha sido empobrecido por extracción de fundidos (<10%) en facies de espinela de manera similar a Agua Poca y diferente a la mayoría de los casos de Patagonia, donde se reconocen empobrecimientos mayores. Asimismo, existen evidencias de metasomatismo en las muestras HU14 y 15 (con bajo contenido de cpx modal y HREE).

Los cpx de HU15 tienen una composición de M-HREE (y de Zr, Hf, Ti, Y y V) consistente con grados de fusión mayor que los cpx sin metasomatismo evidente. Además presentan una inversión de pendiente de los LREE (asociado a alto Sr, U y Th), típicamente vinculada a la percolación, de tipo cromatográfico, de pequeños volúmenes de fundido extremadamente fraccionados/evolucionados (ej. Ionov *et al.* 2002). El enriquecimiento en L-HREE de la muestra HU14 asociado a valores más bajos de U y Th y más altos de Nb y Ta (que HU15), es consistente con una segregación de fundidos más primitivos (más similares a aquellos generados por fusión parcial del manto). Para llegar a esta composición, la muestra HU14 ha sufrido una percolación mantenida en el tiempo con una elevada relación fundido/roca. A pesar de las diferencias entre los clinopiroxenos metasomatizados, no se puede excluir una relación genética entre los agentes metasomatizantes para ambos. De todos modos, con los datos actuales, es aparente una escasa vinculación entre los dos.

Batanova, V.G., Suhr, G. y Sobolev, A.V. 1998. Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland, Canada; ion probe study of clinopyroxenes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 853-866.

Bertotto, G.W. 2002. Cerro Huanul (37° 17'S; 68° 32'O), nueva localidad con xenolitos ultramáficos en basanitas cenozoicas del sur de Mendoza. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 66-70, El Calafate.

Bertotto, G.W., Orihashi, Y., Nagao, K., Motoki, A. 2006. New K-Ar ages on retroarc basalts of Mendoza-La Pampa. Segundo encuentro científico del ICES, Actas CD, Buenos Aires.

Bjerg, E.A., Ntaflos, T., Thöni, M., Aliani, P. y Labudía, C.H. 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniqueu Garnet and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology* 50: 1267-1298.

Brey G.P. y Köhler T. 1990. Geothermobarometry in four-phase Iherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31: 1353-1378.

Holmberg, E. 1962. Descripción Geológica de la Hoja 32d - Chachahuén, Prov. de Neuquén y Mendoza, Carta Geológico-Económica de la Rep. Argentina, Esc. 1:200.000, 65 p., Buenos Aires.

Ionov, D.A., Bodinier, J.-L., Mukasa, S.B. y Zanetti, A. 2002. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: Major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling. *Journal of Petrology* 43: 2219-2259.

Mercier J.-C.C. 1980. Single-pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics* 70: 1-37.

Taylor, W.R. 1998. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile Iherzolite and garnet websterite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 172: 381-408.

## Mapeo geológico de las pegmatitas graníticas del Grupo Potrero de Garay, sector sur del Distrito Pegmatítico Alta Gracia, provincia de Córdoba

Ma. Alejandra BOFFADOSSI<sup>1,2</sup>, M. DEMARTIS<sup>1,2</sup>, L. PINOTTI<sup>1,2</sup>, N. ZAMBRONI<sup>1,2</sup>, M. MAFFINI<sup>1,2</sup>, S. RADICE<sup>1,2</sup>, J. CONIGLIO<sup>1</sup> y F. D'ERAMO<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> *Departamento de Geología, FCEFQyN, Universidad Nacional de Río Cuarto. Ruta Nacional N° 36 km 601 – (X5804BYA) Río Cuarto, Argentina. E-mail: ale\_22\_27@hotmail.com*

<sup>2</sup> CONICET.

En esta contribución se presentan los resultados preliminares del mapeo y descripción geológica de las pegmatitas y granitos del grupo Potrero de Garay, Distrito pegmatítico Alta Gracia (Herrera 1961, Galliski 1999, Galliski y Sfragulla 2014 y referencias allí). El sector estudiado comprende un área de aproximadamente 80 km<sup>2</sup> y se localiza a 30 km al SO de la ciudad de Alta Gracia, dentro de la Sierra Chica de Córdoba. Son pegmatitas de la clase muscovita, cuyos procesos de generación, ascenso, emplazamiento y vinculación con el entorno metamórfico encajante han sido poco estudiados. La roca de caja de las pegmatitas y granitos del sector sur del distrito Alta Gracia corresponden a gneises biotíticos-granatíferos y anfibolitas, con desarrollo de fajas de cizalla locales (Fig. 1).

Los gneises constituyen la litología predominante del área y son el encajante de la gran mayoría de las pegmatitas. Están compuestos de biotita, plagioclasa, cuarzo y granate. Estructuralmente, presentan una fábrica planar, definida por un bandeo composicional con alternancia de bandas ricas cuarzo y plagioclasa, con otras ricas en biotita y granate, cuya actitud comprende un Rb de 340-350°N e lbz variable entre 60 y 90° al NE. Paralelos a la foliación principal se presentan pliegues de escala centimétrica. Este tipo litológico posee un paso gradual hacia un gneis con escaso a nulo desarrollo de foliación, dispuesto a modo de faja de rumbo aproximado 030°N, cuyas dimensiones son de 9 km de longitud y 2 km de ancho aproximadamente.

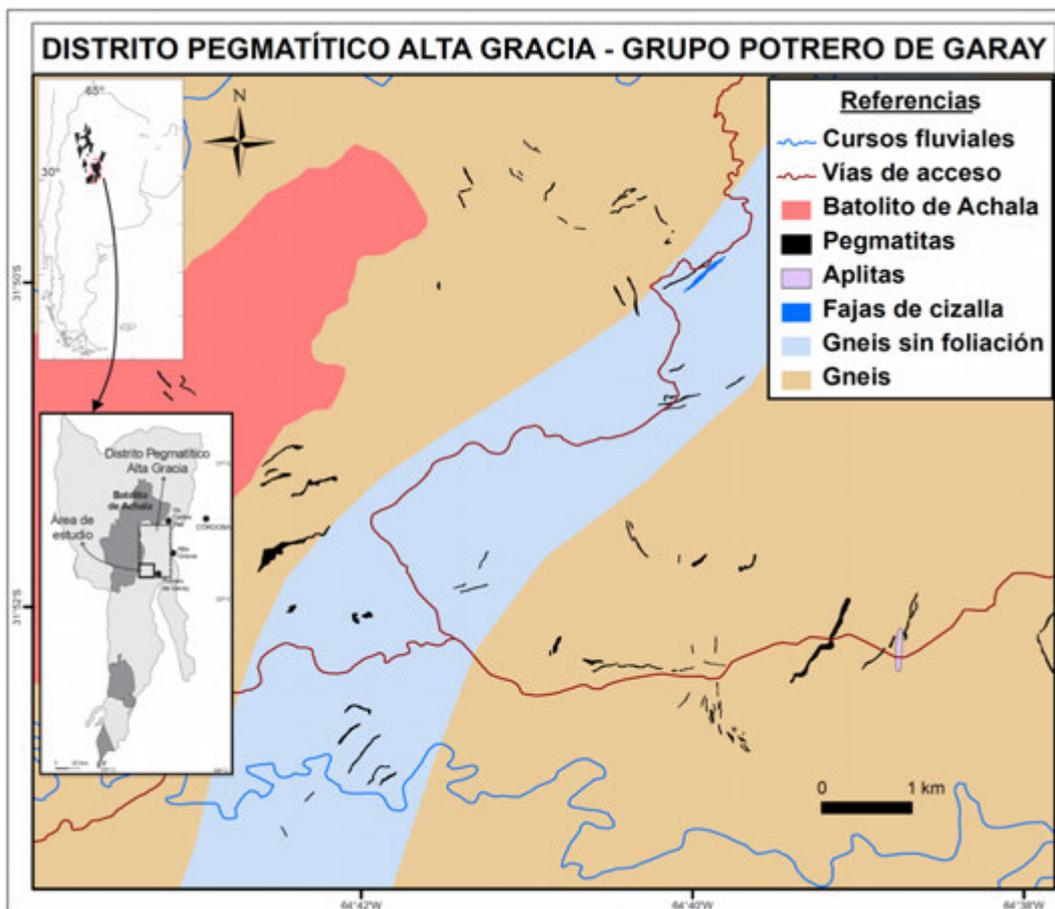
Las anfibolitas se disponen como cuerpos aislados, a modo de lentes y tamaño pequeño, dentro del gneis regional. Presentan una estructura bandeada, con alternancia de bandas leucocráticas y melanocráticas. Mineralógicamente son rocas ricas en plagioclasa y hornblenda, disponiéndose esta última en pequeños nódulos. En cuanto a su disposición espacial, yacen con un Rb de 345°N e lbz de 61°O.

Las milonitas son el resultado de la deformación que afecta fundamentalmente a los gneises sin foliación y se presentan en pequeñas fajas de cizalla de desarrollo local y puntual, con una potencia comprendida entre 40 y 50 cm aproximadamente. En las mismas hay evidencias de recristalización de biotita y neocrecimiento de muscovita de grano fino, como así también, procesos de rotación y reducción del tamaño de grano de los porfiroclastos de feldespato y granate. La foliación milonítica presenta un Rb de 227°N e lbz subvertical.

Las pegmatitas poseen morfología tabular y lenticular, cuyo eje longitudinal (> 100 m) excede las otras dos dimensiones, presentando contactos netos con respecto a los gneises encajantes. En algunos depósitos, como la pegmatita Belén, la morfología es predominantemente irregular, usualmente con contactos cubiertos por sedimentos modernos, presentando interdigitaciones con septos de roca de caja. Internamente, las pegmatitas presentan zonación mineralógica y textural, identificándose 3 zonas: 1) Zona de borde: caracterizada por una textura de grano fino a medio, de espesor variable, conformada por cuarzo, plagioclasa, muscovita y microclino. Esta zona no está siempre presente, muestra en algunos casos (pegmatita Belén y

Feliciano) un paso transicional hacia un granito leucocrático de grano fino o aplítico, que se encuentra interdigitado con las pegmatitas y en su interior contiene xenolitos de gneises. 2) Zona intermedia: de espesor variable y tamaño de grano medio, con textura gráfica entre microclino (blanco y rosado) y cuarzo, con muscovita como principal accesorio. 3) Zona de núcleo: la misma se ubica hacia el centro de las pegmatitas, tiene un espesor variable, presenta un tamaño de grano grueso y está compuesto por cuarzo y muscovita, con presencia de granate, piritita y óxidos de Fe en algunos casos. Respecto a la orientación de las pegmatitas, se distinguen 3 juegos principales, cuyos Rbos promedios son: 050-080°, 280° y 340-360°N, siendo el primero más frecuente con un Bz que varía entre 30-50° hacia el SE hasta subvertical.

Galliski y Sfragulla (2014 y referencias allí) informan edades K-Ar en muscovita de  $409 \pm 17$ ,  $463 \pm 15$  y  $475 \pm 22$  Ma, lo que vincularía a las pegmatitas del distrito con la orogenia Famatiniana. No obstante, al tratarse de edades K-Ar en muscovita, las mismas son de enfriamiento y por lo tanto puede que no reflejen el momento de emplazamiento y consolidación de las pegmatitas. Para corroborar esta hipótesis, se profundizará y ampliará el estudio petrológico, estructural y metalogénico de los cuerpos pegmatíticos, y su relación con el entorno metamórfico encajante, efectuando nuevas dataciones absolutas por el método U-Pb en circón sobre pegmatitas y granitos del grupo.



**Figura 1.** Mapa geológico del sector sur del Grupo Potrero de Garay, Distrito Pegmatítico Alta Gracia, Córdoba.

Galliski, M.A. 1999. Distrito Pegmatítico Alta Gracia, Córdoba. En: Zappettini, E.O. (ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 401-403. Bs As.

Galliski, M.A y Sfragulla, J. 2014. Las pegmatitas graníticas de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R.D., Guerreschi, A.B. (Eds.) Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba: 365-388.

Herrera, A.O. 1961. Estructura interna de las pegmatitas micáferas de Alta Gracia, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 16 (1-2): 15-34.

## Caracterización de registros distales de las erupciones históricas del sistema Cordón Caulle (40,5° S)

Laura BORDA<sup>1</sup>, Romina DAGA<sup>2,3</sup>, Alejandro DEMICHELIS<sup>1</sup>, Antonio CASTRO<sup>4</sup> y Jesús DE LA ROSA<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto. E-mail: laurinchiz26@hotmail.com

<sup>2</sup> Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica, CNEA.

<sup>3</sup> CONICET.

<sup>4</sup> Universidad de Huelva, Huelva, España.

El Sistema Cordón Caulle (CC, 2.236 m.s.n.m., 40,5°S 72,1°O) forma parte del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes del Sur (Stern, 2004). La composición química del CC ha sido principalmente riodacítica a riolítica ( $\text{SiO}_2=68-71\%$ ), con tipos basálticos a andesíticos subordinados entre las lavas más tempranas. La actividad volcánica reciente incluye las erupciones bien documentadas de 2011-12, 1960, 1921-22, y una escasamente documentada posiblemente del año 1759. La homogeneidad composicional de los productos históricos ha sido definida como una particularidad del sistema, haciendo dificultosa la discriminación entre eventos.

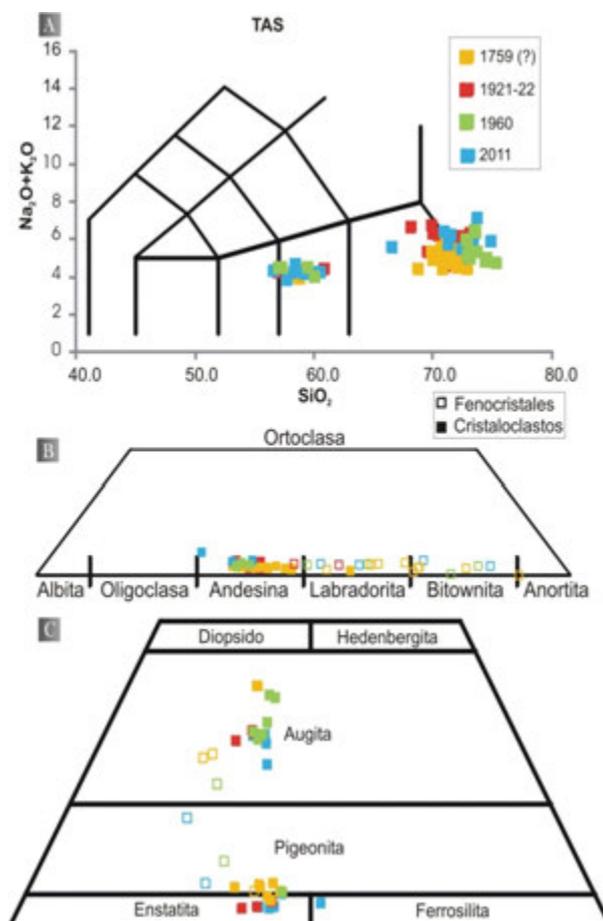
Debido a la predominancia de vientos del Oeste en estas latitudes, la dispersión de los materiales piroclásticos ocurre principalmente hacia el Este (en el sector argentino), lo cual nos brinda la posibilidad de estudiar los depósitos distales de los eventos volcánicos del CC, resultando de particular interés los sistemas lacustres, ya que permiten la preservación del material que alcanza el fondo del lago. En este trabajo se muestran resultados de tres niveles de cenizas volcánicas identificadas en una secuencia lacustre de Brazo Rincón (50 km al SE de CC), sector norte del lago Nahuel Huapi (Parque Nacional Nahuel Huapi), correspondientes a los eventos eruptivos históricos del CC, y material de caída procedente de la erupción del año 2011 del mismo complejo. Se pretende caracterizar mediante análisis mineralógico y geoquímico las últimas cuatro erupciones del CC, lo cual aportará información acerca de los procesos magmáticos y la posibilidad de discriminación entre las diferentes erupciones.

Los componentes volcánicos identificados son comunes en los cuatro niveles: partículas vítreas (pómez y trizas), glomérulos de cristales, cristaloclastos y fragmentos líticos. Los minerales esenciales son plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx), ortopiroxeno (Opx) y olivino (Ol), y los accesorios incluyen ilmenita (Ilm), magnetita (Mag), pirita (Py) y apatito (Ap). Las partículas vítreas presentan coloraciones desde el pardo muy claro a pardo muy oscuro, formando dos poblaciones composicionales: andesitas (56,6-60,8%  $\text{SiO}_2$ ) y riodacitas ( $\text{SiO}_2$ : 66,6-75,3%, Fig. 1A). Poseen vesicularidad muy variada, con formas de vesículas subredondeadas, elongadas o tortuosas. Presentan textura afírica o porfírica; mientras que las primeras se encuentran en los dos extremos composicionales, las segundas representan exclusivamente el extremo andesítico. Los vidrios porfíricos poseen dominio de Pl ( $\text{An}_{49-83}$ , Fig. 1B) prismática (100-200  $\mu\text{m}$ ) o esquelética (5-150  $\mu\text{m}$ ), Cpx ( $\text{Wo}_{18-28}$ ,  $\text{En}_{52-62}$ ) y Opx ( $\text{En}_{59-64}$ , Fig. 1C) prismáticos a irregulares, y escaso Ol como fenocristales esenciales; Ap y opacos se identifican como accesorios.

Por otra parte, los cristaloclastos de Pl, Cpx y Opx están englobados por vidrio incoloro a pardo siempre de composición ácida (69,9-74,4%  $\text{SiO}_2$ ). Los cristaloclastos de Pl ( $\text{An}_{27-58}$ , Fig. 1B) son euhedros prismáticos a

subhedros (400-800  $\mu\text{m}$ ), incoloros, con macla de dos individuos, en algunos casos zonados composicionalmente, con inclusiones de Ap, opacos y vidrio. Los cristaloclastos de Cpx ( $\text{Wo}_{26-39}$ ,  $\text{En}_{40-47}$ , Fig. 1.C) son euhedros tabulares a subhedros y generalmente se encuentran muy fracturados; algunos presentan zonación composicional e inclusiones de Ap, opacos y vidrio. Los cristaloclastos de Opx ( $\text{En}_{52-60}$ , Fig. 1C) son incoloros, subhedros y generalmente también se encuentran fracturados. Además, son comunes los glomérulos de Pl, Cpx, Opx, Ilm, Mag y Ap rodeados de vidrio incoloro a pardo, de composición riodacítica, al igual que los cristaloclastos.

Estudios petrológicos y geoquímicos previos coinciden en resaltar el carácter exclusivamente riodacítico-riolítico de las erupciones históricas del CC, coincidentes con el extremo ácido identificado en este trabajo, correspondiente a trizas vítreas y pómez. Este material fue el principal componente emitido durante las erupciones históricas, como lo demostró además la reciente erupción de 2011. Por otra parte, no ha sido reportada la participación de un magma más básico en las erupciones históricas del CC. Por esta razón, a partir de la petrografía y de las diferencias obtenidas en la química mineral, se pretende establecer si existe una correlación entre la fracción andesítica aquí identificada y las lavas tempranas del conducto para definir el carácter lítico de los vidrios porfíricos, o si corresponden a una fracción juvenil no identificada. La química de elementos mayoritarios de la roca ácida ha demostrado homogeneidad entre los eventos en estudio (Bertrand *et al.* 2014) mientras que se identificaron sólo sutiles diferencias temporales durante la erupción del 2011 (Daga *et al.* 2014). En este sentido, la química mineral podría resultar en una herramienta valiosa para la identificación y diferenciación entre dichos eventos, muy importante desde el punto de vista de la cronoestratigrafía, además de brindar información para estudios sobre procesos y evolución magmática.



**Figura 1. A.** Diagrama TAS de partículas vítreas. **B.** Composiciones mineraloquímicas de cristaloclastos y fenocristales de plagioclasa. **C.** Composiciones mineraloquímicas de cristaloclastos y fenocristales de piroxeno.

Bertrand, S., Daga, R., Bedert, R. y Fontijn, K. 2014. Deposition of the 2011–2012 Cordón Caulle tephra (Chile, 40°S) in lake sediments: Implications for tephrochronology and volcanology. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119: 2555-2573.

Daga, R., Ribeiro Guevara, S., Poiré, D. y Arribére, M. A. 2014. Characterization of tephtras dispersed by recent eruptions of volcanoes Calbuco (1961), Chaitén (2008), and Cordón Caulle complex (1960 and 2011), in Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 49: 1-14.

Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31: 161-206.

## Geoquímica de las volcanitas jurásicas hospedantes de la mineralización en el Proyecto Navidad, Chubut, Argentina

Verónica BOUHIER<sup>1,2,3</sup>, Marta FRANCHINI<sup>1,2,4</sup>, Massimo CHIARADIA<sup>5</sup>, Laura MAYDAGAN<sup>1,2,3</sup> y Graciela MAS<sup>3</sup>

<sup>1</sup> CONICET, Argentina. E-mail: vbouhier@gmail.com

<sup>2</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro, Av. Roca 1242, G. Roca.

<sup>3</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca.

<sup>4</sup> Departamento de Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, Neuquén.

<sup>5</sup> Department of Mineralogy, University of Geneva, Rue des Maraîchers 13, 1205 Geneva, Switzerland.

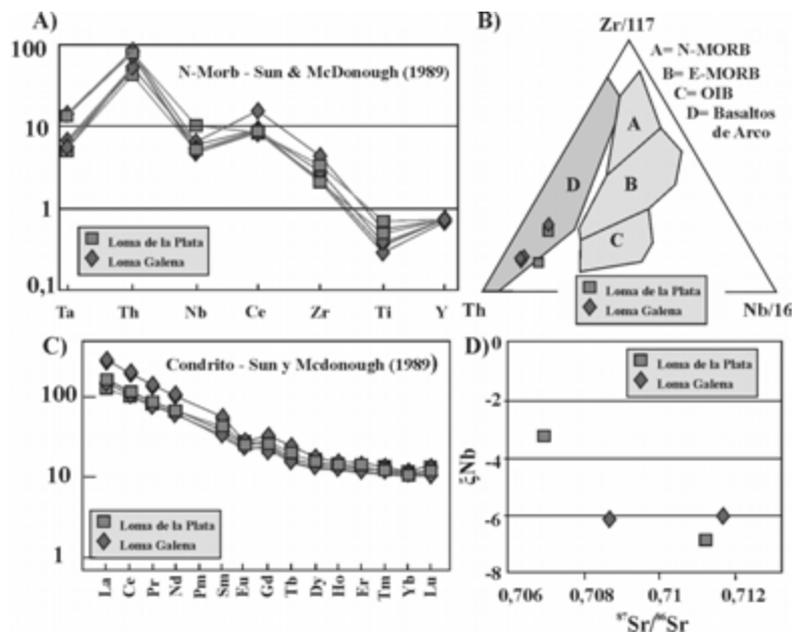
Navidad (42°4'S-68° 8'O) es un yacimiento de Ag + Pb (Cu, Zn) de clase mundial ubicado al suroeste del Macizo Nordpatagónico, en la provincia de Chubut, Patagonia Argentina. La mineralización polimetálica tiene características epitermales y está hospedada en rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico Medio depositadas en un ambiente lacustre. Navidad es un yacimiento inusual, un sistema geotermal que se ha preservado intacto y que alimentaba un lago jurásico con fluidos hidrotermales a través de enjambres de venas y venillas que atravesaban el sustrato volcánico. En esta contribución se presentan resultados de los análisis químicos e isotópicos de las rocas volcánicas que hospedan la mineralización en dos depósitos del proyecto Navidad: Loma Galena (LG) y Loma de la Plata (LLP).

En LG se analizaron tres unidades volcánicas. La unidad inferior presenta texturas afírica y amigdaloide con afloramientos discontinuos acotados a las márgenes NE y SO del depósito y fue asignada a la Formación Lonco Trapial (Williams 2010, Márquez *et al.* 2013). Sobre esta unidad se depositaron en discordancia dos unidades volcánicas extensas afectadas por fallamiento en bloques que constituyen las principales rocas hospedantes de la mineralización. La unidad media aflora en un pilar tectónico del depósito denominado "Horst Galena" limitado por fallas de rumbo NO-SE. La unidad superior aflora en el extremo NO del depósito y en el Horst Galena. Ambas unidades volcánicas tienen textura porfírica, fenocristales de plagioclasa y cuarzo con sanidina, anfíboles biotitizados y biotita subordinados. La pasta es de grano fino a criptocristalina y está compuesta por microlitos de plagioclasas. Tanto el piso como el techo de cada unidad muestran autobrechamiento, texturas de desvitrificación y amigdaloide. La unidad media difiere de la superior por su mayor contenido de cuarzo y de xenolitos-fragmentos accidentales. Estas dos unidades han sido asignadas a las facies volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto (Williams 2010, Márquez *et al.* 2013). Las volcanitas están cubiertas por pelitas, pelitas calcáreas y calizas de la Formación Cañadón Asfalto.

En el depósito LLP se analizaron dos unidades volcánicas. La unidad inferior aflora en el sector más occidental del depósito, buza hacia el E y corresponde a una secuencia compuesta por varios niveles volcánicos intercalados con finas capas de areniscas, chert y pelitas calcáreas. Las volcanitas tienen textura afírica y color verde característico. Al microscopio se observan escasos (1-2%) glomérulos de plagioclasa inmersos en una pasta de grano fino formada por microlitos de plagioclasa y vidrio con abundantes amígdalas. Es común la presencia de facies de autobrecha, peperita e hialoclastita. Sobre esta unidad se depositaron dos niveles volcánicos de textura porfírica y pasta afanítica, similares en composición modal y en textura a las facies volcánicas de la Fm. Cañadón Asfalto identificadas en LG. Dataciones U/Pb en circones de una muestra de esta unidad arrojaron una edad de  $173,9 \pm 1,9$  (Bouhier *et al.* 2014).

Los porcentajes de SiO<sub>2</sub> y los valores de LOI de las rocas analizadas de LG y LLP varían entre 49,34 y 61,17% y 4,3 y 8,1%, respectivamente. En el diagrama Nb/Y versus Zr/TiO<sub>2</sub> las rocas de las unidades inferior y superior de LLP clasifican como basalto subalcalino y basalto alcalino, respectivamente. En LG, las tres unidades corresponden a andesita y las muestras con mayor grado de alteración hidrotermal se desvían hacia el campo de la traquiandesita. En los diagramas tipo Harker, los porcentajes de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3total</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> decrecen desde basaltos alcalinos, traquiandesitas a las andesitas. La dispersión de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O con el Si<sub>2</sub>O sugiere movilización de estos elementos durante alteración hidrotermal.

En el diagrama de elementos traza normalizados a N-MORB (Fig. 1A, Sun y McDonough 1989), la mayoría de las rocas analizadas definen un patrón caracterizado por una marcada anomalía negativa de Nb y Ta respecto a Th y Ce y empobrecimiento de Y y Ti, similar al patrón de los basaltos de arco calcoalcalinos (Pearce 1996). La anomalía negativa de Ti aumenta desde las rocas más básicas (basalto LLP) hasta las rocas de composición intermedia (andesita LG), acompañada por un aumento en los valores de Zr, lo cual es consistente con un proceso de fraccionamiento del magma. En el diagrama de discriminación tectónica Zr-Th-Nb (Fig. 1B, Wood 1980), los basaltos LLP se ubican en el campo de basaltos de arco volcánico. Los análisis de tierras raras normalizados a condrito (Fig. 1C, Sun y McDonough 1989) de las unidades LG y LLP muestran un enriquecimiento en los elementos de tierras raras livianos y un patrón subhorizontal de los elementos de tierras raras medianos y pesados. Ambas unidades presentan anomalías negativas de Eu. Las relaciones isotópicas de Nd y Sr de las rocas LG y LLP indican contribuciones significativas de corteza en los magmas (Fig. 1D).



**Figura 1. A)** Diagrama de elementos traza normalizados a N-MORB. **B)** Diagrama de discriminación tectónica Zr-Th-Nb (Wood 1980). **C)** Diagrama de tierras raras normalizados a condrito. **D)** Relaciones isotópicas Nd-Sr.

Bouhier, V., Franchini, M., MAS, G. 2014. Edad U/Pb de las rocas volcánicas hospedantes de la mineralización argentífera en el depósito Loma de la Plata, Proyecto Navidad, Chubut Argentina. Actas Congreso Geológico Argentino. ISBN: 978-950-605-758-9. pp.358-359. Año 2014. Cordoba.

Márquez, M., Trevisiol, S. y Fernández, M. 2013. Navidad: Un sistema epitermal argentífero del Jurásico inferior, provincia del Chubut, Argentina. Características geológicas y metalogenéticas. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Actas 1: 243-248. San Juan.

Pearce, J. y Cann, J. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and planetary science letters, 19(2): 290-300.

Williams, D. 2010. Geology and Mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina. Economic Geology. Special Publication 15: 203-227.

## Bayldonita y sulfuros primarios del prospecto minero Cóndor Yacu, Catamarca, Argentina

Stefani BULATOVICH<sup>1</sup> y Raúl LIRA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner", Fac. de Cs. Ex. Fís. y Nat., Univ. Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sarsfield 299, X5000JJ, Córdoba, Argentina. E-mail: stefanibulatovich@gmail.com

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

La propiedad minera Cóndor Yacu se encuentra ubicada en el departamento Antofagasta de la Sierra, Catamarca (25°19'41,85"S, 66°47'24,31"O). La mineralización fue descubierta en 1967, originariamente concesionada en 1986 y luego transferida a distintas empresas mineras entre ellas Cavok S.R.L en 1999 y a Cardero Resources Corp. en 2001. Esta última ejecutó programas de perforación con diamantina en varias etapas, habiendo cortado la zona mineralizada a distintas profundidades, reportando tenores de oro y plata variables entre 13,77 y 18,03 g/t y entre 40,1 g/t y 288,8 g/t, respectivamente. La empresa Maximus Ventures Ltd. completó tareas exploratorias en el año 2003 (Reynolds 2003). Esta contribución se enfoca en el estudio mineralógico de arseniatos de Cu y Pb, así como en la determinación de la paragénesis mineral primaria del sistema epitermal.

Cóndor Yacu se sitúa en la Puna Austral, dentro de la faja Eruptiva de la Puna Oriental. Las rocas ígneas encajonantes del cuerpo epitermal pertenecen al Complejo Eruptivo Oire (Ordovícico), representado localmente por granodioritas porfíricas de matriz gruesa. Ha sido definido como un cuerpo epitermal de alta sulfuración (Ag-Au-Cu-Pb). Está ubicado en la intersección de una zona de cizalla regional N-S, la falla Diablillos-Cerro Galán y el Lineamiento Cerro Ratones de rumbo NO (Reynolds 2003). Se encuentra pocos kilómetros al SSE del proyecto Diablillos, un conocido sistema epitermal de alta sulfuración (Ag-Au). Ha sido inferido que ambos pertenecen al mismo evento hidrotermal, el cual en Diablillos fue datado en ~12,3-12,5 Ma (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, alunita hipogénica, Stein 2001). El proyecto ha sido dividido en dos zonas denominadas Afloramiento Sur y Norte, alineadas en dirección N-S (Reynolds 2003). La zona principal de mineralización (Afloramiento Sur), estudiada en este trabajo, presenta un ancho de 10-15 m y una longitud de ~70 m.

El Afloramiento Sur, con típica morfología de nabo, está en zona de alteración argílica; muestra una profusa silicificación, con abundantes óxidos-hidróxidos de hierro (tipo jaseroide) y jarosita. En sección delgada se observa cuarzo microcristalino y agregados cristalinos de jarosita como cementantes en la matriz de una brecha granodiorítica. Similares descripciones fueron aportadas por Cavok S.R.L. (Reynolds 2003).

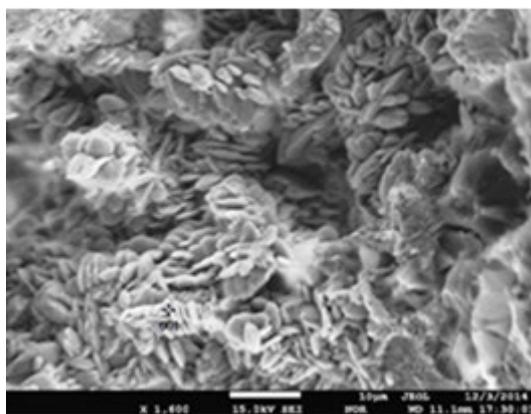
En testigos de profundidad la granodiorita muestra deformación cataclástica, con alteración sericítica moderada y alteración argílica sobrepuesta. En la zona primaria se definieron tres eventos de alteración-mineralización: 1- Sílice oquerosa con enargita en agregados poligranulares de ~0,5 mm y en cristales de hasta 250 μm en oquedades. 2- Delgadas venillas de piritita subparalelas y anastomosadas que cortan al primer evento. 3- En fracturas y cavidades se depositaron galena >> esfalerita intercrecidas; la galena aparece en octaedros combinados con cubo subordinado de hasta 0,8 mm; la esfalerita se presenta en pequeños cristales de 0,5 mm, de color amarillo ambarino.

En la zona de oxidación se detectaron minerales verdosos y celestes alojados en fracturas y cavidades de jarosita y en agregados limoníticos indiferenciados. Varios de estos minerales fueron analizados por DRX. De todos, solo se logró identificar claramente a la bayldonita [Cu<sub>3</sub>PbO(AsO<sub>3</sub>HO)<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub>] (Cuadro 1); esta rellena fracturas y oquedades junto a cuarzo, yeso y abundantes óxidos-hidróxidos de hierro, sin presentar evidencias de reemplazo de fases primarias. A simple vista la bayldonita es de color verdoso amarillento a

verde manzana con brillo céreo a resinoso, de grano muy fino, maciza y en costras cristalinas. A veces forma agregados de cristales intercrecidos con yeso y tapiza paredes de oquedades. En imágenes de electrones secundarios (SEI) (Fig. 1), la bayldonita se muestra en agregados irregulares de cristales lenticulares; en los análisis por EDS se verifican líneas espectrales de O, Cu, As y Pb, con la ocurrencia inequívoca de Ca y V (Fig. 2). La presencia de Ca y V podría sugerir: 1- Que la especie constituya un miembro de la serie duftita [PbCu(AsO<sub>4</sub>)(OH)]-conicalcita [CaCu(AsO<sub>4</sub>)(OH)], en la cual conicalcita forma a su vez una serie con calciovolbortita [CaCu(VO<sub>4</sub>)(OH)], 2- Que represente una composición intermedia de la serie duftita [PbCu(AsO<sub>4</sub>)(OH)]-mottramita [PbCuVO<sub>4</sub>(OH)], menos probable.

Los estudios mineralógico-paragenéticos permiten confirmar el origen de este depósito como epitermal de alta sulfuración, con mineralización primaria de enargita (⇒ pirita ⇒ galena ⇒ esfalerita). Las fuentes de las soluciones arsenicales secundarias con Cu y plomo posiblemente derivarían de la alteración de enargita y galena, respectivamente.

Reynolds, P. 2003. Summary geological report on the Cóndor Yacu property, Catamarca province, Argentina. Informe inédito. 49 p.  
 Stein, D. 2001. The Diablillos Ag-Au Deposit, Salta, Argentina: Deeply Oxidized High-Sulphidation Epithermal Mineralization in the Southern Puna Province. Ms. Sciences dissertation, Queen's University, Ontario, Canada. 152 p.



**Figura 1.** Imagen SEI de cristales de bayldonita.

**Cuadro 1.** Análisis por DRX de la bayldonita.

Posición [2Th.]	d- $\text{\AA}$ (Int. rel. %)	ASTM	
		26-1410 y 06-0335	
18,10	4,897 (55,9)	4,920 (50,0)	06-0335
19,53	4,542 (54,2)	4,539 (50,0)	06-0335
27,51	3,239 (95,7)	3,230 (70,0)	26-1410
28,35	3,146 (89,5)	3,147 (100,0)	26-1410
30,49	2,929 (94,2)	2,932 (80,0)	26-1410
32,99	2,713 (72,2)	2,709 (60,0)	06-0335
35,38	2,535 (76,5)	2,540 (50,0)	06-0335
36,09	2,487 (79,8)	2,483 (50,0)	26-1410
39,90	2,257 (81,2)	2,259 (55,0)	26-1410
47,77	1,903 (84,8)	1,900 (50,0)	06-0335
48,60	1,872 (84,8)	1,872 (30,0)	06-0335
50,27	1,814 (92,8)	1,816 (50,0)	06-0335
58,49	1,577 (100)	1,575 (60,0)	06-0335
63,50	1,464 (90,6)	1,467 (60,0)	06-0335

## Composición química de espinelos del cuerpo máfico-ultramáfico Los Guanacos, Sierras Pampeanas de Córdoba

Ma. Cecilia CÁBANA<sup>1</sup>, M. ESCAYOLA<sup>2</sup>, M. PIMENTEL<sup>3</sup>, I. SCHALAMUK<sup>4</sup> y P. GONZÁLEZ<sup>1</sup>

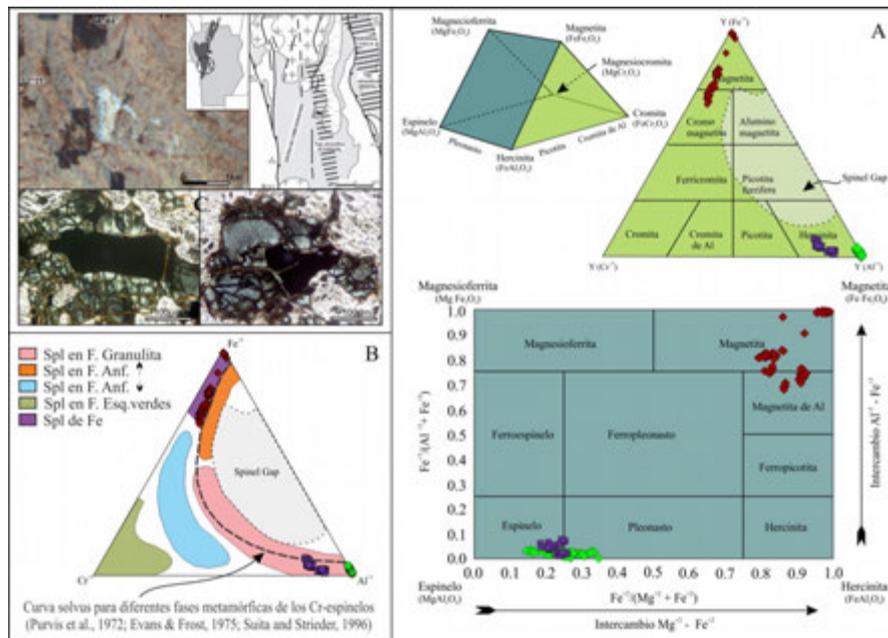
<sup>1</sup> Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET). E-mail: mccabana@unrn.edu.ar

<sup>2</sup> Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (Universidad de Buenos Aires—CONICET), Argentina.

<sup>3</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 70910-900, Brasil.

<sup>4</sup> Instituto de Recursos Minerales (UNLP-CICBA) y CONICET.

El cuerpo máfico-ultramáfico Los Guanacos (32°11'S, 64°43'O) se encuentra alojado en la Faja Ultramáfica Occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Villar 1985, Kraemer *et al.* 1995), este cuerpo, junto con otros menores asociados, forma parte del basamento ígneo-metamórfico del Complejo Calamuchita (Otamendi *et al.* 2004, Cábana *et al.* 2005), el cual está compuesto por gneises, anfibolitas y mármoles calcíticos y dolomíticos, que hacen las veces de roca de caja de los cuerpos máfico-ultramáficos. El cuerpo Los Guanacos, compuesto principalmente por metaperidotitas y serpentinitas, y en menor proporción por diques, mayoritariamente discordantes de anfibolitas, fue intensamente estudiado por los depósitos de cromita presentes en las rocas máficas y ultramáficas (Pagés y Ré 1953, Escayola *et al.* 2004, Proenza *et al.* 2008). Además de la cromita, están presentes cromo-espinelos que son considerados como accesorios y no como mena, dado que su composición química no es de interés económico y su abundancia modal es <30% (Barnes y Roeder 2001). En esta contribución se da a conocer la composición química y clasificación de los cromo-espinelos accesorios del cuerpo Los Guanacos. Los microanálisis químicos de los mismos fueron realizados con una microsonda electrónica del Dpto. de Geología de la Universidad de Brasilia. Los gráficos utilizados para la clasificación química de los cromo-espinelos accesorios están basados en dos proyecciones del prisma de espinelos de Stevens (1944), el diagrama triangular Cr-Al-Fe<sup>+3</sup>, representando la proyección en la cara frontal del prisma y el diagrama binario Fe<sup>+3</sup>/(Cr+Al+Fe<sup>+3</sup>) vs. Fe<sup>+2</sup>/(Mg+Fe<sup>+2</sup>), ubicado en la cara lateral izquierda (Fig. 1A). Al microscopio petrográfico, los cromo-espinelos se presentan con tres colores distintivos, verde y castaño rojizo (ambos translúcidos) y negro (opaco). En el diagrama Cr-Al-Fe<sup>+3</sup>, los espinelos grafican en tres grupos distintos que son coincidentes con los 3 grupos identificados en la petrografía. La variedad negra, pobre en Al y rica en Fe, grafica en el campo de las magnetitas y cromo-magnetitas. Los cromo-espinelos verdes y castaños son alumínicos y plotean en el campo de las hercinitas, aunque se diferencian entre sí por tener, los cromo-espinelos verdes, un valor más elevado de Al (Fig.1A). En el diagrama Fe<sup>+3</sup>/(Cr+Al+Fe<sup>+3</sup>) vs. Fe<sup>+2</sup>/(Mg+Fe<sup>+2</sup>) los espinelos negros plotean en el campo de las magnetitas y las magnetitas ricas en Al, mientras que los espinelos alumínicos (verdes y castaños), grafican en el campo de los espinelos *sensu stricto* y de los pleonastos (Fig. 1B). A su vez, los espinelos verdes se presentan principalmente en coronas rodeando a los espinelos negros (Fig. 1C), en un arreglo característico de la recristalización metamórfica en facies anfibolita alta a granulita (Evans y Frost 1975). Coincidiendo con esto, en el diagrama Cr-Al-Fe<sup>3+</sup> los cromo-espinelos verdes grafican en el campo de la facies granulita, mientras que los castaños y negros plotean en la facies anfibolita alta (Fig. 1B). Cabe destacar que las magnetitas y hercinitas del cuerpo Los Guanacos son espinelos metamórficos que indican un metamorfismo de alto grado, en facies anfibolita alta-granulita. Por otro lado, las cromitas de la mena, dado el metamorfismo sobreimpuesto, están reemplazadas en forma pseudomórfica por cromita férrica y magnetita. Los granos de cromita exhiben tres zonas composicionales diferentes entre núcleo y borde, una fase interna rica en Al (Cr# 0,21-0,38; Mg# 0,66-0,70; Fe<sup>3+</sup>#<0,1), una intermedia de cromita férrica (Cr# 0,63-0,93; Mg#<0,38, Fe<sup>3+</sup>#>0,51) y bordes de magnetita (Escayola *et al.* 2004, Cábana *et al.* 2005, Proenza *et al.* 2008).



**Figura 1.** Diagramas de clasificación química y grado metamórfico de espinelos. **A.** Prisma de espinelos (Stevens 1944), en cara triangular frontal ( $Cr^{+3}$ - $Fe^{+3}$ - $Al^{+3}$ ) y en cara lateral izquierda ( $Fe^{+3}/(Fe^{+3}-Al^{+3})$  vs.  $Fe^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})$ ). **B.** Diagrama  $Cr^{+3}$ - $Fe^{+3}$ - $Al^{+3}$  con los campos composicionales de espinelos para diferentes facies metamórficas (según Evans y Frost 1975, Suita y Streider 1996, Barnes y Roeder 2001).

Barnes, S. y Roeder, P. 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of petrology*, vol.42, number 12, pages 2279-2302.

Cábana, M., Escayola, M., Pimentel, M., Schalamuk, I. y Proenza, J. 2005. Termometría de rocas máficas-ultramáficas del Cerro Los Guanacos, Sierras Pampeanas de Córdoba. 16° C.G.A., Actas 3: 59-64. La Plata.

Evans, B.W. y Frost, B.R. 1975. Chrome-spinel in prograde progressive metamorphism, a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 959-972.

Escayola, M., Proenza, J.A., Schalamuk, A. y Cábana, C. 2004. La secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica de Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. En: Pereira, E., Castroviejo, R., Ortiz, F., (Eds.): *Complejos ofiolíticos en Iberoamérica. Guías de exploración para metales preciosos. Proyecto XIII.1 CYTED, Portugal*. 377 p. ISBN: 84-96023-24-9, pp. 113-155.

Otamendi, J., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A. y Tibaldi, A. 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the development and exhumation of continental crust on the protopacific margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 7 (4): 1143-1155.

Proenza, J., Zaccarini, F., Escayola, M., Cábana M.C., Schalamuk, I. y Garuti, G. 2008. Composition and textures of chromite and platinum-group minerals in chromitites of the western ophiolitic belt from Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. *Ore Geology Reviews* 33: 32-48.

Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32° 40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.

Pagés, C. y Ré, N.O. 1953. Estudio geológico minero de las minas de cromita Los Guanacos, El Rodeo, Ume Pay y Árbol Seco, departamento de Calamuchita, Córdoba. Dirección general de Fabricaciones Militares, informe 156. Buenos Aires.

Stevens, R.E. 1944. Composition of some chromites of the western hemisphere. *American Mineralogist*, 29, 1-34.

Suita, M.T. y Streider, A.J. 1996. Cr-spinels from Brazilian mafic-ultramafic complexes: metamorphic modifications. *International Geology Review* 38, 245-267.

Villar, L. 1975. Las Fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, 3: 135-156, Buenos Aires.

# Petrografía y mineralización de los cuerpos máficos-ultramáficos de Peñón Colorado y Paso de Piedra, sector sur del Complejo Máfico - Ultramáfico Peñón Colorado, San Luis

A. Julieta CAPRIOLO<sup>1,2</sup>, A. ORTIZ SUÁREZ<sup>2</sup>, A. MOROSINI<sup>1,2</sup> y M. GÓMEZ<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> CONICET. E-mail: julietacapriolo@gmail.com

<sup>2</sup> Universidad Nacional de San Luis. Ejercito de Los Andes 950. San Luis.

Los cuerpos máficos-ultramáficos de Peñón Colorado y Paso de Piedra se encuentran en la porción noroccidental del Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.* 1997) y corresponden a la zona sur de lo que Ortiz Suárez (1999) nombra como Complejo Máfico-Ultramáfico Peñón Colorado, el cual se ubica en la porción norte de la Faja Máfica – Ultramáfica La Jovita – Las Águilas (Sato *et al.* 2003), a unos 10 km al noreste de la localidad de La Carolina.

Los cuerpos de rocas máficas-ultramáficas se han reconocido en los puestos Paso de Piedra y Peñón Colorado Norte y Sur. Poseen evidencias de deformación en sus bordes, aunque los núcleos preservan estructuras magmáticas como estratificación ígnea e interdigitación de dos litologías distintas (¿mingling?). Las rocas metamórficas que forman la caja están integradas por ortogneises granodioríticos y tonalíticos, paragneises migmáticos, anfibolitas, protomilonitas y ultramilonitas. Las litologías que forman los cuerpos estudiados son: hornblenditas, noritas, gabros hornbléndicos (con variedades cuarzosas y porfíricas) y tonalitas. Las abreviaturas de minerales corresponden a Whitney y Evans (2010) y la determinación de la plagioclasa se realizó mediante métodos ópticos.

*Hornblenditas*: poseen textura granuda media (Fig. 1a) compuesta por dos tipos de Amp, Hbl pardo verdosa ( $\leq 87\%$ ) y Hbl de tonalidades azules ( $\leq 3\%$ ), los demás minerales que conforman estas rocas son: Pl ( $\leq 4\%$ ), Bt ( $\leq 3\%$ ) y Qz intersticial ( $\leq 5\%$ ), los Opq se encuentran subordinados (2%).

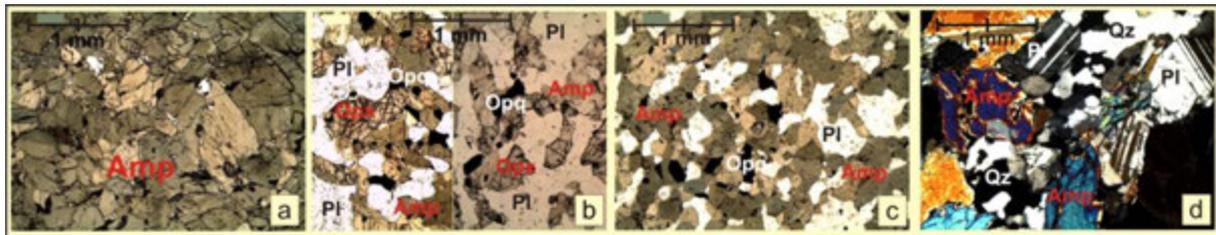
*Noritas*: presentan texturas granudas media a finas, están compuestas principalmente por dos tipos de Opx, uno de ellos pleocroico de pardo amarillento a pardo rosado y el otro incoloro sin pleocroismo (10% a 36%) (Fig. 1b). Se determinaron en estas rocas dos tipos de Amp de alta temperatura (10% a 58%), uno posiblemente de composición magnésiana que presenta tonalidades pardas y Hbl de alta temperatura semejante a las encontradas en las hornblenditas, como así también Pl (labradorita, 19% a 35%), Qz (en algunos especímenes,  $\leq 2\%$ ), Bt ( $\leq 10\%$ ) y Opq diseminados ( $\leq 10\%$ ). En algunos casos aparece Hbl azulada y Tr-Act en pequeñas proporciones.

*Gabros hornbléndicos*: poseen textura granuda media a fina (Fig. 1c) y están compuestos por Pl (labradorita, 25% a 51%), en algunos casos Bt (8% a 16%), Qz ( $\leq 5\%$ ) y cuatro tipos de Amp, dos de ellos de alta temperatura (40% a 70%) (uno posiblemente de composición magnésiana y Hbl castaño verdosa) y dos de ellos metamórficos de media a baja temperatura, Hbl de tonalidades azuladas y Tr-Act ( $\leq 7\%$ ). Los Opq se encuentran diseminados ( $\leq 7\%$ ).

*Gabros cuarzosos porfíricos*: se diferencian de los anteriores por su textura y mayor contenido de cuarzo, están compuestos principalmente por Amp (22%), Pl (52%), Bt (10%) y Qz (12%). Presentan textura porfírica con cristales de Pl (labradorita) y Qz que conforman la pasta granuda media y fenocristales de Amp (Hbl) que superan los 5 cm de longitud. Los Opq (3%) se presentan, principalmente, como exsoluciones dentro de Amp. Aparece como mineral accesorio Ap ( $\leq 1\%$ ).

*Tonalitas*: son mesocráticas con textura granuda gruesa (Fig. 1d), están formadas principalmente por Amp (Hbl castaño verdosa 45%), Pl ( $\leq 24\%$ ), Qz (23%) y Bt ( $\leq 7\%$ ).

Se considera que Amp magnesiano, Hbl castaño verdosa, Opx, Pl; Qz (en algunos casos) corresponden a minerales magmáticos, mientras que los minerales metamórficos de media a baja temperatura son: Hbl azulada, Tr-Act y Bt.

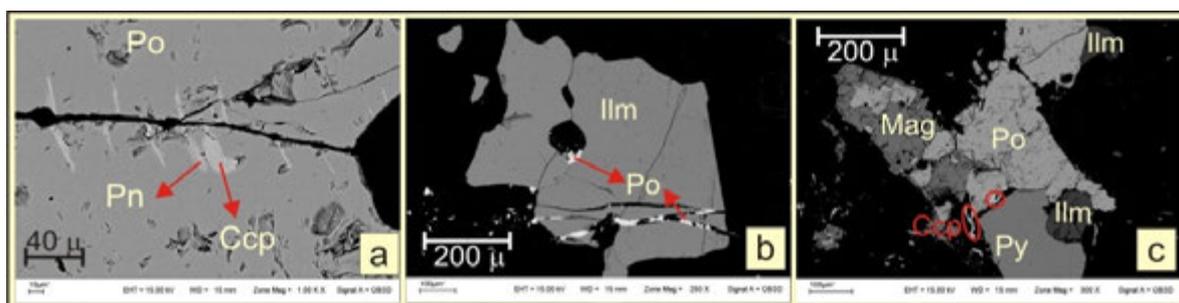


**Figura 1.** Fotomicrografías de rocas máficas-ultramáficas. a) hornblendita, nicols //. b) noritas: izq. Opx pleocroico (pardo claro a pardo rosado), der. Opx sin pleocroismo, nicols // c) gabro hornbléndico, nicols // d) tonalita, nicols X.

La mineralización se presenta principalmente en noritas y gabros hornbléndicos y su estudio se realizó mediante microscopio óptico con luz reflejada y microscopio electrónico, determinándose la composición de los minerales por análisis semicuantitativos utilizando un espectrómetro EDS.

Se reconocieron mineralizaciones de Fe-Cu-Ni en parte diseminadas, representadas por Ilm, Po y en menor medida Py, como exsoluciones dentro de otros minerales, como es el caso de Ccp, y Pn en textura *flame o brush* (Ramdohr 1980) dentro de Po diseminada (Fig. 2a). En menor proporción se encontró a Po rellenando fracturas dentro de ilmenitas diseminadas (Fig. 2b), y por último cristales reemplazando a otros especímenes, como es el caso de Mag (reemplazando a Po), Ccp (reemplazando principalmente a Py y Po) (Fig. 2c) y Gth (en su mayoría reemplazando pseudomórficamente o por los límites de grano a Py).

Se interpreta que la mineralización encontrada corresponde esencialmente a un sistema magmático donde los minerales se han formado durante la cristalización y posterior enfriamiento de las rocas ígneas, sin embargo, la presencia de minerales rellenando fracturas indican posibles reaperturas del sistema. Estudios en desarrollo permitirán precisar con mayor claridad los procesos involucrados en la mineralización.



**Figura 2.** Imágenes de electrones retrodifundidos de la mineralización en noritas. a) Po con exsoluciones de Pn tipo *flame* y Ccp. b) Po rellenando fracturas en un cristal de Ilm. c) Mag reemplazando a Po y Ccp reemplazando a Po junto a Py e Ilm.

Ortiz Suárez, A. 1999. Geología y petrología del área de San Francisco del Monte de Oro, San Luis. Tesis doctoral. Universidad Nacional de San Luis. (inédita) 259 p., San Luis.

Ramdohr, P. 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press 2: 441-1205, Oxford.

Sato, A.M., González, P., Llambías, E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (4): 487-504.

Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe Geológico y Metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 28: 148, Buenos Aires.

Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist. 95: 185-187.

## Mineralización Epitermal de Sulfuración Intermedia asociada al Pórfido de Cu-Au de Agua Tapada, Catamarca, Argentina

Ariana CARRAZANA<sup>1</sup>, Domingo Gimeno TORRENTE<sup>1</sup> y Nicolás MONTENEGRO<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. Barcelona, 08028, España. E-mail: ariana.carrazana@ub.edu

<sup>2</sup>Superintendencia de Geología, Mina Farallón Negro-Alto de la Blenda, YMAD. Catamarca, 4751, Argentina.

La zona de estudio se ubica geográficamente en el Departamento Belén, provincia de Catamarca, Argentina, 60 Km al NO de Andalgalá y 100 Km al NE de Belén. Sus coordenadas son 27°25' de latitud sur y 66°67' de longitud oeste. Se localiza en el sector NO de la mina Abel Peirano perteneciente a la empresa Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD). El prospecto ocupa un área de 6.4 Km<sup>2</sup> y se localiza a 8 Km al NO de la mina Bajo de la Alumbraera y 5 Km al N de la mina Farallón Negro-Alto de la Blenda (Carrazana 2011). Forma parte del sistema mineralizado del Complejo Volcánico Farallón Negro, producto de un magmatismo de composición intermedia emplazado en sectores donde se conjugan estructuras profundas de rumbo meridiano con estructuras este-oeste a noroeste, resultantes del cambio de inclinación de la placa oceánica que subduce bajo el continente sudamericano (Sasso y Clark, 1999). La actividad magmática asociada a la mineralización empezó hace unos 10 Ma y cesó hace 5 Ma, durante el Mioceno Superior (Sasso y Clark, 1999 en Montenegro y Morales, 2004). En su evolución se desarrollaron estratovolcanes, en cuya base se intruyeron apófisis de cuerpos intrusivos, a los que se asocia la mineralización de cobre, oro y molibdeno. Estos cuerpos mineralizados conllevan alteración y mineralización de tipo cobre porfídico y mineralización distal epitermal aurífero-argentífera de baja sulfuración (según Llambías 1972 en Montenegro y Morales 2004).

La geología de Agua Tapada está relacionada con cuerpos intrusivos subvolcánicos porfíricos no aflorantes de composición dacítica (sin y post-mineralización, P1-P2-P3), emplazados en el interior de un domo volcánico con texturas de flujo (pre-mineralización, P0) de igual composición. Las rocas de caja de todo el sistema dacítico de Agua Tapada, están conformadas por rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición andesítica (pre-mineralización), características del Complejo Volcánico Farallón Negro; entre ellas: lavas, diques, piroclastitas y tufitas. Asociado a cada estadio de intrusión de los pórfidos se encuentran diferentes brechas (sin-mineralización, B1, B2 y B3). Las brechas B1 y B2 (monomíctica y bimodal respectivamente) se interpretan, sobre la base descriptiva de Sillitoe (1985) como brechas de intrusión, mientras que la B3 (polimíctica) como una brecha magmática-hidrotermal. Diques tardíos de composición dacítica (post-mineralización P4-P5) completan la secuencia de intrusión emplazándose de manera radial y anular. Se identificaron en Agua Tapada importantes eventos de alteración hidrotermal y mineralización asociada, dando como resultado un sistema tipo pórfido constituido por un núcleo profundo de alteración potásica detectado sólo por perforaciones, que grada hacia un extenso halo aflorante de alteración destructiva de feldspatos, representado por alteración fílica y rodeado por alteración argílica intermedia. Sobreimpuesta a la alteración argílica intermedia se observa (sólo en superficie, y en sectores muy localizados) alteración argílica avanzada donde el domo dacítico presenta textura de sílice oquerosa residual (*vuggy silica*). La alteración propilítica en el borde más externo del sistema hidrotermal, afecta principalmente a las rocas andesíticas. Otro tipo de alteración identificada en sondajes, es la silicificación, interpretada como un evento de alteración hidrotermal de menor

temperatura. Se puede observar cuarzo cementando zonas de brechas, venillas de cuarzo de hasta 10 cm y abundante sílice sobre matriz. En las venillas es frecuente observar texturas tales como crustiforme, en peine y masiva. La alteración supergénica es muy incipiente, con limonita como único óxido representativo (Carrazana 2011).

Sobre la base del análisis macroscópico y microscópico de muestras de sondajes realizados en los años 2001 y 2010 por MIM Exploraciones y Minera Alumbreira Ltd., se completaron estudios de las mineralizaciones mediante microscopia óptica de luz reflejada, microscopia electrónica SEM-EDS e isotopía de azufre (Carrazana 2011). Esto permitió interpretar una evolución paragenética de los minerales formadores de mena, minerales accesorios y minerales de ganga. Se interpreta un origen hidrotermal de los fluidos en dos eventos reconocidos en la literatura como mineralización de tipo pórfido y mineralización epitermal. El estilo de mineralización tipo pórfido está representado por sulfuros diseminados y en *stockworks* (calcopirita, pirita, magnetita y electrum) con venillas del tipo M, A, B y D; mientras que la mineralización epitermal se encuentra caracterizada por 2 grandes grupos de venillas y que se diferencian entre sí por la abundancia de cuarzo o de sulfuros (pirita, calcopirita, esfalerita, galena, electrum, sulfosales y telurios de plata y oro).

En el presente trabajo se propone la terminología usada por Camprubí y Albinson (2006) como una clasificación empírica de los depósitos de SI + BS (depósitos epitermales de intermedia y baja sulfuración) según tres tipos de mineralización que se denominan A-B-C. En Agua Tapada las evidencias geológicas permiten definir el evento epitermal asociado al pórfido, como de tipo B (o tipo de BS-SI), que según los autores mencionados arriba, comprende los depósitos que exhiben predominantemente BS pero que contienen raíces polimetálicas de SI (Zn-Pb). Las características mineralógicas de Agua Tapada, su relación espacial y su yacencia en los sondeos perforados permiten interpretar a estos minerales, como depósitos de "ebullición profunda" o *deep vein type* que suelen ser cuerpos minerales ciegos, es decir, que no afloran en superficie, relacionados con fluidos hidrotermales que inician la ebullición a  $T \geq 300^{\circ}\text{C}$  y profundidades  $\geq 1000\text{m}$  bajo la paleosuperficie, y se dispersan lateralmente en el sistema hidrológico (Camprubí y Albinson, 2006).

Camprubí C. y Albinson T. 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Revisión de algunas Tipologías de Depósitos Minerales de México. Tomo 58 (1): 27-81.

Carrazana A. 2011. Análisis petrológico, geoquímico y mineralógico del Proyecto Bajo Agua Tapada, Provincia de Catamarca, República Argentina. Tesis de Master (Unpublished). Universidad de Barcelona, Facultad de Geología. Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica: 46 p.

Montenegro N. y Morales F. 2004. Guía de Campo. En Curso Latinoamericano UNESCO-SEG 2004. Yacimientos Mineros Aguas de Dionisio. 20 p. (Unpublished). Catamarca, Argentina.

Sasso A. y Clark A. 1999. El Grupo Farallón Negro: Evolución Magmática, Hidrotermal y Tectónica e Implicancias para la Metalogénesis de Cobre-Oro en el Retroarco Andino, Catamarca. Recursos Minerales de la República Argentina. (Ed. E. O Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 3, 1437-1450. Buenos Aires.

Sillitoe, R.H. 1985. Ore-related breccias in vulcanoplutonic arcs. *Economic Geology* 80: 1467-1515.

# Condiciones metamórficas de los gneises cordieríticos de la Sierra de Socoscora, San Luis, Argentina

Andrés O. CARUGNO DURÁN<sup>1</sup>, Ariel E. ORTIZ SUÁREZ<sup>1</sup> y Eliel ENRIQUEZ<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Cs. Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis. Ejército de los Andes 950. CP 5700. E-mail: andrescarugno@gmail.com

<sup>2</sup> CONICET.

La sierra de Socoscora, ubicada en la región centro occidental de la sierra de San Luis, está compuesta por un basamento ígneo metamórfico integrado por migmatitas, gneises, anfibolitas, mármoles, esquistos y granitoides, en parte afectados por fajas de cizalla dúctil (Carugno Durán y Ortiz Suárez 2012 y Carugno Durán *et. al* 2014).

El presente trabajo consiste en el análisis de las condiciones metamórficas en los gneises cordieríticos de alto grado presentes en distintos sectores de la sierra de Socoscora. Estas rocas constituyen pequeños afloramientos alargados N-S, no superiores a 1 km<sup>2</sup>, que en total representan un 5% de las rocas del basamento expuestas en toda sierra y poseen una edad de  $470 \pm 3$  Ma, U/Pb por evaporación directa en granos individuales de monacita (P. Gromet, *com. pers.*), correspondiente al clímax metamórfico M<sub>2</sub> (Carugno Durán 2014) aunque no se descartan episodios anteriores registrados en ellas.

Los gneises presentan una fábrica débilmente foliada con una textura granoblástica poligonal y están compuestos principalmente de cuarzo, plagioclasa, ortosa, sillimanita y cordierita, con escasas láminas de biotita y muscovita, como mineral accesorio se observa apatita.

El cuarzo con fuerte extinción ondulosa, desarrolla subgranos, la ortosa se observa en cristales subhedrales de un tamaño variable entre 1 y 2 mm, alterados incipientemente a caolín, presenta una composición química  $Or_{(0,50 \text{ a } 0,86)} - Ab_{(0,49 \text{ a } 0,13)} - An_{(0,16 \text{ a } 0,63)}$  (microanálisis con microsonda de electrones ARL-SEMQ, de la Universidad de Módena, Italia). La plagioclasa es generalmente anhedral, su tamaño es de 1 mm, su composición química muestra un contenido del componente An<sub>0,22</sub> hasta An<sub>0,30</sub>. La cordierita está fuertemente pinitizada y químicamente tienen un bajo contenido de MnO. La sillimanita está presente en grandes cristales tabulares y en pequeños agregados fibrosos, la biotita se observa en blastos de diversos tamaños que alcanzan los 2 mm, químicamente se ubican en el campo de la siderofilita–biotita. La muscovita comúnmente está flexurada y la apatita se encuentra ocasionalmente.

Las condiciones metamórficas están caracterizadas por la paragénesis de la etapa clímax  $Qz + An_{(22-30)} + Kfs + Crd + Bt + Sil + Ap$ . Esta asociación es estable en la facies anfibolita y permanece hasta la facies granulita de baja presión, coexistiendo biotita con cordierita (Bucher y Frey 1994).

Se procesaron los análisis de cordierita, biotita, plagioclasa y feldespato potásico y se usaron tres métodos diferentes para la obtención de las condiciones P-T, uno el geotermobarómetro de reacción múltiple Thermocalc (Holland y Powell 1998), calculando P y T promedios por separado, lo que dio  $751 \pm 24$  °C y  $4,1 \pm 0,4$  kbar. Por otro lado, se utilizó el geotermómetro de Henry *et al.* (2005), basado en el contenido de Ti en biotita, reconociéndose un rango variable entre aproximadamente 600 °C y 720 °C y la composición de las cordieritas obteniendo rangos de temperaturas con el geotermómetro de Mirwald (1986), entre 750 °C y 805 °C. Por último, se realizó la estimación de las condiciones de P y T utilizando el sistema reaccional con el geotermobarómetro de reacción múltiple TWQ versión 2.3 (Berman 2007), las que arrojaron un promedio de temperaturas de  $695 \pm 42$  °C y presiones de  $4,6 \pm 0,3$  kbar (Fig. 1).



## Riolitas de alta sílice en la Precordillera Occidental de San Juan

Brígida CASTRO de MACHUCA<sup>1,2</sup>, M. LÓPEZ<sup>1</sup>, S. PONTORIERO<sup>2</sup>, A. CONTE-GRAND<sup>2</sup> y E. MEISSEL<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CIGEOBIO - CONICET, e-mail: [bcastro@unsj-cuim.edu.ar](mailto:bcastro@unsj-cuim.edu.ar)

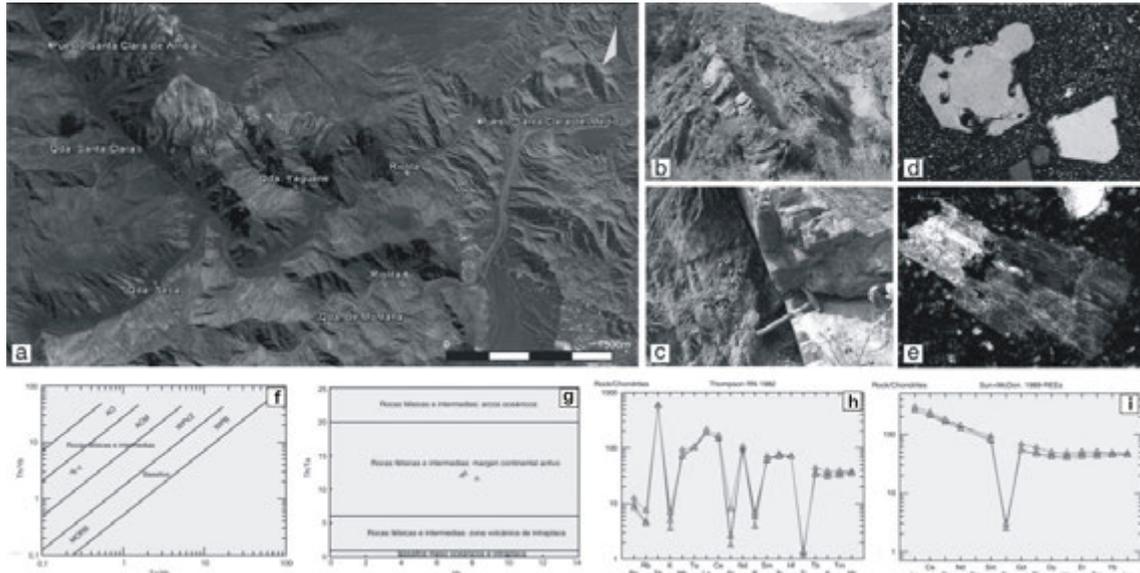
<sup>2</sup>INGEO - Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Universidad Nacional de San Juan).

En el sector sur de la Precordillera Occidental, entre las quebradas Santa Clara y Montaña (Fig. 1a), se hallan cuerpos riolíticos intercalados o atravesando sedimentitas del Grupo Santa Clara (Pérmico), que fueron mencionados por primera vez por Harrington (1971). Más al oeste, Cortés *et al.* (1997), describen diques de riolitas de alta sílice (Formación Maniera del Grupo Choiyoi) que intruyen sedimentitas paleozoicas y unidades volcánicas permo-triásicas.

Las riolitas objeto de estudio consisten en filones capa intruidos en lutitas, limolitas y areniscas de la Formación Santa Clara de Abajo (Fig. 1b), que se extienden sin solución de continuidad a lo largo de  $\approx 1$  km y cuyo espesor oscila entre 1,70 y 2,5 m (hasta 10 m según Harrington 1971). El rumbo se mantiene constante ( $113^\circ$ - $124^\circ$ ) y el buzamiento ( $56^\circ$ - $60^\circ$ ) varía al SO y NE. Los contactos son netos, sin bordes enfriados y ausencia de modificaciones texturales y/o de color en las rocas de caja (Fig. 1c). La riolita tiene color anaranjado pálido y textura porfírica, con 5-10% de fenocristales de cuarzo y feldespatos, y opacos diseminados en pasta afanítica. Domina el cuarzo an- a subhedral (0,3-1,3 mm), rico en inclusiones fluidas y con bordes engolfados y finos halos de reacción (Fig. 1d). Entre los feldespatos (0,4-1,2 mm) hay plagioclasa subhedral con maclas de albita y periclino (Fig. 1e), y probable sanidina sódica euhedral en ocasiones con macla de Carlsbad y/o micropertítica. Los feldespatos están moderadamente argilitizados. No se observan minerales máficos. La pasta es un agregado microgranular cuarzo-feldespático ( $\leq 0,03$  mm) con aisladas esferolitas producto de desvitrificación, de tonalidad parda por la alteración arcillosa. Los minerales accesorios son circón y óxidos de Fe. En raras ocasiones se observan venillas de calcita y limonita.

Acorde con la clasificación TAS (*Total Alkalis vs. Silica*) modificada por Llambías y Rapela (1984), se trata de riolitas de alta sílice ( $\text{SiO}_2$ : 83,3-85,7%). Los contenidos en CaO (0,09-0,21%) y MgO (0,05-0,1%) son muy bajos, al igual que los de  $\text{TiO}_2$  (0,11-0,14%),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  (0,9-2,19%) y MnO (0,03-0,06%). Los tenores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varían de 8,17 a 9,64%, y los de álcalis total de 4,69 a 5,43% con  $\text{K}_2\text{O}$  muy bajo (0,05-0,1%) y  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 4,62 y 5,38%. Las relaciones  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \ll 1$  indican una neta afinidad sódica. Por su grado de saturación en alúmina son rocas levemente peraluminosas con corindón normativo. Pertenecen a la serie subalcalina de carácter calcoalcalino. En los diagramas discriminantes de Gorton y Schandl (2000) para rocas félsicas (Figs. 1f-g), se proyectan en el ambiente de margen continental activo (ACM: *active continental margin*). El diagrama de multielementos normalizado al condrito (Thompson 1982, Fig. 1h) muestra enriquecimiento en algunos elementos litófilos incompatibles como Th, La, Sm, Yb, Y, Nb, Ta, y depresiones acentuadas en elementos feldespato-compatibles: K, Sr, Ba, Eu, y en P y Ti, que pueden atribuirse al fraccionamiento de feldespatos, apatito o monacita y óxidos de Fe-Ti, respectivamente. Los contenidos relativamente altos de Zr (465-537 ppm) y bajos de Sr (20,7-93,3 ppm), el carácter peraluminoso, y los valores de Nb/Ta ( $\approx 13$ ) similares a los de la corteza continental promedio (11-12), sugieren a esta última como posible fuente de origen de estas riolitas de alta sílice.

En el diagrama de tierras raras (REE) normalizado al condrito (Sun y McDonough 1989, Fig. 1i), se advierte ligero enriquecimiento en las REE livianas, diseño plano para las REE pesadas (HREE), relaciones  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 4,97$ - $6,26$ , y pronunciada anomalía negativa de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,03$ - $0,04$ ). El contenido de HREE ( $\approx 50$  veces el valor del condrito) podría deberse al circón que fracciona fuertemente las HREE. Los tenores bajos de Sr y Ba y la anomalía de Eu, sugieren retención de feldespato en el residuo y/o fraccionamiento progresivo de feldespato en una cámara magmática relativamente alta.



**Figura 1.** a) Imagen Google Earth de la zona de estudio. b-c) Filón capa de riolita intruido en las sedimentitas paleozoicas. d-e) Matriz microgranular y fenocristales de cuarzo y plagioclasa, respectivamente. f-g) Diagramas discriminantes de Gorton y Schandl (2000). h) Diagrama multielemental (Thompson 1982). i) Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun y McDonough 1989).

De la comparación con las riolitas de la Formación Maniera asignada a la última fase del magmatismo Choyoi ( $241 \pm 7$  Ma, Cortes *et al.* 1997), se desprenden semejanzas petrográficas y de yacencia. Las rocas de ambas regiones tienen carácter subcalcalino y calcoalcalino, pero la Formación Maniera posee contenidos menores de  $\text{SiO}_2$  (71-73,2%) y  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,4-1,6%), y mayores de  $\text{K}_2\text{O}$  (0,9-2,2%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{MgO}$ . No fue posible realizar otras comparaciones por carecer la Formación Maniera de datos analíticos completos. Se advierte mayor afinidad geoquímica con las riolitas de alta sílice de la Formación Horcajo -excepto por los valores altos de  $\text{K}_2\text{O}$  y Rb de estas últimas-, correspondientes a los niveles superiores del Grupo Choyoi de Cordillera Frontal ( $265 \pm 2$  Ma), e interpretadas como magmas diferenciados en un arco maduro sometido a un régimen tectónico progresivamente extensional relacionado a subducción (Rocher 2014).

*Trabajo subsidiado por los proyectos PIP 294 CONICET y CICITCA Res. 018/14-CS.*

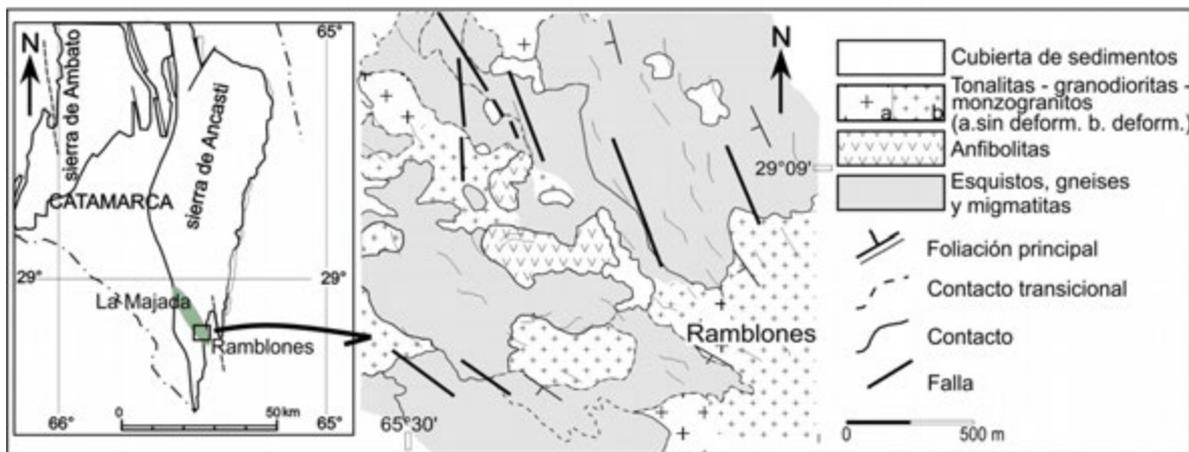
- Cortés, J.M, González Bonorino, G., Koukharsky, M., Pereyra, F. y Brodtkorb, A. 1997. Hoja Geológica 3369-03 Yalguaráz, provincias de San Juan y Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 280: 1-119, Buenos Aires.
- Gorton, M.P. y Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- Harrington, H. 1971. Descripción geológica de la Hoja 22 c- Ramblón, provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 114: 1-81, Buenos Aires.
- Llambías; E. J. y Rapela, C.W. 1984. Geología de los complejos eruptivos de la Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39: 220-243.
- Rocher, S. 2014. El volcanismo explosivo del Grupo Choyoi (Permo-Triásico) en la Cordillera Frontal de Calingasta, provincia de San Juan. Tesis doctoral, FCFN, Universidad Nacional de San Juan (inoédita), 270 p., San Juan.
- Sun, S. y McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En A. Saunders y M. Norry (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. The Geological Society 42: 313-345.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

# Volcanismo básico en el basamento ígneo-metamórfico de la faja La Majada-Ramblones, sierra de Ancasti: evidencias de un arco volcánico Proterozoico-Paleozoico inferior?

Clara Eugenia CISTERNA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Fac. de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT-CONICET. E-mail: claracisterna@conicet.gov.ar

La sierra de Ancasti (Sierras Pampeanas Septentrionales, SE de Catamarca) está compuesta principalmente por rocas del basamento ígneo – metamórfico del Proterozoico – Paleozoico inferior. En su tramo centro – sur se extiende una faja de dirección noroeste – sureste, entre las localidades de La Majada y Ramblones, donde se han reconocido esquistos, gneises, anfibolitas y migmatitas, que exhiben el testimonio de más de un episodio de metamorfismo, anatexis y deformación (Willner *et al.* 1983). Se suma la existencia de numerosos cuerpos ígneos sin y postcinemáticos, con composiciones que varían desde granitos a tonalitas y de pegmatitas, correspondientes a más de una generación (Lottner 1986). En esta zona, también se hallan cuerpos de forma elíptica o lenticular, concordantes en el hospedante metamórfico, que fueron definidos como stocks dioríticos a cuarzdioríticos (Lottner 1986) aunque sin establecerse su relación con los otros cuerpos. Estas rocas también fueron consideradas como anfibolitas, vinculadas con el pico del metamorfismo M<sub>2</sub> definido en la región (Cisterna 2003).



**Figura 1.** Mapa de ubicación de las anfibolitas analizadas (modificado de Cisterna 2003).

En este trabajo se analizan químicamente las anfibolitas que forman cuerpos lenticulares (~500 m de largo del eje mayor) en el sureste de la zona de La Majada (Fig. 1). Éstos se disponen de modo concordante y contactos netos con la foliación del basamento metamórfico encajante. Presentan una marcada foliación ( $S_2$ ), estructura que se acentúa en los bordes del cuerpo. Son rocas verdes oscuras, de textura fina a media, generalmente porfiroblástica. La composición es  $Hbl + Pl + Bt + Qtz \pm Aug + Ap + Zrt + Il$ , destacándose los porfiroblastos de plagioclasa zonada que pueden alcanzar 4 mm. La foliación está definida por la alineación de mafitos, siendo el más abundante hornblenda y en menor proporción finas láminas de biotita. Estas rocas presentan evidencias de una importante presión de *stress* o dirigida que las afecta de modo heterogéneo, siendo comunes las plagioclasas rotadas, el desarrollo de sombras de presión y estructuras sigmoides.

Para evaluar la afinidad geoquímica de las anfibolitas en relación con un protolito basáltico, se utiliza el diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (Winchester y Floyd 1977), donde las rocas analizadas grafican en el campo de los basaltos subalcalinos, andesitas/ basaltos y andesitas. En relación con sus características generales, el Mg# varía entre 27,9 y 35,1 y los contenidos de Ni (5–28 ppm), Cr (40–146 ppm) y MgO (2,96–5,58 %) bajos sugieren composiciones evolucionadas para el protolito. Se trata de basaltos con Ti-bajo, caracterizadas por Ti/Y =182-454, TiO<sub>2</sub> =0,81-1,03%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup>/TiO<sub>2</sub> = 8,86, Ti/Y = 295, Co =36-41 ppm, Sr=203-244 ppm, Zr=45- 182 ppm, Nb=3-8 ppm, Ba=273-635 ppm, Hf =2-5 ppm. Los valores normalizados a condrito (Sun *et al.* 1980) muestran una distribución con pendiente negativa, que manifiesta enriquecimiento en LREE (La/Yb = 27). No se observa anomalía de Eu, lo que sugiere una suave o no existencia de fraccionamiento de la plagioclasa. En los diagramas normalizados a NMORB (Sun y McDonough 1989) las anfibolitas muestran características que pueden adjudicarse a basaltos de arco volcánico, con importante depresión del Nb en relación con los contenidos de Th y Ce y enriquecimiento en elementos LIL, como Cs, Rb, Ba, K y Th. El comportamiento del Zr es conspicuo debido a que algunas muestras presentan una leve depresión (características de basaltos MORB) en tanto que para otras se produce un leve enriquecimiento. También es variable el comportamiento de los contenidos de Hf, Ti e Y, algunas rocas tienen comportamientos comparables a MORB, careciendo del empobrecimiento característico de los basaltos de arcos maduros. El manifiesto enriquecimiento relativo en Cs, Rb, Ba, K y Th refleja una componente de subducción y/o procesos de asimilación de la corteza. Mediante la relación Ti – Zr (Vermeesch 2006), el protolito de las anfibolitas analizadas se ubica en el campo de los basaltos de arcos de islas y en el diagrama que vincula TiO<sub>2</sub> - Nb/Y (Floyd y Winchester 1975) en el campo de basaltos calcoalcalinos continentales y MORB. En los diagramas Th-Hf/3-Nb/16 y Th-Zr/117-Nb/16 (Wood 1980), se observa el carácter calcoalcalino de las rocas analizadas. En general, la distribución de elementos trazas para las anfibolitas coincide con los modelos correspondientes a los basaltos de arcos volcánicos. El reconocimiento de volcanitas de composición basáltica-andesítica emplazadas de modo concordante en las sucesiones de grauvacas que integran el protolito del basamento metamórfico en la zona de La Majada, sierra de Ancasti, permite identificar un episodio de volcanismo básico concomitante, en una zona de margen activo representado por el desarrollo de un arco volcánico cuya edad (Proterozoico-Paleozoico inferior?) aún debe ser determinada.

Cisterna, C.E. 2003. Faja Intrusiva La Majada, sierra de Ancasti, Catamarca: caracterización petrológica – estructural. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 20-30.

Floyd, P.A. y Winchester, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planetary Science Letters* 27: 211-218.

Lottner, U. 1986. Strukturgebundene Magmenentwicklung im altpaläozoischen Grundgebirge NW-Argentiniens am Beispiel Sierra de Ancasti (Provinz Catamarca). *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie* 65: 180.

Sun, S. S. y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London* 42: 313-345.

Vermeesch, P. 2006. Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7(6), Q06017.

Willner, A. 1983. Evolución metamórfica. En Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (eds.) *Geología de la Sierra de Ancasti*, *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie* 59(11): 189-200, Münster.

Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.

# Caracterización petrológica de las milonitas de ortogneises tonalíticos-graníticos de la faja de cizalla Las Lajas, extremo Sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis

Eber CRISTOFOLINI<sup>1,3</sup>, Roberto MARTINO<sup>2,3</sup>, Juan OTAMENDI<sup>1,3</sup>, Alina TIBALDI<sup>1,3</sup>, Paula ARMAS<sup>1,3</sup>, Matías BARZOLA<sup>1,3</sup> y Nicolás ZAMBRONI<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Río Cuarto, Argentina.

E-mail: [ecristofolini@exa.unrc.edu.ar](mailto:ecristofolini@exa.unrc.edu.ar)

<sup>2</sup> Universidad Nacional de Córdoba, Departamento de Geología, Córdoba, Argentina.

<sup>3</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

El extremo austral de la Sierra de Comechingones expone un basamento cristalino conformado por dos complejos lito-estratigráficos (complejo Achiras y Monte Guazú), que representan la evolución de los sistemas orogénicos Pampeano y Famatiniano (Otamendi *et al.* 2000). Dichos complejos metamórficos polideformados exhiben historias evolutivas contrastadas, evidenciadas en las paragénesis minerales y estructuras de sus principales unidades litológicas (Otamendi *et al.* 2000). El complejo Monte Guazú representa la entidad geológica de mayor extensión areal y está conformado por ortogneises tonalíticos y de manera subordinada ortogneises graníticos, granodioríticos y gábricos. Además, la secuencia también se constituye gneises, esquistos, mármoles y anfibolitas, todas estabilizadas en facies de anfibolita (Otamendi *et al.* 2000). Por su parte, el complejo Achiras presenta una geología que comprende dos unidades litológicas: 1) la unidad metamorfitas y granitos India Muerta, que incluye esquistos biotíticos, diatexitas, escasos mármoles, anfibolitas y diques de leucogranitos; y 2) la unidad granitoides de Los Nogales, Sierra Grande y El Potrero, que abarcan monzogranitos, sienogranitos, monzonitas, y expresiones subordinadas de tonalitas, dioritas y leucogranitos. Ambas unidades evidencian que dicho complejo evolucionó en condiciones metamórficas de facies de anfibolita alta, con desarrollo de anatexis generalizada (Otamendi *et al.* 2000). Poniendo en contacto tectónico y afectando de manera diferencial a los complejos Achiras y Monte Guazú, se desarrolla una estrecha zona de deformación localizada denominada faja de cizalla Las Lajas (Stuart-Smith y Skirrow 1997, Otamendi *et al.* 2000). La misma se extiende por más de 20 km con rumbo NO-SE, con un ancho variable de hasta 1,5 km y buzamiento dominante al NE. Presenta límites transicionales al Este afectando de manera localizada a los ortogneises y metamorfitas paradeivadas Monte Guazú; y muestra límites netos coincidente con un fallamiento frágil (falla Las Lajas) al Suroeste, retrabajando en parte a las secuencias del complejo Achiras. La faja de cizalla Las Lajas (s.s.) está conformada por milonitas-ultramilonitas y esquistos miloníticos de gneises, esquistos, anfibolitas y mármoles. Todas las paragénesis de las milonitas mencionadas se estabilizaron en la facies de esquistos verdes, con la coexistencia de  $Ms+Chl+Bt\pm Ser$ ;  $Tr/Act\pm Ep\pm Pl\pm Hbl$  y  $Cc+Dol\pm Tr\pm Fl\pm Qtz$  (abreviaturas según Kretz 1983). Dentro de la faja de cizalla Las Lajas se generan también milonitas (s.l.) de protolitos ortoderivados (ortogneis tonalítico-granítico). Haciendo un análisis minucioso de estas rocas, se puede observar que se desarrollan en estrechas fajas de 50 m a 200 m de potencia y extensión superior al kilómetro. Las mismas se definen de manera inequívoca en inmediaciones del puesto El Potrero, en el límite sureste de la faja Las Lajas, donde se nuclean en la zona de contacto transicional entre ortogneises tonalíticos-graníticos y paragneises cuarzo-feldespáticos. En afloramiento se presentan como tabiques de morfología subangulosa a angulosa, mostrando una coloración gris ocre a blanquecina. En algunos casos afloran a modo de cuerpos lenticulares, aplastados y elongados con su eje mayor orientado NO-SE. De

manera generalizada todas las milonitas (*s.l.*) exhiben una foliación anastomosada milonítica, que se acentúa en algunos casos adquiriendo un aspecto filítico, con tonalidades ocres y brillo satinado sobre los planos de foliación. Dicha fábrica planar posee una orientación regular de rumbo N 350° a N 10° y un buzamiento > 50° al E. Además, estas rocas, presentan un tamaño de grano fino, destacándose "ojos" elipsoidales de microclino y/o plagioclasa (andesina), cuyo eje mayor se orienta paralelo a la lineación mineral definida por micas (Ms-Bt) y cuarzo, yaciendo ambos rasgos sobre el plano de la mencionada foliación. Dicha lineación mineral se orienta entre N 85° a N 115°, con inmersión entre 45° y 60° al E. Las milonitas (*s.l.*) de ortogneises tonalíticos-graníticos muestran una matriz granolepidoblástica de grano fino (<0,5 mm) y una esquistosidad milonítica típica. La matriz es rica en cuarzo-plagioclasa y de manera subordinada presenta muscovita, clorita, biotita, sericita, circón, apatita y opacos. En ocasiones se aprecia esfena y epidoto. El cuarzo se presenta como cristales aislados asociados a plagioclasa, con hábito ameboidal y extinción en lamelas. Además, conforma *ribbons* (< 1 mm) que se curvan alrededor de los porfiroclastos, constituidos por cristales pequeños de hábito rectangular (euedral) que muestran extinción normal. La plagioclasa está como blastos pequeños, subhedros, con maclado polisintético e inclusiones de circón y opacos. Las micas se presentan en folias finas anastomosadas, como laminillas subhedras y con clivaje flexurado. En ocasiones muestras formas de 'pez', bordes desfleados y pliegues *kink*. El circón, apatita y opacos conforman individuos pequeños subhedrales, localmente redondeados y estirados, dispuestos armónicos con la matriz. El epidoto es escaso, presentándose en cristales finos, prismáticos y subhedros, asociados en bandas de fluxión a biotitas. La esfena aparece como agregados granulares finos y anhedros. Los porfiroclastos son de tamaño variable (<3 mm) y se componen de plagioclasa, microclino y agregados poliminerales de plagioclasa-cuarzo. Todos muestran morfologías de tipo sigma, delta y complejas, con desarrollo variable de colas asimétricas. Siempre incluyen micas, circón y apatita. La plagioclasa es subhedra, con maclado polisintético acuñado-curvo y *carlsbad*. En ocasiones muestra recristalización a subgranos en sus bordes, texturas de manto-núcleo y zonado ígneo. El microclino presenta forma ovoidal en cristales anhedros y recristalización perigranular. También presentan extinción ondulosa, maclas en enrejado curvas-acuñadas y en ocasiones están desgarrados por tracción con intrusión de matriz en su interior. La paragénesis Ms+Chl+Bt±Ser+Qtz+Pl, definida en estas rocas, indica que las mismas se estabilizaron en facies de esquistos verdes, coincidiendo con lo relevado en otras unidades miloníticas desarrolladas en la faja. Asimismo, el conjunto de indicadores cinemáticos vinculados con la microfábrica de las milonitas (*s.l.*) de ortogneises, revelan a la faja Las Lajas como una zona de cizalla dúctil no coaxial, de cinemática inversa con movimiento al Oeste-Noroeste y componente sinistral subordinada.

A modo de corolario y basados en evidencias petrológicas-estructurales se concluye que la faja de cizalla Las Lajas es una discontinuidad a nivel cortical muy importante, y representa un límite tectónico local que acomodó el acortamiento orogénico de todo el Paleozoico, provocando el corrimiento de las secuencias del complejo Monte Guazú sobre las del complejo Achiras.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.

Otamendi, J., Fagiano, M., Nullo, F. 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la Sierra de Comechingones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (3): 265-279.

Stuart-Smith, P.R. y Skirrow, R.G., 1997. Report on 1:100000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sheet 3366-24. Provinces of San Luis and Córdoba. Programa Nacional de Cartas Geológicas. Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano, 43 p., Buenos Aires.

# Inclusiones fluidas de los sistemas magmáticos–hidrotermales, en el área del Plutón Los Ratones, Sierra de Fiambalá, Catamarca, Argentina

Mauro DE LA HOZ<sup>1,2</sup> y Jorge CONIGLIO<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Bio y Geociencias del NOA. Universidad Nacional de Salta-CONICET.

<sup>2</sup> Instituto de Geociencias, Universidad de Brasilia. E-mail: gm\_delahoz@yahoo.com.ar

<sup>3</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba.

El Plutón Los Ratones (PLR) se emplaza en el sector central de la sierra de Fiambalá, en el departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. Es un plutón subcircular de edad carbonífera (335 Ma) (Grissom 1991) y presenta dos facies dominantes con contactos netos, una porfírica con disposición periférica y otra principal granosa equigranular. Posee características petrológicas de granitos evolucionados de la serie granítica de alto K, rica en flúor, por lo cual es considerado un plutón con favorabilidad para generar depósitos minerales. El grado de evolución queda bien establecido, por ejemplo, en las relaciones entre Sr, Ba y Rb, que destaca el alto contenido relativo en este último elemento en los granitos alcalinos ricos en cuarzo. En ambas facies se observa la presencia de casiterita y fluorita accesorias en tanto que la biotita presenta inclusiones de circón y monacita; los minerales de U y Th son más abundantes en la facies granosa (Rubinstein y Morello 1999).

Los depósitos de greisen portadores de Sn y W, ricos en F, están genéticamente vinculados con la etapa tardío-magmática de la intrusión de la facies granular (Arrospide 1985). En tanto las mineralizaciones uraníferas vetiformes del depósito Las Termas (Ferreira *et al.* 2008), asociadas genéticamente con fluorita, con edades de 114 y 51,4 Ma obtenidas en pechblendas por Morello (2008) e interpretadas como la edad de depositación y un episodio de rejuvenecimiento respectivamente, implica una desvinculación temporal entre las mineralizaciones de U ± F y el magmatismo del PLR. Estos datos junto con las evidencias de campo y texturas de las menas abren la posibilidad de plantear una nueva hipótesis para la génesis de la mineralización de U ± F del área: un origen epitermal (de la Hoz *et al.* 2010). De acuerdo al elevado contenido de F del PLR determinado por de la Hoz *et al.* (2014), estos autores proponen la lixiviación hidrotermal de los granitos como la fuente de flúor para la formación de depósitos epitermales, de manera similar como ha sido postulado para otros yacimientos similares de las Sierras Pampeanas (Coniglio *et al.* 2010).

En el presente trabajo se realizó un estudio preliminar de inclusiones fluidas (IF) en 5 muestras que comprenden ambas tipologías de depósitos. Una muestra proviene de cuarzo de los depósitos de tipo greisens, con textura maciza y con wolframita diseminada y 4 muestras son de fluorita epitermal de vetas hospedadas en rocas metamórficas y graníticas, próximas a las zonas de contacto. Se estudiaron tres variedades de fluorita (verde, lila y blanca), con textura maciza, y otra fluorita de color blanco con textura bandeada crustiforme, extraída de una veta hospedada en la facies equigranular. La petrografía de IF se realizó siguiendo los criterios de Roedder (1984). Los datos aportados corresponden a IF primarias exclusivamente. La fluorita negra, fétida, es abundante, pero no fue posible observar las IF con luz transmitida.

Las IF en cuarzo de greisen presentan morfologías irregulares, con tamaños desde 30 µm hasta < de 10 µm. Son bifásicas a temperatura ambiente con grado de relleno (GR) variable entre 0,85 y 0,15. Esta

variabilidad en el GR se observa en micro-dominios de cuarzo sin evidencias petrográficas de modificaciones post-entrapamiento.

Las IF en las fluoritas son abundantes y con tamaños de hasta 60  $\mu\text{m}$ . Presentan características petrográficas muy similares entre las distintas poblaciones con morfologías ovoides e irregulares y menos frecuentemente de cristal negativo. Son predominantemente bifásicas acuosas ( $L > V$ ), con GR constante (0,9-0,7), evidenciando un fluido homogéneo al momento de formación de las inclusiones fluidas. Igualmente se observaron IF monofásicas acuosas (<5% de la población) que reflejan fenómenos de metaestabilidad propios de ambiente epitermal, las cuales no fueron sometidas a microtermometría. Se midieron 280 IF en total.

Los datos obtenidos por la microtermometría son temperatura de fusión de hielo ( $T^{\circ}_{\text{fh}}$ ), temperatura de homogenización total ( $T^{\circ}_{\text{H}}$ ) y temperatura eutéctica ( $T^{\circ}_{\text{eu}}$ ). Todas las IF tanto en el cuarzo como en las fluoritas presentaron homogeneización a la fase líquida. La  $T^{\circ}_{\text{eu}}$  no pudo ser observada en el cuarzo y sólo en pocas IF en fluorita debido a la limitación óptica que genera su color intenso.

Las IF en cuarzo poseen salinidades bajas entre 7,4 y 12,8 % en peso equivalente de NaCl (correspondientes con  $T^{\circ}_{\text{fh}}$  que varían entre  $-4,7^{\circ}\text{C}$  y  $-9,0^{\circ}\text{C}$ , respectivamente). La  $T^{\circ}_{\text{H}}$  ocurrió entre  $222,8$  y  $267,2$   $^{\circ}\text{C}$ . El GR variable y los datos microtermométricos indican un fluido acuoso, atrapado heterogéneamente. La yacencia de estas mineralizaciones y los datos de IF permiten preliminarmente sugerir una vinculación con la etapa hidrotermal-magmática del PLR, no descartándose una participación de fluidos meteóricos diluidos (mezcla de fluidos?).

Las IF en fluorita poseen baja salinidad (1,7 hasta excepcionalmente 7,8 % en peso equivalente de NaCl y un rango de  $T^{\circ}_{\text{H}}$  entre  $136^{\circ}\text{C}$  y  $188^{\circ}\text{C}$ . Las  $T^{\circ}_{\text{eu}}$  entre  $-18$ ,  $9$  y  $-15,7^{\circ}\text{C}$  indican un sistema dominado  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl. Las consistentes bajas temperaturas y salinidades y el GR constante de las IF en las mineralizaciones de fluoritas epitermales sustentan un único e uniforme reservorio de fluidos, probablemente aguas meteóricas calentadas. Este mismo origen se postula también para las mineralizaciones uraníferas genéticamente asociadas con fluorita.

Arrospide, A. 1985. Las manifestaciones de greisen de la Sierra de Fiambalá, Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40: 97-113.

Coniglio, J., D'Eramo, F., Pinotti, L., Demartis, M., Agulleiro Insúa, L. y Petrelli, H. 2010. Control estructural de las mineralizaciones de fluorita del batolito Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 67 (4): 507-520.

de la Hoz, M., Coniglio J. y Kirschbaum A. 2010, Evidencias de Campo de un Sistema Epitermal de F – U en el Área del Granito Los Ratones, Fiambalá, Catamarca, República Argentina. X MINMET, Río Cuarto – Córdoba,

de la Hoz M., Coniglio J. y Kirschbaum A. 2014. El Granito Los Ratones Como Posible Fuente de Flúor en la Formación de Sistemas Epitermales, Sierra de Fiambalá, Catamarca, Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO). Serie de Correlación Geológica 30 (2), Estudios Geológicos, 77-91, San Miguel de Tucumán.

Ferreira, L., Molina, J., Guidi, F., Hongn F., Morello, O., Kirschbaum A. y Rubinstein N. 2008. Aspectos Metalogénicos del Sector Central del Deposito de Uranio Las Termas, Provincia de Catamarca, 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 556 – 557. San Salvador de Jujuy.

Grissom, G. C. 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs: sierra de Fiambalá, northwestern. Stanford University, Phd Thesis. 262 pp.

Morello O. 2008. Edad de la Mineralización de Uranio Las Termas, Fiambalá, Catamarca. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 641. San Salvador de Jujuy.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 12: 644 p.

Rubinstein N. y Morello O., 1999. Alteración hidrotermal del Granito Los Ratones, Catamarca, Argentina., 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 327-328. Salta.

## Caracterización de la mineralización del basamento de la Sierra del Volcán, Balcarce, Buenos Aires a partir del estudio de inclusiones fluidas

María Laura DELGADO<sup>1</sup>, Joaquín NIGRO<sup>1,2</sup>, Mario TESSONE<sup>1</sup>, Graciela MAS<sup>3,4</sup>, Nora CESARETTI<sup>3,4</sup> y Ricardo ETCHEVERRY<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales (INREMI) – FCNyM – UNLP. Calle 64 y 120, 1° piso – (1900) La Plata, Buenos Aires, Argentina.  
E-mail: [mlaura\\_delgado@hotmail.com](mailto:mlaura_delgado@hotmail.com)

<sup>2</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICBA).

<sup>3</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

<sup>4</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

El Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola 1975) se presenta en las Sierras de Balcarce como gneises granatíferos, anfibolitas y migmatitas, con una menor proporción de anfibolitas piroxénicas, mármol, margas y granulitas. Presenta diversos grados de alteración y aflora de manera esporádica. La explotación de arcillas caolínicas en la mina “María Eugenia” expuso parte de ese basamento, emplazado en la Sierra del Volcán (Fig. 1a).

Los primeros trabajos sobre la Sierra del Volcán corresponden a Schiller en Angelelli (1945) quien interpreta a los caolines como producto de la acción de fluidos hidrotermales sobre ese basamento. Delgado *et al.* (2013) definen petrológicamente al basamento del sector como derivado de un protolito granítico, el cual contiene, localmente, un cuerpo básico, que fue afectado por metamorfismo regional, con su pico térmico en la transición de las facies anfibolita-granulita, resultando un gneis anfibólico y una metabasita. Estos autores identifican la mineralización metálica presente en el basamento, asociada a una alteración argílica, como integrada por magnetita–galena–pirrotina–pirita–calcopirita (con contenido elevado de Sn y trazas de Ni y Co, obtenidos por EDAX); contenidos que les permite plantear la acción de un fluido con temperaturas aproximadas entre 460° y 550°C, de acuerdo con Bernhardt en Randohr (1981).

En esta presentación se describen los resultados de los estudios de Inclusiones Fluidas (IF) llevados a cabo para caracterizar al fluido que dio origen a la mencionada mineralización. Estos se realizaron sobre muestras procedentes de vetillas de hasta 5cm de espesor compuestas por cuarzo translúcido a blanquecino que atraviesan al gneis anfibólico. Las inclusiones se clasificaron según: a) tipo de fase presente (líquido–burbuja–sólido), b) cantidad de fases (monofásicas–bifásicas–trifásicas–polifásicas) y c) origen de las mismas (primarias–secundarias–pseudosecundarias) de acuerdo a Roedder (1984). Posteriormente se efectuó el estudio microtermométrico utilizando una platina de calentamiento–enfriamiento Linkam 600, provista del programa Linksys 2.3, con un rango de temperaturas de -180° a +600°C, y del Departamento de Geología (UNS).

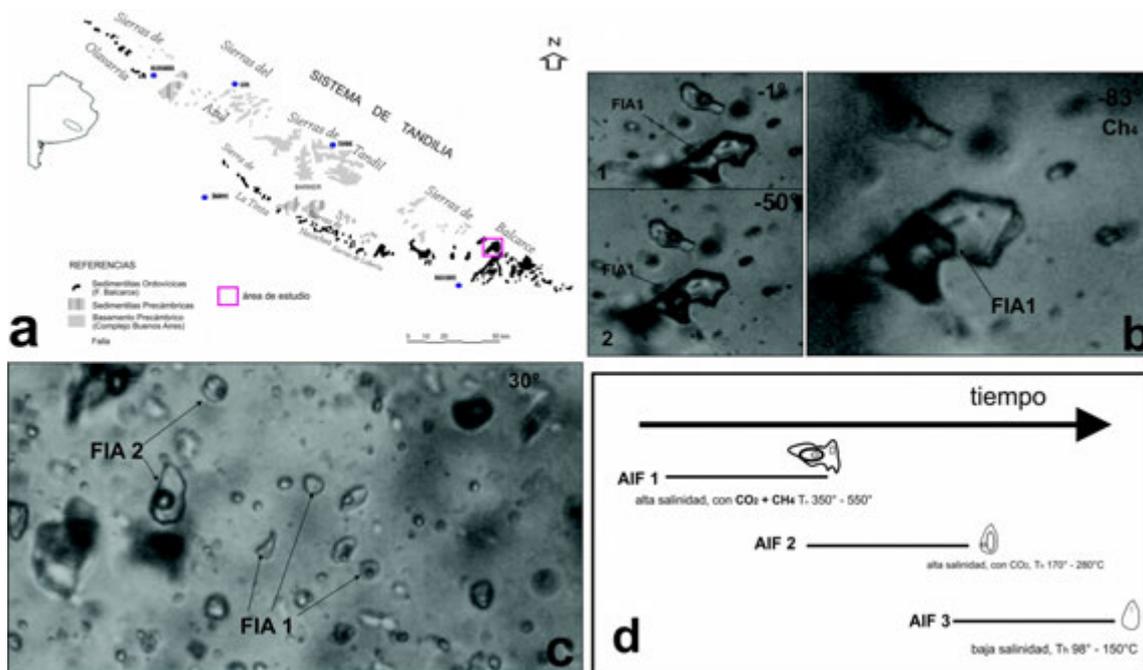
En base a las temperaturas de homogenización (Th), la alta salinidad –evidenciada por la presencia de cristales hijos de halita- (mínimo de 25 wt % ClNa eq según Nash, 1971), la presencia de CO<sub>2</sub> y de CH<sub>4</sub>, y las características petrográficas, se han reconocido 3 Asociaciones de Inclusiones (AIF, Goldstein y Reynolds 1994):

**AIF1:** formas irregulares, alto relieve, tamaños que van desde los 20 a 50 μm, pudiendo ser tanto mono, bi-trifásicas (L + B<sub>1</sub> + B<sub>2</sub>), (L + B + S) y (L + S<sub>1</sub> + S<sub>2</sub>), encontrándose algunas polifásicas (L + B + S<sub>1</sub> + S<sub>2</sub>). Th entre 300° y 550°C. La separación de una B<sub>2</sub> cercano a los -80°C marca la presencia de CH<sub>4</sub> (Fig. 1b), con salinidades entre 30 y 60 wt% NaCl eq.

**AIF2:** formas ovoides, con relieve medio, entre 15 y 20  $\mu\text{m}$  de tamaño, principalmente bifásicas (L + B) con relieve de la fase burbuja mayor, en comparación con las inclusiones de FIA 1. Presentan Th entre 170° y 280°C (Fig. 1c), con salinidades entre 30 y 45 wt % NaCl eq.

**AIF3:** formas ovoides a irregulares, con relieve medio, tamaño entre 10–15  $\mu\text{m}$ , siendo tanto monofásicas (L) como bifásicas (L + B), con Th entre 98° a 150°C, con salinidades que no superan los 23 wt % NaCl eq (Fig. 1c).

A partir de la identificación de estas AIF, se interpreta la sucesión de estadios (Fig. 1d). Las inclusiones pertenecientes a AIF1 definidas por alta concentración de  $\text{CO}_2$ , elevada salinidad y presencia de  $\text{CH}_4$  (Fig. 1b) caracterizan al fluido responsable de la mineralización de sulfuros y corresponderían a un primer estadio del fluido hidrotermal metamórfico (Pirajno 2009) atrapado en estado crítico. A medida que la temperatura del sistema fue descendiendo, habría disminuido la concentración de  $\text{CO}_2$  pero manteniéndose la alta salinidad (AIF2), lo cual dio lugar al fluido responsable de la alteración argílica (caolinita) que afecta al gneis anfibólico. La etapa póstuma de la estabilización térmica del fluido se asocia a AIF3; en donde, debido a la ausencia de  $\text{CO}_2$  y las características petrográficas de las IF no se descarta la posibilidad de mezcla con fluidos meteóricos.



**Figura 1. a.** Mapa del área de estudio. **b.** Fotomicrografía de AIF1 con presencia de  $\text{CH}_4$ . **c.** Fotomicrografía de AIF2 y AIF3. **d.** Secuencia de estadios.

Angelelli, V. 1945. Estudio de los principales yacimientos de caolines y arcillas de la provincia de Buenos Aires. Instituto Nacional de Geología y Minería. Informe Inédito. Buenos Aires.

Delgado, M.L., Nigro, J., Tessone, M. y Etcheverry, R. 2013. Estudio del basamento expuesto en la Mina María Eugenia. Mineralización y alteraciones asociadas, Balcarce. XI MINMET, Actas: 293-298 pp. Buenos Aires

Goldstein, R.H. y Reynolds, T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Society of Sedimentary Geology Short Course 31, 199pp.

Marchesse, HG. y Di Paola, E. 1975. Reinterpretación estratigráfica de la perforación Punta Mogotes I, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 30 (1): 44-52.

Nash, J.T. y Theodore, T. 1971. Ore fluids in the porphyry copper deposit at copper canyon, Nevada. Economic Geology 66: 385-399.

Pirajno, F. 2009. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Ed. Springer.

Ramdohr, P. 1981. The Ore Minerals and their intergrowths. Interbational series in the earth science. Ed.: Dean Earl Ingerson. Department of Geology, University of Texas, USA.

Roedder, E. 1984. Fluid Inclusion. Reviews in Mineralogy, v. 12. Ed. Ribbe, P. Mineralogical Society of America.

## **Estructuras magmáticas en el plutón Capilla del Monte (Córdoba): hallazgo de tubos (*ladderdikes*), evidencias de una cámara magmática agitada**

Fernando D'ERAMO<sup>1,2</sup>, Jorge CONIGLIO<sup>1</sup>, Alfredo AGULLEIRO INSÚA<sup>1</sup>, Lucio PINOTTI<sup>1,2</sup>, Manuel DEMARTIS<sup>1,2</sup> y Nicolás ZAMBRONI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, (UNRC-CONICET), Ruta 36 (Km 601). Río Cuarto, Córdoba, Argentina. E-mail: fjderamo@exa.unrc.edu.ar

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

El plutón Capilla del Monte (PCM) es un cuerpo de emplazamiento somero con morfología subcircular, que aflora en el faldeo oriental de la Sierra de Totoralejo y occidental de la Sierra Chica, precisamente en los alrededores de la localidad de Capilla del Monte, y posee una superficie de ~ 80 km<sup>2</sup>. Recientemente Lira y Sfragulla (2014) realizaron una síntesis de la geología de este plutón que tiene una edad de  $336,6 \pm 2,4$  Ma (Saavedra *et al.* 1998). Intruye discordantemente a metamorfitas de grado alto, compuestas principalmente por gneises, anfibolitas y metatexitas. En el sector SO, la intrusión del plutón ha producido localmente efectos de metamorfismo térmico en el paragneis encajante con desarrollo de semihornfels, cuya asociación mineralógica es Bt+Sil+Ms+Qtz+Pl+Crd (abreviaturas de Whitney y Evans 2010). De acuerdo a Agulleiro Insúa *et al.* (2011) el PCM internamente está conformado por tres facies principales, que por orden relativo de emplazamiento son: granito biotítico porfírico, portador de enclaves microgranulares máficos, leucogranito inequigranular muscovítico rosado y leucogranito inequigranular muscovítico blanco. Estas dos últimas facies representan aproximadamente el 80% de la superficie aflorante del PCM y estratigráficamente intruyen al granito biotítico porfírico. En el sector NNO del PCM se ha cartografiado un apófisis de ~1 km<sup>2</sup>, compuesto por un pórfido leucogranítico de aspecto subvolcánico. El granito biotítico porfírico presenta interesantes estructuras que pueden dar información acerca de los procesos físicos que ocurrieron dentro de la cámara magmática antes de la cristalización total y que podrían ser claves para resolver aspectos de la reología y la dinámica de la misma. Específicamente, las estructuras más relevantes halladas son tubos o diques escalonados. Hasta el presente no abundan los trabajos que describan este tipo de estructuras, sólo fueron detalladamente descritas en el batolito Tuolumne en EEUU y en el plutón Tavares en Brasil. Reid *et al.* (1993) las observaron en el batolito Tuolumne y las describieron como diques estrechos, de paredes irregulares, que pueden llegar a tener varias decenas de metros de largo, y que en su interior presentan una alternancia en forma de luna creciente de capas claras y oscuras anidadas, denominándolas como *ladder dikes*. Más tarde, Weinberg *et al.* (2001) encontraron estas estructuras en el plutón Tavares en Brasil donde además identifican una estructura similar con forma de caracol que denominan *nails structures*, y realizan aportes significativos respecto a la génesis de las mismas. Posteriormente Paterson (2009) retoma los ejemplos del batolito de Tuolumne y realiza nuevas descripciones, pero en lugar de *ladder dikes*, los denomina como tubos, sobre la base que en 3D exhiben la forma de un cilindro o tubo, y que en una sección perpendicular al eje del mismo muestran numerosas capas limitadas por *schlierens* de forma elípticas y cerradas. Además identifica diferentes tipos que denomina como migratorios y estacionarios.

Los tubos reconocidos en el plutón Capilla del Monte individualmente tienen dimensiones de pocos metros. Todos muestran un *schlieren* delineando el borde externo, mientras que internamente aparece el típico patrón de medialuna de sucesivos *schlierens* alternando con capas leucocráticas. Poseen poca

variación en la composición y textura de las distintas capas que las conforman, donde los distintos *schlierens* máficos gradan hacia una composición intermedia y finalmente a una composición félsica, macroscópicamente similar a la del granito hospedante. En algunos ejemplos las capas félsicas entre *schlieren* parecen continuas con el granitoide hospedante. Concentraciones de megacrístales de Kfs normalmente ocurren en algunas capas. En los *schlierens* es común que además de tener contenidos más elevados de minerales máficos, generalmente Bt, también tengan contenidos más elevados de minerales accesorios como Mag, Apy Zrn.

Una de las particularidades que presentan estas estructuras en el plutón Capilla del Monte respecto a los ejemplos mostrados en los trabajos anteriormente citados, es su elevada concentración en sectores determinados. Se ha podido corroborar que en estos sectores además aparecen una gran cantidad de enclaves microgranulares máficos, donde en ocasiones es posible reconstruir parcialmente alguna de las inyecciones máficas precursoras de los mismos, ahora completamente fragmentadas y englobadas por el granito hospedante.

La inyección, deformación y ruptura de nuevos pulsos de magmas pueden influir sobre cómo la cámara evoluciona química y termalmente, e inclusive, el potencial que posee para una erupción. En esta presentación sugerimos que las estructuras magmáticas halladas en el PCM registran información que dan cuenta de una interesante dinámica motivada por los gradientes composicionales y termales que surgen a partir del ingreso de pulsos máficos que rejuvenecieron la cámara granítica, en coincidencia con la propuesta de Weinberg *et al.* (2001) para el granito Tavares. Estos gradientes generados por los nuevos pulsos que ingresan a una cámara, que puede contener un *mush* magmático con al menos 50 % de cristales, dan vida a flujos verticales del magma líquido que aún estaba atrapado en los poros de la trama cristalina y que atraviesan al propio *mush*. En los bordes de dichos flujos, se forman *schlierens* a partir de procesos de selección mecánica y filtrado por presión. El patrón interno en medialuna de capas claras y oscuras alternante se formaría luego, o por migración del tubo y generación de los sucesivos *schlierens* (Weinberg *et al.* 2001, Patterson 2009), o por horizontalización y tracción de un *schlieren* cilíndrico único que limitaba un flujo originalmente vertical (Hodge *et al.* 2012).

Hodge, K. F., Carazzo, G., Montague, X. y Jellinek, A. M. 2012. Magmatic structures in the Tuolumne Intrusive Suite, California: A new model for the formation and deformation of ladder dikes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164: 587-600.

Lira, R. y Sfragulla, J. 2014. El magmatismo devónico-carbonífero: el batolito de Achala y plutones menores al norte del cerro Champaquí. *En: Martino, R.D., Guerreschi, A.B. (Eds.) Relatorio del 19° Congreso Geológico Argentino, Córdoba: 293-347.*

Reid, J.B., Murray, D.P., Hermes, O.D. y Steig, E.J. 1993. Fractional crystallization in granites of the Sierra Nevada: How important is it? *Geology* 21:587-590.

Patterson, S. R. 2009. Magmatic tubes, pipes, troughs, diapirs, and plumes: Latestage convective instabilities resulting in compositional diversity and permeable networks in crystal-rich magmas of the Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Geosphere* 5 (6): 496-527.

Saavedra, J., Baldo, E., Pankhurst, Rapela, C. y Murra, J. 1998. El granito de Capilla del Monte (Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina): Edad, geoquímica, génesis y especialización metalogenética. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica. *Actas II: 372.*

Weinberg, R.F., Sial, A. y Pessoa, R. 2001. Magma flow within the Tavares Pluton, NE Brazil: Compositional and thermal convection. *Geological Society America Bulletin* 113: 508-520.

Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.

## El prospecto de Cu-Au Altar Norte, San Juan: geoquímica, alteraciones hidrotermales y pulsos de mineralización

Noelia DI GIUSEPPE<sup>1,2</sup>, Laura MAYDAGÁN<sup>1,3</sup>, Marta FRANCHINI<sup>1,2,4</sup>,  
Agnes IMPICCINI<sup>2</sup> y Roger REY<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, CONICET. E-mail: noedg14@live.com

<sup>2</sup> Departamento de Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, Neuquén.

<sup>3</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca.

<sup>4</sup> Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro. Av. Julio A. Roca 1242. General Roca, Río Negro.

<sup>5</sup> Minera Peregrine Argentina S.A, Santa Fe (Oeste) 117, Piso 5, Edificio Derby, Ciudad San Juan.

El prospecto minero Altar Norte (31° 29' S, 70° 28' O) se localiza al SO de la provincia de San Juan, 1 km al norte del depósito de Cu-(Au-Mo) Altar (recursos medidos de 995 Mt @ 0,35 % Cu y 0,083 g/t Au; Marek 2014), en la provincia geológica Cordillera Principal. Se estudiaron muestras (de superficie y de perforaciones) del prospecto con el objetivo de caracterizar las unidades litológicas, las alteraciones hidrotermales, determinar las distintas generaciones de cuarzo-sulfuros e identificar pulsos de mineralización.

Las rocas ígneas de la región de Altar se han clasificado en dos grupos: el Complejo Volcánico Inferior (CVI) del Mioceno Inferior y la Suite Subvolcánica Superior (SSS) del Mioceno Medio-Tardío (Maydagán *et al.* 2011). El CVI está constituido por niveles de andesita basáltica, andesita-dacita, toba lapilítica y brecha piroclástica, que gradúa hacia arriba a una unidad de toba riolítica compacta. La SSS consiste en una serie de stocks subvolcánicos y brechas hidrotermales que intruyen al CVI y hospedan parte de la mineralización de Cu-Au (Maydagán *et al.* 2011, 2014).

Un stock sub-volcánico de composición dacítica aflora al oeste del prospecto Altar Norte con un área de ~0,15 km<sup>2</sup>. Su textura porfírica está definida por dos poblaciones de fenocristales de plagioclasa (55%; 0,1 a 0,3 mm y 1 a 4 mm) y de anfíbol (5-8%; 0,1 a 0,2 mm y 1 a 3 mm), escasos fenocristales de cuarzo y apatito como mineral accesorio en una pasta microcristalina (0,02-0,05 mm) de cuarzo + feldespato. Se encuentra fresco o afectado por alteración propilítica débil. Localmente está cortado por venas de cuarzo y en el contacto con estas estructuras, el stock subvolcánico está afectado por silicificación y alteración argílica avanzada.

En el valle central del prospecto aflora un stock sub-volcánico de ~550 m<sup>2</sup> de superficie (pórfido Altar Norte). Este stock tiene fenocristales de plagioclasa (55%, 1-3 mm), biotita (1%, 1-5 mm) y anfíbol (1%, 1-3 mm) en una pasta de grano fino. Se distingue de otros pórfidos del área por el menor tamaño de grano de sus fenocristales (< 3 mm). Presenta un stockwork de venillas de cuarzo (<10% en vol.) y en profundidad hospeda mineralización de Cu y Au. Ha sido datado en 11,98 ± 0,19 Ma por el método de AL-ICPMS U-Pb en circones (Maydagán *et al.* en prep.).

El sondeo vertical ALD-160 de 409 m de profundidad atraviesa el pórfido Altar Norte con alteración fílica dominante y clorítica reléctica, cortado por un stockwork de venillas de cuarzo A y D. En las zonas con alteración clorítica (clorita + hematita + filosilicato + cuarzo) las plagioclasas están reemplazadas por filosilicatos, el anfíbol por clorita y la pasta por cuarzo hidrotermal junto a hematita diseminada. La alteración fílica (filosilicato + cuarzo ± turmalina ± rutilo) consiste en el reemplazo de las plagioclasas por filosilicatos y de la pasta por cuarzo con soles de turmalina y ramilletes de rutilo según opacos. Los sulfuros diseminados en el pórfido alterado son piritita acompañada y a veces reemplazada por calcopirita, contennantita y marcasita subordinadas.

Las alteraciones fílica y clorítica están cortadas por venillas de cuarzo granular (160-800 µm) tipo A con calcopirita, piritita y trazas de bornita. Las venillas tipo A están reabiertas por venillas tipo D rellenas con sulfuros ± cuarzo de grano fino (20-80 µm). Estas venillas contienen varias generaciones de sulfuros: cristales de piritita subhedral (15-140 µm), piritita anhedral de grano fino

(<4 µm), calcopirita anhedral que atraviesa a la piritita subhedral y está acompañada de esfalerita y marcasita, tennantita que reemplaza a piritita y calcopirita.

Los análisis químicos de los sondeos de Altar fueron realizados en Acme Analytical Laboratories en Santiago de Chile a intervalos de 2 m (Marek 2014). En los primeros 300 m del sondeo vertical ALD-160, la roca se encuentra lixiviada por la alteración supergénica, con leyes de Cu entre 0,05 y 0,1% y hasta 0,568 ppm Au. La zona de enriquecimiento supergénico tiene digenita ± covelina según sulfuros hipogénicos, preferentemente calcopirita, con leyes de Cu que varían entre 0,82 y 1,91 % y leyes de Au entre 0,11 y 0,32 ppm. La zona hipogénica también se asocia a mineralización con leyes de Cu de 0,22 a 0,7 % y de Au entre 0,04 y 0,11 ppm. En la zona de sulfuros hipogénicos existe una correlación baja a moderada entre Cu y Au (r: 0,43), mientras que la correlación es baja en la zona de lixiviación (r: 0,01).

En base a la descripción de muestras mineralizadas de sondeos de Altar Norte se pudieron determinar tres pulsos de mineralización de cobre: 1) un primer pulso de mineralización de Cu asociado a las venillas tipo A, 2) un segundo pulso de Cu asociado a venillas tipo D de calcopirita con halos de alteración filica y 3) un tercer pulso de Cu correspondiente al enriquecimiento supergénico (digenita ± covelina). En las muestras analizadas, el porcentaje de calcopirita en las venillas tipo D (segundo pulso) supera al porcentaje de calcopirita hipogénica diseminada y en las venillas tipo A (primer pulso). Las leyes de Cu más altas coinciden con zonas donde digenita ± covelina (tercer pulso) reemplazan a calcopirita (diseminada y en venillas).

Marek, J.M. 2014. Estimated mineral resources Altar and Quebrada de la Mina deposits, San Juan Province Argentina, Technical Report, 169 p.

Maydagán, L., Franchini, M., Chiaradia, M., Dilles, J. y Rey, R. 2014. Intrusion history of the Altar porphyry Cu-(Mo-Au) deposit (Argentina): a complex magmatic-hydrothermal system with evidence of recharge processes. *Economic Geology* 109: 621-641.

Maydagán, L., Franchini, M., Chiaradia, M., Pons, J., Impiccini, A., Toohey, J. y Rey, R. 2011. Petrology of the Miocene igneous rocks in the Altar Region, Main Cordillera of San Juan, Argentina: A geodynamic model within the context of the Andean flat-slab segment and metallogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 30-48.

## Depósitos de bloques y cenizas en la Sierra de la Cara Cura, Mendoza

Marina DROSINA<sup>1</sup>, Silvia BARREDO<sup>1</sup> y Amancay MARTINEZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Departamento de Ingeniería del Petróleo. Instituto Tecnológico de Buenos Aires (ITBA). Av. Eduardo Madero 399, (C1106ACD), CABA. E-mail: mdrosina@gmail.com*

<sup>2</sup> *Departamento de Geología, FCFMyN, UNSL. Ejército de Los Andes 950. San Luis.*

La Sierra de la Cara Cura localizada en el frente orogénico de la faja plegada y corrida de Malargüe, corresponde a un braquianticlinal asimétrico, compuesto por dos braquianticlinales gemelos, de amplitud semejantes entre sí. El rumbo de estas estructuras es N-S a NE-SO, la vergencia es oeste y el limbo frontal es empinado respecto del limbo dorsal más tendido (Groeber 1933).

Afloramientos de depósitos de Bloques y Cenizas (Drosina *et al.* 2014) se distribuyen en un área de 11 km<sup>2</sup>, en el extremo NO de la Sierra de la Cara Cura, a unos 162 km al sur de la ciudad de Malargüe en la provincia de Mendoza. Se destacan distintas unidades de flujo de color castaño rojizo, en contacto neto o ligeramente erosivo entre sí, con extensión lateral continua. Los cuerpos se adelgazan hacia el sector noroeste del área de estudio llegando a tener un espesor de 0,95 metros, mientras hacia el sudeste exhiben un espesor máximo de 12,50 metros. Estos depósitos están constituidos por brechas líticas monomíticas matriz sostén, masivas, por secciones presentan grosera estratificación pertenecientes a la sección superior del Ciclo Precuyano (Gulisano *et al.* 1984), de edad jurásica inferior (Pángaro *et al.* 2004). Suprayaciendo a estos flujos de Bloques y Cenizas, en el tramo más oriental del flanco norte de la sierra, descansa en forma discordante la sección clástica basal de la Formación Remoredo.

Las rocas son matriz sostén con una relación matriz - piroclasto de 30-70% respectivamente, presenta selección muy mala, no presenta arreglo interno, y posee una distribución caótica. Los fragmentos líticos poseen tamaño bloque, angulares a subangulares, monomíticos, siendo su composición andesítica. Los diámetros mínimo, medio y máximo son 0,17, 0,63 y 3 metros respectivamente, los bloques se encuentran dentro de una matriz tamaño lapilli fina a ceniza media, muy mal seleccionada. Los litoclastos corresponden a fragmentos de rocas de origen volcánico, angulosas a subangulosas de entre 0,5 mm y 1 cm y de coloraciones castañas. Se trata de rocas de textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasas inmersos en una pasta integrada por tablillas finas del mismo mineral y minerales máficos sin orientación. Los cristaloclastos de plagioclasa exhiben formas subhedrales tabulares de 1 a 6 mm con maclas polisintéticas y de Carlsbad. Presentan un borde de reacción con la matriz. Se encuentran reemplazadas a arcillas y sericitas. Se observan restos de un mineral máfico (piroxeno?), subhedral, que muestra un importante reemplazo a cloritas y con inclusiones de minerales opacos. Como minerales accesorios se distinguen minerales opacos euhedrales diseminados en la matriz. Los materiales vítreos de color castaño oscuro de la matriz se encuentran parcialmente reemplazados por sericitas y cloritas. En los sectores donde se encuentran estos depósitos, los bloques y la matriz tienen la misma naturaleza y composición, existe una baja vesiculación de material juvenil, no hay evidencia de estructura de escape de gas y hay abundantes mega-piroclastos con bordes de enfriamiento y fracturados.

Los depósitos de bloques y cenizas presentan un grado variable en el reemplazo de sus componentes. La asociación de minerales secundarios está compuesta por sericita, clorita, óxidos de hierro y carbonatos. La

plagioclasa es reemplazada por sericitas y arcillas, mientras que los máficos por cloritas y carbonatos y el material vítreo por sericitas y cloritas. El origen de la alteración sericítica puede deberse a una alteración de tipo diagenética o hidrotermal, asociada a un substrato de origen volcánico (Mc Phie *et al.* 1993).

Estos eventos eruptivos acaecidos en el área de estudio, se interpretan como generados en un ambiente continental, producidos por el colapso gravitacional no explosivo de un domo (Branney y Kokelaar 2002) y/o de un flujo lávico (Cas y Wright 1987, Mc Phie *et al.* 1993). En base al arreglo areal de los depósitos, sus relaciones verticales y laterales podrían estar indicando un centro eruptivo propiamente dicho, de pequeño desarrollo, en las cercanías del área de estudios hacia el sector sudeste, a no más de 7 km de distancia del mismo.

Branney, M. y Kokelaar, B. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society London. Memoir 27: 144p.

Cas, R. y Wright, J. 1988. Volcanic successions: Modern and ancient. Unwin Hymen, 528p., London.

Drosina, M., Barredo, S., Sosa Massaro, A y Bergese, F. 2014. Porosidad en rocas volcánicas. Un caso de estudio el Ciclo Precuyano. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Evaluación de Formaciones: De Archie a los No Convencionales, 375-397, Mendoza.

Groeber, P. 1933. Descripción de la Hoja 31 c "Confluencia de los ríos Grande y Barrancas". Boletín de la Dirección de Minas y Geología: 38-72, Buenos Aires.

Pángaro, F., Pereira, M. y Giorgetti, M. 2004. Relevamiento geológico del precuyano en las sierras de Reyes y Cara Cura, provincia de Mendoza, Argentina. Informe interno Repsol YPF (inédito), 19 p., Neuquén.

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, 198p.

## Geología del basamento de la región Los Piquillines-San Martín, provincia de San Luis

Eliel ENRÍQUEZ<sup>1,2</sup>; Leticia GONZÁLEZ<sup>1</sup>; Gonzalo ZAVARONI<sup>1</sup>; Ariel ORTIZ SUAREZ<sup>1</sup> y Brian MUÑOZ<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis. Ejército de los Andes 950. D5700HHW. San Luis. E-mail: enriquezeliel@gmail.com

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

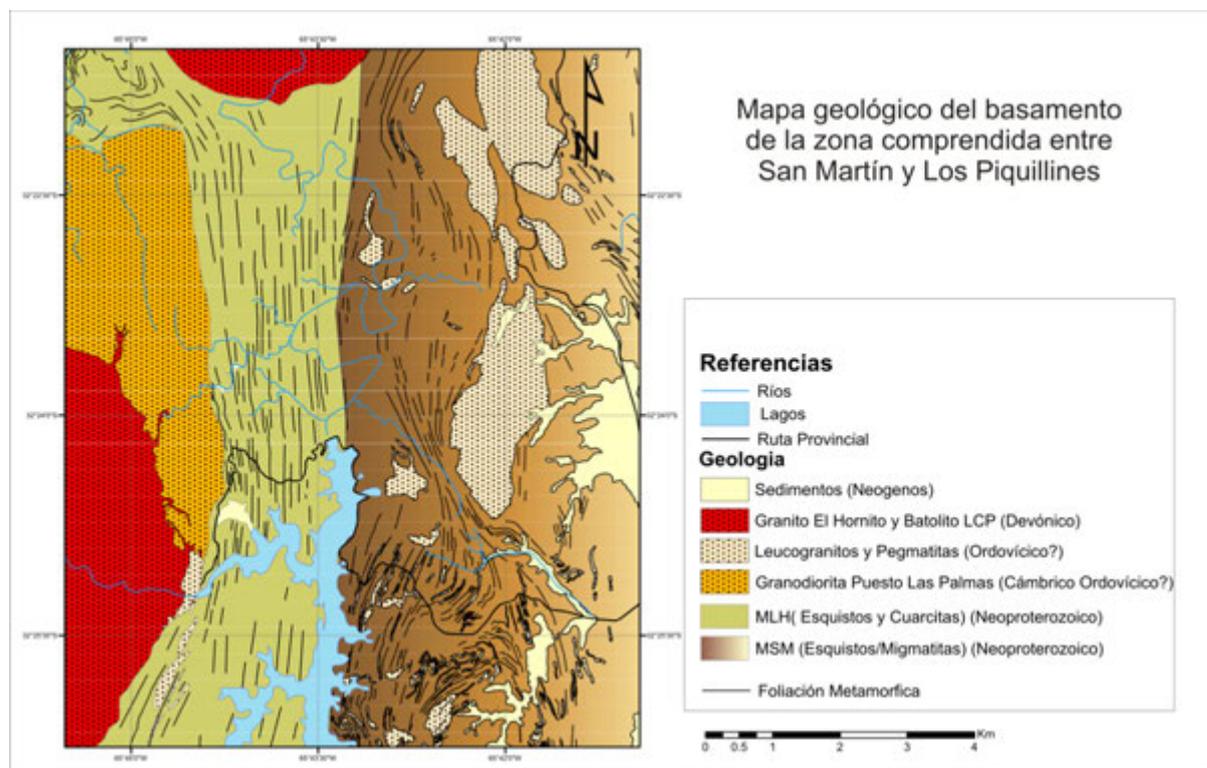
En el presente trabajo se analiza la geología, petrografía y estructura de las unidades litológicas de la zona ubicadas entre la localidad de San Martín y el puesto Los Piquillines (Fig. 1). En dicha área afloran rocas metamórficas, intruidas por cuerpos ígneos graníticos, que se disponen en fajas paralelas en sentido N-S y se pueden agrupar en dos unidades: Metamorfitas Las Higueras (MLH), ubicadas en el sector oeste y definidas por Grosso Cepparo (2007) al norte de la región estudiada, y Metamorfitas San Martín (MSM), denominadas por González Lucero (2009) para el sector oriental.

Las MLH están compuestas por variedades de esquistos y cuarcitas que definen una sucesión de metapelitas y metapsamitas (Ortiz Suárez *et al.* 2009) y presentan por sectores venillas calcosilicáticas que en ocasiones forman pequeños lentes de esquistos anfibolíticos. Las paragénesis encontradas en las rocas son Bt+Qtz+Ms+Tur, Qtz+Ms+Bt+Tur+Pl, Qtz+Bt+Ms+Grt+Pl, Bt+Ms+Qtz+And, Cam+Qtz+Ep+Pl+Ttn (abreviaturas de Whitney y Evans, 2010). La estructura dominante de las MLH es una foliación estratiforme de escala centimétrica a decimétrica, de rumbo meridiano y buzamiento al E en los alrededores de Las Huertitas y una compleja disposición en la zona de Los Piquillines, otra estructura característica de la unidad es una foliación metamórfica ( $S_2$ ) de plano axial, penetrativa en las rocas con mayor contenido micáceo y vinculada a un plegamiento ( $F_2$ ), de escala hectométrica a métrica, que desarrolla pliegues abiertos a cerrados y una lineación mineral ( $L_2$ ) de minerales micáceos, subparalela a la dirección de buzamiento de los planos axiales. Además, se reconoce un sistema de pliegues ( $F_1$ ), del tipo cerrado a isoclinal, con el desarrollo de boudins en sus flancos y una foliación ( $S_1$ ) de plano axial asociada, afectados por la estructuras antes mencionadas, dando lugar a figuras de interferencia. Entre el desarrollo de ambas foliaciones, en las rocas más micáceas, se produce el crecimiento de porfiroblastos de And? o Crd? de forma prismática u ovoidal, que se encuentran reemplazados casi completamente por Ms+Chl+Bt. También se observan pliegues intraestratales ( $F_0$ ) que son disarmónicos y se consideran previos e independientes de los sistemas de pliegues antes mencionados. Afectando a las estructuras anteriores se desarrollan fajas de cizalla métricas a centimétricas discretas que producen una foliación metamórfica ( $S_3$ ), anastomosada, donde recrystaliza Ms+Bt+Qtz+Grt+Pl y se desarrollan pliegues ( $F_3$ ) en gancho y una transposición intensa de las estructuras anteriores, generando un fino bandeamiento composicional y una lineación mineral ( $L_3$ ) subparalela a la dirección de buzamiento de  $S_3$ .

Las MSM afloran al este del río Quines, desde el granito El Hornito hasta la localidad de San Martín, corresponden a esquistos (gneises) biotíticos oligoclasicos, esquistos micáceos sillimaníticos y migmatitas. Las paragénesis encontradas son: Bt+Qtz+Pl, Bt+Qtz+Pl+Ms, Bt+Qtz+Pl+Grt, Bt+Qtz+Sil+Pl+Ms. La estructura dominante es una foliación estratiforme del orden decimétrico que es paralela a una foliación metamórfica ( $S_1$ ), ambas se encuentran plegadas por un sistema de pliegues ( $F_2$ ) cerrados a abiertos, que desarrollan una foliación ( $S_2$ ) de plano axial de dirección NNE-SSO y buzamiento al E, que reorienta las estructuras previas del área. Paralelas a  $S_2$  se reconocen fajas de cizalla centimétricas ( $S_{m2}$ ) que cortan el

plegamiento y canalizan los fundidos en las rocas migmatitas. Además, por sectores se desarrolla un clivaje de crenulación ( $S_3$ ), poco penetrativo y oblicuo a  $S_2$ . En las MSM se distinguen dos zonas, la oriental que se caracteriza por rocas sin migmatización (esquistos y gneises), pero que se encuentran intensamente intruidas por cuerpos leucograníticos o pegmatíticos en forma de diques o stocks, y un sector occidental en donde se reconocen migmatitas estromatíticas e intrusiones de pegmatitas en bolsones o cuerpos tabulares de poco recorrido que presentan *raft* de las migmatitas que las rodean.

Entre las rocas ígneas se reconoce, sobre el sector oriental, un cuerpo intrusivo denominado plutón Puesto Las Palmas, que se aloja en las MLH, y actúa como caja del batolito Las Chacras - Piedras Coloradas. El plutón El Hornito, ubicado en la parte norte de la zona de estudio, desarrolla corneanas que obliteran total o parcialmente las fábricas anteriores, con paragénesis:  $And+Ms+Bt+Qtz$ ,  $And+Sil+Ms+Qtz+Pl$ ,  $Crđ+Bt+Ms+Sil+Pl$ ,  $Sil+Crđ+Grt+Pl+Bt+Ms$ , y su intrusión se vincula a fracturas en echelón, zonas de brechamientos y fajas de cizallas.



**Figura 1.** Mapa geológico del basamento de la región estudiada.

González Lucero, L. 2009. Geología y Petrografía del basamento de la región comprendida entre Los Piquillines y el dique La Huertita. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 78p., San Luis.

Grosso Cepparo, P. 2007. Geología y petrografía de la región comprendida al norte de San Martín, Provincia de San Luis. Aplicación de imágenes satelitales en la discriminación de rocas del basamento. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de San Luis, (inédito), San Luis.

Ortiz Suárez, A., Grosso Cepparo, P., Gómez Figueroa, J., Erroz, M. y Montenegro, T. 2009. Geología del Basamento en el extremo noroeste de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (3): 481-492.

Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95:185-187.

## Hallazgo de magmatismo basáltico en el área del río Salado, sector central de la provincia del Neuquén

Rodrigo I. ESCOBAR<sup>1,2</sup>, Carlos A. BALLIVIÁN JUSTINIANO<sup>1,2</sup>, Joaquín NIGRO<sup>1,3</sup>, Claudia E. CAVAROZZI<sup>2</sup>, Raúl E. de BARRIO<sup>1</sup> y Ricardo O. ETCHEVERRY<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales (INREMI) - FCNyM (UNLP) - Calle 64 y 120, 1º Piso – (1900) La Plata, Buenos Aires, Argentina.  
E-mail: ignacioescobar84@gmail.com

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

<sup>3</sup> Comisión Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICBA).

En la presente contribución se describe resumidamente el análisis realizado para la identificación de cuerpos ígneos y su caracterización geoquímica. El área de estudio se ubica en el extremo sur del Cordón del Salado, donde este es cortado por el río homónimo, unos 10 km al noroeste de la localidad de Bajada del Agrio, Neuquén.

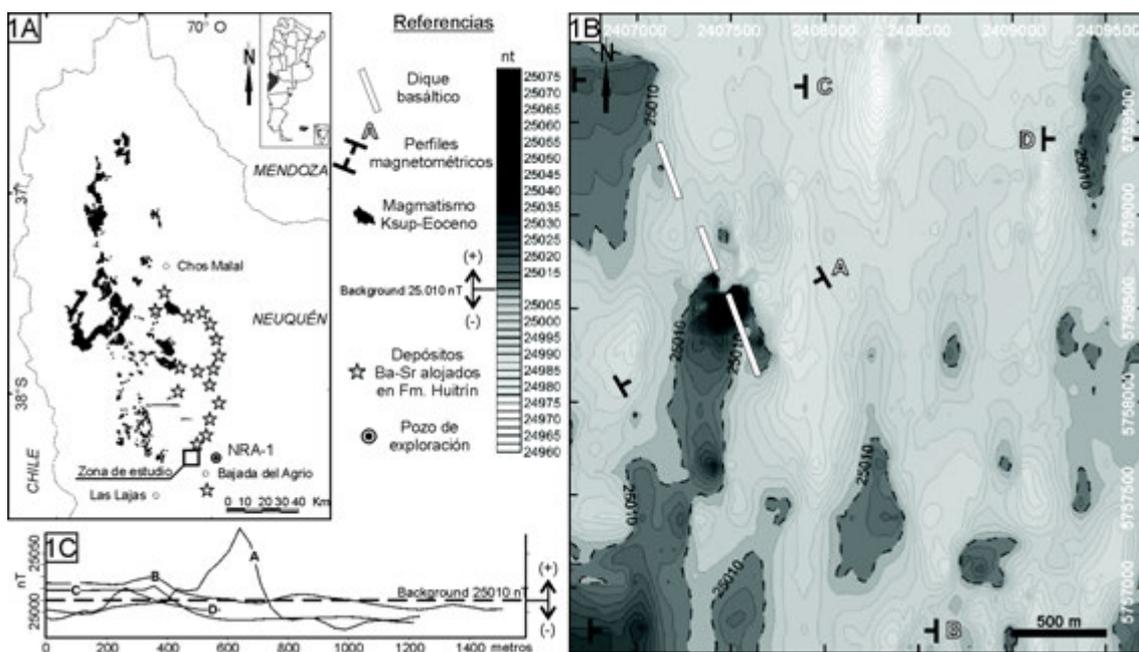
El objetivo principal fue identificar cuerpos ígneos pertenecientes al evento magmático desarrollado en áreas relativamente cercanas y que hasta el momento no eran conocidos en la zona estudiada. El reconocimiento de rasgos lineales mediante análisis de imágenes satelitales de alta resolución y la utilización de métodos geofísicos indirectos, magnetometría, permitieron identificar y delimitar cuerpos ígneos emplazados en la secuencia sedimentaria. Los cuerpos aflorantes más próximos son los diques del Cerro Mocho y el stock del Cerro La Grasa, ubicados a unos 23 km al noroeste y 20 km al oeste, respectivamente, ambos asignables al magmatismo Cretácico superior-Eoceno que afecta a la región. En posición marginal a este magmatismo y hacia sectores orientales, se distribuyen los depósitos estratoligados de baritina y celestina emplazados en la Formación Huitrín (Fig. 1A). Se considera que la anomalía térmica causada por el emplazamiento de este magmatismo generó el calentamiento y circulación de salmueras cuencales lixiviando cantidades variables de elementos metálicos (Ba-Sr) y azufre ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) de la pila sedimentaria. La circulación de los fluidos se vio favorecida por la estructuración del área, precipitando la mineralización barito-celestínica cuando las condiciones físico-químicas fueron adecuadas.

El dique basáltico identificado en el área muestra mesoscópicamente una textura afanítica con presencia de vesículas rellenas de calcita y microscópicamente una textura pilotáxica con cristales prismático-tabulares de plagioclasa alterados a sericita y caolinita y cristales de hornblenda parcialmente alterados a clorita. Como minerales opacos se reconoce un diseminado de cristales cúbicos de magnetita y pirita, estos últimos relleno de cavidades intersticiales. Este cuerpo diqueiforme intruye a las Formaciones Mulichinco y Agrio por lo que la roca de caja varía en su extensión. Presenta un  $\text{Rb}/\text{z}$   $245^\circ/70^\circ$  y un espesor promedio de 2 m. En el contacto se desarrolla un halo de alteración de aproximadamente 50 cm de espesor, denotando un neto contraste térmico que permite inferir, junto a la textura amigdular, un emplazamiento somero.

Las muestras analizadas químicamente tienen alrededor de 45% de  $\text{SiO}_2$ , 19% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y bajo  $\text{TiO}_2$  (0,99%) y grafican en el campo de los basaltos de arco del diagrama Th-Hf-Ta (Wood 1980). Adicionalmente, la relación Hf/Th es  $\approx 3$ , rasgo típico de los basaltos calcoalcalinos de arco continental. El diagrama normalizado a condrito también exhibe características propias de vulcanitas de arco continental. Las diferentes fases del magmatismo Cretácico superior-Eoceno se pueden discriminar, más allá de los datos geocronológicos, en base al contenido de Zr (Mateo Fernández Caso *et al.* 2011). Los valores de Zr obtenidos están en el orden de los 33 ppm y son congruentes con el rango asignado para el magmatismo eoceno.

Las anomalías magnetométricas identificadas se pueden apreciar en el mapa de reducción al polo del campo total (Fig. 1B), el cual presenta un rango de variación que oscila entre 24.960 y 25.070 nT. El valor considerado para el campo total en la región estudiada fue de 24.947 nT (4/12/14) y se obtuvo del *National Geophysical Data Center (USA)*. Además se determinó la susceptibilidad magnética de las rocas aflorantes, obteniéndose valores de  $944,8 \times 10^{-6}$  CGS para las rocas basálticas y de  $32,15 \times 10^{-6}$  CGS para la roca de caja, siendo el contraste de varias decenas de órdenes de magnitud. El alto magnético máximo (Fig. 1C-A) se correlaciona con el afloramiento del dique basáltico y presenta un desarrollo más localizado. Hacia el suroeste y noroeste se observan anomalías con mayor extensión areal aunque de menor rango de variación (Fig. 1C, B y C, respectivamente). Estas se interpretan, considerando el contraste de susceptibilidad que existe entre las litologías, como dos cuerpos ígneos en profundidad. En el extremo noreste de la región prospectada (Fig. 1C-D) se visualiza una anomalía con elongación N-S, vinculada en superficie con una falla, que podría corresponder a una estructura diqueiforme en profundidad con características similares a las aflorantes. El resto de las anomalías pueden deberse al aumento natural de la susceptibilidad magnética de las distintas unidades litoestratigráficas presentes en el sector.

La evidencia de magmatismo en el área es importante a la hora de proponer el modelo genético de las mineralizaciones de Ba-Sr. La circulación de fluidos hidrotermales en el subsuelo ha sido mencionada en el pozo NRA-1 (YPF), donde se hace referencia a la cercanía de un cuerpo ígneo intrusivo. A nuestros fines prospectivos la utilización de una escala de detalle nos permitió discriminar y obtener anomalías magnetométricas que pueden estar relacionadas a cuerpos ígneos desarrollados en profundidad, posiblemente con características similares a los aflorantes.



**Figura 1.** A. Mapa ubicación de la zona de estudio con la distribución de los afloramientos del magmatismo Cretácico superior-Eoceno y la mineralización de Ba-Sr alojada en la Fm. Huitrín. B. Mapa de reducción al polo del campo total (*background* 25.010nT) superpuesto al dique aflorante. C. Perfiles magnetométricos de las anomalías analizadas.

Mateo Fernández Caso, P.M; Montero, D.G; Leal, P.R y Ramos, V.A. 2011. Petrología y geoquímica del magmatismo Cretácico Superior- Eoceno en el área de Pichaihue, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 68 (2): 173-184.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50 (1): 11-30.

# Características morfológicas, estructurales y petrográficas del intrusivo máfico El Renegado, Sierra Grande de San Luis

Carolina FERNÁNDEZ IHIGO<sup>1</sup>, Francisco CACACE<sup>1,2</sup>, Gabriela FERRACUTTI<sup>1,2</sup> y Ernesto BJERG<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina.

E-mail: [franciscocacace@gmail.com](mailto:franciscocacace@gmail.com)

<sup>2</sup>INGEOSUR-CONICET, Universidad Nacional del Sur, Dpto. de Geología, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina.

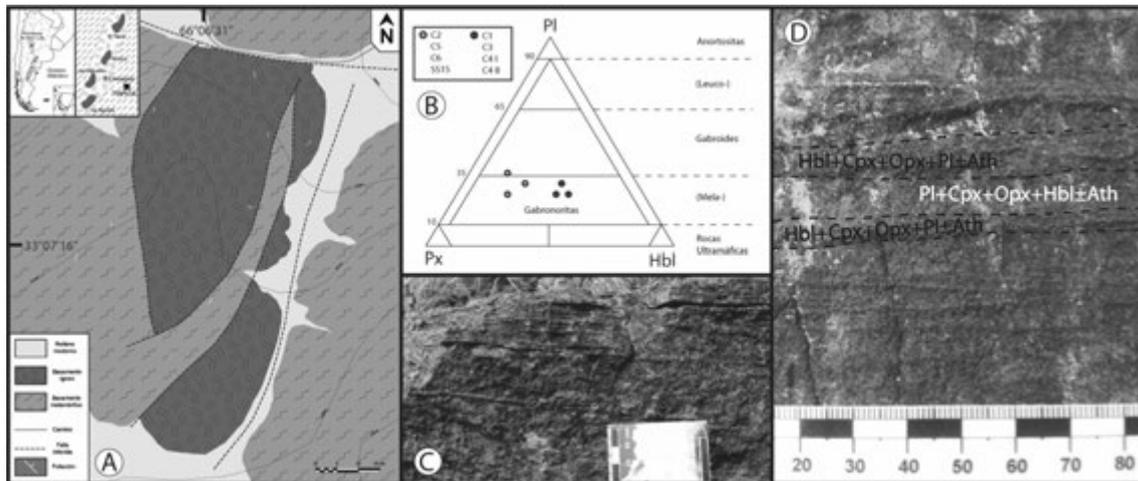
Los afloramientos del intrusivo El Renegado se encuentran ubicados 35 km al NE de la ciudad de San Luis, en el faldeo oriental de la Sierra Grande de San Luis. Este cuerpo está situado en el sector Sur de la faja de rocas máficas-ultramáficas (M-UM) la cual se extiende unos 100 km en sentido NE-SO, con un ancho oscilante entre 3 y 5 km. Los principales cuerpos M-UM estudiados próximos a El Renegado son Las Águilas, Las Higueras, Virorco, Las Pircas, El Fierro y La Bolsa (Fig. 1A). Los trabajos previos realizados sobre los mismos comprenden el estudio del basamento metamórfico de alto grado, las mineralizaciones de metales base y minerales del grupo del platino y el análisis de su estructura (Kilmurray y Villar 1981, Bjerg *et al.* 1996, Gervilla *et al.* 1997, Brogioni 1994, 2001, Sabalúa *et al.* 1981, Malvicini y Brogioni 1993, Mogessie *et al.* 2000, Hauzenberger *et al.* 2001, Delpino *et al.* 2001, 2007, Ferracutti *et al.* 2007, 2013 y referencias allí citadas). Los trabajos geofísicos (Kostadinoff *et al.* 1998) permitieron definir la magnitud de estos cuerpos máfico-ultramáficos en subsuelo.

El Renegado es un cuerpo en el que no se han realizado estudios previos a la presente contribución. Es por ello que el objetivo de este resumen es dar a conocer las principales características del intrusivo, tales como sus dimensiones, estructura y petrografía, los cuales constituyen los resultados parciales de un trabajo en desarrollo.

El Renegado tiene un extensión de 500 m en sentido N-S y de 200 m en sentido E-O. Se encuentra en contacto con el basamento metamórfico a través de fallas de alto ángulo con rumbo NNE-SSO (Fig. 1A), a las cuales se asocian la presencia de brechas y foliación en sentido NE-SO, estas últimas con un valor promedio de N 44° E.

Una característica relevante de este cuerpo ígneo, identificada en base a observaciones macro y microscópicas, es la textura magmática primaria de tipo estratificada observada en diversos sectores del cuerpo (Fig. 1B). Esta textura se caracteriza por la presencia de una alternancia de láminas en contacto neto, de aproximadamente 1cm de espesor, con distinta composición modal.

En base a la clasificación modal de las muestras tomadas durante los trabajos de campo se determinó que El Renegado es en general de tipo máfico. Las muestras estudiadas clasifican como gabronoritas (Fig.1C), variando entre gabros honblendíferos (Pl+Cpx+Hbl±Opx±Ath) y noritas honblendíferas (Opx+Pl+Hbl±Cpx±Ath) (Fig.1D). El basamento metamórfico, en contacto por fallas de alto ángulo con el cuerpo ígneo, se caracteriza por estar constituido de gneises migmatíticos a granatíferos asociados a un metamorfismo de alto grado.



**Figura 1.** A. Mapa geológico del cuerpo máfico El Renegado, mostrando en el recuadro superior su ubicación respecto a los cuerpos M-UM próximos. B. Roca máfica con textura magmática primaria de tipo estratificada. C. Clasificación según IUGS (1989) de los grupos de rocas estudiadas en base a su moda mineral. D. Roca máfica estratificada con bandas de diferente composición modal en contacto neto.

- Bjerg, E.A., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Stumpfl, E.F., y Hauzenberger, Ch. A. 1996. Faja de rocas ultramáficas de las Sierras de San Luis: nuevos hallazgos de minerales del Grupo del Platino. 3° Jornadas de Mineralogía, Petrografía y metalogénesis de rocas máficas y ultramáficas, Actas 5: 303-310, Instituto de Recursos Naturales, Universidad Nacional de La Plata.
- Brogioni, N. 1994. Petrología de la Faja de Rocas Máficas y Ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 967-971.
- Brogioni, N. 2001. Petrología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56: 535-547.
- Delpino, S., Dimieri, L., Bjerg, E.A., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, C.A. y Felfernig, A., 2001. Geometric analysis and timing of structures on mafic-ultramafic bodies and high grade metamorphic rocks in the Sierras Grandes of San Luis Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 14: 101-112.
- Delpino, S. H., Bjerg, E. A., Ferracutti, G. R. y Mogessie, A. 2007. Counterclockwise tectonometamorphic evolution of the Pringles Metamorphic Complex, Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina). Journal of South America Earth Science 23: 147-175.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. A. y Mogessie, A. 2007. Petrología y geoquímica de las rocas máficas-ultramáficas del área río Las Águilas - arroyo de los Manantiales, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62: 405-416.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. A. y Mogessie, A. 2013. Petrology, geochemistry and mineralization of the Las Águilas and Virorco mafic-ultramafic bodies, San Luis province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 102: 701-720.
- Gervilla, F., Sanchez-Anguita, A., Acevedo, R. D., Hach-Alí, P. F. y Paniagua, A. 1997. Platinum-group element sulpharsenides and Pd bismuthotellurides in the metamorphosed Ni-Cu deposit at Las Águilas (province of San Luis, Argentina). Mineralogical Magazine 61:861-877.
- Hauzenberger, Ch., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E. A., Kostadinoff, J., Delpino, S. y Dimieri, L. 2001. Metamorphic evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. Mineralogy and Petrology 71: 95-126.
- IUGS. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommussion on the Systematics of Igneous Rocks. En Le Maitre, R. W. (ed.) Blackwell Scientific Publications, 193 p., Oxford.
- Kilmurray, J. O., Villar, L. M. 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En Yrigoyen, M. (ed.) Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 33-54, San Luis.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E. A., Delpino, S., Dimieri, L., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, Ch. y Felfernig, A. 1998. Gravimetric and magnetometric anomalies in the Sierras Pampeanas of San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53: 549-552.

- Malvicini, L. y Brogioni, N. 1993. Petrología y génesis del yacimiento de sulfuros de Ni, Cu y platinoideos Las Águilas Este, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 3-20.
- Mogessie, A., Hauzenberger, Ch. A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Stumpfl, E. F., Bjerg, E. A. y Kostadinoff, J. 2000. Genesis of platinum-group minerals in the Las Águilas mafic-ultramafic rocks, San Luis Province, Argentina: textural, chemical and mineralogical evidence. *Mineralogy and Petrology* 68: 85-114.
- Sabalúa, J., Chabert, M. y Santamaria, G. 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel, en el cuerpo básico de Las Águilas, Provincia de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 497-507, San Luis.

## **Petrología del Complejo el Rodeo y su relación con el Plutón La Mesadita, Sierra de Ambato, Catamarca**

Rafael A. FURQUE<sup>1</sup>, Graciela V. CÓRDOBA<sup>1</sup>, Nancy E. NIEVA<sup>1</sup> y Silvana E. CATIVA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas – Universidad Nacional de Catamarca.*

*E-mail: rafafurque@gmail.com*

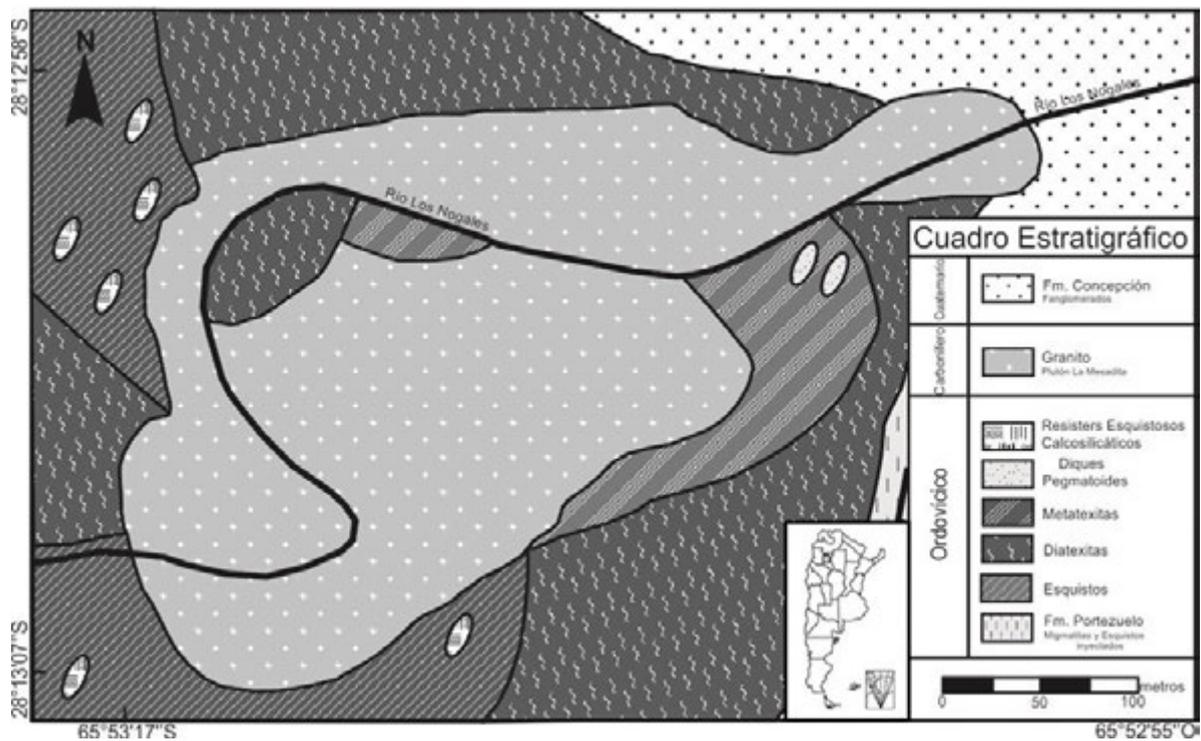
En el noreste de la Sierra de Ambato, en la localidad de El Rodeo, Catamarca, Argentina, dentro de los límites de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas, entre las coordenadas geográficas 28°13'S y 65°52'O afloran cuerpos intrusivos graníticos, de grano medio a grueso y accesorios de biotita, muscovita y granate asociados a metasedimentitas de grado medio - alto, Facies Anfibolitas.

Las metamorfitas formadas por esquistos finos y migmatitas, definen el Complejo metamórfico El Rodeo, vinculado a la Orogénesis Famatiniana y probable edad Ordovícica (Larrovere *et al.* 2012). Los esquistos son cuarzo-micáceos, de grano fino, con una foliación  $S_1$  y contactos transicionales a metatexitas e intercalaciones aisladas de bancos calcosilicatados. Las metatexitas típicamente estromatíticas presentan a nivel local micropliegues ptigmáticos, indicando una fase deformativa  $S_2$ . En las diatexitas se observa un flujo migmatítico concordante con residuos o schlieren de biotita. En estas migmatitas más evolucionadas se distinguen tres litotipos caracterizados por presentar cordierita y baja deformación, un segundo litotipo incluye granates en su mineralogía y una tasa más alta de deformación postmigmatítica y un tercer litotipo con una mineralogía rica en micas, exenta de los minerales índices cordierita y granate y marcada deformación postmigmatítica caracterizada por cuarzos con contactos triples, micas flexuradas y eventuales pliegues kink. En esta área son frecuentes los resisters esquistosos y calcosilicatos hornblendíferos-granatíferos. La anatexis retrógrada está representada por aislados diques pegmatíticos de composición cuarzo-feldespática y accesorios de muscovita y turmalina que siguen líneas de fractura o cortan las estructuras mayores. Asimismo las lentes de 0,2 a 0,4 m de contactos netos con la metamorfitas encajantes y composiciones cuarzo-feldespáticas representan cumulos tardíos.

El plutón de forma sub-circular y extensión areal superior a 1 km<sup>2</sup> intruye en discordancia al Complejo El Rodeo, diferenciando por sus características texturales e índice de color, dos facies menores Chicha y Nogal, que definen en su conjunto una unidad mayor denominada en este trabajo como Plutón La Mesadita. Los datos petrográficos y geoquímica de elementos mayores y trazas definen composiciones representantes de leucogranitos, con signatura cortical tipo S. Pertenecen al dominio subalcalino, calco-alcalino, de alto potasio, altamente peraluminoso. En los diagramas multielementos se observa una notable similitud en las tendencias de las metasedimentitas y las muestras del plutón, destacándose anomalías negativas de hierro, magnesio, estroncio y bario en las rocas ígneas. Los contenidos de rubidio son mayores en los litotipos más evolucionados, representados por mayores contenidos modales de muscovita primaria. En este contexto, los procesos que habrían generado este magma parental se relaciona a un protolito metasedimentario predominantemente pelítico, diferenciado por cristalización fraccionada con temperaturas de emplazamiento de 780°C a 840°C y presiones de 4 a 6 Kbar aproximadamente. Los datos consignados sugieren un origen relacionado al punto más alto de la Orogénesis Famatiniana (límite Ordovícico inferior-medio) y sus postrimerías (Carbonífero inferior).

Se agradece al Consejo Interuniversitario Nacional (CIN), a la Secretaria de Ciencia y Tecnología (SECYT) de la Universidad Nacional de Catamarca y al evaluador anónimo que permitieron mejorar la versión final de esta investigación, que corresponde a parte del trabajo final de carrera de Licenciatura en Geología del primer autor.

Larrovere, M., De Los Hoyos, C. y Grosse, P. 2012. Los complejos metamórficos del retro-arco Famatiniano (noroeste de Argentina): caracterización geoquímica e isotópica de sus protolitos e implicancias geotectónicas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29 (3): 676-695.



**Figura 1.** Mapa geológico del Plutón La Mesadita. Se observa las relaciones del granito con las metamorfitas del área de estudio.

## El magmatismo peraluminoso en el sector nororiental de Sierra de Ambato, Catamarca

Rafael A. FURQUE<sup>1</sup>, Matías E. RASJIDO<sup>1</sup>, Jazmín S. MENENDEZ<sup>1</sup> y Romina A. ORDOÑEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas – Universidad Nacional de Catamarca.

E-mail: rafafurque@gmail.com

En el sector Nororiental de Sierra de Ambato, entre las coordenadas 28°09'-28°27'S y 65°30'-65°37'O se emplazan plutones estrechamente vinculados a complejos metasedimentarios formados por esquistos finos, de texturas granolepidoblásticas y mineralogía de Qtz+Pl±Bt±Ms (abreviaturas de los minerales según Kretz 1983) que pasan transicionalmente a metatexitas estromatíticas y dictioníticas, con mesosomas de Qtz+Bt y leucosomas de Qtz+Pl±Kfs±Grt. Las diatexitas presentan una mineralogía de Qtz+Pl+Kfs±Grt±Crd±Bt.

En el área La Gruta, los plutones de 1 a 4 m son lentiformes y concordantes con las metasedimentitas; en La Puerta los plutones con dimensiones de 2 hasta 100 m presentan contactos transicionales mientras que en El Rodeo, son subcirculares, con dimensiones mayores a 1 km<sup>2</sup> y discordantes con la roca de caja. En Los Ángeles, el plutón de 78 km<sup>2</sup>, de aspecto lentiforme, presenta contactos transicionales con las migmatitas. Estos cuerpos ígneos presentan una mineralogía formada por Qtz+Pl+Kfs±Bt±Ms±Ap. Los análisis modales con un conteo promedio de 3000 puntos clasifican a estas rocas en el QAP (Streckeisen 1976) como monzogranitos y sienogranitos. Los análisis químicos sobre roca total de 12 muestras de elementos mayores y trazas, indican rocas peraluminosas, característica que se manifiesta por presencia de corindón normativo e índice de aluminosidad (A/CNK) entre 1,4 y 1,6. Los elementos trazas móviles están enriquecidos en rubidio en los tipos litológicos más evolucionados, mientras que los altos contenidos de bario se relacionan a facies restíticas biotíticas en los plutones de La Gruta y La Puerta. En estas rocas los elementos de tierras raras presentan tendencias similares en las migmatitas, con anomalías negativas de europio en los plutones. En los Ángeles, Córdoba *et al.* (2011) observan tendencias similares de tierras raras entre los leucosomas de las migmatitas y el plutón, con una leve anomalía negativa de europio en este último.

Si bien es controvertido el origen de los magmas corticales (Castro 2014), se asume que en este sector de Sierra de Ambato, la estrecha vinculación genética entre migmatitas y plutones, estarían indicando un origen común a partir de diferentes reacciones de fusión deshidratación. En la zona de La Gruta se establece que los plutones se formaron con baja saturación de fluidos en un régimen sin-tectónico. La reacción  $Bt + Qtz + Pl \rightarrow Crd + Kfs + Liq$ , propuesta por Kriegsman (2001) indican que la mayor cantidad de agua que procede de los fundidos son incorporados en la cordierita. En estas condiciones la anatexis cortical se habría generado rápidamente persistiendo en los plutones minerales restíticos; mientras que los minerales cristalizados presentan tendencia a permanecer in situ. En la zona de La Puerta se sugiere que la anatexis responsable de la formación de los plutones fue generalizada y homogénea con evidencias de reacciones de deshidratación-fusión incongruente en un régimen tardío-tectónico con respecto a la migmatización. Las reacciones univariantes, que podrían generar mayor cantidad de fundido a temperaturas más altas, propuestas por Johannes *et al.* (2003):  $Bt + Crd + Qtz + Kfs \rightarrow Grt + Liq$  y  $Qtz + Crd + Kfs \rightarrow Grt + Liq$  afirman esta última hipótesis. En Los Ángeles se definen granitoides formados a partir de magma con aporte de corteza media y evolución magmática relacionada a procesos de cristalización fraccionada in situ bajo un régimen tardío-tectónico respecto al metamorfismo que afectó al

basamento. En El Rodeo los granitoides presentes representarían productos de magmas anatécicos generados a partir de metasedimentitas con predominio de protolitos pelíticos. La complejidad composicional aumenta al sumarse los efectos de la cristalización fraccionada que tienen lugar durante el ascenso del magma parental en un régimen pos-tectónico. Finalmente se determina que el magmatismo en este sector de Sierra de Ambato habría tenido lugar en un ambiente de arco caracterizado por eventos de convergencia, ascenso y colapso extensional durante el ciclo Famatiniano para los granitoides sin-tectónicos y tardío-tectónicos. En cuanto a los granitoides pos-tectónicos siguiendo a Sato *et al.* (2003) pertenecen a un magmatismo tardío correspondiente a las manifestaciones finales del orógeno Famatiniano.

Se agradece al Consejo Interuniversitario Nacional (CIN) y a la Secretaria de Ciencia y Tecnología (SECYT) de la UNCa que permitieron realizar este trabajo final de la carrera en Licenciatura en Geología del primer autor.

Castro, A. 2014. The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers* 5: 55-63.

Córdoba, G., Sosa, R. y Rasjido, M. 2011. Geoquímica de las migmatitas y sus protolitos en el Cerro de Los Angeles. Sierra de Ambato, Catamarca. *JNOA*: 89-94. San Salvador de Jujuy.

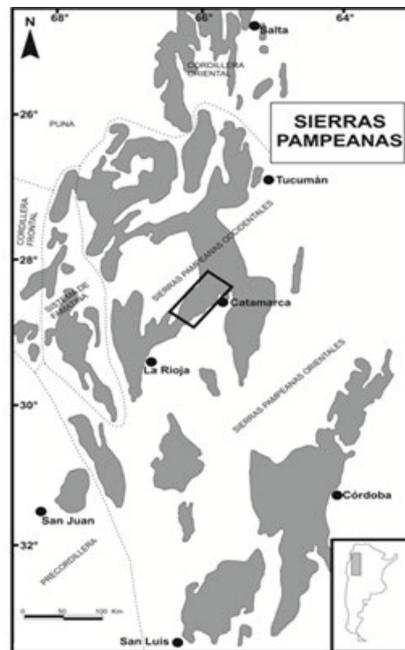
Johannes, W., Ehlers, C., Kriegsman, L. y Mengel, K. 2003. The link between migmatites and S-type granites in the Turku area, southern Finland. *Lithos* 68: 69-90.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 227-279.

Kriegsman, L. 2001. Quantitative field methods for estimating melt production and melt loss. *Phys. Chem. Earth (A)* 26, 247-253.

Sato, A., González, P. y Llambías E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 487-504.

Streckeisen, A. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 1976, H.1, 1-15.



**Figura 1.** Ubicación de la Sierra de Ambato en el contexto regional de las Sierras Pampeanas.

## Geología, geoquímica y geocronología del plutón La Laguna, Macizo Nordpatagónico, Río Negro

Valeria A. GARCÍA<sup>1</sup>, Ana M. SATO<sup>1</sup>, Pablo D. GONZÁLEZ<sup>2</sup> y Miguel A.S. BASEI<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). E-mail: [vgarcia@cig.museo.unlp.edu.ar](mailto:vgarcia@cig.museo.unlp.edu.ar)

<sup>2</sup> Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET). General Roca, Río Negro.

<sup>3</sup> Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociencias, Universidad de San Pablo, Brasil.

El plutón La Laguna se ubica en el Macizo Nordpatagónico Oriental de Río Negro. Si bien fue agrupado tentativamente por Giacosa (1993) como integrante del Complejo Plutónico Pailemán de edad permo-triásica, posteriormente el mismo autor estableció la posibilidad de que dicho cuerpo estuviera vinculado a la evolución del basamento ígneo metamórfico de la zona (Giacosa 1997).

Los afloramientos más conspicuos se presentan en dos sectores separados por una cobertura de vulcanitas jurásicas de la Formación Marifil. El sector más septentrional, próximo a la Estancia La Laguna, se encuentra al sur de la ruta provincial 61 mientras que el más meridional aflora al este del camino que une las localidades de Arroyo de la Ventana con Arroyo Los Berros.

El plutón está compuesto por milonitas cuarzo-feldespáticas a partir de las cuales se infiere un protolito granítico el cual fue íntegramente atravesado por una potente zona de cizalla frágil-dúctil en facies esquistos verdes (von Gosen 2002) definida en la presente contribución como Zona de Cizalla La Laguna cuyo rumbo NNE (azimut N 193°) coincide con el de la foliación milonítica (Smy) la cual inclina entre 40° y 60° al ESE. La lineación milonítica es de estiramiento e inclina entre 30° y 35° en direcciones que oscilan entre 30° y 40° NE. Entre los macroindicadores cinemáticos más frecuentes se encuentra el feldespato potásico tipo  $\sigma$  con cinemática oblicua dextral. El cuerpo es a su vez intruido por el plutón La Verde (U/Pb SHRIMP 261,1 ± 2,0 Ma, García *et al.* 2014) el cual penetra cortando la foliación y ocasionalmente en forma paralela a la misma. La presencia de *hornfels* en el contacto evidencia que al momento de la intrusión de La Verde, La Laguna se encontraba frío.

Se destaca la presencia de una escama de basamento, de 6 km de longitud por 1 km de ancho, paralela a la foliación, que posiblemente constituya la roca de caja del plutón La Laguna. La misma se integra por cuarcitas, esquistos y ortogneises cuya geología es equivalente al basamento de Mina Gonzalito (U/Pb SHRIMP 472 ± 5 Ma en rebordes metamórficos de circones de paragneis, Pankhurst *et al.* 2006, U/Pb SHRIMP 492 ± 6 Ma para cristalización magmática de ortogneis, Varela *et al.* 2011 y 515 ± 8,7 Ma edad máxima de sedimentación, Greco *et al.* 2014) aunque su grado metamórfico es menor.

La facies más abundante del plutón La Laguna es porfiroclástica, de color rojo a gris rosado con megacristales de feldespato potásico, algunos manteados, y cintas lenticulares de cuarzo inmersos en una matriz fina y oscura de filosilicatos. En corte delgado se observó que los porfiroclastos de microclino están fracturados y recrystalizados de forma parcial por migración de bordes de granos. La plagioclasa presenta maclas ahusadas y alteración a sericita y epidoto. La biotita posee bordes deflecados y cloritización mientras el cuarzo, que se agrupa en cintas paralelas a Smy, posee tanto textura granoblástica por recrystalización estática como extinción ondulosa. La matriz se compone de cuarzo con abundante muscovita y biotita.

En el diagrama de clasificación normativo Ab-An-Or (O'Connor 1965), modificado por Barker 1979), las muestras corresponden a granitos donde el rango composicional de SiO<sub>2</sub> está comprendido entre 74,08% y 78,13%. Según el esquema de clasificación propuesto por Frost *et al.* (2001), la variable Fe\* identifica los granitoides como magnesianos. Tanto en el diagrama de K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> de Le Maitre (1989) como en el diagrama MALI vs SiO<sub>2</sub> de Frost *et al.* (2001) las muestras se alinean en el campo calco-alcalino de alto potasio. Los valores ASI de Shand (1943) varían entre 1,11 y 1,67 y corresponden a granitos peraluminosos.

Los patrones de Tierras Raras (REE) normalizados a condrito (McDonough y Sun 1995) presentan enriquecimiento en LREE y diseños horizontales de HREE. La relación (La/Yb)<sub>N</sub> varía entre 2,0 y 3,59. La relación Eu/Eu\* varía entre 0,47 y 1,35, por lo que las anomalías son negativas o positivas y dependen de si la plagioclasa fue removida o acumulada, respectivamente. En el diagrama Ta vs. Yb de Pearce *et al.* (1984) las muestras aparecen representadas en el campo de los granitoides de intraplaca e ingresan en parte en el de los granitos sin-colisiones.

Se obtuvo la primera datación U-Pb (LA-ICP-MS) en circón en los laboratorios del CPGeo, Instituto de Geociencias (Univ. de San Pablo, Brasil). La edad concordia es de 474,5 ± 3,8 Ma (1σ) con MSWD de 0,44. Este nuevo resultado permite asignar al plutón La Laguna al ciclo Famatiniano y agruparlo junto con el plutón Peñas Blancas (471 ± 2,8 Ma, García *et al.* 2014) dentro del Complejo Plutónico Punta Sierra del Ordovícico. Las edades modelo T<sub>DM</sub> Sm/Nd calculadas por el método multiestadio de DePaolo *et al.* (1991), son meso a paleoproterozoicas (1,2-1,9 Ga). Los valores εNd<sub>(471)</sub> comprenden rangos variables entre -2,34 y -3,52 y sugieren una proveniencia cortical de los magmas. Esta nueva edad es concordante con aquella del metamorfismo de grado anfíbolita del Complejo Mina Gonzalito y se asocia al evento de edad Famatiniana que emplazó granitos durante el Ordovícico Inferior en el Macizo Nordpatagónico.

Barker, F. 1979. Trondhjemites, dacites and related rocks. F. Barker ed. Amsterdam, Elsevier, 414 p.

DePaolo, D.J., Linn, A.M. y Schubert, G. 1991. The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research* 96 (82):2071-2088.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. y Frost, C.D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42(11): 2033-2048.

García, V., González, S. Tassinari, C., Sato, K., Sato, A., González, P. y Varela, R. 2014. Geoquímica y geocronología del Plutón La Verde, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas CD-ROM, T8-18, Córdoba.

García, V., González, S., Tassinari, C., Sato, K., Sato, A., González, P. y Varela, R. 2014. U/Pb and Nd data from Peñas Blancas Pluton, Northpatagonian Massif. 9th South American Symposium on Isotope Geology. In press. São Paulo. Brasil.

Giacosa, R. 1993. El ciclo eruptivo Gondwánico en el área de Sierra de Pailemán, Macizo Norpatagónico, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 113-119, Buenos Aires.

Giacosa, R. 1997. Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas de la región de Sierra Pailemán, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 52 (1): 65-80.

Greco, G., González, S., Sato, A., González, P., Llambías, E., y Basei, A. 2014. Nueva datación en circones detríticos para el Complejo Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas CD-ROM, S21-21, Córdoba.

Le Maitre, R.W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p., Cambridge.

McDonough W. F. y Sun S. 1995. The composition of the Earth *Chemical Geology*, 120: 223-253.

O'Connor, J. T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey Professional Paper B525. USGS, 79-84.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76(3-4): 235-257.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25:956-983.

- Shand, S. J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons.
- Varela, R., González, P.D., Basei, M., Sato, K., Sato, A., Naipauer, M., García, V., González, S. y Greco, G. 2011. Edad del Complejo Mina Gonzalito: revisión y nuevos datos. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD-ROM, 127-128. Neuquén.
- von Gosen, W. 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 591-623.

# Caracterización petrográfica, geoquímica y edad Ar-Ar de un pórfiro andesítico en el arroyo Gateado Overo, Cordillera Frontal de Mendoza

María Florencia GARGIULO<sup>1,2</sup> y Ernesto A. BJERG<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina.

E-mail: [mfgargiulo@uns.edu.ar](mailto:mfgargiulo@uns.edu.ar)

<sup>2</sup> INGEOSUR CONICET Bahía Blanca y Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

El área de estudio se encuentra 35 km al oeste de la localidad de Tupungato, en el ámbito de la Cordillera Frontal mendocina. Allí, afloran cuerpos plutónicos, subvolcánicos y volcánicos que intruyen y sobreyacen a las diferentes unidades que integran el basamento metamórfico de la Cordillera Frontal (Complejo Guarguaráz, López y Gregori 2004). Tales cuerpos corresponden a las asociaciones plutónico-volcánicas Mesovarísica y Tardiovarísica de Polanski (1972) y al Ciclo Magmático Gondwánico (Llambías *et al.* 1993).

En el presente trabajo se describe un pórfiro andesítico epizonal (33,34823 S, 69,45651 O) expuesto en la margen NE de un curso efímero tributario del arroyo Gateado Overo, localizado a unos 870 m en dirección N74°E desde la Mina La Benita (33,34938 S, 69,45995 O). Este cuerpo posee, en superficie, una pátina de meteorización color naranja y se encuentra en contacto con esquistos micáceos de color rosado, correspondientes a la asociación metasedimentaria del Complejo Guarguaráz, rocas en las cuales se han reconocido sulfuros diseminados en la zona del contacto. Este cuerpo hipabisal posee textura holocristalina afírica donde predominan los individuos de plagioclasa (50%) con formas euhedrales a subhedrales de hábito tabular y tamaños seriados desde 1,2 a 0,2 mm aproximadamente. Se encuentran intensamente sericitizados y con bordes albitizados. En algunos individuos menos alterados, se identifica el desarrollo de maclas polisintéticas características y ocasional zonalidad composicional concéntrica, en abanico o en parches. Le siguen en abundancia los individuos de biotita (25%) de contornos subhedrales y hábito laminar, con intenso pleocroísmo desde rojo-anaranjado a amarillo pálido casi incoloro, que poseen numerosas inclusiones de rutilo con textura sajénica bien evidente en las secciones basales. Los individuos de biotita se encuentran moderadamente reemplazados por clorita con tenue pleocroísmo desde verde pálido a casi incoloro o por agregados fibrosos de anfíbol de la serie tremolita-actinolita. Es común, también, el desarrollo de agregados grumosos a lentiformes de titanita, prehnita y/u óxidos de hierro, que se disponen entre los planos de clivaje de la biotita. Con menor abundancia (5%) se identifican cristales anhedrales de cuarzo de disposición intersticial, que poseen extinción relámpago a levemente ondulosa. Eventualmente, entre los cristales de plagioclasa, se observa un intercrecimiento de tipo granofírico a microgranular, siempre de disposición intersticial, que puede alcanzar hasta un 5% modal. Se han identificado individuos de apatita (3%) y de circón (2%) como fases accesorias menores, generalmente como inclusiones en los cristales de biotita y plagioclasa. Los minerales opacos representan un 10% modal y se encuentran diseminados en la roca. Corresponden a agregados subhedrales a anhedrales de pirita, pirrotina y calcopirita; además de óxidos como rutilo e ilmenita, que conforman agregados euhedrales a subhedrales de hábito prismático.

Se obtuvieron análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas en roca total y una datación Ar-Ar (Tabla 1), en ACTLABS (Canadá). Como resultado de la datación Ar-Ar, se obtuvo un espectro de edades discordantes, pero con desarrollo de dos estadios que alcanzan un *plateau* de edad  $258,9 \pm 2,3$  Ma (Pérmico superior).

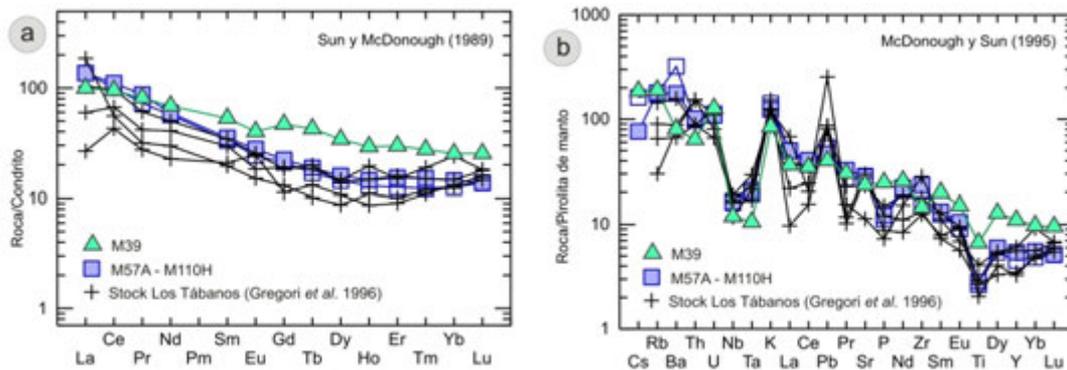
**Tabla 1.** Resultados de la datación Ar-Ar.

Muestra	IIA (Ma) $\pm 1\sigma$	TFA (Ma) $\pm 1\sigma$	WMPA (Ma) $\pm 1\sigma$	Ca/K	Comentarios
M39	—	232,6 $\pm$ 2,1	<b>258,9<math>\pm</math>2,3</b>	1,94 - 5,66	Espectro de edad discordante

IIA: Inverse Isochrone Age; TFA: Total Fusion Age; WMPA: Weighted Mean Plateau Age; Ca/K: Apparent Ca/K ratio.

A partir de los resultados geoquímicos de roca total, obtenidos para este y otros cuerpos gondwánicos aflorantes en el área de estudio (M39, M57A y M110H), se comprobó que su composición equivale a andesitas subcalcinas de series calcoalcalinas ricas en potasio y se corresponden con un ambiente tectónico de arco vinculado a subducción. La distribución de los elementos tierras raras en el diagrama multielemental normalizado a condrito (Fig. 1a) muestra una tendencia negativa normal e indica una fuente con granate. Por otro lado, las anomalías relativas negativas en Nb y Ta (Fig. 1b) se condicen también con características geoquímicas de magmas calcoalcalinos. Asimismo, tales distribuciones son comparables con las tendencias del stock Los Tábanos, reportadas por Gregori *et al.* (1996), para los cuerpos gondwánicos de este sector de la Cordillera Frontal.

La importancia de caracterizar este cuerpo radica en que su distribución multielemental es comparable a las anomalías geoquímicas observadas en alguno de los cuerpos de ortoanfibolitas (Gargiulo y Bjerg 2013) y metaperidotitas del Complejo Guarguaráz, así como aquellas identificadas en las zonas de reacción metasomática asociada a estos cuerpos máficos (Gargiulo *et al.* 2012) y ultramáficos (Gargiulo y Bjerg 2014). Por esta razón, se ha propuesto que el emplazamiento de estos cuerpos gondwánicos pudo haber favorecido la movilidad de determinados elementos que se concentraron en tales zonas de reacción, permitiendo restringir la edad del proceso metasomático a las etapas finales del ciclo de metamorfismo regional pre-Mesozoico.



**Figura 1.** Diagramas multielementales tipo *spider*. **a.** Normalizado a condrito de Sun y McDonough (1989). **b.** normalizado a piroxita de manto de McDonough y Sun (1995). M39, M57A, M110H pertenecen al área de estudio.

Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Mogessie, A. 2012. Metasomatismo en ortoanfibolitas de la Faja Máfica-Ultramáfica del Río de Las Tunas, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69(2): 163-178.

Gargiulo, M.F. y Bjerg, E.A. 2013. Características geoquímicas de las rocas máficas de la faja del Río de Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza. 2º Simposio de Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada: 45-46, San Luis.

Gargiulo, M.F. y Bjerg, E.A. 2014. Metasomatismo en metaperidotitas de la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza y su relación con el ciclo de metamorfismo regional. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas S21-18: 1448-1449, Córdoba.

Gregori, D.A., Fernández-Turiel, J.L., López-Soler, A. y Petford, N. 1996. Geochemistry of Upper Paleozoic-Lower Triassic granitoids of the Central Frontal Cordillera (33°10'-33°45'), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 9(1-2): 141-151.

Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. En: Ramos, V. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 1 (3): 53-64, Mendoza.

López, V.L. y Gregori, D.A. 2004. Provenance and evolution of the Guarguaráz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research* 7 (4): 1197-1208.

Polanski, J. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 24a-b "Cerro Tupungato", Provincia de Mendoza. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 128, 129pp. Buenos Aires.

## Mineralizaciones de los cuerpos máficos-ultramáficos de San Pedro, extremo norte de la Faja Máfica - Ultramáfica La Jovita - Las Águilas, San Luis

Matías GÓMEZ<sup>1,2</sup>, Augusto MOROSINI<sup>1,2</sup>, Ariel ORTIZ SUÁREZ<sup>1</sup> y Julieta CAPRIOLO<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Cs. Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis. Ejército de los Andes 950. CP: 5700. E-mail: gomez.matias.88@gmail.com

<sup>2</sup> CONICET.

Los cuerpos máficos-ultramáficos de San Pedro se encuentran en la región centro norte de la Sierra de San Luis, a aproximadamente 110 Km al noreste de la ciudad capital de San Luis (Fig. 1a). Estos intrusivos comprenden parte del extremo norte de la Faja Máfica - Ultramáfica La Jovita - Las Águilas (Sato *et al.* 2003), se encuentran emplazados en migmatitas (Fig. 1a) correspondientes a la zona de alto grado metamórfico del Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.* 1997), denominado Complejo Gnéisico San José por Ortiz Suárez (1999), y milonitas de la faja de cizalla La Arenilla.

Los intrusivos tienen formas lenticulares boudinadas (Fig. 1a), concordantes con la foliación regional de la roca de caja (NNE–SSO), muestran deformación sobreimpuesta tanto dúctil (generando milonitas) como frágil (produciendo cataclasitas) y fenómenos de reequilibrio mineralógico y textural debido al metamorfismo. Las rocas máficas (gabros hornbléndicos) son predominantes, mientras que las ultramáficas (hornblenditas) están subordinadas y sólo se encuentran localmente como cuerpos elípticos de no más de 10 m de diámetro mayor. De acuerdo a las clasificaciones modales y a las variaciones texturales presentes en los intrusivos se pudieron diferenciar cuatro facies principales: gabros, hornblenditas, milonitas máficas y cataclasitas máficas.

Los cuerpos máficos-ultramáficos de San Pedro son portadores de mineralizaciones de Fe-Cu y Fe-Ti, distribuidas de forma heterogénea dentro de los intrusivos, y que, sobre la base de las características texturales y relación con las diferentes litologías y estructuras reconocidas, se pueden ordenar en tres tipos:

1. Mineralizaciones de tipo diseminadas, dispuestas de forma intersticial, formando parte de la textura granuda de los silicatos y como inclusiones en  $Hbl \pm Pl$ ; se reconocen en rocas poco deformadas de las facies gábrica ( $\leq 7,3$  %) y ultramáfica ( $\leq 1$  %) donde constituyen: a- zonas compuestas fundamentalmente por óxidos:  $Ilm + Mag + Hem$  (Fig. 1b) y b- zonas ricas en sulfuros caracterizadas por  $Po + Ccp + Py$  (Fig. 1c). Las abreviaturas de los minerales corresponden a Whitney y Evans (2010).
2. Mineralizaciones presentes en las milonitas máficas (2,4 a 4,6 %), consisten en  $Ilm + Mag$  y en menor cantidad  $Py \pm Ccp$ , formando agregados de grano muy fino orientados siguiendo la foliación milonítica (Sm) (Fig. 1d).
3. Mineralizaciones vinculadas a las cataclasitas máficas (6,6 %) que se ubican en fracturas NE – SO. Se observan en fracturas tanto inter como intracristalinas, se componen de  $Py + Mag \pm Ilm \pm Ccp$  (Fig. 1e) y están asociadas a una alteración propilítica caracterizada por  $Chl + Cal + Ep + Qz$ .

Todas las mineralizaciones antes mencionadas son afectadas por una etapa de alteración supergénica caracterizada por el reemplazo parcial o total por Gth.



## Caracterización de la Formación Auca Pan en los alrededores del lago Huechulafquen y cerro Auca Pan, provincia de Neuquén

Sofía IANNELLI, Lucía FERNÁNDEZ PAZ, Miguel RAMOS, Vanesa D. LITVAK, Andrés FOLGUERA y Víctor RAMOS

*Laboratorio de Tectónica Andina, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Universidad de Buenos Aires-CONICET. E-mail: sofia.iannelli@hotmail.com.ar*

*Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.*

En los Andes Nordpatagónicos, entre los 40°-42° S, se ha desarrollado una extensa actividad volcánica y volcanoclástica agrupada inicialmente bajo el nombre informal de Serie Andesítica (Feruglio 1927). Posteriormente Rapela *et al.* (1988) divide este magmatismo en una faja andina y otra extrandina, con diferencias tanto en la edad como en la composición litológica de cada una de ellas: la faja extrandina se compone de una asociación bimodal de riolitas-basaltos, de edad paleocena a eocena, mientras que la faja andina comprende rocas basálticas y andesíticas, de edad oligocena a miocena inferior.

Las rocas de la faja andina fueron originalmente incluidas en la Formación Ventana en los alrededores del lago Nahuel Huapi (González Díaz 1979). Rocas de similar composición ubicadas hacia el norte, en los alrededores del lago Heuchulafquen y del cerro Auca Pan, fueron correlacionadas con la Formación Ventana dada la continuidad de los afloramientos, pero incluidas bajo el término Formación Auca Pan (Turner 1973, Dalla Salda *et al.* 1981). Recientes edades K/Ar obtenidas sobre volcanitas en el margen norte del lago Heuchulafquen ubican a la secuencia en el Oligoceno superior (Ramos *et al.* 2014). En el presente trabajo se caracterizó a las rocas de la Formación Auca Pan localizadas en los cerros Bayo, Frío y Auca Pan (Fig. 1).

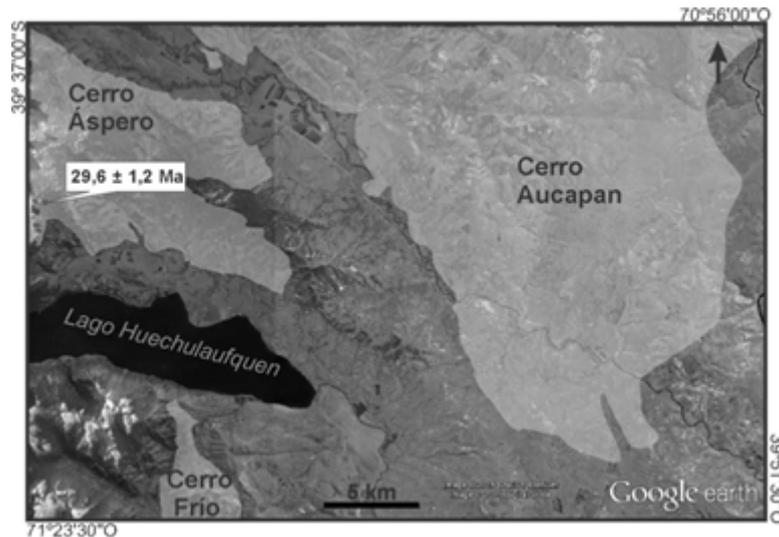
Las facies litológicas identificadas corresponden a flujos lávicos de composición basáltica y a tobas. Las facies lávicas, que predominan en los tres cerros, son rocas afíricas, de grano fino y color negro con tonalidades castañas debido a la meteorización. En el cerro Auca Pan, estas rocas se ubican en discordancia sobre el Grupo Choyoi y son cubiertas por basaltos cuaternarios; mientras que en la zona del lago Heuchulafquen, se apoyan sobre el basamento cristalino y son cubiertas por la Formación Chimehuín, (Mioceno medio a Plioceno inferior) y por basaltos pliocenos.

Observados en corte delgado, los basaltos son de textura porfírica y se componen de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxenos, olivinas y minerales opacos, inmersos en una pasta intergranular con microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos y minerales opacos. Los fenocristales de plagioclasa suelen mostrar textura cribada, los piroxenos corresponden mayoritariamente a augita, en cristales subhedrales, mientras que las olivinas aparecen en proporciones inferiores y con fuerte alteración a iddingsita y bowlingita. En algunos casos, se observó que los fenocristales se presentaban asociados en formade glomérulos, dando una incipiente textura glomeroporfírica. También se distingue una incipiente textura seriada, producto de la variación del tamaño de grano de las plagioclasas. En los cerros Auca Pan y Áspero, aparecen basaltos con pasta intersertal, con vidrio de coloración castaña por alteración a arcillas.

Por su parte, las facies tobáceas solo se encontraron en el cerro Auca Pan. Son rocas blanquecinas de tonalidades grisáceas y violáceas, con cristaloclastos milimétricos (1-2 mm) de biotitas, en una matriz de grano muy fino. Bajo el microscopio, se destaca cristaloclastos de biotita, los cuales se presentan como finas láminas con forma subhedral y con fuerte pleocroísmo de color marrón oscuro a rojo. Sin embargo, los piroclastos más abundantes corresponden a vitroclastos, como fragmentos pumíceos y trizas. El grado de soldadura es mayoritariamente moderado, preservándose las trizas biaxonas y los pómez con sus conductos preservados. Aún así, se observan variedades más soldadas, con fiammes desvitrificadas con

textura esferulítica. Estos piroclastos están inmersos en una matriz formada por ceniza y polvo volcánico y pequeños cristales de minerales opacos. Presenta una textura felsítica, parcialmente alterada a arcillas.

Las litologías encontradas en las tres regiones, cerros Auca Pan, Áspero y Frío, se correlacionan entre sí por la presencia y características de las facies de lavas basálticas, lo cual permitiría vincularlos con el mismo tipo de actividad volcánica; sin embargo las tobas están presentes sólo en Auca Pan. Dada la edad, localización y características litológicas, estas secuencias se correlacionan con la actividad volcánica incluida en la faja andina, constituyendo los afloramientos más septentrionales. Regionalmente, este volcanismo representaría la actividad magmática vinculada con un ambiente de subducción, ya sea asociada al desarrollo de un arco volcánico oligoceno superior-mioceno inferior de los Andes Nordpatagónicos (Kay y Rapela 1987, Rapela *et al.* 1988, Litvak *et al.* 2011) o a un episodio de ventana astenosférica (Aragón *et al.* 2011).



**Figura 1.** Imagen satelital (Google Earth) donde se resaltan los afloramientos de la Formación Auca Pan. Edad K/Ar tomada de Ramos *et al.* (2014).

- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E., Mazzucchelli, M., Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509:218-237.
- Dalla Salda, L., M. Leguizamón, M. Mazzoni, J. Merodio, C. Rapela y L. Spalletti, 1981. Características del Vulcanismo Paleógeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39° 30' y 41° 20' S. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 629-657. San Luis.
- Feruglio, E. 1927. Estudio geológico de la región pre y sub-andina en la latitud de Nahuel Huapí. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 4: 11-119, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. 1979. La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapí. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34: 113-124.
- Litvak V.D., Jait, D., Palotti, P., Folguera, A. y Ramos, V. 2011. La somerización de la zona de subducción y la expansión del arco volcánico paleógeno-neógeno entre los 40°-42° LS, Andes Nordpatagónicos. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 792-793, Neuquén.
- Ramos M., Folguera A., Fennell L., Giménez, M., Litvak V.D., Dzierma Y. y Ramos V. 2014. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes from field and gravity data (39-40°S). *Journal of South American Earth Sciences* 51: 59-75.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). *Journal of South American Earth Science* 1: 75-88.
- Turner, J.C.M, 1973. Descripción geológica de la Hoja 37a-b, Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 138: 1-86. Buenos Aires.
- Kay, S.M. y Rapela, C.W. 1987. El volcanismo del Terciario inferior y medio de los Andes Nordpatagónicos (40° – 42°30'S): Origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 192-194, Tucumán.

## El domo del cerro La Bandera, norte de Gastre, Chubut: litofacies, geoquímica y relaciones estratigráficas

Silvia LAGORIO<sup>1</sup>, Alicia BUSTEROS<sup>1</sup>, Diego SILVA NIETO<sup>1</sup>, Pablo D. GONZÁLEZ<sup>2</sup> y Raúl E. GIACOSA<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>SEGEMAR—IGRM Parque Tecnológico Miguelete, Buenos Aires. E-mail: [silvia.lagorio@segemar.gov.ar](mailto:silvia.lagorio@segemar.gov.ar)

<sup>2</sup>Inst. Inv. Paleob. y Geología (UNRN-CONICET). Av. Julio A. Roca 1242. CP 8332. Roca, Río Negro.

<sup>3</sup>Inst. de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR). Deleg. Comahue, Roca (Río Negro).

El cerro La Bandera está ubicado unos 30 km al norte de la localidad de Gastre, en el sector noroeste de Chubut, en el borde suroccidental del Macizo Norpatagónico. El único antecedente con que se cuenta proviene de Proserpio (1978), quien consideró a estas rocas como lavas y cuerpos hipabisales de edad post-jurásica.

El cuerpo dómico tiene en planta, un diseño elipsoidal, de rumbo E-O y dimensión aproximada de 1,5 por 1 km (Fig. 1a), intruido en granitoides biotíticos y leucocráticos que integran la denominada Superunidad Lipetrén del batolito de la Patagonia Central, de edad triásica (Rapela *et al.* 1991). El domo está cubierto en discordancia angular por lavas, brechas e ignimbritas mesosilícicas de la Formación Lonco Trapial, de edad jurásica temprana de acuerdo a las dataciones obtenidas por Zaffarana y Somoza (2008). Por otro lado, en el área también afloran calizas atribuidas a la Formación Las Leoneras, del Jurásico inferior, que infrayacen a la Formación Lonco Trapial.

Se distinguieron en el domo cuatro litofacies, sobre la base de las características petrográficas y las relaciones de campo: a) pórfidos graníticos, b) pórfidos riolíticos y riolitas, c) diques riolíticos y d) ignimbritas riolíticas (Fig. 1a).

Los pórfidos graníticos se distribuyen en el sector central del cuerpo. Presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, ortosa, cuarzo y escasa biotita desferrizada, en una pasta holocristalina de grano medio. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, de hasta 3 mm, se presentan generalmente agrupados y tienen frecuentes inclusiones de cuarzo subhedrales dispuestas en los bordes; en ocasiones se observa reborde alcalino. La ortosa consiste en cristales subhedrales menores a 1 mm, con frecuentes pertitas y profusa alteración arcillosa. Los fenocristales de cuarzo son subhedrales a anhedrales, de menores dimensiones y menos abundantes que los feldespatos. La pasta está compuesta esencialmente por cuarzo subhedral a euhedral y ortosa, que en sectores presenta textura granofírica-micrográfica, plagioclasa subordinada, minerales opacos, apatita y zircón.

Los pórfidos riolíticos y riolitas se ubican en el borde norte del domo; están constituidos por fenocristales de plagioclasa y ortosa de hasta 2,5 mm, inmersos en una pasta cuarzo feldespática, con textura esferulítica, felsítica y en parte microgranosa. La presencia de cuarzo euhedral y la textura granofírica-micrográfica en la pasta de los pórfidos graníticos así como la esferulítica en los pórfidos riolíticos, indican condiciones de sobreenfriamiento congruentes con un alto contraste térmico y separación póstuma de volátiles, típicos de cuerpos someros (Vernon 2004).

Se identificaron un dique riolítico alimentador del cuerpo dómico inmediatamente al sur del puesto Yañes, con foliación de flujo de rumbo N80°, y otros diques ácidos en el sector norte intruyendo granitoides triásicos (Fig. 1a). Tanto el dique alimentador como el cuerpo principal del domo denotan un importante control estructural, que permiten la localización y el confinamiento del cuerpo, condicionando su emplazamiento.

Las ignimbritas riolíticas poseen un alto grado de soldamiento y marcada textura eutaxítica. Están integradas mayormente por vitroclastos, esencialmente *flammas* desvitrificados a un agregado fino a mediano cuarzo feldespático, acompañados por cristaloclastos de plagioclasa, ortosa y escaso cuarzo, junto a litoclastos de rocas ácidas y mesosilícicas. Podrían representar la facies extrusiva asociada al colapso del domo.

Los análisis químicos del cuerpo dómico revelan un carácter calcoalcalino, peraluminoso y de potasio intermedio. En los diagramas multielemento normalizados se observan elevados contenidos de elementos de gran radio iónico (p. ej. Ba, Rb, K) y anomalías negativas para Nb, Sr y Ti. El diagrama de tierras raras muestra una moderada relación entre tierras raras livianas y pesadas, y una leve anomalía negativa respecto al Eu (Fig. 1b). Los diagramas tectónicos (Y+Nb vs. Rb; Y vs. Nb), junto con la mayoría de los datos mencionados indican un ambiente de arco para este magmatismo. Estos rasgos son comunes con los de otros cuerpos dómicos frecuentes en el área de Gastre (Silva Nieto *et al.* 2008). El quimismo mencionado caracteriza al plutonismo triásico de la región y también es compartido por las volcanitas ácidas de la Formación Garamilla, del Jurásico temprano, estudiadas por Benedini y Gregori (2013) (Fig. 1b). Sin embargo, las relaciones estratigráficas permiten correlacionar a estos cuerpos ígneos con la Formación Garamilla. De todos modos, dataciones U-Pb en ejecución permitirán determinar su precisa ubicación cronoestratigráfica.

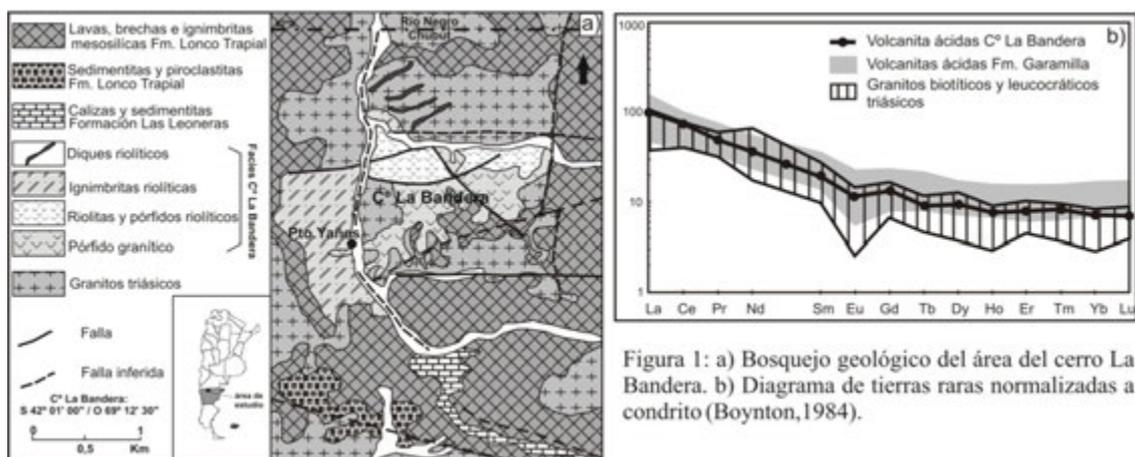


Figura 1: a) Bosquejo geológico del área del cerro La Bandera. b) Diagrama de tierras raras normalizadas a condrito (Boynton, 1984).

- Benedini L. y Gregori, D. 2013. Significance of the Early Jurassic Garamilla formation in the western Nordpatagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 259-277.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En Henderson P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*: 63-114, Elsevier, Amsterdam.
- Proserpio, C. 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia del Chubut. Boletín 159. Servicio Geológico Nacional. 1-75. Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Dias, G.F., Franzese, J.R., Alonso, G. y Benvenuto, A.R. 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18(2): 121-138.
- Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S. y Lizuain, A. 2008. Domo riolítico del Triásico-Jurásico inferior? al nordeste de Gastre, Chubut. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 899-900, San Salvador de Jujuy.
- Vernon, R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press. 579 p. Nueva York.
- Zaffarana C. y Somoza, R. 2012. Paleomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Geological Society* 169: 371-379.

## **Petrogenesis and monazite EPMA geochronology of the Las Chacritas pluton (Sierra de Humaya, NW Argentina): peraluminous Ordovician magmatism in the Famatinian back-arc region**

Mariano LARROVERE<sup>1,2</sup>, Pablo ALASINO<sup>1,2</sup>, Camilo de los HOYOS<sup>3</sup> y Arne WILLNER<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica La Rioja, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CRILAR-CONICET), Entre Ríos y Mendoza, 5301, Anillaco, La Rioja, Argentina. E-mail: marianlarro@gmail.com

<sup>2</sup>Instituto de Geología y Recursos Naturales, Centro de Investigación e Innovación Tecnológica, Universidad Nacional de La Rioja (INGeReN-CENIIT-UNLaR). Av. Gob. Vernet y Apóstol Felipe, 5300, La Rioja, Argentina.

<sup>3</sup>Leonidas Aguirre 67, 5500, Mendoza, Argentina.

<sup>4</sup>Institut für Geologie, Mineralogie & Geophysik, Ruhr-Universität, D-44780 Bochum, Germany.

The Famatinian belt is a NNW-SSE trending belt represented by Ordovician sedimentary-derived metamorphic and granitoid rocks formed during the Famatinian orogeny as result of a major subduction event along the continental margin of Gondwana. The Sierra de Humaya is an igneous-metamorphic basement block located in the north-eastern region of the Eastern Sierras Pampeanas, i.e. in the back-arc zone of the Famatinian belt. The basement is dominated by widespread metasedimentary rock sequences and small intrusive igneous bodies (González Bonorino 1950). The Las Chacritas pluton (LCP) is an elongated, nearly elliptical body in map-view exposed in the northern region of the Sierra de Humaya, which intruded into the medium grade metamorphic rocks of El Portezuelo Metamorphic-Igneous Complex. The pluton is about 4 x 1.5 km, with the long axis trending NNW. The main plutonic unit is a light gray, equigranular, medium-grained two-mica granodiorite to tonalite. On the margin of the pluton, a subordinate igneous unit is formed by leucocratic equigranular medium- to coarse-grained muscovite-bearing syenogranite to granodiorite. The host rocks are two-mica schist with a metamorphic foliation  $S_2$  (regional: strike  $0^\circ$ , dip  $36^\circ$  E; local:  $330^\circ/30^\circ$  W and  $330^\circ/42^\circ$  E). The contacts between the LCP and the wall rock are intrusive, i.e. injected-type. Mostly contacts are concordant, but locally, discordant contacts are observed. Xenoliths of wall rock occur within the pluton, mainly near the contacts. Disaggregation of the metasedimentary rocks is observed in the wall rock and xenoliths. The two-mica granodiorite to tonalite consists of Pl, Qtz, Kfs, Ms, Bt and Ap, Mnz, Zr and Ep as accessories (mineral abbreviations after Kretz 1983). Textural evidence (large subhedral laths of Ms in the matrix) and low MgO (avg. 0.72 wt.%) and  $SiO_2$  (avg. 44.53 wt.%) contents in Ms support its primary magmatic origin (Miller *et al.* 1981). The leucocratic igneous unit consists of Kfs, Pl, Qtz, Ms and Bt, with Tur, Grt, Ox and Ap as accessories. The main igneous unit of the LCP is felsic or evolved in composition ( $SiO_2$  from 71 to 74%,  $n=6$ ) and slightly peraluminous with Aluminum Saturation Index (ASI) of 1.07-1.19. The leucocratic igneous unit is also felsic ( $SiO_2 \approx 73\%$ ,  $n=2$ ) but moderately peraluminous (ASI=1.24-1.30). On the A-B diagram after Villaseca *et al.* (1998) the main igneous unit is distinguished as low to moderately peraluminous, whereas the leucocratic unit is felsic peraluminous.

Field observations, petrography, mineral chemistry, and whole-rock compositions of the LCP suggest participation of the surrounding metasedimentary basement rocks in the genesis of the two distinct groups of silicic igneous rocks of the LCP. At first, the presence of disaggregated metasedimentary xenoliths directly indicates crustal contamination during magma emplacement. The main unit samples have concentrations of silica, alumina, and alkalis compatible with experimental melts produced by incongruent dehydration-melting of mica ( $Bt \pm Ms$ ) + quartz (e.g. Patiño Douce 1999). This interpretation is consistent with the presence of primary muscovite in them, which is an indicator of peraluminous magmas (Speer 1984). However, the calcium content is too high. On major element diagrams from Patiño Douce *et al.* (1999), these samples plot in a restricted zone between the fields of metagreywacke- and amphibolite-

derived melts. On the A-B diagram, these samples plot without a clear trend. They fall between the trends of experimental melts and natural series (see Fig. 10 Larrovere *et al* 2015) suggesting that more than one source of melt were involved in the origin and evolution of the main unit of the LCP. Harker diagrams of the leucocratic granitoids of the LCP show that these diverge from the trend of the main igneous unit. Also their REE patterns are strongly LREE-depleted. According to their mineralogy and major element composition, they may correspond to pure crustal melts as a result of dehydration-melting of muscovite-rich metasediments, i.e. the peraluminous leucogranites of Patiño Douce (1999). LREE-depleted patterns in the leucocratic granitoids are consistent with disequilibrium melting, where monazite and perhaps other accessory minerals did not partake in the muscovite dehydration-melting reactions that produced LREE-depleted melts (Nabelek and Glascock 1995). Low Y contents in leucocratic granitoids suggest incomplete monazite and/or xenotime participation in the generation of the leucogranites. In summary, the origin and evolution of the LCP involved multiple melt sources. The main unit may be linked either with interaction of crustal rocks with mafic magmas or crystal-rich magmas that entrained residual phases. Conversely, leucocratic granitoids were derived exclusively from metasedimentary sources by local anatexis of the migmatitic basement underlying the emplacement level.

One sample of the main unit was analyzed for in situ U-Th-Pb dating of monazite. The data set for this sample includes 28 spots measured in 16 monazite grains. Calculated dates spread from 522 to 461 Ma. Top-down approach monazite analysis strategy (Williams *et al.* 2006) based on the age histogram method (Montel *et al.* 1996) yielded two main date clusters with weighted means of  $474.1 \pm 4.3$  Ma ( $2\sigma$ ;  $n = 21$ ) and  $502.7 \pm 10$  Ma ( $2\sigma$ ;  $n = 7$ ). The first date cluster is considered the best estimate for the magma crystallization. The second date cluster is interpreted to be due to the existence of inherited crystals (xenocrysts or inherited cores). The newly obtained age of  $474.1 \pm 4.3$  Ma (Lower Ordovician) is consistent with Ordovician ages (477-470 Ma) of the high-grade metamorphic rocks of the El Portezuelo Metamorphic-Igneous Complex (Larrovere *et al.* 2011) and thus indicates contemporaneous magmatism and metamorphism in the Famatinian back-arc region.

- González Bonorino, F. 1950. Descripción geológica de la Hoja 13e, Villa Alberdi (Catamarca-Tucumán). Dirección Nacional de Minería. Boletín 74, 78 p, Buenos Aires.
- Kretz, R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277–279.
- Larrovere, M.A., de los Hoyos, C.R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A.S. y Belmar, M.E. 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: Characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 279–297.
- Larrovere, M.A., Alasino, P.H., de los Hoyos, C.R. y Willner, A.P., 2015. The Ordovician Las Chacritas pluton (Sierra de Humaya, NW Argentina): origin and emplacement triggered by lateral shortening and magmatic stoping at mid-crustal level. *International Journal of Earth Sciences* 104: 565–586.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J. y Dollase, W.A. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist* 19: 25–34.
- Montel, J., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C. y Provost, A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology* 131: 37–53.
- Nabelek, P.I. y Glascock, M.D. 1995. REE-depleted leucogranites, Black Hills, South Dakota: a consequence of disequilibrium melting of monazite-bearing schists. *Journal of Petrology* 36: 1055–1071.
- Patiño Douce, A.E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? En Castro, A., Fernández, C. y Vigneresse, J.L. (eds.) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society of London, Special Publications, vol. 168, pp 55–75.
- Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 13:299–356.
- Villaseca, C., Barbero, L. y Herreros, V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91:151–168.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Goncalves, P. y Mahan, K. 2006. Format and philosophy for collecting, compiling, and reporting microprobe monazite ages. *Chemical Geology* 225:1–15.

# Inclusiones sólidas de silvita en las metafonolitas de Tres Cerros, Santiago del Estero

Raúl LIRA<sup>1,2</sup>, Mariela CHIODI<sup>1</sup> y Alina B. GUERESCHI<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner", Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Vélez Sarsfield 299, X5000JJC Córdoba, Argentina. E-mail: rlira@efn.uncor.edu

<sup>2</sup> CONICET

<sup>3</sup> CICTERRA (CONICET-UNC) y Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA Córdoba, Argentina.

En este trabajo, se describe la ocurrencia de inclusiones sólidas de silvita en metafonolitas aflorantes en el paraje Tres Cerros, departamento Guasayán, en el SO de la provincia de Santiago del Estero, dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales.

El área de estudio se halla constituida por una serie de cerros que no sobrepasan los 60 m sobre la superficie de la llanura, formados por metafonolitas fenitizadas asociadas a esquistos cuarcíferos micáceos bandeados. Las fonolitas se habrían emplazado en el Neoproterozoico – Cámbrico basal, y habrían sido metamorizadas en facies de anfibolitas durante la orogenia Pampeana (Benito y Quartino 1985, 1989, Chiodi *et al.* 2013). Son rocas afaníticas, formadas principalmente por albita (61,2 % modal), feldespato potásico (20,0 %) y nefelina (12,3 %). Se distinguen tres texturas principales, una ígnea relictica de carácter fluidal definida por la orientación de microlitos de feldespato potásico, y las dos restantes, de origen metamórfico, son una textura granoblástica, constituida por un mosaico de albita y nefelina recrystalizadas, y otra de tipo lepidoblástica débilmente definida por la presencia de micas orientadas. El hallazgo de inclusiones sólidas de silvita en las metafonolitas de Tres Cerros fue mencionado por Chiodi *et al.* (2013). Lira *et al.* (1997) identificaron y estudiaron inclusiones sólidas de haluros (halita >> silvita) en aplitas y monzogranitos miarolíticos emplazados durante el estadio postcolisional del magmatismo de arco de tipo I en la Sierra Norte de Córdoba. En Tres Cerros, las inclusiones sólidas son solamente de silvita y se encuentran en rocas producto de volcanismo alcalino submarino, en partes interestratificadas con sedimentitas psamo-pelíticas, luego metamorizadas y plegadas.

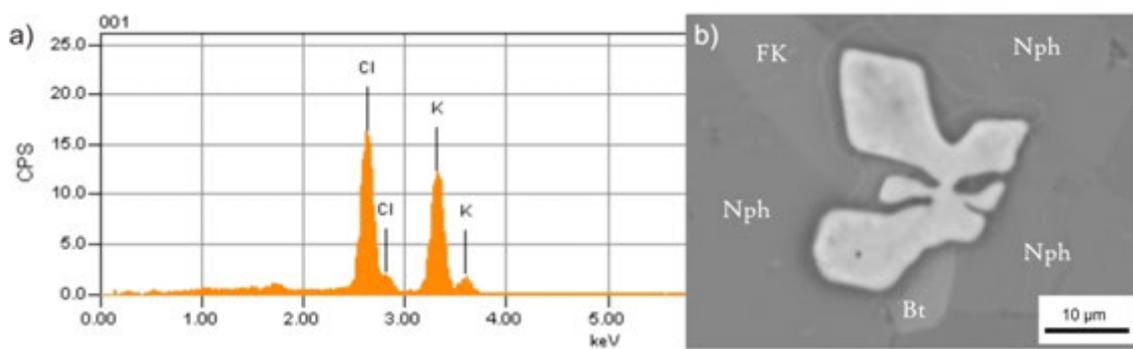
Las fases minerales mayoritarias y accesorias se analizaron con la microsonda electrónica JEOL JXA 8230 que se encuentra en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX), ubicado en la Facultad de Matemática, Astronomía y Física de la Universidad Nacional de Córdoba. La silvita se analizó con espectrómetro dispersivo en energías (EDS). Albita, nefelino y feldespato potásico se analizaron con espectrómetros dispersivos en longitudes de onda (WDS). Las condiciones de operación fueron de 15 kV y 20 nA, 2 µm de diámetro de haz para silvita y 5 µm para albita, nefelino y feldespato potásico. Se usaron estándares minerales naturales. Los datos fueron reducidos mediante los factores de corrección de Pouchou y Pichoir (1985).

Se identificó silvita como inclusiones sólidas en dos muestras de metafonolitas. En los espectros EDS, se distinguen los picos correspondientes a Cl y a K (Fig. 1a). En algunos casos, se presentan picos menores de Si y de Na, probablemente provenientes de los minerales hospedantes, debido al diminuto tamaño de la silvita. La silvita se encuentra incluida en albita, feldespato potásico y nefelino, o intercrecida en los

contactos granulares de las mismas fases junto a biotita y egirina. Su tamaño varía entre menos de 10  $\mu\text{m}$  y 70  $\mu\text{m}$ . Se presenta en individuos o en agregados de cristales, y su textura es esqueletal (Fig. 1b). En algunos individuos, se observan bordes de disolución.

Las composiciones químicas y relaciones elementales promediadas son: albita (Ab = 99,01), felpespato potásico (Or = 96,49), nefelino (Nph = 71,97, Kls = 25,74 y Qz = 1,59), biotita [relación Fe/(Fe+Mg) = 0,48–0,61;  $\text{TiO}_2$  = 0,2–1,5 %; MnO = 4–7,5 %] y egirina ( $\text{Aeg}_{68,84} \text{Jd}_{22,84} \text{Di}_{8,32}$ ). Otros minerales accesorios primarios y secundarios que conforman hasta ~ 6,5 % de la roca son: magnetita, granate, allanita, epidoto, circón, titanita, flúorapatita, un miembro del grupo de la fergusonita, fases del supergrupo del pirocloro, cancrinita, muscovita, fluorita, clorita y calcita (Chiodi *et al.* 2013).

Existen varios indicios que permiten establecer un origen magmático para la silvita, tal vez por exsolución de  $\text{Cl}^-$  en la fase magmática enriquecida en volátiles e inmiscibilidad, bajo condiciones de rápido enfriamiento (*undercooling*), como lo evidencian las relaciones texturales y el hábito esquelético-dendrítico; el evento metamórfico produjo fundamentalmente cambios texturales sobre la fonolitas. Las condiciones de cristalización de silvita, así como la concentración de  $\text{Cl}^-$  en la fase volátil magmática, están en vía de estudio y fuera del alcance de este trabajo.



**Figura 1.** a. Espectro EDS de silvita. b. Imagen de electrones retrodifundidos (BSE) de silvita esqueletal junto a nefelino (Nph), feldespato potásico (FK) y biotita (Bt).

El trabajo fue realizado en el marco del subsidio SeCyT-UNC proyecto I&D, Res. 203/14. Agradecemos la colaboración de M. A. Deantonio en los viajes de campaña y la revisión del Dr. E.G.A. Baldo.

Benito, J. y Quartino, G. 1985. La metatraquita fonolítica de Tres Cerros y sus relaciones con las metamorfitas de la Sierra de Guasayán, provincia de Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40 (3-4): 176-183.

Benito, J. y Quartino, G. 1989. Significado de los datos isotópicos y la edad en la petrografía de la metavulcanita alcalina de Tres Cerros, departamento Guasayán, provincia de Santiago del Estero. *Acta Geológica Lilloana* 17 (1): 43-45.

Chiodi, M., Lira, R. y Guerreschi, A. 2013. Las metafonolitas fenitizadas de Tres Cerros, Santiago del Estero, Argentina: nuevo estudio mineralógico, petrológico y geoquímico. 11º Congreso de Mineralogía y Metalogenia 2013: 291-292. San Juan.

Lira, R., Poklepovic M.F. y Dorais, M.J. 2007. Solid inclusions of magmatic halite and sylvite in felsic granitoids, Sierra Norte, Córdoba, Argentina. *Lithos* 99: 363-384.

Pouchou, J.L. y Pichoir, F. 1985. "PAP" (phi-rho-z) procedure for improved quantitative microanalysis. En Armstrong, J.T. (Ed.) *Microbeam Analysis*. San Francisco Press: 104-106.

## **Facies litológicas de la Formación Ventana en el extremo sur del cordón Rivadavia, Cordillera Principal, provincia de Chubut**

Vanesa D. LITVAK, Lucía FERNÁNDEZ PAZ, Sofía IANNELLI, Andres ECHAUREN,  
Federico IBARRA y Andrés FOLGUERA

*Laboratorio de Tectónica Andina, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Universidad de Buenos Aires-CONICET.  
Email: vane@gl.fcen.uba.ar*

*Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.*

El volcanismo paleógeno-neógeno en los Andes Nordpatagónicos está representado por un complejo volcánico de gran extensión areal, distribuido desde las localidades de Aluminé a Esquel, incluidas originalmente bajo el término Serie Andesítica (Feruglio 1927). Este volcanismo conforma un potente complejo volcanoclástico y volcánico policíclico compuesta por dos fajas: una occidental denominada andina, de edad oligocena-miocena inferior y otra oriental denominada extraandina, de edad paleocena-eocena (Rapela *et al.* 1988).

Las rocas que forman parte de la faja andina fueron reunidas formalmente en la Formación Ventana (González Bonorino y González Bonorino 1978) la cual incluye un amplio espectro de edades y una gran variedad litológica, dado que está formada por flujos lávicos basálticos a andesíticos, con riolitas y tobas dacíticas subordinadas, y sedimentitas de origen marino y continental, las que en conjunto constituyen el relleno inicial de la cuenca de Nirihuau (Cazau *et al.* 2005). Recientes estudios en la región de los Cerros Aucapán y Cerros Ventana-Ñireco, provincia de Neuquén y Río Negro, caracterizaron las facies litológicas más septentrionales de la faja (Litvak *et al.* 2014, Iannelli *et al.* este volumen). En particular, en el Cerro Ventana, se establecieron edades miocenas inferiores para la secuencia, a partir de dataciones U/Pb sobre niveles tobáceos intercalados en los flujos lávicos basálticos (Bechis *et al.* 2014). Con el fin de estudiar las variaciones faciales de este volcanismo en forma longitudinal a lo largo de la faja Andina, se relevó el extremo sur de la misma, en la región del cordón Rivadavia, localizado al noroeste de la ciudad de Esquel.

Las facies litológicas reconocidas en el cordón Rivadavia corresponden a: brechas volcánicas, flujos lávicos basálticos y rocas volcanoclásticas, como tobas líticas cuyos componentes muestran un leve grado de retrabajo. Los flujos lávicos son los predominantes respecto de las otras facies, tanto en volumen como en su distribución areal. De acuerdo a las observaciones de campo, la relación estratigráfica permite establecer que las brechas se encuentran por debajo de los basaltos, los cuales forman una sucesión de niveles de coladas homoclinales de hasta 300 m de espesor en los frentes de mayor exposición. En el sector oeste del cordón, se observa que estos basaltos son cubiertos por otros flujos de similar composición, que se diferencian notablemente de los basaltos en estudio, por su marcado carácter porfirico y disposición columnar, probablemente correspondientes a un volcanismo más joven. Las tobas forman un banco guía que se intercala en los niveles más superiores de los basaltos aquí estudiados, a lo largo del margen este del extremo sur del cordón Rivadavia.

Las facies de brechas corresponden a rocas de color gris violáceo y comprenden lavas autobrechadas formadas por una matriz afanítica, la cual incluye clastos subangulosos a subredondeados de basaltos afaníticos de tamaño variable entre centimétricos hasta 15 centímetros. Bajo el microscopio, se reconocen autoclastos de basaltos de textura pilotáxica en una mesostasis de la misma composición y textura de mayor tamaño de grano. Las facies de basaltos comprenden flujos lávicos que muestran una variación textural desde la base al techo entre lavas afaníticas, lavas afíricas de grano fino a porfíricas y, finalmente,

lavas vesiculares y/o amigdaloides. Son rocas de color gris oscuro, frecuentemente afectadas por diaclasas y meteorización, lo cual otorga una tonalidad verdosa y/o rojiza. Las rocas afaníticas, como las que predominan en el Cerro Torta, son lavas con 5 % de microfenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta pilotáxica fluidal. Las variedades porfíricas presentan fenocristales (0,5-1 mm) de plagioclasa y máficos, que bajo el microscopio se reconocen como olivinas subhedrales con fuerte reemplazo de la asociación de bowlingita-iddingsita que se intensifica en el borde de los cristales. La pasta de grano fino es ofítica a subofítica con clinopiroxenos frescos y subhedrales; intersticialmente, se reconocen cloritas, carbonatos y arcillas ferruginosas como material secundario. Finalmente, las facies de tobas comprenden rocas de grano muy fino a fino en las que se reconoce cristales de plagioclasa, máficos prismáticos y fragmentos líticos de hasta 2 mm de aspecto afanítico. Bajo el microscopio, se reconocen predominantemente litoclastos volcánicos angulosos a subangulosos con pastas pilotáxicas e intergranulares y cristaloclastos angulosos de plagioclasa, cuarzo y biotita. Se reconocen en forma subordinada fragmentos pumíceos reemplazados por esmectitas; se destaca un moderado grado de soldadura de los mismos de forma tal que comprenden la matriz de la roca.

Las facies litológicas de la Formación Ventana identificadas en el cordón Rivadavia se correlacionan con las rocas más septentrionales de la formación, localizadas en el extremo norte de la faja Andina dado que aquí predominan las facies volcánicas de composición basáltica a andesítica, como es típico de esta unidad. Las intercalaciones de tobas son subordinadas, tal como aparecen también en el Cerro Ventana. Esta correlación preliminar, basada especialmente en características estratigráficas y petrográficas, permite asignar las secuencias aquí estudiadas a la Formación Ventana, la cual representaría el volcanismo de arco recién iniciado para el Oligoceno superior-Mioceno inferiora estas latitudes en los Andes Nordpatagónicos (Kay y Rapela 1987, Rapela *et al.* 1988, Aragón *et al.* 2011, Litvak *et al.* 2011).

- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E., Mazzucchelli, M. y Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509:218-237.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V.D., Ramos, V. y Aguirre Urreta, B. 2014. New age constrains for the Cenozoic marine ingressions of northwestern Patagonia, Argentina. *Paleogeographic and tectonic implications. Journal of South American Earth Science* 52: 72-93.
- Cazau, L., Cortiñas, J., Reinante, S., Asensio, M., Bechis, F. y Aprea, D. 2005. Cuenca de Ñirihuau. En: *Frontera Exploratoria de la Argentina*, Eds. G.A. Chebli, J. Cortiñas, L.A. Spalletti, L. y Legarreta, E.L. Vallejo. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 251-273, Mar del Plata.
- Feruglio, E. 1927. Estudio geológico de la región pre y subandina en la latitud de Nahuel Huapi. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 4: 11-119, Buenos Aires.
- González Bonorino F. y González Bonorino, G. 1978, *Geología de la región de San Carlos de Bariloche*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34: 113-124.
- Iannelli, S., Fernández Paz, L., Ramos, M., Litvak, V.D. y Folguera A. 2015. Caracterización de la Formación Aucapán en los alrededores del lago Huechulafquen, provincia del Neuquén. 3° Simposio de Petrología Ígnea y Metalognésis asociada, este volumen.
- Kay, S.M. y Rapela, C.W. 1987. El volcanismo del Terciario inferior y medio de los Andes Norpatagónicos (40° – 42°30'S): Origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 192-194, Tucumán.
- Litvak, V.D., Jait, D., Palotti, P.F., Folguera, A. y Ramos, V.A. 2011. La somerización de la zona de subducción y la expansión del arco volcánico paleógeno-neógeno entre los 40°-42° LS, Andes Nordpatagónicos. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 792-793, Neuquén.
- Litvak, V.D., Encinas, A., Oliveros, V., Bechis, F., Folguera, A. y Ramos, V.A. 2014. El volcanismo mioceno inferior vinculado con las ingresiones marinas en los Andes Nordpatagónicos. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas CD, 2 p., Córdoba.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). *Journal of South American Earth Science* 1: 75-88.

# Geochemical and isotopic constraints on the sources of the Permian-Early Triassic granitoids of the northeastern sector of the North Patagonian Massif

Mónica LÓPEZ de LUCHI<sup>1</sup>, Carmen MARTÍNEZ DOPICO<sup>1</sup>, Augusto RAPALINI<sup>2</sup> y Eric TOHVER<sup>3</sup>

<sup>1</sup> INGEIS-Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón INGEIS, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina. E-mail: [carmenmd@ingeis.uba.ar](mailto:carmenmd@ingeis.uba.ar)

<sup>2</sup> IGEBBA-Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón 2, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup> School of Earth and Environment, University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley, 6009 WA, Australia.

The extensive belt of Late Paleozoic–Early Triassic granitoids cropping out between Yaminué and Nahuel Niyeu villages, northeastern North Patagonian Massif (NPM) were used as evidence either for intraplate, arc, collisional or post-collisional magmatism resulting from slab break-off (Pankhurst *et al.* 2006, 2014, López de Luchi *et al.* 2010, Rapalini *et al.* 2010, 2013, Chernicoff *et al.* 2013, and references therein). This magmatism can be separated into two main groups of granitoids: the oldest at 280 Ma, the Early Permian Granitoids (Navarrete Plutonic Complex) and the youngest that is made up by several igneous complexes, i.e. the intensively deformed Yaminué Metaigneous Complex (YMIC), the Cabeza de Vaca Granite (CVG), the Ramos Mejia Igneous Complex (RMIC) (López de Luchi *et al.* 2015) and the Madsen Tonalite (MT) that cover the time span from 255 to 245 Ma. Structural and emplacement studies indicate that the Early Permian Granitoids (EPG) are mostly undeformed and intrude a low grade basement whereas the Late Permian - Early Triassic granites (LPETG) are either mostly undeformed (MT) and intrude Cambrian granites or in the western sector they are synkinematic sheeted intrusion (YMIC) concordantly emplaced in medium grade metaclastic rocks of probably Devonian age, dykes intruding YMIC, and variably deformed granites (CVG) and RMIC which is the youngest granitoid and intrudes a very low grade metaclastic unit).

**Table 1.** Summary of the main geochemical and isotopic features

	NPC	YMIC granodiorite	YMIC granite	YMIC Dike	CVG	RMIC	MT
SHRIMP age (Ma)	281±3	251.2±1.5	248.9±1.9 246.4±1.3 Valo09 (70% SiO <sub>2</sub> )	254.3±2	252.6±2.8	245.2±1.2	251.6 ± 3.2
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.704744	0.708431	0.707451 Valo07 (73% SiO <sub>2</sub> ) 0.708134	0.702729 (VAL006)		0.708491 (V70)	0.709659
T <sub>DM</sub> (Ga)	1292	1724	1373-1534	1565			1390-1482
Epsilon Nd	-2.06	-8.54	-4.87 to -6.67	-7.06			-6.43
T <sub>DM</sub> Hf (Ga)	1.03-1.24		1.63-1.75				
Epsilon <sub>Hf</sub> Zr (280Ma)	+3 to -3		-7 to -9				
Sr/Y	50-90	20- (50)	9-15	3-4	10-40	11-19	17-2
Sr ppm	1030	477	290-288	113	140	300	663
(La/Yb) <sub>N</sub>	5-10	5/35	12-15	1.5	5-8	6.8-12	14.9-19
(Tb/Yb) <sub>N</sub>	1.2-1.4	1.1/1.8	1.4-1.6	0.8	0.7-1.1	1.1-1.5	1.6-1.8
Na <sub>2</sub> O/ K <sub>2</sub> O	1.5-3	1.5	0.5	0.7-0.8	0.5-0.6	0.5-0.7	0.7-0.9
ASI	0.95-1.05	0.96-1.03	0.99-1.05	1.05	1-1.07	0.97-1.02	0.98-1.01

These rocks are slightly metaluminous to weakly peraluminous (ASI 0.95-1.07) I-type granitoids, being EPG medium K calc-alkaline and LPETG high K calc-alkaline to alkalic-calcic. An overlap in the wide concentration ranges of oxides, such as SiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and TiO<sub>2</sub> for EPG and LPETG, with no discernable differentiation trends on Harker variation diagram, precludes the derivation of one suite from the other by differentiation which

suggests different sources. At SiO<sub>2</sub> 65% EPG show higher concentration of Na, Sr, Zr and a less pronounced Eu anomaly than LPETG. Chondrite normalized REE patterns varies from rather flat to moderately fractionated except for one sample of the LPETG with an overall flattening towards more evolved granites. In petrotectonic plots EPG and LPETG are located in the volcanic arc field but the latter is closer to the limit with syn collisional granitoids or in the late orogenic fields. CVG plots always in the syn-collisional field. EPG plot in a relatively narrow field characterized by T<sub>DM</sub>1.2 Ga, epsilon Nd -3 and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 0.704. This suggest protoliths with low <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub> and relatively negative epsilon Nd. LPETG (one granodiorite from YMIC and MT) exhibit an ampler range of <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub> (0.7074 to 0.7097), T<sub>DM</sub> (one stage) 1.4-1.5 Ga and epsilon Nd from -4.9 to -8.6.

Pankhurst *et al.* (2006, 2014) proposed a deep and depleted lower crustal source for the Permian to Early Jurassic magmatism based on the strongly negative epsilon Nd values, relatively low initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, high Sr and high Sr/Y ratios. Our study together with the published isotopic data indicates major differences in Sr-Nd isotopic composition and Sr content between the EPG and the LPETG which would suggest that the source of the EPG was distinct from the LPETG granites. Limited Hf isotope information (Fanning *et al.* 2011, Pankhurst *et al.* 2014) also support the hypothesis of different sources. The more isotopically primitive composition of EPG (Table1) may track pre-Early Permian oceanic lithosphere terranes, i.e. a reworked basic source, or basic acid magma mixing. Coeval basic intrusions are scarce and would be only represented by dioritic to monzodioritic enclaves or late stage very scarce dykes. LPETG source is rather uniform, the higher Rb/Sr, moderately negative epsilon Nd together with <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub> from 0.7074 to 0.7097 agrees with the depleted lower crustal source. In all the studied rocks depth of magma generation is not so easy to constrain. High Sr/Y ratios do probably reflect only a Sr/Y rich source, such as the normal continental crust, regardless of the melting depth. Sr/Y values are lower than 50 in most cases and exhibit a weak positive correlation with (Tb/Yb)<sub>N</sub> that does not apply to EPG since these granitoids exhibit the highest Sr/Y but low (Tb/Yb)<sub>N</sub>. In the interval between 250-245 Ma a decrease in Sr, increase of the Eu anomaly and an overall flattening of the REE patterns may suggest shallowing of the sources which is variably accompanied by lower Sr/Y and Tb/Yb.

In synthesis, there would be a major change in the source at ca. 260-250 Ma i.e. from metabasic or mixed sources for EPG to reworked lower crustal rocks with limited evidence of interaction with mafic magmas other than as a heat source for LPETG. At the latest stages of the younger magmatism (RMIC younger units) changes in melt fraction and associated higher Mg-number could be related with a change in the thermal regime which would have increased the thermal gradient in the lowermost crust (delamination?).

- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. and Belousova, E. 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Río Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers* 4: 37-56.
- Fanning, C.M., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Kleiman, L.E., Yaxley, G.M. and Castillo, P. 2011. Lu-Hf isotope evidence for the provenance of Permian detritus in accretionary complexes of western Patagonia and the northern Antarctic Peninsula region. *Journal of South American Earth Sciences* 32(4): 485-496.
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E. and Tomezzoli, R.N. 2010. Magnetic Fabric and Microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana? *Tectonophysics* 494: 118-137
- López de Luchi M.G., Rapalini A.E., Martínez Dopico, C.I., Rapela C.W. and Pankhurst R.J. 2014. Geochemistry of the Yaminué Metagneous Complex, Rio Negro Province. *Actas 19º Congreso Geológico Argentino, Córdoba*.
- López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C.I. and Rapalini, A.E. 2015. Petrogenesis of the Permian-Early Triassic granitoids of the northeastern sector of the North Patagonian Massif, 8th Hutton Symposium on Granites and related rocks, submitted
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.
- Pankhurst R.J., Rapela C.W., López de Luchi M.G., Rapalini A.E., Fanning C.M. and Galindo C. 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society of London* 171, 313-328
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C., Lince-Klinger, F., Giménez M. and Martínez, P. 2010. Did Patagonia collide against Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta* 8 (4): 349-371
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M.G., Tohver, E. and Cawood, P. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? *Terra Nova*, doi: 10.1111/ter.12043

# **Biotite composition and constraints on magma sources for the Late Permian-Early Triassic igneous complexes, north of Yaminué, North Patagonian Massif, Rio Negro, Argentina**

Mónica LÓPEZ DE LUCHI<sup>1</sup>, Carmen MARTÍNEZ DOPICO<sup>1</sup> y Augusto RAPALINI<sup>2</sup>

<sup>1</sup> INGEIS-Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón INGEIS, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina. E-mail: deluchi@ingeis.uba.ar

<sup>2</sup> IGEBBA-Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón 2, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

The extensive belt of Late Paleozoic–Early Triassic granitoids cropping out between Yaminué and Nahuel Niyeu villages, northeastern North Patagonian Massif (NPM) was separated into three magmatic complexes. i.e. the Late Permian Yaminué Metaigneous Complex (YMIC), the Late Permian Cabeza de Vaca Granite (CVG) and the Permian Navarrete Plutonic Complex (NPC) (López de Luchi *et al.* 2010, Rapalini *et al.* 2010, 2013, Chernicoff *et al.* 2013, Pankhurst *et al.* 2014 and references therein). We present mineralogical constraints on the sources of the Late Paleozoic–Early Triassic granitoids cropping out south of Ramos Mexía (40°30'05"S-67°15'42"W) down to the Yaminué villages (40°57'03"S-67°10'27"W). These granitoids correspond to the YMIC, CVG and to a new unit, the Late Permian (?)–Early Triassic Ramos Mexía Plutonic Complex (RMPC) which encompasses the Robaina Granite (RG) and the Guanacos Granodiorite, formerly considered as part of the NPC (López de Luchi *et al.* 2010). Field evidence indicates that YMIC is the oldest unit that is intruded by CVG and both are intruded by RMPC. Published Zircon U-Pb SHRIMP ages for the central sector of the YMIC are 260-250 Ma (Chernicoff *et al.* 2013, Pankhurst *et al.* 2014). All the granitoids are mostly weakly peraluminous, calc-alkaline to alkalic-calcic and exhibit crustal signature (Martínez Dopico *et al.* 2011, Pankhurst *et al.* 2014).

Chemical compositions and structural formulas have been calculated for biotite of the YMIC (V80 a foliated biotite-hornblende inequigranular granodiorite), CVG (V57, VAL56, variable deformed equigranular biotite-muscovite leucomonzogranite) and RG (VAL212 a biotite porphyritic monzogranite). Mineral chemistry was determined with a JEOL JXA-8900-M Superprobe at the Luis Brú Electron Microscopy Center, Complutense University, Madrid (see Rapalini *et al.* 2010 for analytical details). Biotite in the studied samples is present in all the granitoids types as an early- to late-stage crystallization mineral. It forms euhedral to subhedral discrete flakes, measuring up to 2 mm in length in all the granite samples. In the granodiorite of the YMIC it also appears as aggregates intimately associated with hornblende, titanite and Fe–Ti oxides. Biotite often contains inclusions of zircon, apatite, titanite, ilmenite and magnetite. No evidence of recrystallization was found. Biotite flakes are frequently altered to chlorite, either completely or partially along its {001} cleavage planes.

All the analyzed mica classify as biotite ( $X_{Mg} < 0.66$ ) with Y sites between 5.46-5.66 a.p.f.u. Samples mostly plot towards the annite–siderophyllite joints of the ASPE quadrilateral (Speer 1984) indicating a general trend of increasing  $Fe^{2+}_{tot}/(Fe^{2+}_{tot} + Mg)$  (0.4 to 0.7 a.p.f.u.) values and  $Al_{tot}$  (2.65-3.42 a.p.f.u.) contents with increasing  $SiO_2$  content of the host rocks. Chemical composition of igneous biotite can be useful as a valuable guide to granite petrogenesis (composition of the magma from which it crystallized and indirectly the nature of the protolith), to redox conditions in granitic magmas and to tectonomagmatic setting since biotite continuously equilibrates with the host magma (Nachit *et al.* 1985, Lalonde and Bernard 1993, Abdel-Rahman 1994).

**Table 1.** Selected biotite compositional data for the studied samples structural formulas of biotite were calculated under anhydrous conditions on the basis of 22 oxygens. The total iron is represented as Fe<sup>2+</sup>.

	Al <sub>tot</sub> (apfu)	<sup>VI</sup> Al (apfu)	Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> + Mg) (apfu)	Mg (apfu)	Ti (apfu)
V80n=16	2.748–2.902	0.336–0.502	0.441–0.477	2.643–2.747	0.266–0.353
V57-VAL 56n=12	3.288–3.424	0.543–0.682	0.574–0.701	1.235–1.981	0.129–0.169
VAL212n=16	2.887–3.010	0.651–0.753	0.468–0.507	2.337–2.536	0.133–0.231

The ternary FeO\*–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram (Abdel-Rahman 1994) provides information much like the ASPE quadrilateral, on variations in redox state and peraluminosity of the rock hosting the mica. These biotite define a linear trend between the peraluminous (Cabeza de Vaca muscovite-biotite granite) and calc-alkaline (biotite porphyric granitoid and the foliated biotite-amphibole granodiorite) fields. In the Nachit *et al.* (1985) classification (Al<sub>tot</sub> vs. Mg in a.p.f.u) biotite of the YMIC granodiorite and RG monzogranite are located in the calc-alkaline field with the former displaying a relatively limited variation in total Al and Mg. Biotite from CVG plot in the field of the aluminopotassic series or the peraluminous field and exhibit a large variation in both parameters that made one sample plot in the field of two mica granites. Although biotite from both YMIC and RG plot in the calc-alkaline field and show relatively low Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Mg) values that would indicate their crystallization at high oxygen fugacity, biotite from YMIC shows higher Ti content and lower Al<sub>tot</sub> than biotite from RG which suggest higher magma temperatures and biotite in equilibrium with amphibole for YMIC. <sup>VI</sup>Al content of RG biotite is rather high for I-type granite. Biotite data would suggest that CVG crystallized from a reduced magma (high Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Mg)). <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub> of 0.7074, T<sub>DM</sub> (two stages) of 1.4 Ga and epsilon Nd -5 suggest crustal sources for YMIC granodiorite (Martínez Dopico *et al.* 2011, Pankhurst *et al.* 2014). The positive correlation between Al<sub>tot</sub> and Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Mg) in YMIC and RG biotite closely compares to examples that indicate considerable contributions of crustal material (metasediments), either by assimilation or anatexis (Shabani *et al.* 2003, Lalonde and Bernard 1993). Nevertheless the intrusive character of RG precludes a unique evolutionary trend and allows us to propose a change in sources or in the melting conditions.

- Abdel-Rahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35, 525–541.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. y Belousova, E. 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Río Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers* 4: 37–56.
- Lalonde, A.E. y Bernard, P. 1993. Composition and colour of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of the Wopmayorogen, NW Territories. *Canadian Mineralogist* 31, 203–217.
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E. y Tomezzoli, R.N. 2010. Magnetic Fabric and Microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana? *Tectonophysics* 494: 118–137.
- López de Luchi M.G., Rapalini A.E., Martínez Dopico, C.I., Rapela C.W. y Pankhurst R.J. 2014. Geochemistry of the Yaminué Metagneous Complex, Río Negro Province. *Actas 19º Congreso Geológico Argentino, Córdoba*.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E. y Kleinhans, I. 2011. Distinguishing crustal segments in the North Patagonian Massif: Insights from Sm-Nd systematic. *Journal of South American Earth Sciences*, 31 (2-3):324–341
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. y Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granites. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, 301, 813–818.
- Pankhurst R.J., Rapela C.W., López de Luchi M.G., Rapalini A.E., Fanning C.M. y Galindo C. 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society of London* 171, 313–328
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C., Lince-Klinger, F., Giménez M. y Martínez, P. 2010. Did Patagonia collide against Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta* 8 (4): 349–371
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M.G., Tohver, E. y Cawood, P. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? *Terra Nova*, doi:10.1111/ter.12043
- Shabani, A.A. y Lalonde, A.E. 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian Orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *Canadian Mineralogist* 41, 1381–1396.
- Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In *Micas* (S.W. Bailey, ed.). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 13, 299–356.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello E., López de Luchi, M.G., Rapalini A. y Jourdan, F. 2008. New SHRIMP U-Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar constraints on the crustal stabilization of southern South America, from the margin of the Rio de Plata (Sierra de Ventana) craton to northern Patagonia. *Eos Trans. AGU*, 89 (53), Fall Meet. San Francisco Suppl., Abstract T23C-2052.

## Características petrológicas del cerro Ñuñorco Grande, Sierra del Aconquija, El Mollar, Departamento de Tafi del Valle

José Pablo LÓPEZ<sup>1</sup>, Laura I. BELLOS<sup>1</sup> y Francisco VILTE<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO–CONICET. Facultad de Ciencias Naturales e IML-UNT. E-mail: lopezjp00@yahoo.com.ar

En el noroeste de la provincia de Tucumán y a lo largo de la Megafractura de Tafi se emplazaron, durante el Paleozoico inferior, varios cuerpos graníticos en un basamento metamórfico de bajo y mediano grado, tanto en la Sierra de Aconquija como en Cumbres Calchaquíes. Uno de estos intrusivos, la Tonalita Ñuñorco Grande pertenece, junto a los intrusivos El Infiernillo, La Ovejería, Loma Pelada, La Angostura y El Indio, a aquellos cuerpos relacionados con la Megafractura de Tafi y que fueron estudiados por diversos autores como Toselli *et al.* (1985, 1989, 1992), Lisiak (1990), Pérez (1987), Saavedra *et al.* (1984), López *et al.* (2012 y 2014) entre otros. El intrusivo Ñuñorco Grande aflora sobre el faldeo oriental de Sierra del Aconquija, en las adyacencias de la localidad de El Mollar, en departamento de Tafi del Valle, al sur del valle homónimo, en el oeste de la Provincia de Tucumán.

Las únicas edades geocronológicas existentes corresponden al Granito Loma Pelada que podría integrarse en un único Plutón, separado por afloramientos de metamorfitas, con la Tonalita Ñuñorco Grande. Una isócrona Rb/Sr (RT) de 404 Ma. fue obtenida por Toselli *et al.* (1989) mientras que Sales *et al.* (1998) obtuvieron para el mismo cuerpo una edad de  $470 \pm 10$  Ma. por el mismo método. Estas edades fueron interpretadas como de cristalización magmática del granito. Estos datos coinciden con los obtenidos por Batchman *et al.* (1985), que determina por el método Rb/Sr en roca total, que las metamorfitas encajantes tienen edades 557-569 Ma para el primer evento metamórfico sin-cinemático y 459-470 Ma para el segundo, de tipo esencialmente térmico, relacionado con el Ciclo Famatiniano.

El cuerpo estudiado, se clasifica petrográficamente como tonalita y presenta dos facies características, determinadas principalmente por sus minerales accesorios: en los afloramientos septentrionales se observan rocas de color gris claro que presentan muscovita, como accesorio principal y escasa biotita; en las zonas cercanas al contacto con la roca de caja se reconoce granate en pequeños individuos euhedrales. Las rocas del extremo sur, de color gris, presentan biotita y muscovita como accesorios principales. Cortando a las tonalitas se distinguen delgados diques graníticos, de color rosado con muscovita, biotita y granate como accesorios.

Geoquímicamente la Tonalita Ñuñorco Grande integra, junto a los demás intrusivos de la región, una tendencia general calcoalcalina y con características débilmente peraluminosa a peraluminosa, con valores del índice ASI (Alumina Saturation Index) entre 1,03 y 1,49 que tiende en general a aumentar con el mayor contenido de sílice.

A partir de los escasos análisis químicos de la Tonalita Ñuñorco Grande, con que se cuenta en la actualidad y en base a similitudes petrográficas y a estrechas relaciones geológicas con otros intrusivos de la región, puede señalarse, en esta etapa preliminar, que el plutón estudiado, de composición principalmente tonalítica y de probable edad paleozoica inferior integra, junto a éstos, una tendencia general calcoalcalina y con características débilmente peraluminosa a peraluminosa.

- Bachmann, G., Grauert, B. y Miller, H. 1985. Isotopic dating of polymetamorphic metasediment from NW Argentina. *Zentralblatt Für Geologie und Paläontologie, Teil I*: 1257-1268.
- Lisiak, J. H. 1990. Petrografía y geoquímica de las granodioritas de El Infiernillo, Sierra del Aconquija, Tucumán, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 68-71. San Juan
- López, J.P., Bellos, L.I. y Castro, A. 2012. Características petrográficas y geoquímicas de la Tonalita La Ovejería, borde oriental de las Sierras del Aconquija, Tafí del Valle, Tucumán: integración con la Granodiorita El Infiernillo. *Serie de Correlación Geológica* N° 28 (1): 73-82.
- López, J.P., Bellos, L. y Piñan Llamas, A. 2014. El magmatismo plutónico paleozoico de la provincia de Tucumán. En *Geología de Tucumán*. Moyano, S.; Puchulu, M; Fernández, D. Vides, M., Nieva, S. y Aceñolaza, G. (editores): 72-85. Tucumán.
- Pérez, A. 1987. Contribución al conocimiento geológico de la zona de La Angostura con especial referencia a las rocas graníticas, departamento Tafí, provincia de Tucumán. Seminario, Facultad de Ciencias Naturales e IML, Universidad Nacional de Tucumán (Inédito) 62 p., San Miguel de Tucumán.
- Saavedra, J., Toselli, A.J. y Rossi de Toselli, J.N. 1984. Aspectos Geológicos y geoquímicos del granito peraluminico de Loma Pelada, Tafí del Valle, Tucumán, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2):121-27.
- Sales, A., Petronilho, L. y Kawashita, K. 1998. Datación de la edad geocronológica de rocas graníticas mediante el uso de un Spike combinado Rubidio/Estroncio. *Información Tecnológica*, 9 (3): 379-386.
- Toselli, A.J., Rossi de Toselli, J.N., Saavedra, J. y Pellitero, E. 1985. Los granitoides de la Megafractura de Tafí, Tucumán, Argentina. *Comunicaciones*, 35: 237-241. Chile.
- Toselli, A., Rossi de Toselli, J., Saavedra, J. y Pellitero, E. 1989. Granitoids of the Tafí Megafracture (Sierras Pampeanas, Argentina): Petrogenetic implications. *Journal of South American Earth Science*, 2 (2): 199-204.
- Toselli, A.J. 1992. El magmatismo del Noroeste Argentino. Reseña sistemática e interpretación. *Serie de Correlación Geológica* No8, INSUGEO, 243 pp. Tucumán.

## Potencialidad de metales estratégicos en depósitos polimetálicos de la Patagonia

L. LÓPEZ<sup>1,2</sup>, S. JOVIC<sup>1,2</sup>, D. GUIDO<sup>1,2</sup>, J. REDIGONDA<sup>1</sup>, G. PÁEZ<sup>1,2</sup> y R. RUIZ<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, B1900FWA, La Plata, BA, Argentina. E-mail: [lopezluciano@hotmail.com](mailto:lopezluciano@hotmail.com)

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

<sup>3</sup> YPF Tecnología, Berisso, BA, Argentina.

La Patagonia está caracterizada por presentar importantes depósitos vetiformes epitermales de baja a intermedia sulfuración. El macizo de Somuncurá, en el sector norte de la Patagonia extra-andina, se caracteriza por la presencia de depósitos epitermales polimetálicos y sulfuración intermedia y en menor medida de baja sulfuración, que se presentan principalmente como sistemas vetiformes (ej. mina Ángela, Calcatreu), o menos comunes como disseminaciones y/o *stockworks* (ej. proyecto Navidad). En el sector sur de la Patagonia extra-andina, el Macizo del Deseado, representa un importante productor de oro y plata con cinco minas operativas (Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, Lomada de Leiva, San José y Cerro Negro). Las mineralizaciones son principalmente epitermales Au-Ag de baja sulfuración y en menor medida depósitos de sulfuración intermedia (ej. mina Martha) y polimetálicos (ej. Pingüino). La región andina de la Patagonia se caracteriza por típicos depósitos de baja sulfuración como Esquel y Cerro Bayo y vetas polimetálicas como Huemules y Lago Fontana. En los últimos años la presencia de indio se ha reportado en algunos depósitos polimetálicos patagónicos: Pingüino (Guido *et al.* 2005, Jovic *et al.* 2011), en el macizo del Deseado, y La Luz (Trendix Mining SA 2006), San Roque (Gómez *et al.* 2008, Dillet *et al.* 2013), Toruel (Marifil Mines Ltd. 2007), Gonzalito (Korzeniewski *et al.* 2011) y mina Ángela, en el Macizo de Somuncurá. El indio, utilizado en paneles solares, pantallas de alta resolución (industria *high-tech*), es considerado un metal estratégico o crítico debido a que su demandada ha crecido pero su volumen de explotación es bajo. A pesar del hecho de que la abundancia del indio en la corteza es mayor que la de la plata, y la tecnología para su reciclaje está en rápida expansión, el elemento se considera que es relativamente escaso. Los metales que se percibe que tienen altos riesgos de suministro han sido recientemente llamados "metales estratégicos críticos". El indio es uno de estos metales junto con el galio, germanio, telurio, neodimio, renio, tantalio, niobio, etc. (IAGOD 2013). Los depósitos patagónicos con presencia de indio están formados por vetas, vetillas, brechas y *stockworks* donde la mineralización está compuesta por sulfuros que contienen Zn, Pb, Cu, In, Ag, Au (Sn, Bi, Sb, As) con cuarzo y carbonatos como ganga. Las concentraciones de indio en las vetas polimetálicas muestran una amplia gama de valores entre 3 ppm y 15.000 ppm (San Roque hasta 15.000 ppm, Pingüino hasta 1180 ppm, La Luz hasta 536 ppm, Toruel hasta 309 ppm y 16 ppm Ángela). En la mineralización hipógena los valores más altos de indio están relacionados con la mineralización de Zn en el que el principal mineral que porta In es la esfalerita rica en Fe y en menor medida la roquesita, sakuraiita y calcopirita (Dill *et al.* 2013). Pero el indio también se asocia con minerales de Sn como la ferrokésterita y casiterita, con valores más bajos hasta 159 ppm (Jovic *et al.* 2011). Estudios de inclusiones fluidas indican que la mineralización de Zn (In) fue depositada a partir de fluidos con temperaturas entre 215° y 312° C (promedio de 267°C) y bajas salinidades (entre 1,22 y 6,50 en peso. % NaCl eq.), mientras que la mineralización de Sn (In) presenta temperaturas superiores a 300° C (308-327°C) y salinidades entre 4,34 y 8,81 wt.% NaCl eq. (Gómez *et al.* 2008, Korzeniewski *et al.* 2011, Jovic *et al.* 2011, Dill *et al.* 2011). La zona supergénica se caracteriza por zonas de oxidación bien definidas o *gossans* donde los valores pueden ser de hasta 15.000 ppm. La distribución vertical de indio muestra una baja variación en la concentración con la profundidad. No se observó una clara

correlación entre los valores de  $\delta^{66}\text{Zn}$  y la proximidad al nivel de oxidación. El indio muestra un comportamiento similar a la de Pb y Sn, lo que implica que este metal es inmóvil durante la meteorización de minerales polimetálicos (López et al. 2015). La fase mineral reconocida en la zona de oxidación es dzhalindite (Dill et al. 2013). La mayoría de estos depósitos se relacionan espacialmente con sedimentos continentales ricos en materia orgánica o sedimentos carbonosos desde el Triásico (como roca huésped) y genéticamente relacionados con el magmatismo de composición intermedia ácida del Jurásico inferior (Dill et al. 2013, Jovic et al. 2011). Estos depósitos muestran características geológicas, de mineralizaciones y fluidos muy similares entre sí, concentrando In asociado principalmente al Zn. Elementos como el galio y germanio generalmente se presentan con el indio también en asociación al Zn. Mucho de los proyectos anteriormente mencionados no han sido analizados por estos elementos o no se han utilizado los procedimientos analíticos necesarios para determinar su presencia, lo que aumenta el potencial de que haya importantes anomalías en estas mineralizaciones. El descubrimiento de In en depósitos polimetálicos epitermales en Argentina es relativamente reciente y se encuentra escasamente estudiado tanto desde el punto de vista genético como minero, lo cual representa un importante potencial metalogénico y exploratorio, posicionando a la Patagonia en una situación relevante como posible recurso de indio a escala mundial y también abre la perspectiva de encontrar otros metales estratégicos (galio y germanio) en estos sistemas.

- Dill, H., Garrido, M., Melcher, F., Gomez, M., Weber, B., Luna L. y Bahr, A. 2013. Sulfidic and non-Sulfidic indium mineralization of the epithermal Au–Cu–Zn–Pb–Ag deposit San Roque (Provincia Rio Negro, SE Argentina) — with special reference to the “indium window” in zinc sulphide. *Ore Geology Reviews* 51, 103-128.
- Gómez, C.; Luna, L.; Garrido, M. y Bonuccelli, R. 2008. Manifestación de indio en el Macizo Nordpatagónico: proyecto San Roque, provincia de Río Negro. 9° Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 125-128.
- Guido, D., Jovic, S. y Schalamuk I. 2005. A new metallogenic association (Sn–Cd–In–Zn–Ag–Au) in the Deseado Auroargentiferous province, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Mineral Deposit Research*: 965-968.
- International Association on the Genesis of Ore Deposits (IAGOD) 2013. <http://www.iagod.org/node/17#wgcm>.
- Jovic, S. M., Guido D. M., Schalamuk, I. B., Rios, F. J., Tassinari, C. y Recio, C. 2011. Pingüino In-bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina; characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita*. 46: 257-271.
- Korzeniewski, L., Gozálvez, M., Segal S., Crosta, S. y Herrmann, C. 2011. El depósito epitermal polimetálico Gonzalito, provincia de Río Negro, Argentina. Estudio de inclusiones fluidas y clasificación de la mineralización. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Actas CD.
- López, L., Jovic, S., Guido, D., Páez, G., Ruiz, R., Permuy Vidal, C. 2015. Geochemical distribution and supergene behavior of Indium at the Pingüino epithermal polymetallic vein system, Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 64: 747–755.
- Marifil Mines Ltd. 2007. <http://www.marifilmines.com/s/news.asp?daterange=2007/01/01...2007/12/31>.
- Trendix Mining S.A. 2006. <http://www.trendixmining.com.ar/Luz.html>.

## Consideraciones sobre la petrografía y geoquímica del Basalto Potrerillos, Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan

María Gimena LOPEZ<sup>1</sup> y Brígida CASTRO de MACHUCA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Centro de la Geósfera y Biosfera (CIGEOBIO), CONICET-Universidad Nacional de San Juan.

E-mail: gime\_lopez@yahoo.com.ar

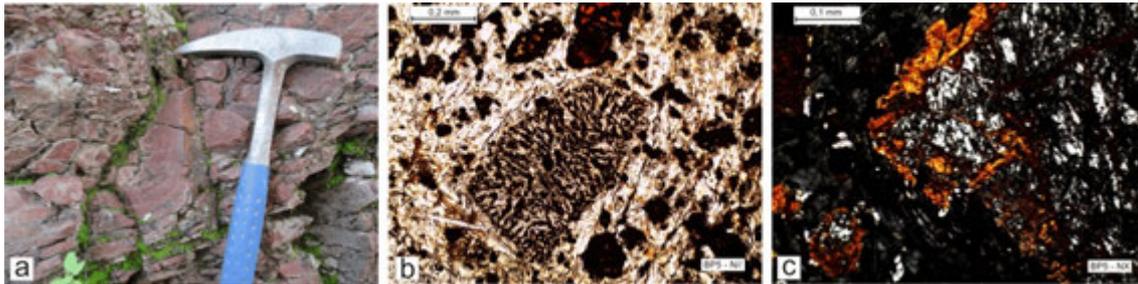
<sup>2</sup>Instituto de Geología Dr. Emiliano Aparicio (INGEO), FCFN, Universidad Nacional de San Juan.

Las interacciones entre las placas continental y oceánica sobre el margen sudoccidental de Gondwana durante todo el Triásico provocó deformación extensional en la región cratónica del arco magmático proto-Andino (Ramos y Kay 1991). Este proceso generó en las Sierras Pampeanas Occidentales sistemas de fallas extensionales de rumbo NNO, y cuencas de *rift* continentales asociadas que han sido bien estudiadas por diversos autores. Por el contrario, el magmatismo alcalino que se emplazó durante este periodo es poco conocido. Mirré (1976) describió rocas alcalinas en la Sierra de Valle Fértil como parte de una asociación continental no-orogénica de probable edad triásica que cubre e intruye al basamento ígneo-metamórfico del Paleozoico inferior, y las agrupó en un rango que va desde basaltos olivínicos hasta riolitas sódicas. Por su semejanza petrológica y geoquímica con los basaltos de la cuenca de Villa Unión-Ischigualasto, al norte del área de estudio, los basaltos alcalinos de la Sierra de Valle Fértil fueron incluidos en la Fm. Baldecitos del Triásico medio (Limarino *et al.* 2008).

El Basalto Potrerillos, objeto de este trabajo, se localiza en la desembocadura de la quebrada homónima, aproximadamente a los 30°37'42"S - 67°35'35"O. Suprayace en discordancia al basamento cristalino y corresponde a una colada lávica que cubre un área aproximada de 0,1 km<sup>2</sup>, con un espesor máximo aflorante de 30-35 m. La roca de color gris violáceo oscuro y textura afírica a levemente porfírica, se encuentra fuertemente diaclasada y meteorizada, con pátinas de limonita. En algunos sectores se distinguen bandas de flujo (Fig.1a), y vesículas esféricas con tamaños entre 5-20 mm de diámetro, rellenas principalmente por zeolitas.

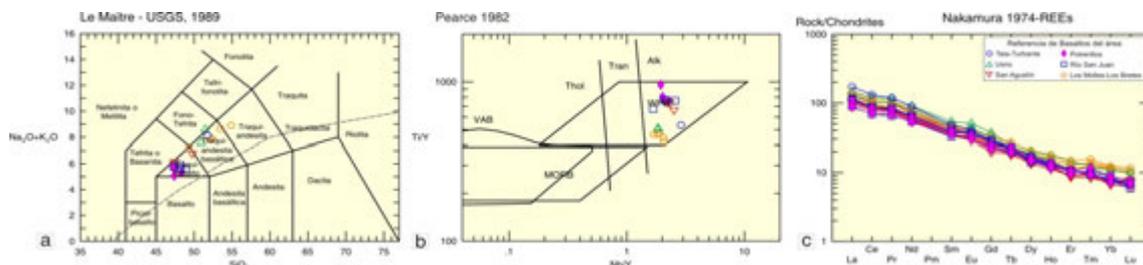
El basalto es holocristalino y está compuesto por escasos feno y microfenocristales (~8%) cuyos tamaños varían entre 1-2 mm y 0,2-0,6 mm respectivamente, siendo estos últimos los más abundantes. Corresponden a piroxeno (50%) y subordinados de olivino (30%) y plagioclasa (20%). El piroxeno tiene forma anhedral a subhedral y texturas de desequilibrio. Se caracteriza por la textura fuertemente cribosa en bordes y/o núcleos, zonación marcada y bordes engolfados. Algunos individuos contienen abundantes inclusiones de opacos en ocasiones como arreglos simplectíticos (Fig. 1b). También se lo observa como variolitas de tamaño variable y en agregados glomeroporfíricos. El olivino es subhedral a euhedral, con engolfamientos y textura esqueletal y está totalmente alterado a iddingsita. En ocasiones presenta los bordes alterados a iddingsita y los núcleos alterados a minerales serpentínicos y probable talco (Fig. 1c). La plagioclasa se halla como cristales anhedrales a subhedral, zonados, en algunos casos con maclas simples o combinadas y por sectores deshomogeneizada. Posee textura poikilítica con inclusiones principalmente de piroxeno y opacos. Hay minerales opacos de mayor tamaño (≈1,2 mm), también poikilíticos con inclusiones de la matriz, bordes engolfados y texturas esqueletales. La matriz está constituida por los mismos minerales de menor tamaño de grano (< 0,1 mm): tablillas de plagioclasa suborientadas, piroxeno, olivino reemplazado por iddingsita y opacos. Como minerales accesorios hay apatito y escasa nefelina; parches de calcita como mineral secundario.

El quimismo de los basaltos alcalinos de la Sierra de Valle Fértil se volcó en el diagrama de clasificación  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Le Maitre *et al*, 1989, fig. 2a), observándose una variación desde traquiandesitas hasta traquibasaltos, proyectándose el Basalto Potrerillos entre estos últimos. El diagrama binario Ti/Y vs. Nb/Y (Pearce 1982, fig. 2b), indica un ambiente tectónico de emplazamiento asociado a magmatismo de intraplaca (*rift*). El diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrito (Nakamura 1974, fig. 2c) muestra una pendiente negativa, con enriquecimientos para las LREE entre  $\approx 90$ -200 veces y una muy sutil anomalía positiva de Eu. Los contenidos de HREE indican un enriquecimiento leve respecto al condrito, lo que podría indicar la presencia de granate en la fuente.



**Figura 1.** a. Detalle del bandeamiento de flujo. b. Microfenocristal de piroxeno con textura simplectítica de opacos y olivinos reemplazados pseudomórficamente por iddingsita (N//). c. Fenocristal y microfenocristal de olivino alterados en los bordes a iddingsita y en el núcleo a minerales serpentínicos (NX). N//: nicoles paralelos; NX: nicoles cruzados.

Las características petrográficas y geoquímicas del Basalto Potrerillos son similares a las del Basalto San Agustín (Castro de Machuca *et al.* 2013) y a las del Basalto Río San Juan, también en la Sierra de Valle Fértil, y sugieren la consanguinidad de todos estos cuerpos, tema de estudio como parte de la tesis doctoral de María Gimena López.



**Figura 2.** a. Diagrama de clasificación de Le Maitre *et al* 1989, la línea de puntos corresponde a la curva de Irvine y Baragar (1971), y destaca la naturaleza alcalina de la roca. b. Diagrama de ambiente geotectónico de Pearce (1982). Los afloramientos basálticos tienen una clara afinidad con ambiente de intraplaca. c. Diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Nakamura 1974). Basalto Potrerillos: rombo relleno color fucsia.

Castro de Machuca, B., López, M.G. y Morata, D., 2013. San Agustín Alkali-Olivine Basalt, Sierra de Valle Fértil, Province of San Juan: Mineralogy and Petrogenetic Implications. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 285-290, San Juan.

Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.

Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p., Oxford

Limarino, C., Page, S., Caselli, A., Net, L. Litvak, V., Pieters, P. y Lyons, P., 2008. Hoja Geológica 3166-I Chemical, Provincias de La Rioja y San Juan. Boletín 257, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 757-775.

Mirré, J.C., 1976. Hoja Geológica 19e-Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 147: 1-70. Buenos Aires.

Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R. S. (ed.), Andesites: 525-548, Wiley, Chichester.

Ramos, V. y Kay, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Harmon,

R. y Rapela, C. (eds.) Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society America, Sp. Paper 265: 79-91.

## Irregular igneous and structural patterns in La Chinchilla pluton (NW Argentina): a case of asymmetrical body?

M. MACCHIOLI GRANDE<sup>1</sup>, P. ALASINO<sup>1,2</sup>, S. ROCHER<sup>1</sup>, M. LARROVERE<sup>1,2</sup> y J. DAHLQUIST<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR-CONICET). Entre Ríos y Mendoza s/n, Anillaco, 5301, La Rioja, Argentina.

E-mail: [mmacchioli@crilar-conicet.gob.ar](mailto:mmacchioli@crilar-conicet.gob.ar)

<sup>2</sup> INGeReN (CENIT-UNLaR). Av. Gob. Vernet y Apóstol Felipe. 5300, La Rioja, Argentina.

<sup>3</sup> CICTERRA (CONICET-UNC). Av. Vélez Sársfield 1611. Pab. Geología, X5016CGA, Córdoba, Argentina.

New mapping and structural studies of a magmatic body in Sierra de Velasco, NW Argentina, named La Chinchilla pluton along with previous geochemical data (Grosse *et al.* 2009, Dahlquist *et al.* 2010) suggest an asymmetrical tabular shape for this single pulse and provide strong evidence to propose a shallow emplacement level where magmatic stopping dominated (e.g. Pinotti *et al.* 2002, Paterson *et al.* 2008).

La Chinchilla pluton is a Lower Carboniferous monzogranite (Grosse *et al.* 2009) with a simple mineral assemblage of K-feldspar, quartz, plagioclase and biotite. The pluton exhibits a textural gradual variation, ranging from a porphyritic unit in the southeastern region to an equigranular unit in the northwestern region, resulting in a textural asymmetrical pattern (cf. Salvatore *et al.* 2013). The host rock is Huaco pluton, a porphyritic syeno- to monzogranite, also from Carboniferous age. Felsic aplitic and aplopegmatitic dikes intrude the host rock.

Structural analysis of dikes revealed the presence of subhorizontal dikes in the northwestern area, where the contacts are shallow-dipping, and subvertical dikes intruding the host rock nearby steep-dipping intrusive contacts. This is compatible with an asymmetrical tabular arrangement for La Chinchilla pluton (Vigneresse *et al.* 1999, Gudmundsson 2006).

Moreover, a dominant stress field is inferred based on strike and dip measures of magmatic foliations defined by alignment of K-feldspar phenocrysts in both the pluton and the host rocks, with a shortening direction oriented SW-NE, consistent with the general NW-SE strike of the body and its tabular geometry (Paterson *et al.* 1998, Žák *et al.* 2007, 2008). Considering crystallization ages for both plutons (Huaco pluton ~350-358 Ma, La Chinchilla pluton ~345 Ma), this strain field may have been active at about 12 Ma.

Field evidence such as polygonal and stepped contacts, diking and host rock displacement, supports brittle fracturing as the dominant deformation mechanism, and thus suggests that magmatic stopping dominated during the late stage of the evolution of the chamber at upper-crustal levels.

Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Gaschnig, R.M., Rapela, C.W., Casquet, C., Alasino, P.H., Galindo, C., Baldo, E.G. 2010. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research* 23: 1617–1630.

- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N., de la Rosa, J.D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U–Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr–Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences* 98: 1001–1025.
- Gudmundsson, A. 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes. *Earth-Science Reviews* 79: 1–31.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44: 53–82.
- Paterson, S.R., Pignotta, G.S., Farris, D., Memeti, V., Miller, R.B., Vernon, R.H., Zak, J. 2008. Is stoping a volumetrically significant pluton emplacement process?: Discussion. *Geological Society of America Bulletin* 120: 1075–1079.
- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A.M., D'Eramo, F.J., Llambias, E.J. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Córdoba, Argentina Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 251–265.
- Salvatore, M., Parra, F., Sanchez, D., Alvarez, J., Bello, C., Zarco Ambrosio, J. 2013. Caracterización litogeoquímica del Granito La Chinchilla y su relación con el uranio, Sierra de Velasco, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 341–350.
- Vignerresse, J., Tikoff, B., Améglio, L. 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics* 302: 203–224.
- Žák, J., Paterson, S.R., Memeti, V. 2007. Four magmatic fabrics in the Tuolumne batholith, central Sierra Nevada, California (USA): Implications for interpreting fabric patterns in plutons and evolution of magma chambers in the upper crust. *Geological Society of America Bulletin* 119: 184–201.
- Žák, J., Verner, K., Týcová, P. 2008. Multiple magmatic fabrics in plutons: an overlooked tool for exploring interactions between magmatic processes and regional deformation? *Geological Magazine* 145: 537–551.

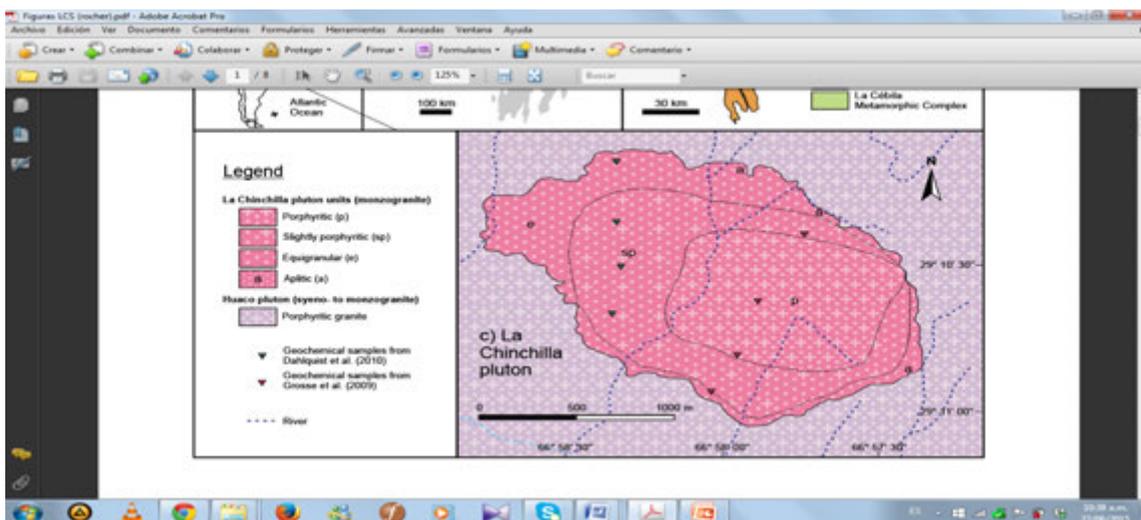


Figure 1. Geological map of the study area.

## Petrogénesis del magmatismo máfico neógeno de la Puna norte

Guadalupe MARO<sup>1</sup> y Pablo J. CAFFE<sup>1</sup>

<sup>1</sup> CONICET CIT-Jujuy e Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy.

E-mail: marogudalupe@gmail.com

En la Puna norte (22°S-24°S) se encuentran 12 centros monogenéticos máficos distribuidos en una región relativamente extensa (~9150 km<sup>2</sup>), cuya actividad se enmarca entre el Mioceno tardío a Plioceno temprano. Las erupciones de estos volcanes monogenéticos construyeron una variedad de edificios que comprenden conos de escoria y flujos de lava aislados o agrupados en campos volcánicos pequeños a moderadamente grandes (hasta 200 km<sup>2</sup>), los cuales involucran varias unidades explosivas y efusivas. El estilo eruptivo dominante fue el estromboliano, con alternancia ocasional de episodios con estilos hidrovulcánicos o hawaianos. Los principales productos son andesitas basálticas a andesitas ricas en magnesio y calcoalcalinas de alto K. Rocas propias de la serie shoshonítica ocurren en los volcanes más orientales (Maro y Caffè 2013). Las composiciones basálticas se registran sólo en enclaves máficos contenidos en lavas andesíticas. Las características químicas de estas andesitas máficas son cercanas a las de magmas primitivos, con moderados a altos números de magnesio (60-67) y contenidos de Ni y Cr (hasta 282 ppm y 529 ppm, respectivamente). La química mineral (olivino Fo>80; piroxenos con Mg#>80; espinelo con Cr#>50), el descubrimiento de xenolitos ultramáficos (websteritas a websteritas olivínicas) en varios de estos centros, el desarrollo esquelético de las fases cristalinas, la baja proporción de microfenocristales o fenocristales (<10 %) y la supresión de plagioclasa en las etapas principales de evolución, revelan una derivación profunda de los magmas y su proximidad al equilibrio con la peridotita del manto, así como un rápido ascenso de los mismos a superficie. La aplicación de distintos modelos geotermobarométricos (Beattie 1993, Putirka 2008) resulta en la obtención de muy elevadas temperaturas de cristalización de las lavas máficas (>1200°C), en acuerdo con la alta velocidad de ascenso de los magmas y moderadas a bajas concentraciones de agua (probablemente <2–3%). Asimismo, las presiones calculadas a partir del piroxeno (0,5-1,5 GPa) indican el inicio de la cristalización en la corteza inferior, y subsecuentes estadios de cristalización en la corteza media.

Para los magmas más primitivos de la Puna norte se obtuvo un amplio rango de relaciones isotópicas de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0,705947 - 0,709613) y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0,512448 - 0,512279), con variaciones en muestras muy próximas temporal y espacialmente. Esta isotopía es parcialmente heredada de dos fuentes mantélicas con diferente grado de enriquecimiento, pero resulta también de la contribución de la contaminación en la corteza. La evolución de estos magmas estuvo influenciada significativamente por la asimilación selectiva de componentes corticales durante su ascenso rápido y turbulento. La cristalización fraccionada fue un mecanismo de diferenciación menor, caracterizada por bajos porcentajes (<10%) de separación de olivino, piroxeno y espinelo.

Estas andesitas basálticas y andesitas máficas presentan elevados valores de la relación Zn/Fe que tienen una clara correlación positiva con el porcentaje de MgO y con variables como el cociente Ba/Nb. La variación del cociente Zn/Fe estuvo influida por la diferenciación magmática, el metasomatismo del manto y/o la asimilación cortical. Asimismo, esta variable presenta un comportamiento diferente al de otros índices (p. ej., Fe/Mn) utilizados para la detección de la fuente involucrada en la petrogénesis de los magmas. De este modo, la interpretación de la relación Zn/Fe como evidencia de una fuente piroxenítica dominante o única para los magmas máficos de la Puna, como fuera propuesto por Ducea *et al.* (2013) y Murray *et al.* (2015), es puesta en duda. Más bien, el contenido de Ni del olivino de las andesita basálticas y

andesitas máficas de la Puna norte (en promedio inferior a 1500 ppm) es típico de magmas originados por fusión de una peridotita (Straub *et al.* 2008) y la ausencia de elevados valores de La/Yb, Sr/Y e Y se contraponen con un predominio de una fuente mantélica (litosférica o astenosférica) rica en granate. Por otro lado, las elevadas temperaturas de cristalización temprana estimadas para los magmas máficos permiten inferir una temperatura potencial del manto de al menos 1300 °C. Esto, junto al moderado a bajo contenido de H<sub>2</sub>O estimados para los magmas de Puna norte, son rasgos discrepantes con las características de magmas máficos (T= 1000–1100 °C, H<sub>2</sub>O > 4%, Grove *et al.*, 2003) de arcos continentales típicos, en los que la deshidratación de la placa oceánica subducida controla el proceso de fusión mantélica. Finalmente, dado que las ignimbritas del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (APVC) se interpretan como magmas híbridos formados por la mezcla de fundidos derivados del manto y de la corteza (Kay *et al.* 2010), el volumen de magmas máficos fue considerablemente mayor al expuesto en superficie y, en consecuencia, el proceso que dio lugar a este volcanismo fue capaz de generar una profusa fusión en el manto.

Nuestros resultados indican, en primer lugar, que la fuente de los magmas máficos generados durante el Neógeno en la Puna norte fue fundamentalmente peridotítica. En segundo lugar, este magmatismo se produjo esencialmente por el ascenso y descompresión de la astenósfera, ante una litósfera ya adelgazada como consecuencia de eventos de delaminación litosférica que ocurrieron entre los ~10 y <4 Ma (la misma edad que las extensas ignimbritas del APVC). Se requiere de un leve enriquecimiento de esta fuente astenosférica, probablemente como consecuencia de la adición de fluidos supercríticos y fundidos a la astenósfera por parte de los bloques delaminados (manto litosférico y/o corteza inferior) que se hundieron en ella. Cabe destacar que en la Puna norte hay indicios claros de la fusión subordinada de una fuente litosférica subcortical enriquecida y probablemente antigua, cuyas relaciones isotópicas de Sr y Nd fueron integradas durante un largo tiempo (Maro 2015). La influencia de este tipo particular de fuente, el acotado marco de edad (~10 a <4 Ma), así como la asociación geográfica y temporal de las andesitas de alto Mg con las voluminosas (hasta 11-15 x 10<sup>3</sup> km<sup>3</sup>) ignimbritas silíceas del APVC, son todos elementos que distinguen el magmatismo de delaminación de la Puna norte de aquel que ocurre en el *plateau* al sur de los 24°S.

Beattie, P. 1993. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Cont. Mineral. Petrology* 115, 103-111.

Ducea, M.N., Seclaman, A.C., Murray, K.E., Jianu, D., y Schoenbohm, L.M. 2013. Mantle-drip magmatism beneath the Altiplano-Puna plateau, central Andes. *Geology*, 41: 915–918.

Grove, T., Elkins-Tanton, L., Parman, S., Chatterjee, N., Muntener, O. y Gaetani, G. 2003. Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Cont. Mineral. Petrology*, 145: 515-533.

Kay, S., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°-33° S). *Geology and Ore Deposits of the Central Andes, Society of Economic Geology Special Publication*, 7: 27-59.

Kay, S., Coira, B., Caffè, P. y Chen, C-H 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna Plateau Ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198: 81-111.

Maro, G. 2015. Modelo eruptivo y petrogénesis del volcanismo monogenético neógeno de Puna norte. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédito), 403 p., Salta.

Maro, G. y Caffè, P.J. 2013. Primer registro de lavas shoshoníticas en Puna norte, el cerro Barro Negro. *Actas 2do. Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada*. San Luis. Pág. 51.

Murray, K.E., Ducea, M.N. y Schoenbohm, L. 2015. Foundering-driven lithospheric melting: The source of central Andean mafic lavas on the Puna Plateau (22° S–27° S). *Geological Society of America Memoirs*, 212: 139-166.

Putirka, K. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral. and Geochemistry*, 69: 61-120.

Risse, A., Trumbull, R. B., Kay, S. M., Coira, B. y Romer, R. L. 2013. Multi-stage Evolution of Late Neogene mantle-derived magmas from the Central Andes Back-arc in the Southern Puna Plateau of Argentina. *Journal of Petrology* 54: 1963-1995.

Straub, S.M., LaGatta, A.B., Martin-Del Pozzo, A.L. y Langmuir, C.H. 2008. Evidence from high Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 9: 1-33.

## Xenolitos ultramáficos en andesitas basálticas neógenas de la Puna norte

Guadalupe MARO<sup>1</sup> y Pablo J. CAFFE<sup>1</sup>

<sup>1</sup> CONICET CIT-Jujuy e Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy.

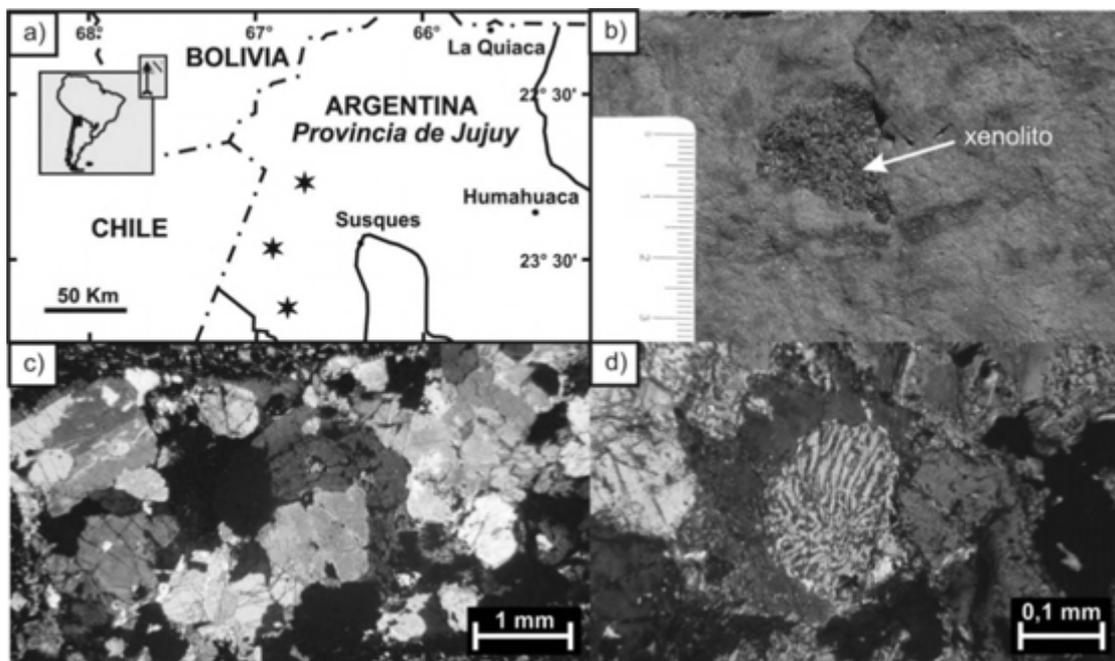
E-mail: marogadalupe@gmail.com

En la Puna norte se han hallado xenolitos ultramáficos alojados en rocas andesítico basálticas asociadas a tres centros máficos neógenos, cuya actividad volcánica se encuentra en asociación geográfica y temporal con las voluminosas ignimbritas silíceas del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (Maro 2015). Estos son, hasta el momento, el cono de escoria próximo al Salar de Cauchari (23°51,4'S-66°48,3'O), el Cerro El Chileno (23°28,3'S-66°55'O) y uno de los conos de la quebrada del río El Toro (23°5'S - 66°44,5O) (Fig. 1a). Estos xenolitos consisten en pequeños (1 mm a 5 cm de diámetro) fragmentos angulosos de color verde a negro (Fig. 1b).

Los xenolitos hallados corresponden a fragmentos de rocas ultramáficas de textura protogranular, con contactos entre cristales curvilíneos y en menor medida poligonales. Están constituidos por una asociación de clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino, con o sin espinelo rico en Cr e inclusiones de sulfuros de Fe y Ni. El piroxeno es frecuentemente dominante y, por ello, estos xenolitos clasifican como piroxenitas (websteritas y websteritas olivínicas) (Fig. 1c). El clinopiroxeno es augita ( $En_{48-57} Wo_{33-43} Fs_{8-12}$ ) y el ortopiroxeno clasifica como clinoenstatita ( $En_{83-84} Wo_{2-3} Fs_{12-16}$ ). En ambos casos, el número de magnesio es elevado (Mg# 84 a 87) y las composiciones se solapan con las observadas en los cristales que integran las lavas hospedantes. Una característica particular del ortopiroxeno y del clinopiroxeno es la presencia de texturas simplectíticas dadas por el intercrecimiento entre los dos piroxenos (Fig. 1d). Las simplectitas son incoloras, anisótropas y forman lamelas o exsoluciones vermiculares. El olivino presenta un rango de composición limitado caracterizado por un elevado contenido de forsterita ( $Fo_{81-87}$ ), mientras que los cristales de olivino de las lavas alojantes definen un rango más amplio y pueden ser más ricos en hierro ( $Fo_{75-86}$ ). Los minerales opacos se encuentran subordinados y ocurren incluidos tanto en olivino como en los piroxenos. Consisten de cristales euhedrales de espinelo rico en Cr (Cr# ~ 50) y sulfuros de Fe-Ni anhedrales (microanálisis cualitativos), generalmente redondeados, sin haberse determinado si se trata de pentlandita + pirrotina o de monosulfuros en solución sólida. El principal contraste que existe entre la composición de los minerales de los xenolitos y de las lavas hospedantes se observa en el mayor contenido de Cr de los piroxenos (2300 - 8700 ppm) y de Ni del olivino (1000 - 1900 ppm) que componen las rocas ultramáficas.

Por último, la aplicación del geotermobarómetro de dos piroxenos de Putirka (2008) (ecuaciones 37 y 39) indica temperaturas de equilibrio de entre 965 y 1245 °C de los cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno, semejantes a las obtenidas por Gioncada *et al.* (2006) en enclaves piroxeníticos (1190 -1240 °C) y por Lucassen *et al.* (2005) en xenolitos peridotíticos cretácicos (900 - 1190 °C), ambos en la Cordillera Oriental al sur de los 24°S. En relación a la profundidad de equilibrio, las presiones máximas obtenidas son de 0,5 y 0,8 GPa, las cuales pueden extenderse a 1,2 GPa si se considera el error involucrado en el método. Entonces, la proveniencia de los xenolitos ultramáficos de la Puna norte podría corresponder tanto a la base de la corteza inferior como al manto superior.

La hipótesis de un origen mantélico para los xenolitos ultramáficos de la Puna norte es todavía precaria. La principal inconsistencia es el menor Mg# de los minerales, esencialmente del olivino, respecto al registrado en litologías del manto superior ( $Mg\# \geq 90$ ). Por otra parte, la presencia de inclusiones de sulfuro (consideradas de origen primario) y de texturas de exsolución (simplectitas), son rasgos comunes de cumulos máficos a ultramáficos (por ejemplo, Zajacz y Szabó, 2003; Roelofse y Ashwal, 2008). En forma preliminar, se concluye que los xenolitos ultramáficos hallados en las andesitas basálticas de algunos conos monogenéticos de la Puna norte podrían ser evidencia de la formación de reservorios profundos, probablemente asociados a zonas calientes de acumulación de magmas primitivos en la corteza inferior (~30-40 km) o en el límite de la corteza con el manto superior. Sea cual fuere la historia petrogenética de estos xenolitos máficos, su presencia representa una clara evidencia del rápido ascenso de los magmas más primitivos de la Puna norte, sin un periodo significativo de estancamiento en la corteza media a superior.



**Figura 1.** a. Mapa de ubicación de los centros monogenéticos con xenolitos ultramáficos. b. Fotografía de xenolito ultramáfico en andesita basáltica. c. Fotomicrografía de xenolito de piroxena. d. Fotomicrografía de cristal de piroxeno con simplectitas vermiculares.

Gioncada, A, Hauser, N., Matteini, M., Mazzuoli, R. y Omarini, R. 2006. Mingling and mixing features in basaltic andesites of the Eastern Cordillera (Central Andes, 24°S): A petrographic and microanalytical study. *Periodico di Mineralogia*, 75: 127-140.

Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., Romer, R.L., Dulski, P. y Lang, A. 2005. The late Cretaceous lithospheric mantle beneath the Central Andes: evidence from phase equilibrium and composition of mantle xenoliths. *Lithos*, 82: 379-406.

Maro, G. 2015. Modelo eruptivo y petrogénesis del volcanismo monogenético neógeno de Puna norte. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédito), 403 p., Salta.

Putirka, K.D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69: 61-120.

Roelofse, F. y Ashwal, L.D. 2008. Symplectitic augite from the Platreef – textural evidence for fluid/rock interaction in the Northern Sector of the Northern Limb of the Bushveld Complex? *South African Journal of Geology*, 111: 21-26.

Zajacz, Z. y Szabó, C. 2003. Origin of sulfide inclusions in cumulate xenoliths from Nógrád–Gömör Volcanic Field, Pannonian Basin (north Hungary/south Slovakia). *Chemical Geology*, 194: 105-117.

## Nuevas edades U-Pb SHRIMP y caracterización isotópica de los complejos plutono-volcánicos pérmicos del área de La Esperanza, provincia de Río Negro

Carmen MARTÍNEZ DOPICO<sup>1,2</sup>, Mónica LÓPEZ de LUCHI<sup>2</sup>, Augusto RAPALINI<sup>3</sup> y Mark FANNING<sup>4</sup>

<sup>1</sup>UFOP- Departamento de Geología, Universidade Federal de Ouro Preto. Campus Morro do Cruzeiro, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil. E-mail: [carmen.martinez.dopico@gmail.com](mailto:carmen.martinez.dopico@gmail.com)

<sup>2</sup>INGEIS. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón INGEIS, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup>IGEBA. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón 2, 1428 Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

<sup>4</sup>Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, Australia.

En el área de La Esperanza (40°25,0'S, 68°29,3'O) aflora una serie de complejos epizonales a subvolcánicos que originalmente fueron definidos por Llambías y Rapela (1984) como Complejo Plutónico La Esperanza (CPL) y Complejo Volcánico- Plutónico Dos Lomas (CVPDL). El CPL comprende tres grandes unidades graníticas: Granito Donosa (265 ± 3 Ma, K-Ar en muscovita), Granodiorita Prieto (273 ± 2 Ma, U-Pb SHRIMP en circón, Pankhurst *et al.* 2006, 259 ± 6 Ma K-Ar en biotita sector central y 251 ± 6 Ma y 249 ± 4 Ma, K-Ar en biotita en los sectores occidental y oriental, respectivamente, Martínez Dopico 2013) y Granito Giménez. El CVPDL está integrado principalmente por dos facies extrusivas (Domo Riolítico Pailemán e Ignimbrita Dacítica Collinao, 264 ± 2 Ma y 246 ± 2 Ma, U-Pb SHRIMP en circón, respectivamente, Pankhurst *et al.* 2006) y otras facies marginales que incluyen diques andesíticos y graníticos y al Granito Calvo (250 ± 2 Ma, U-Pb SHRIMP en circón, Pankhurst *et al.* 2006). Con el fin de acotar los distintos pulsos graníticos se realizaron tres nuevas dataciones en circón por el método U-Pb SHRIMP en el sector oriental de la Granodiorita Prieto (facies inequigranular, Martínez Dopico 2013), en el Granito Donosa y en un granito biotítico deformado perteneciente al Granito Giménez. La Granodiorita Prieto (GdP) comprende monzogranitos y granodioritas de color gris claro a gris oscuro portadores de biotita y hornblenda y granitos porfíroides con biotita (62-72% SiO<sub>2</sub>, 5,9-8,3% Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O y 3,5-4,5% CaO). Su mineralogía está compuesta por andesina + Or + Qz + Bt + Hbl + Mag + Ap + Zrn y ocasionalmente Aln (abreviaturas según Whitney y Evans 2010). Esta unidad presenta una amplia variación textural en lo que respecta al tamaño relativo de los feldespatos y al contenido modal de minerales máficos permitiendo definir facies de textura equigranular en el sector central, inequigranular en los sectores oriental y occidental (localidades 40°24,9'S 68°24,0'O y 40°27,5'S 68°31,7'O, respectivamente) y porfíroide en el sector suroriental. Siguiendo la clasificación de Frost *et al.* (2001), la GdP presenta una tendencia calcoalcalina magnesiana predominantemente metaluminosa (0,8 < ASI < 1,1, Martínez Dopico 2013).

La datación de una muestra de la facies inequigranular indica 254,8 ± 1,5 Ma. Esta edad es 20 Ma más joven que la presentada para la facies equigranular por Pankhurst *et al.* (2006). El Granito Donosa (GrD) está compuesto por granitos porfíroides rosados calcoalcalinos magnesianos levemente peraluminosos (1,0 < ASI < 1,1) portadores de megacristales de Kfsp en una matriz equigranular mediana con An<sub>25-15</sub>+Qz+Kfsp (72-75% SiO<sub>2</sub>, 7,6-8,6% Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O y 1,5% CaO). Además cuenta con biotita y cantidades accesorias de ms, mag, ap, mnz y zrn. La edad de cristalización obtenida para este granito es de 260,1 ± 1,6 Ma. El Granito Giménez (GrG) agrupa granitos y leucogranitos de color rosado y textura equigranular fina con biotita y granitos biotíticos bandeados (71-75% SiO<sub>2</sub>, 7,3-8,2% Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O y 1,3-2,5% CaO). Su contenido mineral comprende Kfsp zonal +Qz+Pl+Bt+Ap+Mag+Zrn, y ocasionalmente ms. Estos granitos son magnesianos

levemente peraluminosos ( $1,0 < ASI < 1,1$ ). En localidades marginales desarrollan texturas porfiroides con una alta densidad de megacristales de Kfsp marcadamente isorientados junto a miarolas ricas en plagioclasa, enclaves metamórficos y *schlierens* parcialmente desagregados portadores de bt, andalusita (con una corona de muscovita) y cordierita (reemplazada). Un granito porfiroide con evidencias de deformación sinmagmática portador de *schlierens* fue datado en  $251,7 \pm 2,0$  Ma.

Los contenidos de Sr para las tres unidades principales oscilan entre 230 y 650 ppm, siendo en general más altos para el GrD (~450 ppm) y más bajos para GrG (~300 ppm). En particular, el GrD presenta relaciones Sr/Y más elevadas (40-90) que el resto de las unidades (<40). Datos isotópicos de Sr, Nd y Hf sobre la facies equigranular de la GdP, el GrD, el Domo Riolítico Pailemán, la Ignimbrita Dacítica Collinao y el Granito Calvo (Pankhurst *et al.* 2006, Fanning *et al.* 2011), sugieren diferencias en las fuentes de estos magmas. Las relaciones iniciales de Sr para la GdP y el Domo Riolítico se encuentran en el intervalo 0,7065-0,7070, mientras que GrD presenta una signatura algo más enriquecida (0,7074 –calculado para 260 Ma). La facies más antigua de la GdP presenta los valores más bajos de relación inicial de Sr que se corresponden con los datos de los isótopos de Nd y Hf ( $-3 < \epsilon_{\text{Hf}} < -5$ ,  $T_{\text{DM}} 1,36$  Ga) en roca total y circón. Los datos de Nd para el Domo Riolítico también son muy semejantes a los de la facies equigranular del GdP, lo que sugeriría una fuente común. En ambos casos habría un componente de fuente cortical equilibrado en la corteza inferior en condiciones de metamorfismo de alto grado, dado el moderado valor de las relaciones iniciales de Sr. En el caso del GrD, la signatura indicada por los isótopos de Nd es marcadamente negativa ( $\epsilon_{\text{Nd}} \sim -9$ ,  $T_{\text{DM}} 1,61$ ). En síntesis, la información isotópica combinada con edades de cristalización precisas indicarían una fuente semejante para el Domo Riolítico y la facies equigranular de la GdP, lo cual sumado a las edades de cristalización ( $264 \pm 2$  Ma Ma y  $273 \pm 2$  Ma Ma, respectivamente) y al carácter epizonal del emplazamiento de la GdP (Martínez Dopico *et al.* 2013), sugerirían una vinculación petrogenética entre ambos eventos. Este episodio habría involucrado una fuente más básica o bien se habría mezclado con una componente cortical que haya sufrido algún tipo de interacción con rocas máficas, procesos no observado en las unidades más jóvenes que 260 Ma (GrD, Granito Calvo y diques asociados) cuyas características isotópicas y químicas indican fuentes puramente corticales. Este episodio de cambio de fuentes en el magmatismo permotriásico del norte de Patagonia fue reconocido también en la zona de Nahuel Niyeu-Yaminué donde se exponen en distintos niveles corticales rocas de edades comparables, lo que apoya las observaciones sobre un cambio de condiciones en el magmatismo como reflejo de un cambio en la dinámica regional entorno a los 260 Ma (Martínez Dopico *et al.* 2011, López de Luchi *et al. en prep*).

- Fanning, C.M., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Kleiman, L.E., Yaxley, G.M. y Castillo, P., 2011. Lu-Hf isotope evidence for the provenance of Permian detritus in accretionary complexes of western Patagonia and the northern Antarctic Peninsula region. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 485-496.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. y Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42:2033–2048.
- Llambías, E.J y Rapela, C.W. 1984. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, Macizo Norpatagónico: inferencias sobre la construcción del borde SO del Gondwana. *RAGA* 39: 220-243.
- Martínez Dopico, C., López Luchi, M., Rapalini, A. y Kleinhanns, I. 2011. Crustal segments in the Northpatagonian massif, Patagonia: An integrated perspective based on Sm-Nd isotope systematics. *JSAES* 31: 234-341.
- Martínez Dopico, C.I. 2013. Geología, petrogénesis y condiciones de emplazamiento de los granitoides permotriásicos del área de La Esperanza, Macizo Norpatagónico: inferencias sobre la construcción del borde SO del Gondwana. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, (Inédito), 520 p., Buenos Aires.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.
- Rapela, C.W. y Llambías, E.J., 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los Complejos Eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 4-25.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95:185-187.

## Características geoquímicas de algunos granitoides del noreste de la sierra de San Luis, Provincia de San Luis, Argentina

Andrea L. MARTÍNEZ<sup>1</sup>, Teresita F. MONTENEGRO<sup>1</sup>, Sonia M. QUENARDELLE<sup>1</sup> y Luciana HIGA<sup>2</sup>

<sup>1</sup> IGeBA (CONICET) – FCEN (UBA). E-mail: [andreal\\_martinez@yahoo.com.ar](mailto:andreal_martinez@yahoo.com.ar)

<sup>2</sup> CNEA – Comisión Nacional de Energía Atómica.

En el sector norte de la Sierra de San Luis, aproximadamente a 10 km al SO de la localidad Libertador General San Martín, en el área comprendida entre los paralelos 32°28' y 32°31' S y los meridianos 65°43' y 65°40'O, afloran una serie de cuerpos intrusivos que se clasifican genéricamente como granitoides y granitoides pegmatíticos. Los mismos se alojan en el basamento metamórfico conocido como Complejo Metamórfico Conlara (Sims *et al.* 1997) estructurado como producto de las orogenias Pampeana, Famatiniana y Ándica.

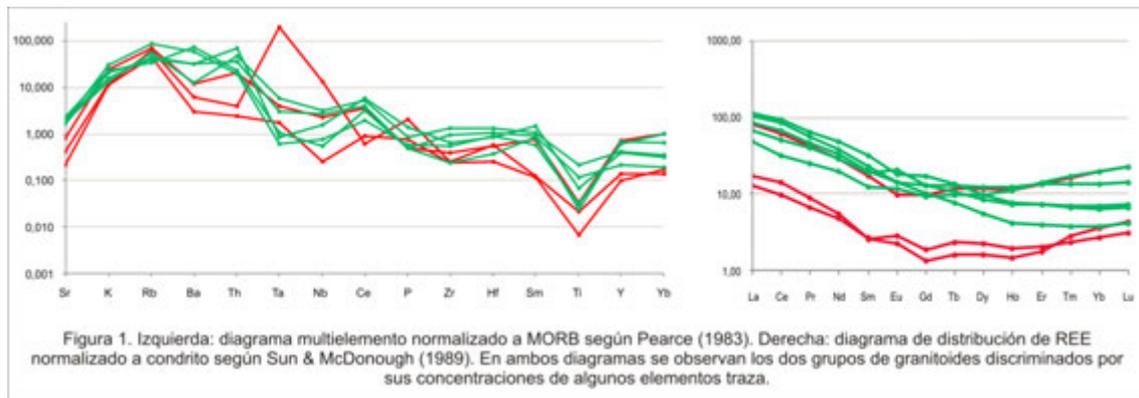
Estos cuerpos han sido denominados como granito La Reforma y granito Don Andino (Martínez 2012), y granitoides de La Aspereza y Cerrito Blanco (Higa 2012). Son cuerpos alargados algunos algo más globosos, con un área aflorante que no supera 1,5 km<sup>2</sup>. Los contactos son netos y presentan algunas interdigitaciones con la roca de caja. La composición de estos pequeños cuerpos es relativamente uniforme, con una moda representada por microclino, cuarzo, oligoclasa, muscovita, escasa biotita, y con turmalina y granate como accesorios. En algunos de ellos se detecta una leve foliación dada por la alineación de mica. En los cuerpos de la región de La Aspereza y Cerrito Blanco hay, además, scheelita como mineral accesorio menor. Todos los granitos tienen abundantes diferenciaciones pegmatoides con composiciones similares a los granitos, aunque con mayor contenido de turmalina y granate. Modalmente corresponden a granitos, granodioritas y tonalitas según el diagrama de clasificación QAP para rocas plutónicas (Le Maitre 2002).

El contenido en SiO<sub>2</sub> de estas rocas varía entre 70,17 y 76,52%, y por lo tanto se clasifican químicamente como granitos. Modal y geoquímicamente son rocas peraluminosas en relación a los álcalis (Martínez 2012, Higa 2012, Martínez *et al.* 2014). El contenido total de elementos de tierras raras (REE) es relativamente bajo, el mismo varía entre 79 - 130 ppm para los granitoides de Cerrito Blanco, 59 - 90 ppm para los de La Aspereza, 88 - 114 para La Reforma, y 14 - 19 ppm para los de la región de Don Andino. Estas bajas cantidades absolutas de REE pueden deberse a la concentración de cuarzo y feldespato potásico en las fases finales de cristalización.

La concentración de algunos elementos traza permite dividir a estos granitoides en dos grupos: uno con baja relación Rb/Sr, relaciones (La/Yb)<sub>N</sub> entre 8 y 16 y (Sm/Yb)<sub>N</sub> entre 3 y 5, una relación Sr/Y alrededor de 11,5 y un patrón de REE liso y ligeramente cóncavo hacia arriba, con enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) con respecto a las pesadas (HREE) y con anomalías de Eu levemente positivas a inexistentes. Las anomalías positivas de Eu observadas en algunos de estos patrones pueden deberse a la acumulación de cristales de feldespato potásico, ya que son granitos pegmatíticos. El otro grupo presenta relaciones Rb/Sr >1,5, (La/Yb)<sub>N</sub> entre 4 y 5 y (Sm/Yb)<sub>N</sub> menor a 2, una relación Sr/Y entre 4 y 5, y un patrón de REE con forma de ala "wing-shaped pattern" debido a la presencia de anomalías de Eu levemente negativas (Fig. 1). Por otro lado, la relación (La/Sm)<sub>N</sub> no permite ninguna diferenciación.

Siguiendo el esquema de Ortiz Suárez *et al.* (1992) y Llambías *et al.* (1998) para las rocas ígneas de la porción sur de la Sierra de San Luis, estos granitoides del noreste de la sierra pueden considerarse como sincinemáticos o sinorogénicos con respecto a la orogenia Famatiniana. Además de esto, sobre la base de

los datos bibliográficos y los analizados para las muestras de este trabajo, se pueden diferenciar 2 grupos de granitoides sincinemáticos con marcadas diferencias en las relaciones de los elementos traza y REE, cuyas características coinciden en gran medida con las descritas para la suite de granodioritas y granitos ordovícicos de alta y baja temperatura (OGGS: granodioritas a monzogranitos cálcicos a calcoalcalinos peraluminosos) descritos por López de Luchi *et al.* (2007) y para los granitoides sincinemáticos de la parte central de la sierra (Llambías *et al.* 1996). Por otro lado, los diagramas de variación de elementos mayoritarios y elementos traza vs. sílice también coinciden con los establecidos para dichos granitoides.



- Higa, L. 2012. Geología del basamento ígneo-metamórfico y sus depósitos asociados. Sudoeste de Libertador General San Martín, provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 133 p., Buenos Aires.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H. y Woolley, A. 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Llambías, E., Quenardelle, S., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1996. Granitoides sin-cinemáticos de la Sierra central de San Luis. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 487-496, Buenos Aires.
- Llambías, E. J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En Pankurst, R. y Rapela, C. (eds.) The Proto- Andean Margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publications 142: 325-341, London.
- López de Luchi, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A. y Naumann, R. 2007. Geochemical constraints on the Petrogenesis of the Paleozoic Granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, Amsterdam 24: 138-166.
- Martínez, A. L. 2012. Geología del basamento oriental del batolito Las Chacras, a la latitud de la localidad Libertador General San Martín, provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 89 p., Buenos Aires.
- Martínez, A. L., Quenardelle, S., Montenegro, T. y Higa, L. 2014. Análisis comparativo del comportamiento químico de algunos cuerpos graníticos de la zona noreste de la Sierra de San Luis. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas: T8-33, Córdoba.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. J. 1992. Geología de la parte sur de la sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Estudios Geológicos 48: 269-277.
- Pearce, J. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma génesis at active continental margins. En Hawkesworth, C. y Norry, M. (eds.) Continental basalts and mantle xenoliths: 230-249, Shiva.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe Geológico y Metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 28: 148, Buenos Aires.
- Sun, S. S. y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En Saunders, A.D. y Norry, M. J. (eds.) Magmatism in Ocean Basins, Geological Society Special Publication: 313-345, London.

Los autores agradecen a los proyectos de investigación PIP571 y UBACyT 167, con los cuales se pudieron financiar las investigaciones realizadas en este trabajo.

## Volcanismo cenozoico de la Meseta de Canquel

Gabriela MASSAFERRO<sup>1,2</sup>, Viviana ALRIC<sup>1</sup>, Yuji ORIHASHI<sup>3</sup>, Daiji HIRATA<sup>4</sup> y Tiago JALOWITZKI<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Dpto. de Geología. Sede Puerto Madryn.

E-mail: gim@cenpat-conicet.gob.ar

<sup>2</sup> CENPAT-CONICET

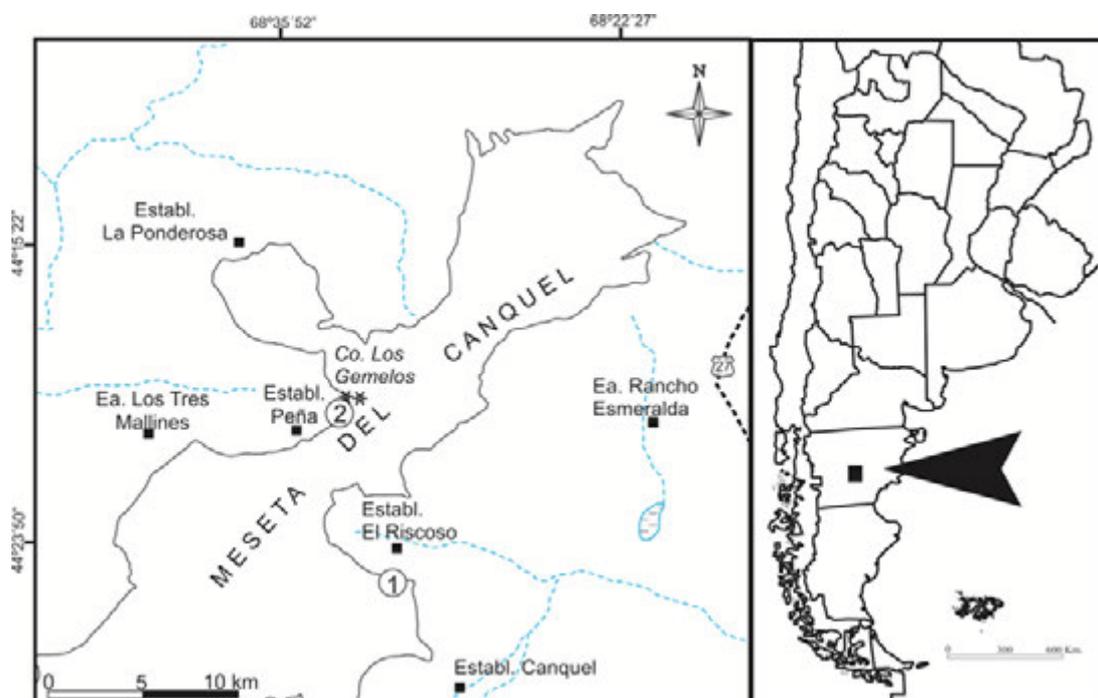
<sup>3</sup> Earthquake Research Institute. University of Tokyo, Japan.

<sup>4</sup> Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, Japan.

<sup>5</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.

El Cenozoico de la Patagonia extraandina está caracterizado por la efusión de grandes cantidades de rocas básicas que conforman extensas mesetas o *plateaux* como el de Somuncura, Canquel, Pali Aike, Lago Buenos Aires, etc. La Meseta del Canquel ubicada entre los paralelos 44° 10' y 44°50' S y limitada por los meridianos 69°12' y 68°W cubre una superficie de aproximadamente 1800 km<sup>2</sup> que no ha sido intensamente explorada. De hecho se cuenta con escasos antecedentes de trabajos previos en la región detallados en Anselmi *et al.* (2004). Todos estos hacen referencia a características petrográficas, estratigráficas y radimétricas. Como parte de un proyecto de investigación que intenta estudiar la génesis de este apilamiento poniendo énfasis en la evolución geoquímica de los mantos lávicos, se levantaron dos perfiles estratigráficos en los bordes centro oriental y occidental de la Meseta (Fig. 1). El perfil 1, levantado en las proximidades de la Ea. El Riscoso está constituido por cinco niveles de coladas superpuestas, cuyos contactos muchas veces están cubiertos. El espesor total medido fue de aproximadamente 107 m. La base está cubierta por deslizamientos rotacionales y derrubio basáltico. El perfil 1 inicia con una colada de unos 10 m de espesor visible de un basalto de color negro, de grano muy fino, que al microscopio presenta textura ofítica a subofítica. Está constituido por tablillas de plagioclasa, olivina en cristales subhedrales y clinopiroxeno morado con zonalidad y maclas. La olivina está alterada a iddingsita y arcillas verdes a lo largo de fracturas y bordes. Intersticialmente también se reconocen carbonatos. Siguen cuatro coladas de basaltos afaníticos vesiculares de color gris y con leve fluidalidad. Al microscopio las texturas varían entre microporfírica e intersertal. Están constituidos en mayor proporción por plagioclasa y similares cantidades de olivina (alterada a iddingsita) y clinopiroxeno titanífero (leve coloración morada). Como accesorios se destacan apatito acicular y óxidos de hierro. Los minerales secundarios son arcillas y carbonato intersticial. En los mantos inferiores aparecen escasos xenocristales de cuarzo con reborde de piroxenos, y plagioclasas muy corroídas. Exceptuando la primera, estas coladas son similares entre sí, variando el tamaño de grano y la cantidad de carbonato intersticial. El segundo perfil de aproximadamente 26 m se levantó en el borde noroccidental de la Meseta, próximo a dos conos piroclásticos relativamente modernos (Co. Los Gemelos, Fig. 1). En este sector se reconocieron dos niveles de coladas que alternan con tobas blancas, amarillentas o rojizas atribuibles a la Fm. Sarmiento. Las tobas poseen espesores de alrededor de 4 metros. Las rocas que constituyen los dos niveles son basaltos de color negro con texturas afaníticas vesiculares, en ocasiones rellenas con carbonato. Al microscopio presentan texturas microporfíricas. La primera colada tiene fenocristales de clinopiroxeno morado con los núcleos cribados. En el segundo nivel hay escasos fenocristales de olivina totalmente alterados a iddingsita. Las pastas intersertales están constituidas por

tablillas frescas de plagioclasas con fluidalidad, olivinas totalmente alteradas a iddingsita, y clinopiroxenos euhedrales y de leve coloración morada (titaníferos). Como accesorios se destacan apatito y opacos. Por encima de estos niveles aflora una última colada proveniente de los conos modernos. Es de 4 m de espesor y la roca, de color negro, presenta textura porfírica con nódulos peridotíticos. Los fenocristales de olivina son euhedrales a subhedrales con zonalidad y engolfamientos por la pasta. La pasta está conformada por una base de anortoclasa en la que se distribuyen prismas de clinopiroxeno con leve coloración morada, olivina y abundantes opacos de hábito cúbico. Se observan ocasionales xenocristales de olivina y cuarzo con un borde de prismas de clinopiroxeno. Esta colada correspondería a un pulso mucho más moderno, posiblemente plioceno o más joven debido a su relación con conos piroclásticos muy bien conservados. Dada la composición modal y la presencia de minerales alcalinos, las rocas se clasifican como basaltos alcalinos y la correlación entre ambos perfiles resulta dificultosa hasta tanto se obtengan las edades de las coladas. Los autores agradecen al Ing. Gerardo Fernández Muller por su hospitalidad.



**Figura 1.** Mapa de ubicación de la zona de estudio. En las localidades 1 y 2 se exhibe la ubicación de los perfiles estudiados y citados en el texto.

Anselmi, G., Panza, J., Cortés, J y Ragona, D. 2004. Hoja Geológica 4569-II El Sombrero, Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 271: 70 p. Buenos Aires.

## **Evolución de los fluidos hidrotermales en el sistema pórfido-epitermal Altar, San Juan, Argentina**

Laura MAYDAGAN<sup>1</sup>, Marta FRANCHINI<sup>2</sup>, Agnes IMPICCINI<sup>3</sup>, Dave LENTZ<sup>4</sup> Brian RUSK<sup>5</sup>, Francisco J. RIOS<sup>6</sup> y Roger REY<sup>7</sup>

<sup>1</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos-CONICET, INGEOSUR, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina.

E-mail: lauramaydagan@yahoo.com.ar

<sup>2</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos-CONICET, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro, Av. Roca 1242, Roca, Argentina.

<sup>3</sup> Departamento de Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, Neuquén, Argentina.

<sup>4</sup> Department of Earth Sciences, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada.

<sup>5</sup> Department of Geology, Western Washington University, Bellingham, Washington, USA.

<sup>6</sup> Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, CNEN, CxPs 941- Belo Horizonte, Brasil.

<sup>7</sup> Minera Peregrine Argentina S.A, Santa Fe (Oeste) 117, Piso 5, Edificio Derby, Ciudad San Juan, Argentina.

Altar (31° 29' S, 70° 30' O) es un pórfido de Cu-(Au-Mo) con mineralización epitermal de alta sulfuración asociada (recursos medidos de 995 Mt@ 0,35 % Cu y 0,083 g/t Au, Marek 2014), localizado en el SO de la provincia de San Juan. La superposición de múltiples generaciones de venillas y eventos de alteración y mineralización dificultan el conocimiento de la evolución físico-química de los fluidos hidrotermales durante la formación del depósito.

Para obtener el modelo de la evolución de los fluidos hidrotermales desde sus orígenes magmáticos profundos hasta el ambiente epitermal en los niveles superficiales, se analizaron en detalle las diferentes generaciones de venillas y su distribución espacial y temporal empleando para ello catodoluminiscencia (CL), análisis de ablación láser ICPMS en cuarzo, microtermometría de inclusiones fluidas, e isótopos de azufre en sulfuros.

Se identificaron 5 generaciones de venillas de cuarzo+sulfuros-sulfosales en el pórfido de cobre (EB, A, B, C y D), venillas epitermales en profundidad (E) y venas epitermales en superficie, que pudieron ser diferenciadas por las texturas del cuarzo en imágenes CL y por su contenido de elementos traza (Li, Al, Ti, y Ge).

Las venillas tempranas de cuarzo ± calcopirita ± pirita y de cuarzo ± molibdenita (venillas A y B) muestran texturas complejas en CL y evidencian fenómenos de reaperturas y de disolución de cuarzo. Las venillas A están formadas por cuarzo equigranular brillante (CL) con textura homogénea. Este cuarzo tiene contenidos de Ti más elevados que el cuarzo de las restantes venillas (media: 100 ppm) y contenidos de Al bajos a intermedios (65-448 ppm). Las venillas de cuarzo ± molibdenita (venas B) y de clorita + rutilo ± hematita (venas C) contienen cristales de cuarzo de intensidad CL intermedia, con zonas de crecimiento con intensidades CL oscilatorias. El cuarzo de estas venas tiene contenidos de Ti intermedios (~ 20 ppm) y similares contenidos de Al que las venillas A. En las venillas de cuarzo + pirita con halos de cuarzo + muscovita ± turmalina (venillas D), el cuarzo presenta una intensidad CL significativamente menor, bajo Ti (<15 ppm), alto contenido de Al (hasta 1000 ppm) y por lo general muestra textura de crecimiento euhedral. Venillas tardías ricas en sulfuros y sulfosales (venas E) tienen texturas CL de cuarzo típicas de los

depósitos epitermales (cuarzo CL-oscuro, bandas crustiformes y zonas de crecimiento euhedral). El cuarzo de estas venillas contiene menos de 5 ppm Ti y altos contenidos de Al (254 -2487 ppm), Li (9-214 ppm) y Ge (hasta 10 ppm) en relación a las otras venillas.

La termobarometría estimada en base a los contenidos de Ti del cuarzo de cada venilla (Huang y Audétat 2012) en combinación con análisis microtermométricos de asociaciones de inclusiones fluidas, permitieron determinar la presión y la temperatura de los fluidos hidrotermales que formaron cada generación de venillas. Bajo presiones litostáticas, el magma suministró fluidos acuosos de baja salinidad a profundidades de ~6-6,8 km (presiones de 1,6 a 1,8 kbar) y temperaturas de 670° a 730°C que formaron la primera generación de cuarzo ± calcopirita ± pirita de las venillas A. Venillas de cuarzo ± molibdenita (B) precipitaron a partir de fluidos con temperaturas de 510° a 540°C y presiones litostáticas de 800 a 1000 bares, correspondientes a profundidades de 3 a 3,7 km. Los fluidos hidrotermales se enfriaron a temperaturas entre 425° y 370°C bajo presiones hidrostáticas de 200 a 350 bares, precipitaron las venillas de cuarzo+pirita (D) y alteraron las rocas a cuarzo + muscovita ± turmalina e illita. Venas tardías ricas en sulfuros y sulfosales precipitaron de fluidos con temperaturas de 250° a 280°C, bajo presiones de 20 a 150 bares y cortaron a las venillas tempranas. Las venas epitermales se formaron a expensas de fluidos de baja temperatura (<230°C), a presiones hidrostáticas de <100 bares correspondientes a profundidades << 1 km (Maydagán *et al.* 2015).

Los valores negativos de isótopos de S ( $\delta^{34}\text{S} = -1,1$  a  $-5,4$  ‰) obtenidos para los sulfuros y sulfosales de las venillas del pórfido y de las venas epitermales de alta sulfuración son consistentes con fluidos oxidantes ( $\text{SO}_4^{2-}$  predominante). Relaciones de isótopos de S más negativos en la esfalerita de las venas E y en la enargita de venas epitermales, reflejan un aumento en el estado de oxidación o una disminución de la temperatura de los fluidos durante su precipitación (Maydagán *et al.* 2013). Los isótopos de azufre de pares minerales anhidrita-pirita, y anhidrita-esfalerita de venillas E profundas, indican temperaturas de fraccionamiento isotópico de ~250-300°C. Pares minerales de alunita-enargita de las venas epitermales en superficie indican temperaturas de fraccionamiento isotópico de ~250-290°C (Rye 2005 y referencias allí citadas).

Las imágenes CL y los análisis de elementos trazas en cuarzo permitieron discriminar las distintas generaciones de cuarzo y de venillas del sistema tipo pórfido-epitermal Altar. Estas técnicas podrían utilizarse como vectores hacia zonas de alta temperatura y de altas leyes de metales durante las actividades de exploración minera en sistemas transicionales pórfido-epitermal y en sistemas hidrotermales caracterizados por una compleja superposición de múltiples eventos de mineralización.

Huang, R. y Audétat, A. 2012. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: A critical examination and re-calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. doi:10.1016/j.gca.2012.01.009.

Marek J.M. 2014. Estimated mineral resources Altar and Quebrada de la Mina deposits, San Juan Province Argentina. Technical Report, 169 p.

Maydagán, L., Franchini, M., Lentz, D., Pons, J., y McFarlane, C. 2013. Sulfide composition and isotopic signature of the Altar Cu-Au deposit, Argentina: Constraints on the evolution of the porphyry-epithermal system. *Canadian Mineralogist* 51: 813-840.

Maydagán, L., Franchini, M., Rusk, B., Lentz, D., R., Impicini, A., Ríos, F., J., Rey, R. 2015. Porphyry to Epithermal Transition in the Altar Cu-(Au-Mo) Deposit, Argentina, Studied by Cathodoluminescence, LA-ICP-MS, and Fluid Inclusion Analysis. *Economic Geology* 110: 889-923.

Rye, R.O. 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Geochemistry of Sulfate Minerals: A Tribute to Robert O. Rye*. Paper 9. <http://digitalcommons.unl.edu/usgsrye/9>.

## Estudio metalogenético de la mina La Rica: un aporte al conocimiento de los depósitos epitermales del distrito Cañada Honda, San Luis, Argentina

Natalia MELNYK-BUSTAMANTE<sup>1</sup>, María Cecilia GALLARD-ESQUIVEL<sup>1</sup> y Nilda Esther URBINA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de San Luis, Argentina, Departamento de Geología.

E-mail: nashaenegipto@gmail.com

La mina La Rica se encuentra en el distrito Cañada Honda (32°49'0,81"S; 66°1'58,82"O y 32°49'13,08"S; 66°1'37,40"O), cuya localidad homónima se localiza aproximadamente a 90 km al NNE de la ciudad capital, en el Departamento Pringles, San Luis, Argentina.

El campo volcánico Cañada Honda, con una superficie aproximada de 16 km<sup>2</sup>, corresponde al más antiguo y longevo de la Faja Volcánica Terciaria con una duración del volcanismo y la mineralización asociada que se extiende desde aproximadamente los 12-13 Ma hasta los 7,3 Ma (Urbina y Sruoga 2009). En función de la distribución y arreglos litofaciales de los productos volcánicos Sruoga *et al.* (2013) distinguieron tres eventos volcánicos 1) Cerro Diente Verde (~13 a 9,5 Ma, Urbina y Sruoga 2008), 2) Cerro Sololosta que comprende domos distribuidos periféricamente respecto de Diente Verde y 3) Cerro del Valle (8,49 ± 0,2 Ma, Urbina y Oggier 2001).

El depósito vetiforme la Rica se hospeda en el basamento metamórfico eopaleozoico de la Sierra de San Luis, específicamente en el Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.* 1997) o en el Complejo Gnéisico San José (Ortiz Suárez 1999) de edad Ordovícica. La roca de caja está constituida por gneises que presentan fábrica bandeada de rumbo general NNE y su mineralogía está representada por cuarzo, feldespato, muscovita, biotita ± granate, acompañados por circón, grafito, rutilo y minerales opacos como accesorios.

El depósito La Rica está formado por cuatro vetas de orientación E-O, con longitudes de 23 a 148 m en superficie y una de 28 m de longitud que tiene rumbo NE-SO. El espesor de las cinco vetas varía de 10 cm a 1,60 m, con buzamientos subverticales, aproximadamente 80°S. Las vetas presentan laboreos antiguos iniciados en la época precolombina, y continuados con altibajos hasta las décadas de 1950-1960. Se encuentran inundados, por lo que resultan inaccesibles, dificultándose la observación de la mineralización puesto que se ha explotado la mayoría de los afloramientos superficiales. Las vetas, según Angelelli (1984), están conformadas por cuarzo-pirita y material arcilloso. De acuerdo a Bado (1909) la mena extraída estaba constituida principalmente por pirolusita, pirita, alabandita y galena, conteniendo altas y muy variables cantidades de oro: 10 - 4700 gr/ton y plata: 95 - 6400 gr/ton.

Se estudiaron 20 muestras calcográficas pudiéndose identificar los siguientes minerales de mena que se mencionan en función de su secuencia paragenética: magnetita, pirita, melnikovita, pirrotina, galena, esfalerita, calcopirita, electrum, anglesita, cerusita y goethita, en ganga de cuarzo.

Las texturas presentes más abundantes son de relleno de espacios abiertos, que se manifiestan no solo en los contactos netos de las vetas con la caja sino que también al microscopio se evidencia en el desarrollo de cristales de cuarzo con formas propias (textura en diente de perro) en la parte axial de las venillas. En tanto el reemplazo es un mecanismo subordinado a la sucesiva precipitación de los minerales.

La alteración hidrotermal observada en el campo está representada por una intensa sericitización, que es muy pervasiva en la cercanía de las vetas y más difusa a mayor distancia de las mismas. Análisis difractométricos de rayos X confirman que la alteración consiste fundamentalmente en sericitización y silicificación. Malvicini y Urbina (1994) mencionan también la presencia de alunita.

Se efectuaron estudios de microscopía electrónica de barrido (SEM), utilizándose el equipo LEO 1450 VP, el cual cuenta con un espectrómetro dispersivo de energía (EDS) Génesis 2000 y un espectrómetro dispersivo en longitud de onda (WDS) INCA wave 700, perteneciente al Laboratorio de microscopía electrónica y microanálisis (LABMEN) de la Universidad Nacional de San Luis-CONICET. Mediante la implementación de esta técnica se analizaron cuatro muestras, obteniendo análisis semi-cuantitativos de la química general de piritita, galena, esfalerita y electrum. Las mediciones en piritita muestran una composición promedio de S 53% y Fe 47% en peso. Galena presenta un contenido promedio de Pb 91% y S 9% en peso. Se realizaron 4 mediciones en esfalerita con un contenido variable de Zn desde 45% hasta 53% y un promedio de S de 34% en peso. Además se encuentra enriquecida en Fe con 7% a 14% y en Mn con 5% a 7% en peso. Para electrum los cuatro análisis efectuados muestran una composición variable de Au desde 59% hasta 75% y de Ag desde 25% hasta 41% en peso.

En base a las características morfológicas, texturales y mineralógicas, el depósito La Rica se considera un yacimiento de tipo epitermal perteneciente a la clase baja sulfuración.

- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina, II. La Plata, Comisión de Investigaciones Científicas y Técnicas de la Provincia de Buenos Aires: 393-704.
- Bado, A., 1909. Tratamiento de los minerales auríferos refractarios y en especial los de La Minas del Intiguasi. Tesis doctoral de la Universidad de Buenos Aires. Inédito. 120 páginas.
- Malvicini, L. y Urbina, N. E., 1994. Mina La Rica, un depósito hidrotermal de tipo sericitita-adularia asociado a rocas volcánicas terciarias de la sierra de San Luis, República Argentina. Actas 7º Cong. Geol. Chileno, Concepción. v. II: 853-854.
- Ortiz Suárez, A., 1999. Geología y petrología del área San Francisco del Monte de Oro, San Luis. Tesis doctoral Universidad Nacional de San Luis, (inédito), 259 p., San Luis.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R., 1997. Informe geológico y metalogenético de las sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales del SEGEMAR, 28, 148 p., Buenos Aires.
- Sruoga, P., Urbina, N. y Japas, S., 2013. Volcanismo mioceno y mineralización asociada en Cañada Honda, ambiente de flat-slab, San Luis. 2º Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada. Actas: 90.
- Urbina, N. E. y Oggier, F. P., 2001. *New K-Ar ages of volcanic rocks and associated mineralization in Cañada Honda district, San Luis, Argentina. III South American Symposium On Isotope Geology Volume* (CD-ROM). Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile: 539-542.
- Urbina, N.E. y Sruoga, P., 2008. *K-Ar mineral age constraints on the Diente Verde porphyry deposit formation, San Luis, Argentina. In: Linares, E., Cabaleri, N., G., Do Campo, M. D., Ducós, E. I., and Panarello, H.O. (Compilers). VI South American Symposium on Isotope Geology, Proceedings in CD-ROM, extended abstract N° 37.* Buenos Aires. ISSN 1851-6963. 4 pp.
- Urbina, N.E. y Sruoga, P., 2009. La Faja Metalogenética San Luis (FMSL), Sierras Pampeanas, Argentina: Mineralización y geocronología en el contexto metalogenético regional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64(4): 635-645.

## Petrología y geoquímica de los cerros Guacho, Cuatro Tetas, Tortuga y Dragón al este del lago Colhué Huapí, Cuenca del Golfo San Jorge (Chubut)

Nilda MENEGATTI<sup>1</sup>, Gabriela MASSAFERRO<sup>1</sup>, Raúl GIACOSA<sup>2</sup>, Yasmin Jalil FREDES<sup>1</sup>, Juan Manuel TURRA<sup>1</sup> y Juan Ignacio VARGAS<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco- E-mail: nildadina@yahoo.com.ar

<sup>2</sup> SEGEMAR y Universidad Nacional de Río Negro.

Hacia el este del lago Colhué Huapí (centro-sur de la provincia de Chubut) afloran cuerpos básicos con estructuras de *stocks*, diques y *necks* de edad oligocena-miocena inferior, los cuales junto con otros de características similares dentro del ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, corresponden a manifestaciones del magmatismo alcalino ocurrido durante el régimen extensional cenozoico (Menegatti *et al.* 2014). En el presente trabajo se dan a conocer los resultados preliminares de la petrología y geoquímica de los cerros Guacho, Cuatro Tetas, Tortuga y Dragón (Fig. 1).

El cerro Guacho es un *stock* con morfología elongada en sentido E-O (2,6 x 1,3 km), intruido por diques de basaltos. La roca que lo compone es un gabro cuyo tamaño de grano varía de mediano (parte central) a fino (borde), variación que coincide con un aumento en el contenido de nódulos de zeolitas (<1 cm). Presenta disyunción columnar gruesa y diaclasamiento subvertical de rumbo NE-SO y en la zona de contacto con las tobas y areniscas de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior) se desarrollan hornfels. Los cerros Cuatro Tetas son elevaciones cónicas (~100 m de altura) y constituyen típicos *necks* volcánicos (basaltos) cuya roca de caja son sedimentitas de la Formación Bajo Barreal. En ellos también se destaca disyunción columnar vertical (conducto central) y subhorizontal (conductos secundarios), pero de menor sección que en el cerro Guacho, lo cual indicaría enfriamiento más rápido y, en consecuencia, emplazamiento más próximo a la superficie. Los cerros Tortuga y Dragón son *stocks* de reducidas dimensiones (< a 0,5 x 0,5 km), el primero se trata de un solo cuerpo y el segundo está compuesto por una serie de cerros aislados. La litología es homogénea y corresponde a gabros que están intruidos por diques de basalto con rumbo preferencial NO-SE, y en menor proporción NE-SO. Presentan igual variación textural que en cerro Guacho y también es notable la presencia de zeolitas hacia la zona de borde, características que indican emplazamiento somero y circulación de fluidos ricos en álcalis en una etapa tardía. La roca de caja son sedimentitas continentales de la Formación Sarmiento (Eoceno-Oligoceno) y del Grupo Río Chico (Paleoceno Superior-Eoceno Medio).

Los gabros presentan textura fanerítica inequigranular y la mineralogía corresponde a plagioclasa (An<sub>48-54</sub>), nefelina (no siempre presente), olivino, augita titanífera, opacos y nódulos de calcita y de zeolita fibroradiada; se clasificaron como gabros y gabros foidíferos. En los basaltos la textura es porfírica con pasta intergranular, compuestos por finos cristales de plagioclasa (An<sub>58-68</sub>), nefelina a modo de parches, olivino (alterado a iddingsita y bowlingita) en algunos casos con cristales esqueléticos producto de un rápido enfriamiento, augita titanífera y opacos. Si bien la mineralogía es la misma en ambos tipos de roca, se distinguen porque las plagioclasas son algo más cálcicas en los basaltos.

Se analizaron 9 muestras en el laboratorio AcmeLabs (Bureau Veritas Commodities, Canadá), cuyos resultados indican contenidos de sílice que varían entre 40 y 49% y los de álcalis entre 3,5 y 6%. Las rocas extrusivas se clasifican como basanitas (Le Maitre *et al.* 1989) y las intrusivas como gabros y gabros con

tendencia alcalina (Cox *et al.* 1979). Son rocas poco evolucionadas con altos contenidos de MgO (11-5%) y Ni (247-76 ppm) cuyos #Mg varían entre 54 y 66. Las relaciones Ba/Ta (85-57) son relativamente bajas al igual que las relaciones Ba/La (10-15) y Rb/Nb (0,25-0,62). En un diagrama de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) las muestras en general presentan un diseño cóncavo con pendiente negativa y marcado enriquecimiento en Nb-Ta. Las basanitas son las más enriquecidas en elementos trazas con un marcado pico negativo en K que está ausente en los gabros. En cuanto a las tierras raras los diagramas normalizados a condrito (Nakamura 1974) muestran patrones rectilíneos con pendiente negativa, notándose un mayor fraccionamiento en las basanitas ( $La/Yb_{cn} = 27,4-28,2$ ) respecto de los gabros ( $La/Yb_{cn} = 6,3-11,6$ ). Todas las muestras están empobrecidas en tierras raras pesadas ( $Yb_{cn}$  y  $Lu_{cn} < 10$ ).

En síntesis, las características químicas mencionadas para las rocas básicas las definen como basanitas, gabros y gabros alcalinos de intraplaca continental. Se habrían formado como consecuencia de un bajo porcentaje de fusión parcial de una fuente granatífera sin aparente contaminación con fluidos derivados de la placa subductada o de la corteza continental. En cuanto el empobrecimiento en K de las basanitas podría evidenciar la existencia de una fase residual en la fuente que concentra este elemento como flogopita o anfíbol. En consecuencia, es posible que las basanitas tengan una fuente diferente a la de los gabros. De acuerdo a los resultados obtenidos en este trabajo, se propone un cambio para la litología que componen los cerros Guacho (intrusivo) y Cuatro Tetas (extrusivo) con respecto a lo indicado en el estudio realizado por Sciutto *et al.* (2008), quienes asignan a los cerros Guacho y Cuatro Tetas como extrusivo e intrusivo respectivamente.

Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, 450 p., London.

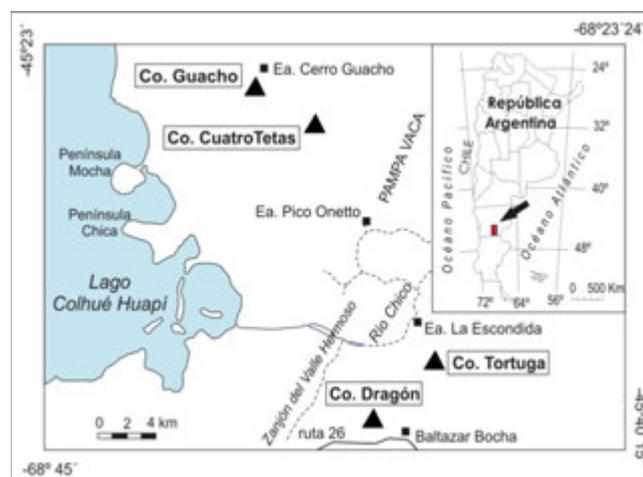
Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanetin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rock base on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.

Menegatti, N., Massaferro, G., Fernández, M. y Giacosa, R. 2014. Geología y geoquímica de los cuerpos básicos alcalinos al sur de los lagos Musters y Colhué Huapí, Cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (4): 484-499.

Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.

Sciutto, J., Césari, O. e Iantanos, N. 2008. Hoja Geológica 4569-IV: Escalante, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351, 76 p., Buenos Aires.

Sun S.S. y McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In: Saunders A.D. y Norry M.J. (eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42: 313-345.*



**Figura 1.** Ubicación de los cerros Guacho, Cuatro Tetas, Tortuga y Dragón en la Cuenca del Golfo San Jorge (Chubut).

## Características petrológicas y geoquímicas del Complejo Uvita III, Mina de Jade, Sierra de Fiambalá, Argentina

Jazmín MENÉNDEZ<sup>1</sup>, Graciela CÓRDOBA<sup>1</sup>, Rafael FURQUE<sup>1</sup> y Karina RODRÍGUEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas. Universidad Nacional de Catamarca- Maximio Victoria 55 (4700) Catamarca. E-mail: [jazmin\\_lsocho@hotmail.com](mailto:jazmin_lsocho@hotmail.com)

En la ladera occidental de la Sierra de Fiambalá entre las coordenadas 27° 44' 51,30"- 27° 44' 51,37" S y 67° 33' 17,70"- 67° 33' 22,34" O se emplaza una sección de corteza inferior formada por serpentinitas constituidas por unidades macizas, heteroblásticas de grano medio formada por antigorita, crisotilo, forsterita, diópsido y minerales opacos. En contacto transicional se observan relictos de piroxenitas, levemente foliadas de 0.5 a 1 m, con una mineralogía de olivino, diópsido, plagioclasa (An<sub>80-90</sub>), clinzoicita y carbonatos. En discordancia y contactos netos se emplazan diques de anortositas de grano medio a grueso, con potencias de 1.5 a 2.3 m con inclinaciones de 79° al SE; presentan textura inequigranular de grano medio a grueso, formada por plagioclasa (An<sub>82-86</sub>), olivino, diópsido, epidoto, antigorita, crisotilo, carbonatos, titanita y minerales opacos. En esta área el jade con inclinación de 62° al SE, constituye el relleno de una extensa falla, que en el área de trabajo presenta un rumbo N27°E asociada a tectonitas en transición frágil a dúctil mientras que en otros sectores el jade rellena fallas menores adoptando el diseño de cola de caballo o como vetas irregulares, lentiformes y espesores de 0,10 hasta 1,80 m. El jade de color verde oscuro a claro presenta una mineralogía que en láminas delgadas define altos contenidos de soluciones sólidas de piroxenos prismáticos, exentos de alteraciones y anfíboles incoloros, alargados y fibrosos, datos que permiten inferir anfíboles del grupo de la nefrita.

Los análisis geoquímicos sobre roca total de doce muestras clasifican a las serpentinitas, piroxenitas y anortositas en el campo de los basaltos toleíticos de bajo potasio Pearce (1975), mientras que en el diagrama de discriminación geotectónica (Zr,Ti/100, Y\*3) de Pearce y Cann (1973) se muestra una fuente levemente enriquecida en componentes MORB-E. Los diagramas multielementos indican en su mayoría tendencias similares: En el jade los elementos rubidio, bario y potasio presentan anomalías negativas, relacionadas a su alta movilidad durante la generación de un protolito de signatura mantélica y a los procesos metamórficos.

En este contexto, los estudios realizados hasta el momento evidencian en la roca de caja, formada por las serpentinitas la adición de fluidos a temperaturas entre 350° y 500 °C dando origen a serpentización pseudomórfica en los olivinos y los piroxenos de las rocas ultramáficas. Las anortositas representarían antiguas capas o cumulos de complejos ofiolíticos que podrían estar asociadas a un modelo de generación de tipo macizo que se presentan en contacto neto junto a las serpentinitas formando diques.

La formación de Jade, con una paragénesis de soluciones sólidas de piroxenos y anfíboles tipo nefrita requiere una fuente primitiva o protolito rico en sodio, calcio, hierro y magnesio, motivo por el cual se sugiere un origen a partir de rocas tipo MORB. Asimismo es probable que el jade asociado a tectonitas represente una antigua cizalla sucedida durante el Ordovícico superior, tal como lo destacan diferentes autores en el estudio de Sierras Pampeanas entre ellos Astini *et al.* (1996). El último evento geológico analizado en la zona de estudio se relaciona a las alteraciones hidrotermales donde las variables geoquímicas de baja presión, temperatura y pH entre otras, influyen en los fluidos intergranulares;

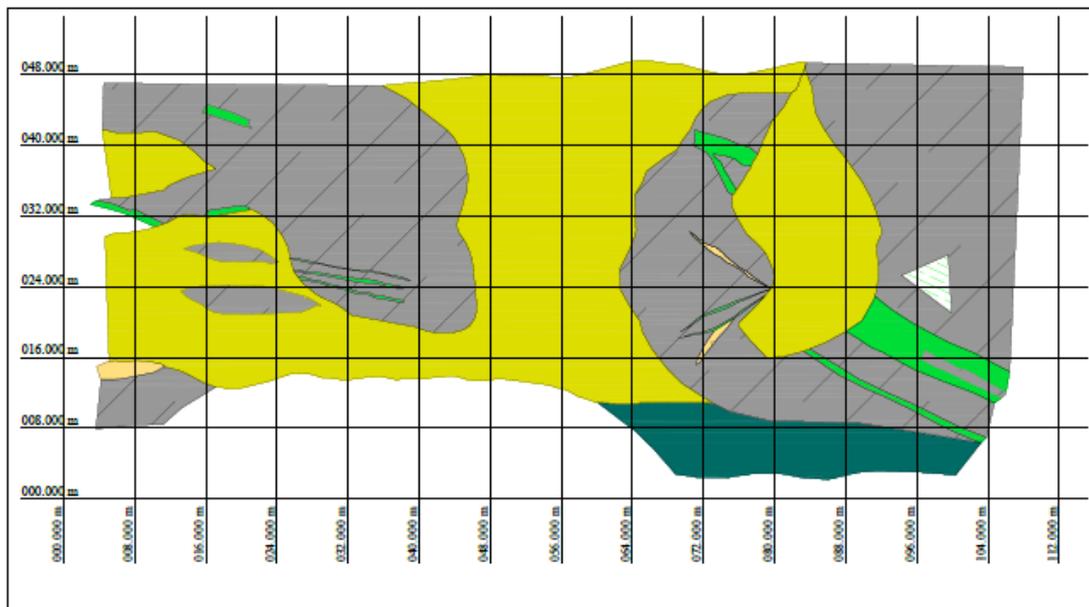
procedentes de minerales hidratados e infiltración de agua meteórica formando crisotilo, montmorillonita, illita, talco, gibbsita, flogopita y carbonatos. Las rocas analizadas con anterioridad presentan elementos de transición que son de interés económico y podrían ser económicamente rentables. No obstante se recomienda estudios de geofísica y otros métodos de geoquímica. Se destaca que estudios de química mineral permitirán corroborar el tipo de jade presente en esta zona de Mina Uvita III.

Este trabajo es una síntesis del trabajo final de Licenciatura en Geología de la primera autora. Se agradece a la Empresa Minera Origen S.A, que permitió la realización de este trabajo en el área de mina.

Pearce, J.A. y Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.

Pearce, J.A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics* 25: 41-67.

Astini, R., Ramos, V., Benedetto, L., Vaccari, N. y Cañas, F. L. 1996. La Precordillera: Un terreno exótico a Gondwana. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 5: 293-324. Buenos Aires.



Referencias

- Material Cuaternario
- Jade
- Serpentina
- Serpentina c/ venillas de Jade
- Anortosita
- Piroxenita

**Figura 1.** Plano Geológico de detalle de la Mina de Jade. Escala 1:200.

## Caracterización de minerales del grupo del granate y del supergrupo de la turmalina mediante MEB-EDS y WDS, de la pegmatita Piedras Bayas, grupo Paso Grande-La Toma, San Luis, Argentina

Matías MERLO<sup>1</sup>, M. Belén ROQUET<sup>1</sup>, A. MARTÍNEZ<sup>1</sup>, E. CRESPO<sup>2</sup> y E. SANCHEZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Dpto. Geología, Proy. Cy T3-1212, UNSL, Argentina. E-mail: [matimem@gmail.com](mailto:matimem@gmail.com)

<sup>2</sup>Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis (LABMEM). Universidad Nacional de San Luis. Ejército de los Andes 950. (5700). San Luis, Argentina.

El objetivo de este trabajo es caracterizar las especies minerales pertenecientes al grupo del granate (Grt) y supergrupo de la turmalina (Tur) ubicadas en la zona externa de la pegmatita Piedras Bayas, mediante microscopía electrónica de barrido (MEB) y espectrometría dispersiva de energía (EDS) y de longitudes de onda (WDS). La pegmatita Piedras Bayas, que integra el grupo Paso Grande-La Toma del distrito Conlara definido por Rossi (1966) y Galliski (1999), constituye un depósito de zonación de tipo compleja y mineralización simple, integrado por Qz, Mc, Ab y Ms como minerales principales y Grt, Brl, Tur, Bt y Ap como accesorios (abreviaturas Whitney y Evans 2010). Dichos minerales varían en función de las diferentes zonas del de la pegmatita, identificándose una zona externa, una intermedia y un núcleo, además de las unidades de reemplazo (Merlo *et al.* 2013).

Los minerales del supergrupo de la turmalina son abundantes en la zona externa, presentándose en cristales euhedrales a subhedrales, de 15 a 20 cm de longitud, de color negro, y hábito prismático y prismático cónico. Mediante el estudio bajo microscopía de polarización, se identificó en la sección basal de un cristal una zonación de color bien definida, que varía desde el azul oscuro al claro (Fig. 1a-b). Granate desarrolla cristales idiomorfos equidimensionales de color rojo oscuro a claro, alcanzando tamaños de hasta 10 cm, donde algunos individuos desarrollan caras cristalinas exhibiendo la forma {110} del dodecaedro rómbico y algunos están oxidados (Fig. 1c-d).

Los análisis MEB, EDS y WDS (Cuadro 1) fueron logrados a tensiones de 15 kilovoltios para la Tur dieron como resultados la presencia de Al, Si, Mg, Na, Fe, B, Ti y Ca, existiendo una buena congruencia composicional con la especie del supergrupo de la turmalina dentro de una solución sólida chorlo-dravita. La detección de B con WDS INCA Wave 700 fue realizada utilizando el cristal LSM200 y el patrón de una solución de Nitrato de Boro debido a ello y a que el B es un elemento liviano al que no se conoce con precisión las secciones eficaces, las cuantificaciones presentaron un pequeño error. Se analizaron cuatro puntos en función de la zonación de color, resultando que dichos cambios corresponden a variaciones en las proporciones de los elementos mencionados. La zona de color azul claro las concentraciones de Na, Mg, Fe, Na, Ca y Ti son más bajas que en los sectores azul oscuro, mientras que Al, Si y B tienen una menor concentración hacia la parte externa del mineral (Fig. 1e-f). El análisis MEB y EDS realizado sobre una muestra de Grt permitió identificar al Si, Al, Fe, Mg, Ca, y Mn, elementos que se corresponden con la composición de una solución sólida entre almandino y spessartina, pero con predominio de spessartina del grupo del Grt. Se observa una leve variación en la proporción de ciertos elementos, tales como Si, Mn y Fe, siendo mayor su concentración hacia el borde del mineral (Fig. 1g-h).

Galliski M. A. 1999. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En recursos minerales de la República Argentina (ed. E.O. Zappettini). IGRM-SEGEMAR. Anales 35: 365-368.

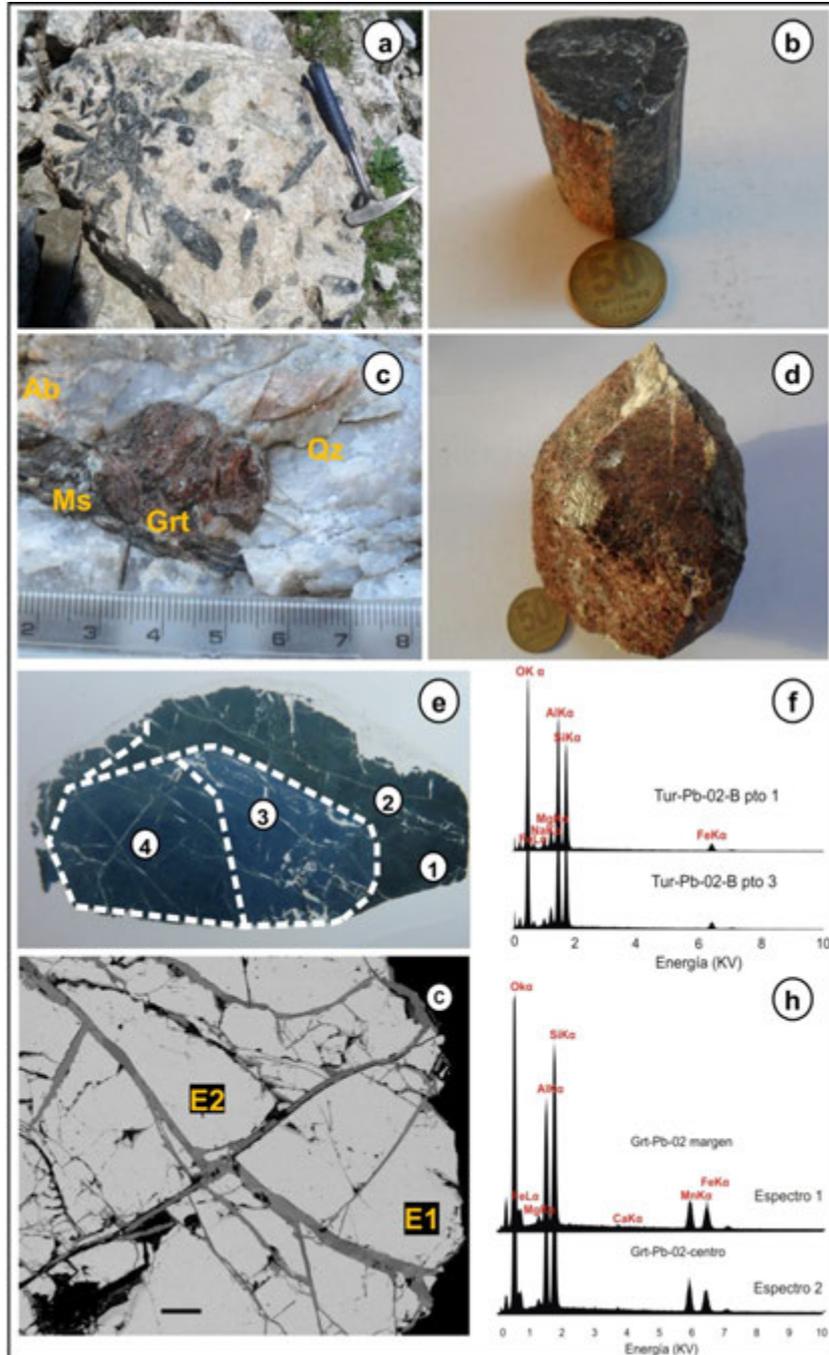
Merlo M., Roquet M. B. y Martínez A. 2013. Estudio preliminar de las pegmatitas Los Pumas y Piedras Bayas, grupo Paso Grande -La Toma, Distrito Conlara, San Luis, Argentina. II Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Actas: 67-68. San Luis.

Rossi N. 1966. Distrito pegmatítico Conlara, provincia de San Luis. Dir. Nac. Geol. y Min. 171p.

Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. Amer. Mineralogist 95:185-187.

**Cuadro 1.** Concentración de óxidos en la muestra de Tur (Tur-D-Pb-02-b) mediante WDS

	FeO	TiO <sub>2</sub>	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
<b>Punto 1</b>	9.53	0.19	0.18	33.77	32.03	4.74	2.10	17.47	100.00
<b>Punto 2</b>	9.27	0.22	0.19	33.83	31.92	4.65	2.06	17.86	100.00
<b>Punto 3</b>	9.15	0.13	0.10	34.15	32.60	4.40	1.78	17.68	100.00
<b>Punto 4</b>	9.00	0.08	0.08	33.98	32.79	4.26	1.69	18.12	100.00



**Figura 1.** **a.** Tur de hábito prismático cónico de la zona externa. **b.** Tur prismática de sección basal triangular. **c.** Grt asociado a Qz-Ab-Ms. **d.** Grt subhedral. **e.** Corte delgado de la sección basal de la Tur mostrando zonación de color. **f.** Espectro EDS de la Tur. **g.** Imagen MEB de Grt obtenida con electrones retrodifundidos. **h.** Espectro EDS de Grt. Barra de escala: 200 micrones.

## Geología y estructura interna de la pegmatita Piedras Bayas, grupo Paso Grande -La Toma, San Luis, Argentina

Matías MERLO<sup>1</sup>, M. Belén ROQUET<sup>1</sup> y Amancay MARTÍNEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Geología, Proy. CyT 3-1212, UNSL, Argentina. E-mail: [matimem@gmail.com](mailto:matimem@gmail.com)

El presente trabajo aborda la caracterización geológica y descripción de la estructura interna de la pegmatita Piedras Bayas ubicada a 10 km al NNE de la ciudad de La Toma, dpto. Libertador Gral. San Martín, provincia de San Luis (Fig. 1a-b). Esta pegmatita integra junto a otras cercanas el grupo Paso Grande-La Toma localizado al S del distrito Conlara (Rossi 1966, Galliski 1999) de la Provincia Pegmatítica Pampeana (PPP, Galliski 1992). El depósito fue clasificado utilizando la clasificación propuesta por Černý y Ercit (2005) como de familia petrogenética LCT, clase Elementos Raros (ELR), Subclase Elementos Raros-Li tipo estéril con transición a tipo berilo (Merlo *et al.* 2014).

La pegmatita Piedras Bayas se encuentra emplazada en un esquisto cuarzo-micáceo de composición Qz-Pl-Ms-Bt±Zrn±Ap±Tur±Grt y Chl formada a expensas de Bt como mineral de metamorfismo retrógrado. El cuerpo presenta contacto neto y concordante con la roca de caja, tiene morfología lenticular de rumbo NNE coincidente con la foliación metamórfica regional predominante del esquisto encajante, y en su interior fueron identificados colgajos de la roca de caja (Fig. 1c-d).

La zonación interna de este depósito es compleja, definiendo una zona externa, una intermedia, un núcleo y unidades de reemplazo, sin la presencia de una zona de borde. La zona externa exhibe una potencia de 7 m, granometría media, color blanco grisáceo, y composición de Ab (50%) - Qz (35%) - Ms (10%) ± Tur-Grt-Bt-Apt-Vrm (5%) (Abreviaturas de Whitney y Evans 2010) (Fig. 1e). La zona intermedia con un espesor variable de hasta 3 m, presenta un incremento en la granometría mineral y una variación en la composición modal Mc (80%) - Qz (20%) (Fig. 1f-g). El núcleo es restringido en el depósito, con dimensiones de hasta 1 m de potencia se compone de Qz (80%) ± Brl (20%) disponiéndose de manera saltuaria en el afloramiento (Fig. 1f). Las unidades de reemplazo sobre la zona intermedia son de Ms±Ab de contornos irregulares y tamaños que varían de 1 a 2 m de ancho por 2 a 3 m de alto aproximadamente (Fig. 1h).

La existencia de una zonación de tipo compleja, con variaciones texturales y mineralógicas diferenciables, como así también la ausencia de una zona de borde sugieren un proceso de cristalización progresivo desde los bordes hacia el interior del cuerpo. Las descripciones de campo tales como, morfología lenticular del cuerpo, aspecto neto de los contactos, presencia de colgajos de roca de caja en el cuerpo pegmatítico, evidencian un desplazamiento moderadamente permisivo y forzado del esquisto, cristalizando el fluido pegmatítico en el espacio generado por su propio ingreso (Chadwick 1958). Considerando las características de las pegmatitas de signatura LCT y clase ELR (Černý y Ercit 2005); Piedras Bayas se habría formado entre 500° y 600°C, ambientes metamórficos de baja P tipo Abukuma a ~2-4 Kb en facies anfibolita a esquistos verdes. El emplazamiento se da en un estado semi-dúctil de la roca de caja, generado por un fundido magmático peraluminoso, enriquecido en volátiles y elementos raros.

Černý, P. y Ercit, S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*. 43: 2005-2026.

Chadwick R. A. 1958. Mechanisms of pegmatite emplacement. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69: 803-836.

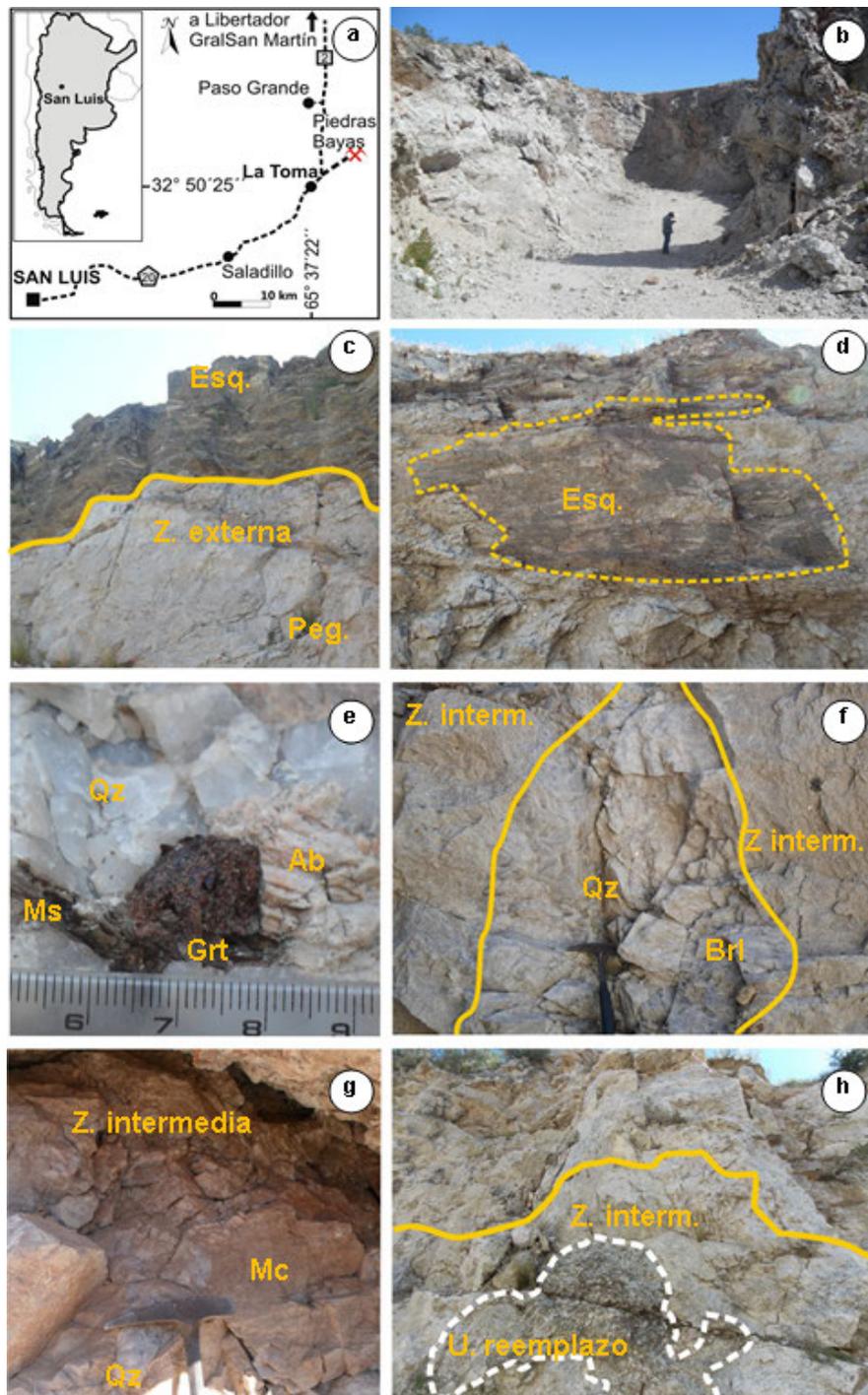
Galliski M. A. 1992. La Provincia Pegmatítica Pampeana: tipología y distribución de sus principales distritos económicos. IV Congreso Nacional y I Latinoam de Geología Económica, actas: 534-537.

Galliski M. A. 1999. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En recursos minerales de la República Argentina (ed. E. O. Zappettini). *Inst. Geol. y Rec. Min., SEGEMAR. Anales* 35: 365-368.

Merlo M., Roquet M. B., Martínez A., Perino Ernesto., Tobares María L., 2014. Geoquímica de los yacimientos pegmatíticos Piedras Bayas y Los Pumas, grupo Paso Grande-La Toma, distrito Conlara, San Luis, Argentina. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. Actas T8-38.

Rossi, N. 1966. Distrito pegmatítico Conlara, provincia de San Luis. Dir. Nac. Geol. Y Min. 171 pp.

Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185-187.



**Figura 1.** a. Mapa de ubicación pegmatita Piedras Bayas. b. Vista general de la labor principal. c. Contacto concordante y neto. d. colgajos de roca de caja en el cuerpo pegmatítico. e. Mineralización de la zona externa. f. Detalle de núcleo de Qz-Brl. g. Detalle de la zona intermedia Mc-Qtz. h. Detalle de las unidades de reemplazo de Ms sobre la zona intermedia.

## Propuesta de clasificación del magmatismo ordovícico en la Sierra de San Luis

Augusto MOROSINI<sup>1,2</sup> y Ariel ORTIZ SUÁREZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología –Universidad Nacional de San Luis. Ejército de los Andes 950 – San Luis

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

E-mail: afmososini@gmail.com

El magmatismo granítico de la Sierra de San Luis, incluyendo las unidades devónicas que no son tratadas aquí, fue clasificado en: 1) pre, sin y postcinemáticos en referencia al clímax de la orogenia Famatiniana, ocurrido entre los 480 y 445 Ma (Ortiz Suárez *et al.* 1992), 2) preorogénicos tempranos, sinorogénicos, y tardío a postorogénicos famatinianos (Sato *et al.*, 2003), y 3) dos suites ordovícicas y dos suites devónicas, todas de carácter sincinemático, de acuerdo a sus características geoquímicas principales (López de Luchi *et al.* 2007). Sin embargo, si se observan las edades radiométricas publicadas en los últimos años, la mayoría de los intrusivos denominados pre y sinorogénicos se sitúan entre los 480 y 460 Ma, incluyendo la faja de rocas máficas-ultramáficas La Jovita-Las Águilas (FJA), salvo algunas excepciones que se ubican en torno a los 500 Ma. Por otra parte, los intrusivos devónicos (postcinemáticos o postorogénicos) se agrupan entre los 410 y 380 Ma.

Si se comparan las edades con las composiciones, e incluso los niveles de intrusión, se reconoce que rocas de diferentes composiciones se intruyen al mismo tiempo a diferentes profundidades, lo que sugiere que gran parte del magmatismo ordovícico está vinculado a un mismo proceso geotectónico, que probablemente involucre diferentes fuentes, grados de evolución y niveles de emplazamiento. Se considera que este proceso está íntimamente relacionado a la construcción del orógeno famatiniano, desarrollado durante las etapas de subducción y colisión. Por lo tanto, se denomina al magmatismo del Cámbrico sup. – Ordovícico como “orogénico”, diferenciándose del magmatismo devónico, que corresponde a la etapa de colapso.

Sobre esta base se propone ordenar al magmatismo ordovícico “orogénico” en tres grupos, considerando sus principales características composicionales:

**Grupo I** (*unidades básicas a ultrabásicas*): corresponde a gabros, con facies minoritarias cumulares de hornblenditas, piroxenitas y dunitas que se han agrupado en la FJA y en el plutón Las Cañas (Sato *et al.* 2003 y sus referencias, Ortiz Suárez *et al.* 2012). Forman cuerpos concordantes con la estructura regional, separados por septos de paragneises, migmatitas y esquistos de los complejos metamórficos Pringles y Conlara, y están relacionados a zonas miloníticas. El origen de la FJA no está del todo resuelto, ha sido interpretada como formada en un ambiente de cuenca extensional de retroarco ensiálica (Brogioni 1994), o bien, como parte de las raíces del arco famatiniano (Steenken *et al.* 2011).

**Grupo II** (*unidades intermedias*): está representado por plutones de composición predominantemente tonalítica, y en menor medida por facies dioríticas y melagábricas cuarzosas cogenéticas inmersas como enclaves que muestran signos de *mingling* respecto a la tonalita hospedante. El grupo comprende a los intrusivos emplazados en rocas metamórficas de bajo, medio y alto grado (ortogneises tonalíticos), y también a lo largo de contactos tectónicos entre unidades de bajo/medio y alto grado metamórfico. El grupo constituye una suite calcoalcalina, metaluminosa a débilmente peraluminosa (tipo-I), característica de magmatismo de arco (Morosini 2011, y sus referencia).

**Grupo III** (*unidades ácidas*): involucra a todos los plutones graníticos, granodioríticos y leucogranodioríticos, ortogneises granodioríticos, cuerpos aplo-pegmatíticos y rocas con textura volcánica relíctica

metamorfizadas en bajo grado. Geoquímicamente el grupo representa suites calcoalcalinas predominantemente peraluminosas (tipo-S) con variaciones en la fuente, desde protolitos sedimentarios puros (pelíticos o grauwáquicos), hasta fuentes mixtas entre protolitos ígneos y rocas sedimentarias (Brogioni *et al.* 2005, López de Luchi *et al.* 2007). Es posible subdividir al grupo según el tamaño de los plutones, sus grados de armonía y contraste reológico-térmico con la roca de caja en:

*Subgrupo III-A: Intrusivos félsicos emplazados en “niveles profundos”* (complejos metamórficos Pringles y Nogolí), involucra a todos los cuerpos considerados como ortogneises graníticos y granodioríticos (Ortiz Suárez *et al.* 2014) o bien como cuerpos graníticos y leucogranodioríticos intensamente deformados (y/o completamente acoplados). Se propone la utilización del prefijo “meta” al referirse a estos cuerpos.

*Subgrupo III-B: Intrusivos félsicos emplazados en “niveles medios”*. Es posible hacer una distinción entre aquellos plutones que presentan grandes tamaños, moderada a escasa armonía con la caja (parcialmente desacoplados), e intruyen a unidades de medio a bajo grado metamórfico (niveles corticales medios altos), los cuales pertenecían al grupo de los considerados preorogénicos, con aquellos cuerpos que son de dimensiones menores, presentan una fuerte armonía con la caja, no generan aureolas de contacto definidas ni bordes enfriados, e intruyen preferentemente a las unidades de medio grado metamórfico, considerados anteriormente como sinorogénicos (*sensu stricto*).

*Subgrupo III-C: Intrusivos félsicos emplazados en “niveles superiores”*, que corresponden a rocas metavolcánicas reconocidas en la Fm San Luis y en las Metamorfitas Las Higueras. Estas rocas corresponden a dacitas y riodacitas (Brodtkorb *et al.* 2009). Las mismas se observan concordantes o levemente discordantes con la estratificación (S<sub>0</sub>), fueron afectadas por los procesos metamórficos y han sido consideradas tanto sinsedimentarias como representantes de diques o *sills*. Casquet *et al.* 2014 obtuvieron una edad en un dique de  $467,4 \pm 5,1$  Ma (U-Pb SHRIMP en circón), interpretada como correspondiente a la cristalización de la roca.

- Brodtkorb, M. K. de., Pezzutti, N. E., Poma, S. y Fernández, R. 2009. Geoquímica y petrología de las metavolcanitas cámbricas de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (3): 429-445.
- Brogioni, N. 1994. Petrología de la faja de rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 967-971, Concepción, Chile.
- Brogioni, N., Parrini, P., y Pecchioni, E. 2005. Petrología del magmatismo de arco predeformacional en el cordón del Realito y la Zona norte del Plutón La Escalerilla. Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (3): 495-412.
- Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, M.C. 2014. Las “vulcanitas” de la formación San Luis (Sierra de San Luis, Argentina): nueva edad (SHRIMP) y geoquímica isotópica (Sr - Nd). 19° Congreso Geológico Argentino, Actas S21-8, Córdoba.
- López de Luchi, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A., Naumann, R. 2007. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 138-166.
- Morosini, A. 2011. El Granito La Escalerilla, Provincia de San Luis. Tesis Doctoral. FCFMyN -Universidad Nacional de San Luis. 434 p. (inédita).
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. 1992. Geología de la parte Sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Revista de Estudios Geológicos* 48: 269-277, Madrid.
- Ortiz Suárez, A., Morosini, A., Ulacco, H. y Carugno Durán, A. 2012. Geología y geofísica del cuerpo máfico-ultramáfico Las Cañas, Provincia de San Luis. *Aportes al Magmatismo y Metalogénesis, Serie Correlación Geológica* 28 (2): 151-166, Tucumán
- Ortiz Suárez, A., Morosini, A., y Carugno Durán, A. 2014. Ortogneises granodioríticos y tonalíticos del Complejo Metamórfico Pringles, San Luis. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas S21-41, Córdoba.
- Sato, A. M., Gonzáles, P., Llambías, E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 487-504.
- Steenken, A., López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C., Drobe, M., Wemmer, K., Siegesmund, S. 2011. The Neoproterozoic-early Paleozoic metamorphic and magmatic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas: an overview. *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)* 100: 465-488.

## Génesis de las microestructuras coroníticas en rocas ígneas de la sierra de Valle Fértil, Provincia de San Juan

Juan OTAMENDI<sup>1,2</sup>, Eber CRISTOFOLINI<sup>1,2</sup>, Giuliano CAMILLETTI<sup>1</sup> y Alina TIBALDI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Argentina.

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigación Científica y Técnica, Argentina.

Las microestructuras coroníticas se encuentran en un espectro amplio de asociaciones minerales y tipos de rocas; sin embargo, las coronas multi-capas que aparecen entre olivino y plagioclasa en gabros (o sus derivados metamórficos) son el tipo de microestructura coronítica más estudiado y uno de los más abundantes (de Haas *et al.* 2002 y referencias). En rocas de las Sierras Pampeanas de Argentina, las coronas en gabros han sido documentadas y analizadas por numerosos trabajos, entre los trabajos pioneros y los que abordan el origen de las coronas como objetivo central se puede mencionar desde Villar Fabré (1961) hasta Gallien *et al.* (2012), y sus referencias. Si bien las coronas en gabros han sido estudiadas intensamente, su origen sigue siendo un tema debatido (Joesten 1986, Ashworth 1986). La mayoría de los estudios publicados sostienen que las coronas se generan después de terminar la cristalización ígnea, cuando una roca plutónica completamente cristalina continúa sometida a un metamorfismo estático, por encontrarse bajo una pila litostática potente y evolucionar en un ambiente de enfriamiento lento (Mongkoltip y Ashworth 1983). En este caso, la microestructura coronítica se forma bajo una condición subsólida, y el tiempo que transcurre entre la cristalización ígnea y la generación de las coronas no se puede resolver con precisión. Existen coronas entre olivino y plagioclasa que cumplen con el balance de masas en un sistema isoquímico y responden al mecanismo cuya cinética fue controlada por difusión iónica (Johnson y Carlson 1990). Otro modelo genético sobre el origen de las coronas en gabros fue propuesto inicialmente por Joesten (1986) y perfeccionado por De Haas *et al.* (2002) usando el análisis petrográfico, el modelado petrológico y la abundancia de tierras raras en minerales, y sostienen que las coronas tienen un origen (tardío) magmático. El modelo magmático implica que las capas que constituyen las coronas se forman en secuencia como resultado de reacciones supersólidas. Las dos líneas de pensamiento coexisten en la controversia y, posiblemente, ambas expliquen de manera correcta el origen de las coronas para distintos ejemplos naturales.

En esta contribución se describen las coronas formadas dentro de una asociación mineral ígnea encontrada en cuerpos constituidos por rocas con estructura ígnea original. Los cuerpos que contienen las rocas con microestructura coroníticas son reconocidos fácilmente por que están formados por secuencias continuas e interestratificadas de rocas máficas y ultramáficas. Cada cuerpo máfico-ultramáfico se puede dividir en: 1) un núcleo central donde aparecen rocas con olivino, el cual está caracterizado por la alternancia de gabronoritas olivínicas hornbléndicas, gabronoritas piroxénicas hornbléndicas, peridotitas piroxénicas hornbléndicas, dunitas y anortositas, y 2) un sector periférico formado por gabronoritas piroxénicas hornbléndicas, gabronoritas hornbléndicas y gabros. Consideradas en su conjunto, estas rocas están formadas por diferentes combinaciones y proporciones de la asociación mineral: olivino, plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol, espinelo y magnetita. La forma más simple, y más abundante, de la microestructura coronítica consiste en una capa interna casi continua de ortopiroxeno que rodea a olivino, seguida por una capa de ancho irregular de anfíbol y una capa externa compuesta por anfíbol y espinelo. Estos últimos dos minerales forman una simplectita que aparece como capas o lóbulos. En las rocas que poseen olivino, los cristales de olivino son el núcleo de las coronas. Frecuentemente, pero no siempre, una

capa de ortopiroxeno homogénea y con ancho uniforme rodea al olivino. La capa de ortopiroxeno es normalmente delgada y continua, hasta puede pasar en continuidad entre dos cristales de olivino que están en contacto. En el otro límite de la capa de ortopiroxeno aparece un dominio de anfíbol y/o anfíbol + espinelo con textura simplectítica. En general, el anfíbol que está puro y el anfíbol que está intercrecido con espinelo verde son partes de un mismo cristal. Las capas monominerales (ortopiroxeno o anfíbol) de las coronas en los gabros *s.l.* son normalmente más anchas que las de las peridotitas, aunque el espesor puede ser muy variable en distintas muestras. No obstante, la corona de ortopiroxeno tiene un ancho menos variable que la de anfíbol, desde 0,5 mm hasta afinarse tanto que desaparece. La forma del límite entre el cristal de olivino y su corona de ortopiroxeno es plana y angulosa o convexa hacia el olivino. El límite entre las capas de ortopiroxeno y anfíbol está bien definido y, comúnmente, es plano o convexo hacia anfíbol. Las propiedades ópticas como el pleocroismo y la extinción uniforme indican que, en muchos casos, la corona de anfíbol sería un solo cristal. Los intercrecimientos simplectíticos entre anfíbol y espinelo verde normalmente separan el contacto entre plagioclasa y anfíbol, aunque esporádicamente se extiende más allá de los límites de la microestructura coronítica y ocupa espacios intercumulares.

Las observaciones más relevantes para discutir el origen de las coronas en las rocas estudiadas son: 1) las coronas se encuentran en rocas cuya estructura a escala de afloramiento y microestructura interna son enteramente de origen magmático; 2) si bien la mayoría de las coronas aparecen cuando coexisten olivino y plagioclasa, también se puede apreciar que existen coronas que se generaron después de que se había reabsorbido totalmente uno de estos minerales, incluso puede que existan coronas que se formaron alrededor de olivino sin la existencia previa de plagioclasa; 3) dentro de cada roca la concentración de óxidos mayoritarios del ortopiroxeno y del anfíbol coroníticos es indistinguible del ortopiroxeno y anfíbol que forma cristales en posiciones intercumulares; 4) excepto por la necesidad de incluir agua como reactivo, la reacción entre olivino y plagioclasa puede aportar los óxidos mayoritarios que forman los minerales coroníticos; 5) el balance de masa de los elementos traza entre anfíbol y ortopiroxeno que forman las coronas y las fases cumulares (olivino y plagioclasa) indica que debió existir otra fuente que aportara elementos traza. El modelo más plausible que integra estas observaciones es que la asociación mineral ortopiroxeno + anfíbol + espinelo  $\pm$  clinopiroxeno que aparecen en posición intercumular, y que también forman las coronas, cristalizó como producto de una reacción progresiva entre olivino y plagioclasa con un líquido residual, hidratado y entrampado en los cúmulos mientras el sistema magmático se acercaba a su solidus, y la fracción de líquido saturado en agua que existió al alcanzar el solidus proporcionó el fluido acuoso necesario para generar el anfíbol de las coronas. La generación de las coronas estaría relacionada a los últimos estadios de un sistema magmático.

Ashworth, J.R. 1986. The role of magmatic reaction, diffusion, and annealing in the evolution of coronitic microstructure in troctolitic gabbro from Risør, Norway: a discussion. *Mineralogical Magazine* 50: 469-473.

De Haas, G.J.L., Nijland, T.G., Valbracht, P.J., Maijer, C., Verschure, R. y Andersen, T., 2002. Magmatic versus metamorphic origin of olivine-plagioclase coronas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 537-550.

Gallien, F., Mogessie, A., Hauzenberger, C. A., Bjerg, E., Delpino, S. y Castro de Machuca, B. 2012. On the origin of multi-layer coronas between olivine and plagioclase at the gabbro–granulite transition, Valle Fértil-La Huerta Ranges, San Juan Province, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 30: 281-302.

Joesten, R. 1986. The role of magmatic reaction, diffusion and annealing in the evolution of coronitic microstructure in troctolitic gabbro from Risør, Norway. *Mineralogical Magazine* 50: 441-467.

Johnson, C. D. y Carlson, W.D. 1990. The origin of olivine-plagioclase coronas in metagabbros from the Adirondack Mountains, New York. *Journal of Metamorphic Geology* 8: 697-717.

Mongkoltip, P. y Ashworth, J. R. 1983. Quantitative estimation of an open-system symplectite-forming reaction: restricted diffusion of Al and Si in coronas around olivine. *Journal of Petrology* 24: 635-661.

Villar Fabrè, J.F. 1961. Textura en anillos en una norita de Valle Fértil, provincia de San Juan. *RAGA* 16: 43-52.

## Controles estructurales en el magmatismo Jurásico del sector oriental del Macizo del Deseado y su importancia para la exploración minera

Gerardo PÁEZ, Diego GUIDO, Sebastián JOVIC, Luciano LÓPEZ, Conrado PERMUY VIDAL y Matías GALINA

*Instituto de Recursos Minerales (UNLP-CICBA). E-mail: gerardo\_paez@hotmail.com*

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).*

El Macizo del Deseado (Provincia de Santa Cruz), se caracteriza por la presencia de un extenso vulcanismo de edad Jurásica Media a Superior (Complejo Bahía Laura) al que se asocian numerosos depósitos epitermales de Au-Ag (Schalamuk *et al.* 1997). Giacosa *et al.* (2010) muestran que, para el sector central de esta provincia geológica, desde el Pérmico al Jurásico Inferior tuvo lugar un régimen tectónico extensional con orientación ENE, que resultó en el desarrollo de bloques controlados por fallas normales con rumbos NO-SE a NNO-SSE. Hacia el Jurásico Medio a Superior la dirección de extensión rotó hacia el SO-NE cambiando a un régimen de tipo transtensional. Este nuevo régimen dio lugar a fallas de primer orden con orientación ONO-ESE y cinemática híbrida dextral-normal, y fallas normales de segundo orden con orientación NO-SE (Giacosa *et al.* 2010).

La zona de estudio se ubica en el sector oriental del Macizo del Deseado, a unos 6 km al SO de la Estancia El Águila. La geología del área se compone de cuarcitas de la Formación La Golondrina (Pérmico) intruidas por stocks graníticos de la Formación La Leona (Jurásico Inferior). En discordancia sobre estas unidades yace una secuencia lávico-piroclástica monótona, de unos 150-250 m de potencia, perteneciente al Complejo Bahía Laura (Jurásico Medio a Superior), que finalmente es cubierta por depósitos cuaternarios. Una particularidad de la zona de estudio es la presencia de enjambres de diques pertenecientes a dos ciclos magmáticos diferentes, diques riolíticos del Complejo Bahía Laura y diques aplíticos de la Fm. La Leona.

Con el fin de analizar el marco estructural que controló la intrusión de las rocas plutónicas de la Fm. La Leona, se determinó la orientación de 57 diques aplíticos. Se trata de leucogranitos con texturas sacaroides a microgranudas que se presentan intruyendo a los granitoides equigranulares de la Fm. La Leona formando un enjambre de diques de tipo longitudinal, e interpretados como tardíos dentro de la evolución del complejo plutónico. Tienen longitudes máximas de hasta 800 m y espesores de 0,3 a 5 m, orientados mayormente con dirección NO (~N145°). Estos cuerpos estarían alojados en fracturas mayormente tensionales formadas en respuesta a esfuerzos regionales extensivos con orientación SO-NE, en concordancia con el régimen tectónico propuesto por Giacosa *et al.* (2010) para el intervalo Pérmico-Jurásico Inferior.

Para el caso de la secuencia volcánica del Complejo Bahía Laura, se determinó la longitud, espesor y orientación de 118 diques riolíticos. Estos diques constituyen un enjambre interconectado de diques y cuerpos dómicos de pequeñas dimensiones. Los diques presentan azimuts variables con una dirección principal N85° y dos direcciones secundarias N65° y N105°. Los espesores varían de entre 2 y 10 m, con longitudes máximas de hasta 850 m. Cuando se analizan su distribución en un mapa, puede verse que las dos direcciones secundarias conforman una serie de corredores con orientaciones NO-SE y NE-SO que interconectan un conjunto de domos subcirculares a levemente elongados en sentido NE-SO; este mismo esquema ha sido descrito por Guido (2004) en un área mucho mayor ubicada inmediatamente al sudeste de la zona de estudio. En este esquema, la dirección principal se presenta como segmentos discontinuos con geometría *en-echelon* vinculados a los corredores NO-SE y NE-SO.

Estas orientaciones no serían coherentes con el modelo estructural propuesto por Giacosa *et al.* (2010) para el Jurásico Medio a Superior del sector central del Macizo del Deseado. Sin embargo, cuando se analizan sus relaciones angulares, se observa una correspondencia entre y las fracturas tipo T, R y R' del modelo de fracturación de Riedel, lo que sugiere que la intrusión de los diques riolíticos ocurrió a lo largo de fracturas de segundo orden vinculadas a la evolución de un sistema de rumbo de orden mayor (Xu *et al.* 2013). De acuerdo a esta hipótesis, y a las características observadas en los diques, la dirección principal N85° podría corresponder a las fracturas tipo T, mientras que las direcciones secundarias N65° y N105° corresponderían a las conjugadas R' y R respectivamente. Sobre la base de la orientación de las fracturas T, R y R' se estimó la orientación de la zona de cizalla responsable de su formación, que tendría una cinemática sinistral y un azimut de ~N135°; una dirección muy similar a la registrada por los diques aplíticos de la Fm. La Leona (N145°) y a la propuesta por Giacosa *et al.* (2010) para las estructuras de edades Pérmicas a Jurásicas Inferiores.

La coincidencia entre las direcciones mencionadas sugieren que para la zona de estudio, la emisión de los productos volcánicos del Complejo Bahía Laura habría estado controlada por la reactivación sinistral de estructuras previas, presentes en el basamento pre-Jurásico Medio, cuya cinemática habría generado estructuras de segundo orden en la secuencia volcánica suprayacente (fracturas T, R y R') que permitieron el ascenso y emplazamiento de los magmas.

Las diferencias observadas entre el sistema estructural propuesto en el presente trabajo y el descrito por Giacosa *et al.* (2010) en el sector central del Macizo del Deseado, ponen en evidencia la variabilidad de los controles estructurales operantes en los distintos sectores de esta provincia geológica, y hacen necesario continuar estudiando esta temática con el fin de lograr un acabado conocimiento del estilo y los controles estructurales de esta importante región productora de metales preciosos.

Por último, la estrecha vinculación temporal y genética entre el vulcanismo Jurásico y los depósitos epitermales (Schalamuk *et al.* 1997, Fernández *et al.* 2008), hace que el entendimiento de los controles estructurales sobre el vulcanismo aporten herramientas valiosas para la exploración de metales preciosos en esta región, ya que diques y vetas ocupan fracturas con similares orientaciones.

Se desea agradecer a la empresa Argentex Mining Corporation por el apoyo logístico y económico recibido para la realización de la presente contribución.

Fernández, R., Blesa, A. P., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., de Palomera, P. A., & Tessone, M. (2008). Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 665–681.

Giacosa, R., Zubia, M. A., Sánchez, M. y Allard, J. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 30 (3-4): 134–150.

Guido, D. 2004. Subdivisión litofacial e interpretación del vulcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 727–742.

Schalamuk, I., Zubia, M. A., Genini, A. y Fernández, R. 1997. Jurassic epithermal Au–Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12 (3): 173–186.

Xu, S.-S., Nieto-Samaniego, A. F. y Alaniz-Álvarez, S. A. 2013. Emplacement of pyroclastic dykes in Riedel shear fractures: An example from the Sierra de San Miguelito, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 250: 1–8.

## Aureola metamórfica de contacto del batolito Cerro Áspero

Lucio P. PINOTTI<sup>1,2</sup>, Manuel DEMARTIS<sup>1,2</sup>, Marcelo R. FAGIANO<sup>1</sup>, Fernando J. D'ERAMO<sup>1,2</sup>, Juan E. OTAMENDI<sup>1,2</sup>, Nicolás E. ZAMBRONI<sup>1,2</sup> y Jorge E. CONIGLIO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Argentina.

E-mail: [lucio.pinotti@yahoo.com.ar](mailto:lucio.pinotti@yahoo.com.ar)

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

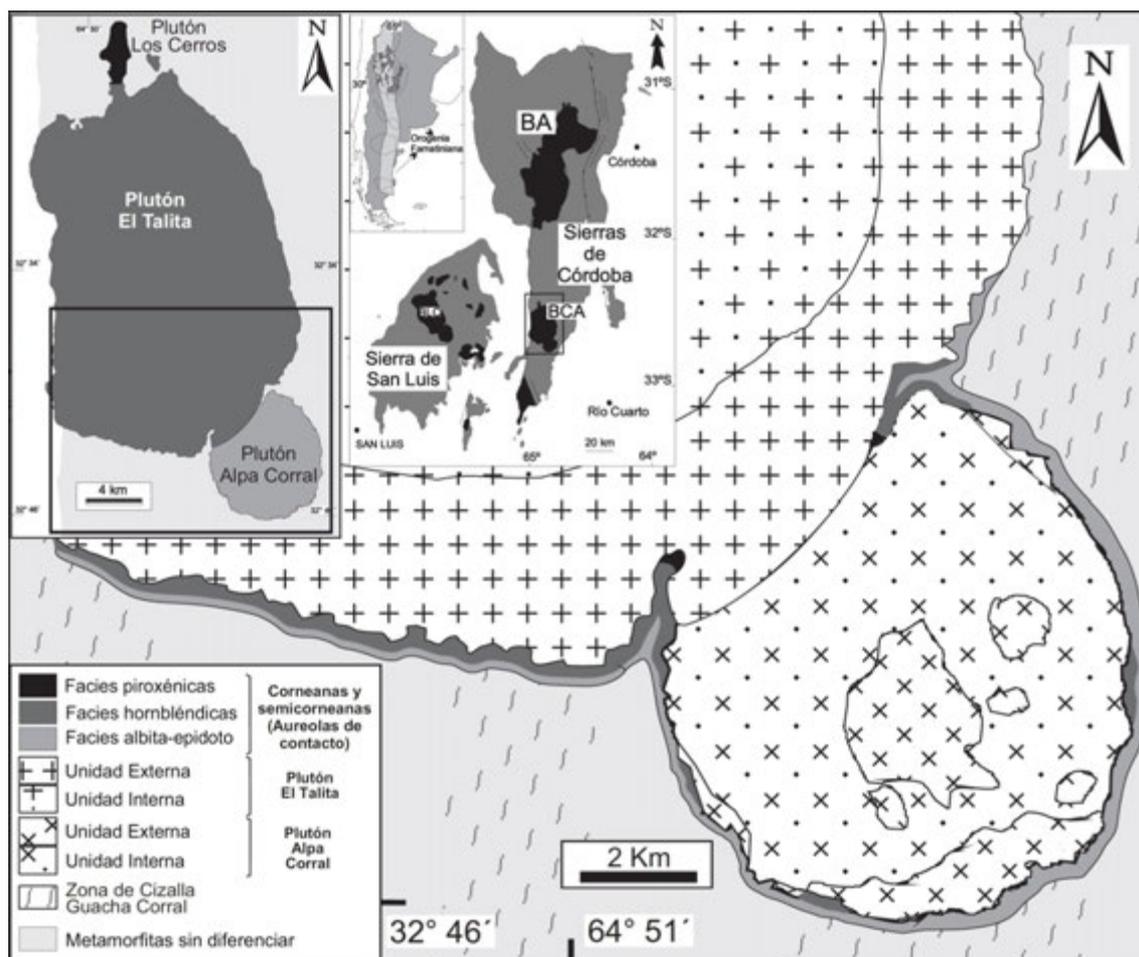
Los cuerpos ígneos más extensos de las Sierras de Córdoba y San Luis (Sierras Pampeanas Orientales de Argentina) son grandes batolitos que fueron emplazados luego de los episodios metamórficos y deformacionales que tuvieron lugar desde el Pre-Cámbrico tardío hasta el Silúrico tardío-Devónico. Este magmatismo es significativo no sólo por su gran volumen, sino también que junto al magmatismo carbonífero representa el cierre de la actividad magmática paleozoica en las Sierras Pampeanas.

El batolito Cerro Áspero (BCA) es el principal cuerpo granítico discordante del magmatismo devónico de la Sierra de Comechingones. Está compuesto por tres plutones: Alpa Corral, El Talita y Los Cerros. La roca de caja está conformada por el basamento polimetamórfico de grado medio - alto, retrabajado textural y mineralógicamente por la faja de cizalla Guacha Corral. El emplazamiento del BCA generó numerosas aureolas térmicas de contacto de diferentes intensidades sobre estas rocas. Las aureolas térmicas se desarrollan fundamentalmente en las inmediaciones de los plutones Alpa Corral y El Talita (Fig. 1), por ser los menos diferenciados y por lo tanto los que mayor temperatura alcanzaron. Se presentan generalmente como fajas de hasta 300 metros de espesor y se localizan en los contactos este y sur del plutón El Talita, y en gran parte de los contactos del plutón Alpa Corral. El efecto del metamorfismo térmico de mayor intensidad, se registra en dos sectores correspondientes con septos de rocas de caja intercalados en la interferencia de los plutones El Talita y Alpa Corral, donde las rocas encajantes han sufrido la transferencia térmica causada por la intrusión de ambos cuerpos (Fig. 1). El resultado de este proceso es una transformación mineralógica y textural con obliteración de la estructura previa. Esta transformación es gradual y da lugar a semicorneanas de baja y alta temperatura, y corneanas, conforme avanza el metamorfismo térmico. Esta transformación dio lugar a las siguientes asociaciones paragenéticas: Qz+And+Pl+Chl+Ep en semicorneanas de baja temperatura, estabilizadas en facies de hornfels de albita-epidoto; Crd+And+Sil+Bt+Qz en semicorneanas de alta temperatura, estabilizadas en facies de hornfels hornbléndicos; y Crd+Bt+Kfs±Qz±Sil±And en corneanas estabilizadas en facies de hornfels piroxénicos.

Fuera de los sectores de intersección de ambos plutones, en general, solamente se desarrollan semicorneanas presentándose como fajas discontinuas. Una excepción a esto lo constituye el contacto sur del plutón El Talita, donde la aureola térmica posee espesores de algunos cientos de metros pero alcanza extensiones kilométricas a lo largo del contacto, con desarrollo de semicorneanas de baja y alta temperatura (Fig. 1).

Considerando la secuencia de emplazamiento de los plutones que componen el batolito, se proponen tres etapas para explicar el proceso de transferencia térmica a las metamorfitas encajonantes. La etapa temprana corresponde al emplazamiento del plutón Alpa Corral, durante la cual se generaron semicorneanas de baja temperatura debido a su escaso volumen, y por ende presupuesto energético y el

calor latente de cristalización. En una etapa avanzada, en los inicios del emplazamiento del plutón El Talita y previo a la coalescencia de ambos plutones, el sector de roca de caja ubicado en el contacto norte del plutón Alpa Corral y próximo al plutón El Talita experimenta la sumatoria del calor aportado por los dos plutones. Consecuentemente, el aumento local del gradiente térmico produce un intenso proceso de metamorfismo de contacto cuyos productos más generalizados son rocas semicorneanas de alta temperatura. De esta manera, se reconocieron en las semicorneanas una serie de transformaciones texturales que abarcan desde un moteado a escala microscópica, pasando por la destrucción parcial de la foliación preexistente por crecimiento de nódulos de andalucita-sillimanita y cordierita extremadamente poiquilítica. En una etapa final, al producirse la expansión lateral y la consiguiente coalescencia del plutón El Talita con el plutón Alpa Corral, un pequeño volumen de la roca de caja, engolfada entre ambos cuerpos, es sometida a un recalentamiento adicional con el desarrollo de corneanas (Fig. 1). En este caso, las rocas afectadas son profusamente reorganizadas en su fábrica y mineralogía, destacándose la obliteración total de la estructura previa, produciendo rocas oscuras, de estructura masiva, sin orientación preferencial de sus minerales y con una textura predominantemente granoblástica y de grano fino. Las paragénesis identificadas en las aureolas indicarían facies de hornfels albita-epidoto en las aureolas que genera el plutón Alpa Corral y facies de hornfels hornbléndicos a piroxénicos en los sectores de la roca de caja afectada por la transferencia de calor inducida por los plutones Alpa Corral y El Talita. De acuerdo a las evidencias de campo y asociaciones minerales identificadas se estima un nivel de emplazamiento, para los plutones que componen el batolito Cerro Aspero, cercano a los 7 km.



**Figura 1.** Mapa geológico simplificado del sector sur del batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba. Se muestra además la localización del batolito Cerro Áspero en el contexto de las Sierras de Córdoba.

## Características generales de un área con influencia hidrotermal a la vera del río Curacó, en el Departamento Lihue Calel, provincia de La Pampa

Mónica A. PIRES<sup>1,2</sup> y Diana I. MUTTI<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam.

E-mail: [piresmonica@hotmail.com](mailto:piresmonica@hotmail.com)

<sup>2</sup> Consejo Federal de Inversiones. CFI: [www.cfi.org.ar](http://www.cfi.org.ar)

<sup>3</sup> Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Un área de, aproximadamente 50 km<sup>2</sup>, que abarca el Cerro Choique Mahuida (Ref: CG 38°36'07"S - 65°35'21"O) y la Estancia El Silencio (Ref: CG 38°32'24"S - 65°31'38"O), fue investigada debido al hallazgo de manifestaciones hidrotermales que incluyen extensas zonas con silicificación penetrativa, junto a la presencia de estructuras dispersas de cuarzo tipo filón, vetas y venillas (Fig. 1).

En base al mapeo geológico de esta zona se reconocieron: pelitas grises castañas a castañas oscuras de la Fm Carapacha asignada al Pérmico inferior (Vilela y Riggi 1956), riolitas blancas de la Fm Choique Mahuida (Llambías 1975, Linares *et al.* 1980), andesitas grises azuladas de la Fm El Centinela, (Llambías 1975, Linares *et al.* 1980) y leucogranitos rosados que son atribuidos, en este trabajo, a la Fm Zúñiga (Llambías 1975, Linares *et al.* 1980). Las rocas ígneas mapeadas corresponden al Ciclo Magmático Choiyoi desarrollado durante el Pérmico inferior-Triásico superior (Llambías *et al.* 1990, Llambías *et al.* 1993).

La silicificación *pervasiva* con cuarzo oqueroso y reemplazo masivo por cuarzo granoso fino, caracteriza a las riolitas de la región desde el Cerro Choique Mahuida hasta la Estancia El Silencio. En estas rocas se realizaron estudios geoquímicos de trazas ICP en el laboratorio Actlabs de Canadá, que arrojan los siguientes valores: Au hasta 0,26 ppm, Pb hasta 1630 ppm, Ba hasta 2100 ppm, As hasta 40 ppm, Cu hasta 30 ppm, Zn hasta 35 ppm, Mo 30 ppm y Sb 8 ppm.

En el Cerro Choique Mahuida, además del cuarzo oqueroso, predomina por sectores, alunita tabular rosada y blanca. Esta asociación de minerales de alteración pasa a incorporar illita-esmectita, con piritita oxidada hacia el extremo suroeste y caolinita hacia el extremo noreste. También se reconocen en niveles ignimbríticos en contacto con tobas, su reemplazo por cuarzo calcedónico rojizo y/o minerales del grupo de la limonita, como jarosita, goetita y hematita.

En la Estancia El Silencio, a unos 10 km hacia el NE del Cerro Choique Mahuida, si bien se distingue la estructura en bancos tabulares de hasta 2 metros de espesor, de las riolitas, la textura oquerosa está bien desarrollada, es continua, y preserva cavidades relícticas tanto de piritita como de feldespatos.

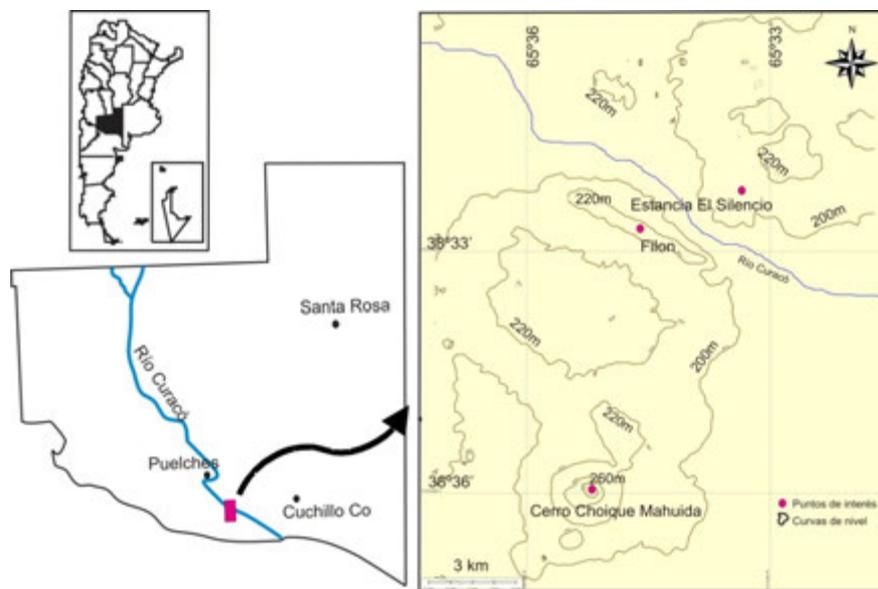
Otra manifestación hidrotermal en el área de la Estancia El Silencio, corresponde a un filón de cuarzo con un espesor medio de 6 metros, y un valor estadístico medio de rumbo N 60° O, con al menos 2,5 km de corrida. Se emplea el término filón en este trabajo, por ser un cuerpo discordante con la estratificación de la comarca y estar compuesto por vetas, venillas y al menos una veta (de aprox. 1 m de espesor) sub-paralelas. Este cuerpo tabular, constituye un relieve positivo que se destaca en el terreno a lo largo de la traza del río Curacó.

Las vetas más potentes que acompañan a la veta principal en el cuerpo filoniano son de 20 cm en las direcciones N 60° O a N 90° O; las de potencia intermedia, entre 20 y 2 cm, tienen rumbo N y las más finas, menor a 2 cm de espesor, siguen la dirección E-O. Sus texturas son de relleno: del tipo simétrico, en diente

de perro, coliformes, en escarapela y en brecha, con fragmentos polimícticos de rocas reconocidas en el área. Se les identifica más de un episodio de relleno. Tanto hacia el Este como al Oeste del cuerpo mineralizado, se individualizan, en forma saltuaria, vetas de hasta 1 m de espesor y venillas próximas a los 15 cm de ancho, con texturas en diente de perro de cuarzo, que recorren los terrenos cercanos.

Los estudios geoquímicos de trazas ICP (Actlabs, Canadá) realizados sobre muestras de cuarzo del filón, arrojan valores de Ba hasta 110 ppm, As hasta 7 ppm, Cu hasta 12 ppm, Zn hasta 11 ppm y Mo hasta 4 ppm.

Si bien los datos aún no permiten elaborar un modelo yacimientoológico, la presencia de cuarzo oqueroso y alunita tabular, los reemplazos pervasivos silíceos, con la presencia de calcedonia rojiza (hematítica), la participación de arcillas, tanto del grupo de caolín como de illita-esmectita, inducen a considerar que se trata de un *silica-cap*. Esta alteración hidrotermal es vinculable con un sistema de alta sulfuración o de condiciones de soluciones hipogénicas ácidas y oxidantes, en acuerdo con criterios seguidos en Hedenquist *et al.* (2000). Se destaca al Cerro Choique Mahuida y en particular a las riolitas, como la principal litología portadora de anomalías metalíferas positivas.



**Figura 1.** Mapa de ubicación del área de estudio.

Hedenquist, J.W., Arribas, A. y Gonzalea Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Society Economic Geology Review* 13: 245-277.

Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C. 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (1): 87-146.

Llambías E.J. 1975. Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. Dirección de Minas de la Provincia de La Pampa (inédita), Santa Rosa.

Llambías E.J., Sato A.M. y Castro C.E. 1990. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el Batolito de Colangüil. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 99-108, San Juan.

Llambías, E.J., Kleiman, L.E y Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. En: Ramos V.A. (ed). 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 1 (6): 53-64, Mendoza.

Vilela, C.R. y Riggí, J.C. 1956. Rasgos geológicos y petrográficos de la Sierra de Lihuel Calel. *Revista Asociación Geológica Argentina* 11 (4): 227-272.

## Las eyecciones piroclásticas del Volcán Calbuco caídas en la Norpatagonia, Argentina

María Josefina PONS<sup>1,2</sup>, Agnes IMPICCINI<sup>1,3</sup>, Gisela PETTINARI<sup>3</sup>, Pablo D. GONZÁLEZ<sup>2</sup>, Miriam BASCHINI<sup>4</sup>,  
Mónica RUEDA<sup>5</sup> y Jorge VALLÉS<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos.

<sup>2</sup> Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (Universidad Nacional de Río Negro-CONICET). Av. Roca 1242, Roca, Argentina. E-mail: jpons@unrn.edu.ar

<sup>3</sup> Depto. de Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, CONICET

<sup>4</sup> Departamento de Química, FAIN. Universidad Nacional del Comahue.

<sup>5</sup> Asentamiento Universitario Zapala. Universidad Nacional del Comahue.

En abril de 2015 se produjeron tres pulsos eruptivos principales del volcán Calbuco situado en Chile en la región sur de las zona volcánica surde los Andes del Sur a 41°20'S-72° 37'O lo que generó eyecciones de piroclastos de flujo y caída, con columnas de ceniza que alcanzaron en la primera erupción hasta 15 km de altura. El volcán Calbuco es un estratovolcán de edad Pleistocena Holocena que en los últimos 100.000 años de su historia eruptiva tuvo predominio de productos andesíticos con una gran variedad de xenolitos cristales (López Escobar *et al.* 1994, Sernageomin 2015). Las erupciones históricas revelan un comportamiento eruptivo violento, principalmente subpliniano, caracterizado por eyección de piroclastos de caída y de flujo. En esta oportunidad, las cenizas fueron dispersadas hacia el SE por los vientos dominantes entrando en territorio argentino y cayendo sobre las poblaciones de la región andina como extra-andina de las provincias de Chubut, Río Negro y Neuquén.

Este estudio tiene como objetivos caracterizar la granulometría, composición mineralógica y química de los depósitos piroclásticos que afectaron a las localidades argentinas ubicadas a diferente distancia del centro efusivo. Para ello se obtuvieron muestras recogidas del material en suspensión que se depositó por gravedad en las ciudades de Neuquén-Cipolletti, a 493 km (muestra NC), Zapala (muestra Z), a 361 km y Villa La Angostura (muestra VA) a 128 km del volcán Calbuco. Las muestras seleccionadas fueron analizadas petrográficamente, por difracción de rayos X (DRX) y fluorescencia de rayos X (FRX) para determinar su distribución granulométrica, composición mineralógica y química respectivamente. Se realizó la determinación de pH y conductividad eléctrica (CE) en una relación 1:20 vol/vol de ceniza/agua.

El material piroclástico caído en la localidades de General Roca, Neuquén y Cipolletti presentó un predominio de trizas vítreas y trizas pumíceas (vidrio vesiculado) y una menor proporción de cristales de plagioclasa y magnetita, fragmentos de cristales de cuarzo, plagioclasa y anfíbol. Los análisis complementarios de DRX permitieron identificar que el anfíbol es de tipo hornblenda. Todo el material caído es de grano fino a muy fino con tamaños variables entre 1-70 µm donde un 68% corresponde a tamaños menores 30 µm y su mayor frecuencia 10 y 15 µm (n=200). El cuarzo, plagioclasa, anfíbol y calcita se encuentra como fragmentos de cristales (>30µm) y la magnetita como granos subhedrales finos (5µm).

Los análisis petrográficos del material piroclástico recolectado en Zapala arrojaron similares resultados composicionales que el de las localidades de Neuquén y Cipolletti ambas muestras presentan color castaño claro (10YR 6/2). Sin embargo difieren ligeramente en la distribución más asimétrica de los tamaños de sus

componentes, con un 70% menor a 30  $\mu\text{m}$  y su mayor frecuencia entre 5-10  $\mu\text{m}$  ( $n=200$ ). De acuerdo al tamaño de grano obtenido en ambas localidades se clasifica como polvo piroclástico (Mazzoni 1986).

El material piroclástico de la localidad de Villa La Angostura mostró un mayor predominio de minerales opacos y se identificaron cristales euhedrales grandes de piroxenos, lo que le confiere al material una coloración más oscura (castaño 5YR 5/2). Los análisis por DRX señalan la presencia de plagioclasa de composición andesina-labradorita, sanidina, magnetita, piroxeno del tipo diopsido, calcita y en escasa cantidad señala la presencia de cuarzo. El rango granulométrico de este material es muy amplio variando entre 1-800  $\mu\text{m}$  con dos modas muy marcadas entre 1-40  $\mu\text{m}$  y 100-800  $\mu\text{m}$ . Las mayores frecuencias para la fracción fina se da entre 1-5  $\mu\text{m}$  y para la fracción gruesa entre 200 y 250  $\mu\text{m}$ . Un 62% del total del material es mayor a 150  $\mu\text{m}$  por lo que se clasificaría como ceniza (Mazzoni 1986).

Las trizas vítreas en las tres localidades son mayormente incoloras, aunque hay algunas con tonalidades castañas y otras con superficies turbias. Poseen formas irregulares, con alta angulosidad, cuspidas y de placas. Los fragmentos pumíceos son también incoloros, incluyen a veces pequeños cristales de magnetita, plagioclasas e inclusiones gaseosas de composición indiferenciada. Tanto las trizas como los fragmentos tienen líneas de fluidalidad y fracturas perlíticas con un índice de refracción mayor que el bálsamo indicando que no es un vidrio extremadamente ácido.

En todos los casos los fragmentos pumíceos y los cristales constituyen la fracción más gruesa del polvo o ceniza, con tamaños mayores a 64 $\mu\text{m}$  en Cipolletti-Neuquén y Zapala y en Villa La Angostura mayores 200 $\mu\text{m}$ .

La caracterización geoquímica de acuerdo a los valores de  $\text{SiO}_2$  (56,05-56,36%) vs.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (4,69-5,29%) en el diagrama TAS (Middlemost, 1994), permiten clasificar al material piroclástico como andesítico basáltico. Estos valores junto al a mineralogía del material analizado son coherentes con la composición históricamente registrada en las erupciones de este volcán (López Escobar *et al.* 1994).

Los resultados de la reacción agua destilada-ceniza, señalan un pH levemente ácido, sin variaciones entre las muestras. La conductividad eléctrica de la suspensión es muy baja, varía entre 50 y 160 micro siemens/cm indicando bajos contenido de sales según la escala utilizada para la clasificación de suelos.

Como es de esperar en una pluma de ceniza la distribución del tamaño de grano con respecto al foco eruptivo en este caso es inversamente proporcional a la distancia recorrida. Se determinó además diferencias mineralógicas con una mayor proporción de cristales de piroxenos y magnetitas en regiones más cercanas al volcán Calbuco.

Las cenizas recogidas en la región de Zapala y Alto Valle con más del 60% son inferiores a 30  $\mu\text{m}$ , se concluye que la mayor parte se encuentra entre las denominadas fracciones de polvo inhalables y torácicas definidas por la norma europea EN481. Teniendo en cuenta que un 35% del total, corresponde a polvo muy fino inferior a 10  $\mu\text{m}$  que se clasifica según esa norma como "fracción respirable". En el caso de la Localidad de Villa La Angostura más de un 62% de la ceniza son partículas superiores a las 150  $\mu\text{m}$  sin embargo el material menor a 150  $\mu\text{m}$  su mayor frecuencia (<10 $\mu\text{m}$ ) se encuentra en la fracción respirable. Desde el punto de vista de la salud no han revelado valores anómalos de componentes tóxicos. De acuerdo al pH levemente ácido y valores de conductividad eléctrica muy bajos se espera que la ceniza caída al suelo y al agua no produzca salinización.

López Escobar L., Parada M. A., Hickey-Vargas R., Frey F. A., Kempton P. D. y Moreno H., 1995. Calbuco Volcano along the Línquiñe-OfquiFaul zone, Chile (41° -42°S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to mineralogy and petrology* 119: 345-361.

Mazzoni 1985. Procesos y depósitos piroclásticos. Asociación Geológica Argentina, publicación especial Serie B, Didáctica y Complementaria, N° 14, Buenos Aires, 115 p.

Middlemost, E. 1994. Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth Sciences Reviews* 37: 215-224.

Sernageomin 2015. [www.sernageomin.cl/archivosVolcanes/20120613111604955FichaVnCalbuco](http://www.sernageomin.cl/archivosVolcanes/20120613111604955FichaVnCalbuco).

## Evidencias geofísicas de cuerpo ígneos no aflorantes en la porción centro - norte de las Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina

S. RADICE<sup>1,2</sup>, L. PINOTTI<sup>1,2</sup>, F. LINCE KLINGER<sup>2,3</sup>, M. GIMÉNEZ<sup>3</sup>, M. FAGIANO<sup>1</sup>, F. D'ERAMO<sup>1,2</sup>, S. NACIF<sup>3</sup>, N. ZAMBRONI<sup>1,2</sup> y M. DEMARTIS<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta 36 (km 601) Río Cuarto, Argentina.

E-mail: [stefiradice@gmail.com](mailto:stefiradice@gmail.com)

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

<sup>3</sup> Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV). San Juan, Argentina.

En esta contribución se presentan los resultados obtenidos a partir del estudio petrológico, estructural y geofísico del sector centro – norte de la Sierra de Comechingones. El basamento en estudio está compuesto en su mayoría por migmatitas con intercalaciones de grandes cuerpos de anfibolitas y cuerpos menores de gneises biotíticos - granatíferos y gneises calcosilicáticos. Estas litologías han sido desarrolladas durante la orogenia Pampeana en el Cámbrico inferior (530 - 520 Ma) y posteriormente, fueron retrabajadas textural y mineralógicamente durante la orogenia Famatiniana (478–430 Ma.) por la faja de cizalla de Guacha Corral. Los productos generados por este metamorfismo dinámico van desde protomilonitas a utramilonitas. Subsiguientemente, durante el Devónico, ocurre el emplazamiento de grandes masas batolíticas, como el batolito de Achala y Cerro Áspero.

Se realizaron en la zona de estudio dos perfiles geológicos: Cerro los Linderos – Villa Yacanto (perfil A-A') y Merlo – La Cruz (perfil B-B') (Fig. 1a), en los cuales se relevaron más de 113 puntos gravimétricos, magnetométricos y topográficos. A partir del análisis y la interpretación geológica de estos perfiles se observó la presencia de vetas hidrotermales, mantos y *stockworks* con características análogas a los depósitos que constituyen el Distrito Minero Cerro Áspero (Coniglio *et al.* 2001; Boffadossi 2014; Maffini 2015, entre otras). Estas evidencias sumadas a las fuertes anomalías geofísicas medidas en el área de estudio podrían representar la existencia de rocas ígneas en profundidad suponiendo la posible continuidad entre los batolitos de Achala y Cerro Áspero (Fig. 1b). Trabajos similares han sido realizados por Bussell y Wilson (1985), para el Batolito de la Costa en Perú. Dichos autores pudieron establecer la unión en profundidad de varios cuerpos plutónicos que coalescen entre sí mostrando un “enraizamiento” común. Asimismo, la presencia de estos plutones queda de manifiesto a partir de la importante relación que existe entre los gradientes gravimétricos en la región, producto del fuerte contraste lateral de densidades, y las correspondientes unidades litológicas (Fig. 1c y d). Estas características gravimétricas, como el marcado contrastante densidad lateral, y las bajas anomalías gravimétricas en el sector evidencian que el emplazamiento de dichos cuerpos devónicos estaría asociado a zonas de debilidad en la corteza las cuales están representadas, en este caso por la faja de cizalla Guacha Corral. De corroborarse la continuidad de los batolitos en profundidad, el volumen de magma involucrado sería mayor al conocido hasta el momento.

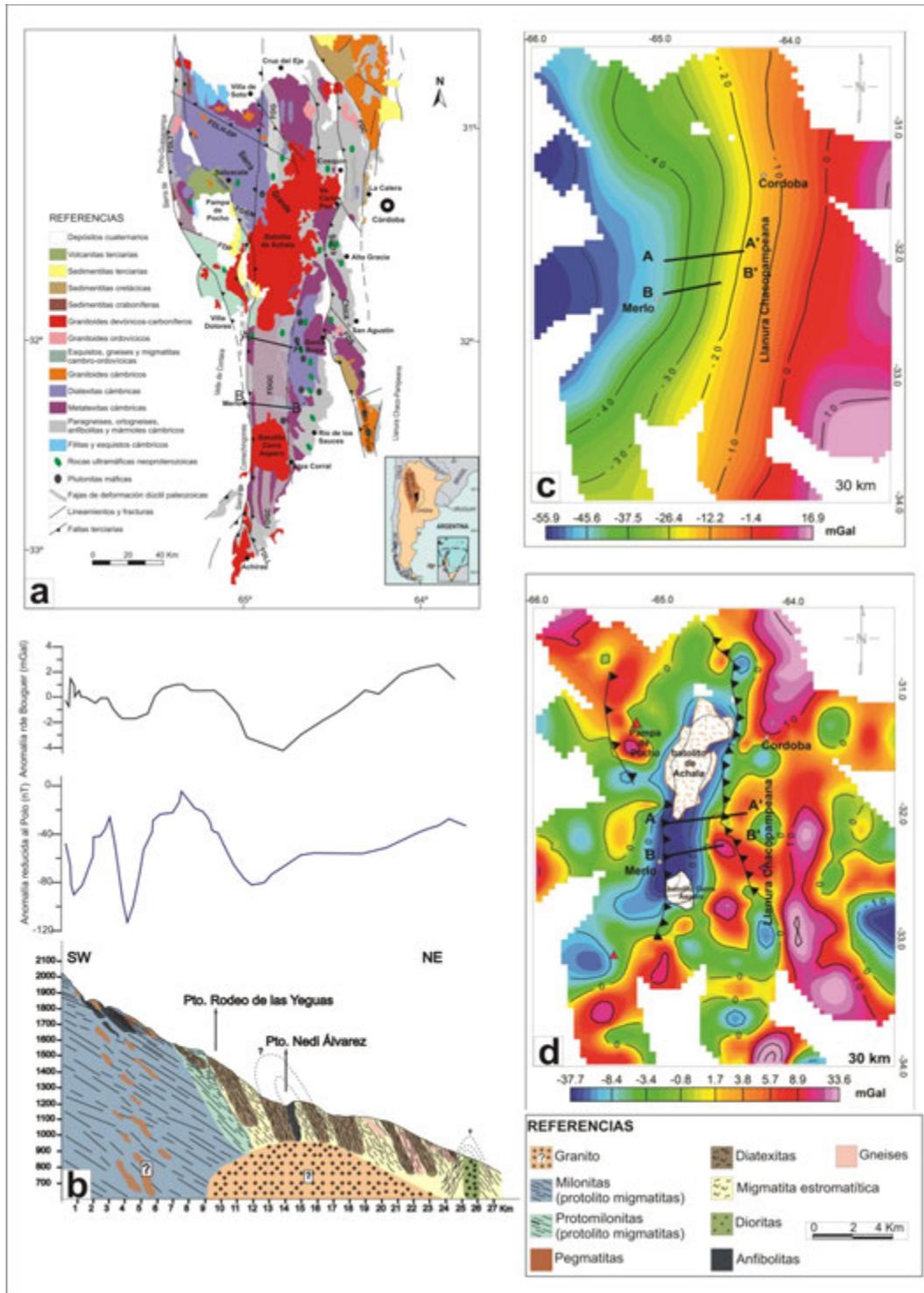
Boffadossi, A. 2014. Mapeo geológico-metalogenético del entorno metamórfico hospedante norte del plutón Los Cerros, distrito minero Cerro Áspero, Córdoba. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto. (Inédita), 94 p., Río Cuarto.

Bussell, M y Wilson, C. 1985. A gravity traverse across the Coastal Batholith, Peru. *Journal of the Geological Society* 142: 633-641.

Coniglio, J., Pérez Xavier, R., Pinotti, L., Eramo, F. D., Petrelli, H. y Ducart, D. 2001. Evolución de fluidos hidrotermales y la formación de vetas de cuarzo-wolframita del distrito minero Cerro Áspero, Córdoba. 7º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 87-93, Salta.

Maffini, N. 2015. Estudio petro-estructural, mineralógico y metalogénico de depósitos vetiformes mesotermales (Pb-Zn-Cu-Ag-Au) emplazados en el basamento metamórfico de la Sierra de Comechingones, en proximidad a cuerpos ígneos plutónicos, Sierras Pampeanas Orientales. Tesis Doctoral (Inédita), Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto., 300 p., Río Cuarto.

Radice, S. 2015. Estudio Petro-Estructural de de la faja de cizalla de Guacha Corral y su relación con variaciones químicas, magnéticas y gravimétricas, Sierras de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral (Inédita), Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, 350 p., Río Cuarto.



**Figura 1.** a. Mapa de detalle de la porción sur de la Sierra de Comechingones modificado por Radice (2015), con líneas llenas se ubica los perfiles modelados. b. Perfil Merlo – La Cruz, en donde se observa en línea negra la anomalía residual de Bouguer y en línea azul anomalía magnética reducida al polo. c. Mapa de anomalía de Bouguer. d. Mapa de anomalía Residual de Bouguer.

# Caracterización mineralógica y geoquímica del prospecto de cobre hospedado en rocas sedimentarias El Porvenir, Cuenca Neuquina, Argentina

Ana Laura RAINOLDI<sup>1,2</sup> y Marta FRANCHINI<sup>1,3,4</sup>

<sup>1</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos-CONICET.

<sup>2</sup> Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, B8000ICN, Bahía Blanca, Argentina. E-mail: [analaurl@hotmail.com](mailto:analaurl@hotmail.com)

<sup>3</sup> Universidad Nacional de Río Negro, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. Av. Roca 1242, (8332) Roca, Río Negro, Argentina.

<sup>4</sup> Universidad Nacional del Comahue, Facultad de Ingeniería, Departamento de Geología y Petróleo, Buenos Aires 1400, (8300) Neuquén, Argentina.

El prospecto de cobre hospedado en rocas sedimentarias El Porvenir se localiza en las inmediaciones del Cerro Granito (39° 09' S-69° 32' O), Provincia de Neuquén (Argentina), donde afloran las rocas sedimentarias del Grupo Neuquén, una sucesión de 1300 m de capas rojas depositadas en ambientes fluvial, lacustre y eólico (Cazau y Uliana 1974). La mineralización se encuentra limitada a la zona de paleocanales fluviales, donde las areniscas rojas fueron decoloradas y están impregnadas con bitumen. El objetivo de este trabajo consiste en sintetizar las sucesivas asociaciones mineralógicas desarrolladas durante los estadios de precipitación y caracterizar geoquímicamente la mineralización del prospecto El Porvenir.

La mineralización se hospeda en las areniscas decoloradas con mayor porosidad, donde reemplaza a los clastos, rellena los espacios inter- e intragranulares y venillas. La mineralización hipogénica consiste en calcosina (Cu<sub>2</sub>S), digenita (Cu<sub>1,8</sub>S), anilita (Cu<sub>1,75</sub>S) > pirita >>> bornita (Cu<sub>5</sub>FeS<sub>4</sub>), calcopirita (CuFeS<sub>2</sub>). Covellina (CuS) es probablemente supergénica. Pirita está como relictos en cristales cúbicos reemplazados por óxidos e hidróxidos de hierro que rellenan los espacios porales; también se encuentra como inclusiones en bornita y calcosina. Calcopirita se halló en muestras que contienen pirita y bornita, en cristales relictos de hasta 20 µm. Bornita se presenta como parches que reemplazan a pirita y es reemplazada por minerales del grupo calcosina-espionkopita, que son los más abundantes y en los cuáles predominan calcosina (Cu<sub>1,99-2,02</sub>S<sub>0,97-1</sub>) y digenita (Cu<sub>9,01</sub>S<sub>4,89</sub>) con anilita (Cu<sub>6,94-7,03</sub>S<sub>3,93-4,03</sub>) y greerita (Cu<sub>7,81</sub>S<sub>4,95</sub>) subordinadas. Estos sulfuros están en cristales anhedrales de hasta 300 µm que reemplazan a pirita y bornita o bien rellenan el espacio inter- e intragranular, siempre en contacto con bitumen. Covellina es el sulfuro de Cu más tardío y reemplaza a los sulfuros del grupo calcosina-espionkopita y a calcopirita. La composición isotópica de los sulfuros es muy variable, con valores de δ<sup>34</sup>S +10,2‰ en pirita, +12,3‰ en sulfuros de Fe y Cu (mezcla de pirita, bornita, calcosina-espionkopita) y -11,7‰ a +3,6‰ en sulfuros de cobre de la serie calcosina-espionkopita. Se identificaron dos calcitas asociadas a la mineralización, una calcita con δ<sup>13</sup>C -9‰ a -12‰ y una segunda con δ<sup>13</sup>C mucho más liviano -29‰ a -32‰. Los análisis químicos de los sulfuros tienen trazas de Mo, Pb, Ag y As; en algunos sulfuros de la serie calcosina-espionkopita el contenido de Ag es elevado, hasta 11,85% en peso, mientras que en pirita se determinaron los mayores contenidos de Pb (1,20% a 1,29% en peso). En geoquímica de roca total, se determinaron anomalías de Ag, As, Pb, Mo, Zn y Co y contenidos de Cu que varían entre 5% y poco más del 20%. Las anomalías de As, Mo, Pb y Zn

corresponden a zonas con mayores contenidos de pirita, mientras que las anomalías de Ag se encuentran tanto en las muestras con pirita como en las muestras con calcosina.

Los sulfuros están como relictos en el centro del poro, rodeados y reemplazados por minerales supergénicos. En orden de abundancia los minerales de oxidación incluyen malaquita, azurita, crisocola, cuprita, hematita-goethita y como más exóticos alumogoethita, aluminocopiapita, iodargirita y sasaita? En los minerales formados por la oxidación de pirita, como alumogoethita y aluminocopiapita, se identificaron trazas de As, Cu, Ag y Zn y en sasaita trazas de Pb.

Previo a la precipitación de la mineralización, la circulación e interacción de los hidrocarburos con las areniscas rojas generaron reacciones redox que dieron lugar a la decoloración de las areniscas. En este proceso el  $\text{Fe}^{3+}$  de la hematita fue reducido a  $\text{Fe}^{2+}$  que pudo reaccionar con el azufre transportado por las aguas de formación (p. ej.  $\text{H}_2\text{S}$ ) o con el sulfato generado a partir de la disolución de los sulfatos diagenéticos (p. ej. baritina, yeso), para formar pirita, cuya composición isotópica  $\delta^{34}\text{S}$  (+10,2‰) indica la reducción termoquímica del sulfato (TSR). En un segundo estadio, la circulación de salmueras con cloruros de Cu promovió el reemplazo de pirita por bornita y calcopirita ( $\delta^{34}\text{S}$  +12,3‰) a partir del azufre removilizado de la pirita, a temperaturas mayores de 100°C (Haynes y Bloom 1987) y a expensas de salmueras con alta fugacidad del S y un pH neutro a alcalino para formar calcita. Luego, en una tercera etapa, calcosina-espionkopita reemplazó a bornita y sus isótopos del  $\delta^{34}\text{S}$  (+0,7 a +3,6‰) sugieren la mezcla del S más pesado de los sulfuros previos con un S más liviano generado por bacterias (BSR) a partir de un nuevo reservorio de sulfato (nuevos pulsos de salmueras con  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y Cu). Finalmente, precipitaron in situ calcosina-espionkopita ( $\delta^{34}\text{S}$  -11,7 a -2,7‰) directamente del fluido con Cu y del S más liviano (BSR); anilita precipitó al descender la temperatura de los fluidos por debajo de los 72°C (Morimoto *et al.* 1969). Junto con los sulfuros de Fe y Cu (TSR) precipitó la calcita isotópicamente más pesada ( $\delta^{13}\text{C}$  -9‰ a -12‰) mientras que con calcosina-espionkopita, precipitó una calcita más liviana ( $\delta^{13}\text{C}$  -29‰ a -32‰), a partir del metano biogénico generado durante la reacción (BSR).

Durante la alteración supergénica, el pH levemente ácido ( $\sim$ 5,5; Sillitoe 2005) del agua meteórica pudo haber inhibido el enriquecimiento supergénico de los sulfuros, dado que por debajo de este valor el cobre es soluble y transportado hacia las zonas de enriquecimiento (Sillitoe 2005), favoreciendo la oxidación *in situ* de los sulfuros y su transformación parcial a covellina y una serie de minerales secundarios, incluyendo carbonatos, silicatos y óxidos. Los elementos traza como As-Ag-Zn-Pb son más abundantes en pirita por lo que fueron mayormente incorporados en los minerales secundarios que la reemplazan (alumogoethita y aluminocopiapita).

Cazau, L. y Uliana, M.A. 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. V Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163, Buenos Aires.

Haynes, D.W. y Bloom, M.S. 1987. Stratiform Copper Deposits Hosted by Low-Energy Sediments: IV. Aspects of Sulfide Precipitation. *Economic Geology* 82: 876-893.

Morimoto, N., Koto, K. y Shimazaki, Y. 1969. Anilite,  $\text{Cu}_2\text{S}_3$ , a new mineral. *American Mineralogist* 54: 1256-1268.

Sillitoe, R.H. 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary vol: 723-768.

## La faja de wolframio del Valle de Pancanta-La Carolina, provincia de San Luis: depósitos tipo granófilo

Gabriel RAMOS<sup>1</sup>, Agustín M. IZARD<sup>2</sup>, Ariel ORTIZ SUÁREZ<sup>1</sup> y Augusto MOROSINI<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, UNSL, Ejército de Los Andes 950-San Luis (5700).

E-mail: [gramos@unsl.edu.ar](mailto:gramos@unsl.edu.ar)

<sup>2</sup> Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, España.

Los depósitos estudiados se ubican entre las localidades de Pancanta y La Carolina, provincia de San Luis, en una faja de aproximadamente 10 km de largo, en sentido N-S, y 3 km de ancho en dirección E-O (Fig. 1). Corresponden a delgadas vetas, controladas por zonas de cizalla, que se alojan en granitoides o en su caja, constituida por esquistos cuarzo micáceos de bajo grado pertenecientes a la Formación San Luis (Ramos 2013). Estos depósitos se caracterizan por la presencia de elementos como S, As, F, P, B, álcalis y metales como W, ( $\pm$  Au-Ag), Bi, Cu-Zn, Fe, que son indicadores de fluidos transicionales magmáticos-hidrotermales de alta temperatura (Halter y Webster 2004 y sus referencias,) que gradan a hidrotermales de temperaturas intermedias. Esto se traduce también en una zonación mineral (Ramos 2012) donde se observa un estadio I, proximal (litófilo-iónico), con la asociación moscovita-turmalina-scheelita  $\pm$  wolframita  $\pm$  (oro y plata nativos)-fluorapatita-epidoto; conforme disminuye la temperatura se desarrolla una asociación mineral distal de tipo calcófilo-covalente correspondiente al estadio II, representada por sulfuros: calcopirita  $\pm$  (cubanita)-esfalerita-bismuto nativo-bismutinita  $\pm$  (matildita)-pirita. En un estadio tardío, coincidente con el dominio frágil de la cizalla (microbrechamiento y relleno), se deposita abundante cuarzo y pirita euhedral con textura en drusas.

De acuerdo a Strong (1990) los depósitos granófilos son típicamente hospedados por granitoides peraluminosos leucocráticos, tipo-S, ricos en cuarzo y pobres en azufre. Derivan de la fusión de rocas metasedimentarias sílico-alumínicas, se emplazan en terrenos metamórficos en zonas relativamente profundas de la corteza y están enriquecidos en los denominados elementos "granófilos" o elementos incompatibles de afinidad granítica como Sn, W, U y Mo (SWUM), Be, B, Li y P (BECLIP). Dichos depósitos tienden a concentrarse hacia zonas de borde de los granitoides relacionados y aparecen como diseminaciones o pegmatitas en el plutón, o como vetas y stockworks desarrollados en la roca de caja, mostrando una característica zonación mineral en función de la temperatura de las soluciones hidrotermales.

Los resultados de estudios geoquímicos (Ramos 2012), indican que el leucogranito perteneciente a la parte norte del plutón La Escalerilla (Morosini 2011), aledaño a los depósitos estudiados, es peraluminoso, altamente diferenciado y con alto potencial mineralizador; presenta afinidad calcoalcalina de alto K, con características semejantes a granitos tipo-S, originados por fuentes híbridas con una dominante participación sedimentaria, especialmente grauvacas (Brogioni *et al.* 2005). De acuerdo a la descripción de los depósitos, datos isotópicos, de inclusiones fluidas, y a las características del granitoide que se interpreta genéticamente vinculado a la mineralización, los mismos corresponderían a depósitos tipo granófilo en el modelo de Strong (1990).

Halter, W.E. y Webster, J.D. 2004. The magmatic to hydrothermal transition and its bearing on ore-forming systems. *Chemical Geology* 210: 1-6.

Morosini, A., 2011. El Granito La Escalerilla, Provincia de San Luis. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis. 434 p. Inédito.

Ramos, G., 2012. Metalogénesis de los depósitos de wolframio en el Valle de Pancanta-La Carolina y su relación con la evolución geológica del basamento de la región. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis. 320 p. Inédito.

Strong, D.F., 1990. A model for granophile mineral deposits. En: Roberts R.G. y P. A. Sheaha (Eds.) Ore deposit models Geoscience Canada, Reprint 3: 59-66.

Brogioni, N., Parrini, P. y Pecchioni, E. 2005. Petrología del magmatismo de arco pre-deformacional en el cordón de Realito y la zona norte del plutón La Escalerilla. Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (3): 495-512.

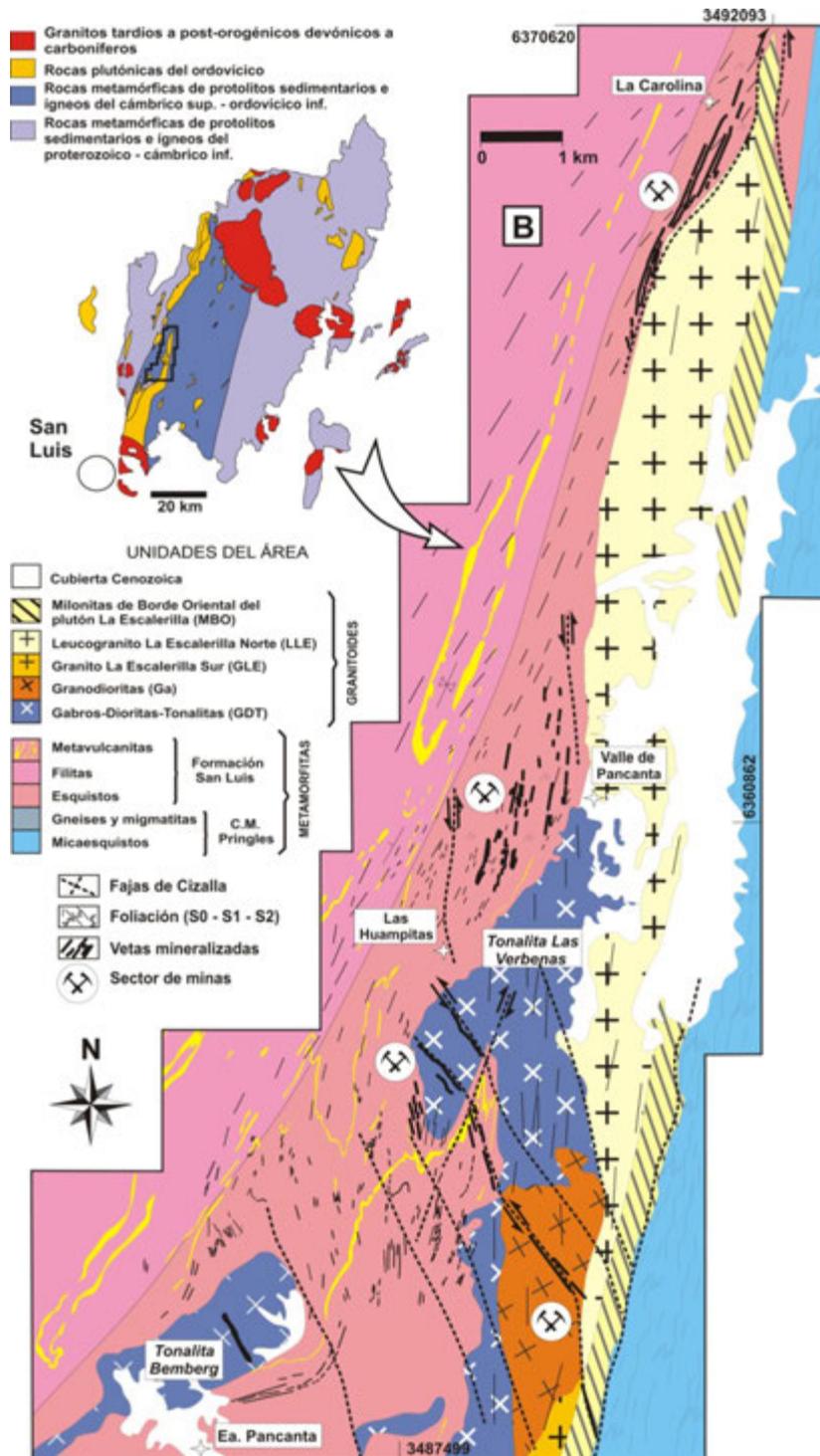


Figura 1. Mapa geológico del área estudiada (modificado de Ramos 2012).

## **Características petrológicas de las migmatitas y vinculación genética con los plutones aflorantes en el arroyo Pampichuela, localidad de Concepción, Departamento Capayán, Provincia de Catamarca, Argentina**

Matías E. RASJIDO<sup>1</sup>, Cintia J. CARRIZO<sup>1</sup>, Rafael A. FURQUE<sup>1</sup>, Karina de los A. RODRIGUEZ<sup>1</sup> y Graciela V. CÓRDOBA<sup>1</sup>

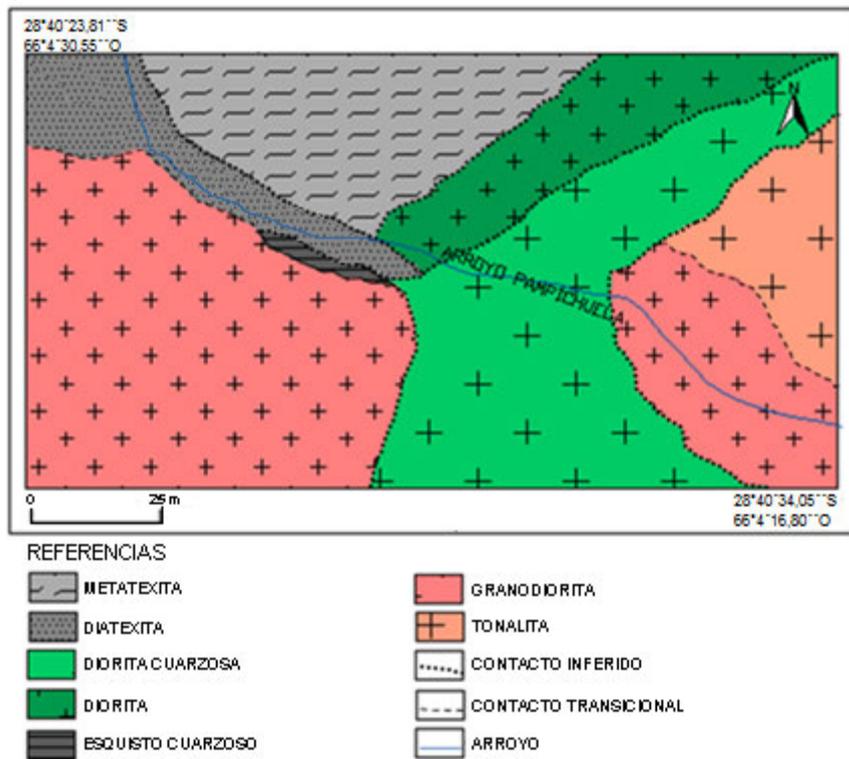
<sup>1</sup> *Departamento de Geología, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas-Universidad Nacional de Catamarca. Maximio Victoria 55- (4700), Catamarca. E-mail: [mrasjido@gmail.com](mailto:mrasjido@gmail.com)*

En el sector suroriental de la Sierra de Ambato, entre las coordenadas 28° 40' S y 66° 03' O, en las cercanías de la localidad de Concepción, provincia de Catamarca, aflora a lo largo del arroyo Pampichuela, una entidad geológica conformada por una serie de rocas ígneas de contrastada composición, cuyos miembros más básicos corresponden a dioritas con grandes cristales de anfíboles y dioritas cuarzosas, mientras que los miembros félsicos quedan constituidos por tonalitas hornblendíferas, tonalitas biotíticas, granodioritas, diques pegmatíticos y aplíticos de composición granítica y potencia variable. La roca de caja que alberga la serie ígnea, está constituida por esquistos, metatexitas y diatexitas.

Las dioritas y tonalitas se clasifican como rocas metaluminosas de tipo-I, destacándose una notable similitud en la asociación mineral entre ambos litotipos mencionados con influencia directa en el comportamiento químico, lo que indica que las mismas están emparentadas y se originaron bajo un proceso de cristalización fraccionada, mientras que las granodioritas corresponden a granitoides moderadamente peraluminosos de tipo-S, indicando además de una diferenciación magmática en su formación, aportes de fundidos corticales. Las características petrográficas y geoquímicas de los intrusivos analizados, permite correlacionarlos con otras manifestaciones ígneas que forman parte del arco Famatiniano exhumado durante el Paleozoico inferior, por presentar similitudes en cuanto a su composición y evolución (Grosse *et al.* 2011).

Nuevos estudios de campo efectuados en esta zona, revelan que las metatexitas en contacto neto con los intrusivos de afinidad tipo I y composición cuarzo feldespática, fueron formadas por fluidos residuales a niveles someros de corteza, mientras que las granodioritas de signatura tipo S presentan contactos transicionales con diatexitas, representando niveles corticales más profundos. La asociación paragenética conformada por: Qtz+ Pl + Bt + Ms ± Sil ± Mc, en las diatexitas, indicarían una anatexis prógrada, durante la facies de anfibolita alta superando la segunda isograda de la sillimanita (Turner y Verhoogen 1960).

Las muscovitas euhedras y subredondeadas observadas en los esquistos y mesosomas de las metatexitas que constituyen la roca de caja de las granodioritas, tonalitas y dioritas, indican un metamorfismo estático-retrógrado sucedido durante el emplazamiento de los plutones, cuando los mismos se encontraban aún en un estadio plástico durante su emplazamiento. El contacto transicional entre diatexitas y granodioritas indica que las mismas se habrían emplazado en niveles de corteza dúctil en un estadio tardiotectónico.



**Figura 1.** Mapa Geológico del arroyo Pampichuela en el sector suroriental de Sierras de Ambato, Catamarca, Argentina.

Grosse, P., Bellos, L., De los Hoyos, C., Larrovere, M., Rossi, J. y Toselli, A.J. 2011. Across-arc variation of de Famatinian magmatic arc (NW Argentina) exemplified by I-, S- and transitional I/S type Early Ordovician granitoids of the Sierra de Velasco. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 110-126.

Turner, F.C y Verhoogen, J. 1960. *Petrología Ígnea y Metamórfica*. Trad. de la Segunda Ed. Editorial Omega, 726 p., Barcelona.

# **Volcanismo Pérmico Temprano-Medio de la Cordillera Frontal de Calingasta, oeste de Argentina: estratigrafía, evolución petrogenética y geocronología U-Pb SHRIMP en circones**

Sebastián ROCHER<sup>1</sup>, Graciela VALLECILLO<sup>2</sup>, Brígida CASTRO de MACHUCA<sup>3,4,5</sup> y Pablo ALASINO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Centro Regional de Investigaciones y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR-CONICET), Entre Ríos y Mendoza s/n, Anillaco 5301, La Rioja, Argentina. e-mail: srocher@crilar-conicet.gob.ar

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Ignacio de la Rosa y Meglioli, 5400, Rivadavia, San Juan, Argentina.

<sup>3</sup> Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO-CONICET), Ignacio de la Rosa y Meglioli, 5400, Rivadavia, San Juan, Argentina.

<sup>4</sup> Instituto de Geología (INGEO), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Ignacio de la Rosa y Meglioli, 5400, Rivadavia, San Juan, Argentina.

<sup>5</sup> Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Ignacio de la Rosa y Meglioli, 5400, Rivadavia, San Juan, Argentina.

La porción sur de la Cordillera Frontal de San Juan comprende algunas de las mejores exposiciones del Grupo Choiyoi, la contraparte eruptiva de una gran provincia plutono-volcánica silícica de edad pérmico-triásica desarrollada sobre el margen sudoccidental de Gondwana (Kay *et al.* 1989, Mpodozis y Kay 1992, Llambías y Sato 1995, Strazzere *et al.* 2006, Martínez *et al.* 2006, Kleiman y Japas 2009, entre otros). Estudios estratigráficos, petrológicos y geocronológicos permitieron reconocer aspectos de su volcanología física, historia eruptiva y evolución petrogenética. Los trabajos incluyeron mapeo a escala 1: 10.000 y levantamiento de secciones estratigráficas en cuatro zonas de estudio, distribuidas a lo largo de la vertiente oriental la Cordillera Frontal entre 31°20'–32°05' S (Fig. 1a). El muestreo geoquímico fue realizado en unidades eruptivas lávicas e ignimbríticas, totalizando 29 muestras con análisis químico en roca total. El análisis de la estratigrafía volcánica muestra que los productos más comunes fueron ignimbritas soldadas y flujos de lava riolíticos y, con menor desarrollo, depósitos freatomagmáticos, sedimentos volcanoclásticos e intrusivos subvolcánicos (Fig. 1b). Los volúmenes eruptivos, y probablemente el flujo magmático, fueron en aumento desde el emplazamiento de coladas andesíticas, domos riolíticos e ignimbritas de pequeño volumen intercalados en sedimentos volcanoclásticos, hasta sucesiones casi ininterrumpidas de potentes flujos riolíticos e ignimbritas relacionadas a colapso volcano-tectónico (Rocher y Vallecillo 2014). La actividad volcánica se inició con posterioridad a la fase orogénica San Rafael a los ~290 Ma como lo sugieren datos paleontológicos y radimétricos previos. Una nueva edad U-Pb SHRIMP de  $265 \pm 2$  Ma en circones de los niveles superiores de la secuencia indica que la duración del volcanismo en la región fue de alrededor de 25 Ma, aunque la actividad magmática persistió con la intrusión de cuerpos graníticos (Fig. 1b). Geoquímicamente, la sucesión ígnea muestra un espectro composicional muy reducido de intermedio a silícico (>60% SiO<sub>2</sub>) con clara tendencia a la acidificación hacia los términos cada vez más jóvenes. Comprende riolitas, dacitas y traquidacitas, en su mayoría de alto K, peraluminosas y de afinidad calcoalcalina. La fuente de los magmas se relaciona a una corteza de espesor normal o adelgazado, y la evolución de los mismos puede ser explicada mayormente por procesos de cristalización fraccionada. Los patrones de elementos traza muestran enriquecimiento en LILE (Cs, Ba, Rb, K) respecto de HFSE y depresiones en Nb, Ta y Ti, rasgo típico de series orogénicas (Fig. 1c). Tendencias crecientes en HFSE (Nb, Ta, Y) hacia los términos superiores sugieren una transición hacia un ambiente de intraplaca. Este cambio composicional se relacionaría con pulsos magmáticos cada vez más voluminosos y diferenciados a medida que el sistema de arco fue madurando y a un régimen tectónico progresivamente extensional relacionado a

subducción. Una explicación posible a las variaciones observadas es el retroceso de la subducción (*rollback*) en las fases finales de la orogenia gondwánica (Collins 2002).

Collins, W.J. 2002. Hot orogens, tectonic switching, and accretion of continental crust. *Geology* 30 (6): 535-538.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.

Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283-299.

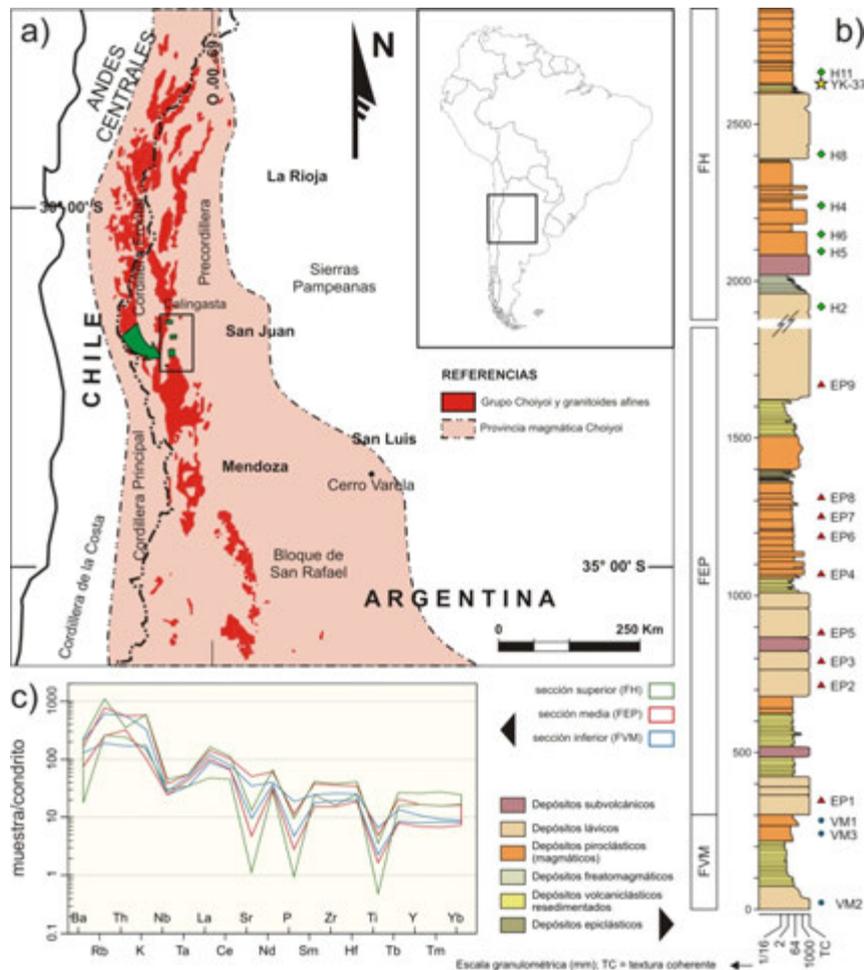
Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 111-31.

Martínez, A., Rodríguez Blanco, L. y Ramos, V.A. 2006. Permo-Triassic magmatism of the Choiyoi Group in the Cordillera Frontal of Mendoza, Argentina: geological variations associated with changes in Paleo-Benioff zone. *Backbone of the Americas, Asociación Geológica Argentina–Geological Society of America Symposium, Abstract with Programs* 1: 77, Mendoza.

Mpodozis, C. y Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin* 104: 999-1014.

Rocher, S. y Vallecillo, G.M. 2014. Mecanismos eruptivos y procesos depositacionales del Grupo Choiyoi en el área de Las Caletas, Cordillera Frontal de San Juan, Argentina. *Andean Geology* 41(3): 589-625.

Strazzere, L., Gregori, D.A. y Dristas, J.A. 2006. Genetic evolution of Permo-Triassic volcanoclastic sequences at Uspallata, Mendoza Precordillera, Argentina. *Gondwana Research* 9: 485-499.



**Figura 1.** a) Mapa de ubicación de la zona de estudio. Los rectángulos verdes insertos indican las áreas mapeadas en detalle. b) Sección estratigráfica compuesta del Grupo Choiyoi; clave: se indica la posición estratigráfica de algunas de las muestras con análisis geoquímico. La estrella indica la posición de la muestra datada (YK-37). Clave: FVM: Formación Vega de Los Machos, FEP: Formación El Palque, FH: Formación Horcajo. c) Diagrama de elementos traza normalizado a condrito.

## **Caracterización de la mineralización y la alteración hidrotermal en el depósito epitermal Laguna Verde (Ag-Au), distrito Cerro Bayo, Aysén, Chile**

María Cecilia RODRIGUEZ<sup>1</sup>, Pamela VERSACE TITO<sup>1</sup>, Sebastián ANDRADA<sup>1</sup>, Carla ARCE<sup>1</sup> y Ariel Pablo ROLANDO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Compañía Minera Cerro Bayo, Chile Chico, Chile. Mandalay Reosurces.*

E-mail: mceciliarodriguez@gmail.com

El distrito Cerro Bayo está ubicado en la Región de Aysén, 130 km al sur de la ciudad de Coyhaique y a 30 km al Oeste de Chile Chico, en la Patagonia chilena. Los primeros descubrimientos en la zona fueron descritos por la compañía Freeport Chilean (1984), y posteriormente, adquiere los derechos Coeur d'Alene Mines Corporation, desarrollando el proyecto entre 1995 y 2008. Durante ese período, se extrajo alrededor de 478.000 Oz de Au y 38,3 Moz de Ag. A partir del año 2010, el distrito es controlado por Mandalay Resources Ltd., quién a través de Minera Cerro Bayo Ltd., opera tres minas subterráneas en el sector Laguna Verde. En los últimos años se incrementaron los Recursos (Medidos + Indicados) del orden de 1,7 Mt con un promedio de 3,1 g/t Au y 365 g/t Ag, representando 29 Moz de Ag equivalente. Sumando el mineral extraído y los recursos existentes, el sector de Laguna Verde concentró unos 65 Moz de Ag equivalente.

Por la importancia económica y el potencial de exploración que tiene este sector, se están desarrollando diversos estudios para entender los procesos hidrotermales y encontrar posibles vectores que conduzcan a nuevas zonas mineralizadas.

El área Cerro Bayo está emplazada en la sub-cordillera Patagónica, en una secuencia volcano-sedimentaria del Mesozoico, entre el Batolito Patagónico, al oeste y el Macizo del Deseado, al este. Se registraron importantes espesores de rocas volcánicas calco-alcalinas ácidas a intermedias en un ambiente sub-aéreo de intra-arco a tras-arco del Jurásico superior-Cretácico inferior y depositados sobre un basamento metamórfico del Paleozoico Tardío. Este vulcanismo estuvo interrumpido por la formación de la cuenca marina de Aysén durante el Cretácico Inferior. Basaltos terciarios completan la estratigrafía de la región (De la Cruz y Suárez 2008, Townley *et al.* 2000).

Los afloramientos en Laguna Verde y alrededores están compuestos esencialmente por rocas piroclásticas y andesitas del Grupo Ibañez (Williams 2003, González 2012a, 2012b, 2013, Jane 2013). En esta zona se formó un doble graben simultáneamente con la intrusión de un domo riolítico en la parte central y sus equivalentes efusivos del G. Ibañez. Esta actividad magmática se formó en un ambiente tensional con la interacción de fallas NE-SO, N-S y NO-SE. La principal mineralización se aloja en las fallas NO-SE (135 a 125 Ma) y en menor grado en fallas N-S (115 Ma; Poblete 2014).

Se caracterizó la alteración hidrotermal del área de Laguna Verde mediante el uso del ASD Terra Spec utilizando muestras de superficie y sondajes. Reuniendo el análisis estructural, el modelamiento geoquímico de las vetas y el uso de trazadores geoquímicos desde superficie, se determinaron 8 bloques hidrotermalizados y erosionados en diferentes niveles. De estos ocho bloques, el central es el doble graben y el que concentra la principal mineralización.

La alteración hidrotermal dominante consiste de la siguiente asociación de minerales: cuarzo, adularia, illita, esmectita, clorita, calcita. Próximo a las vetas hay una fuerte alteración de cuarzo-adularia y hacia sectores distales illita interestratificada con esmectita. Con el análisis de la alteración hidrotermal se pudo establecer semi-cuantitativa las proporciones de illita y esmectita y la composición de la illita. Los

resultados obtenidos permitieron diferenciar cuatro áreas. Al SO el Bloque Laguna Bajo (BLB), coincidiendo con el doble graben y el área minada actualmente, presenta predominio de esmectita y la illita tiende a ser normal potásica a paragonítica (Na). Al NO, se encuentra el Bloque Laguna Alto (BLA), con mayor porcentaje de illita que esmectita. Al NE, el Bloque Rodados Colorados (BRC), con predominio de illita. Al E, el Bloque Eugenia (BE), con porcentaje de illita mayor a esmectita. Por otro lado, en el BLA y asociado a las vetas N-S, hay caolinita de baja cristalinidad, dickita y alunita. En todos los bloques fueron reconocidos calcita y escasa ankerita y siderita. Hay zonas con jarosita y goetita.

Se realizó un muestreo y descripción detallada de los frentes de producción y de acuerdo a las relaciones macroscópicas se definieron los siguientes pulsos hidrotermales: Pulso 1: Brecha tectónica de sílice negra con débil pirita diseminada, incluye fragmentos de roca de caja subredondeados. Pulso 2: Cuarzo blanco, amatista, calcedonia, adularia y cuarzo verde traslúcido con textura bandeada crustiforme-coloforme, de reemplazo, brechosa, drusiforme, entre otras. Pulso 3: Cuarzo gris con textura brechosa que incluye fragmentos del pulso anterior, tiene sulfuros y puede cortar los pulsos anteriores como vetillas. Los cúmulos presentan fuerte pirita, esfalerita, galena, acantita, sulfosales de Ag (proustita) y electrum incluido en la pirita. Estos minerales pueden presentarse diseminados, en guías o en pátinas rellenando fracturas. Este pulso es el que genera la mineralización en estas vetas. Pulso 4: Vetilleo y brecha de carbonatos (ankerita, siderita y calcita) y cuarzo que pueden rellenar oquedades de los pulsos previos y formar geodas.

Las vetas NO-SE del BLB presentan clavos mineralizados formados en un ambiente transtensional, con un plunge de la mineralización de unos 20° hacia el SE y movimientos relativos oblicuos del tipo directo-dextral. Se preservan horizontes ricos en Ag y Au de la zona de ebullición de un sistema epitermal de baja sulfuración. La alteración predominantemente es esmectita, indicando un pH neutro y bajas temperaturas de formación.

El BLA fue afectado por dos sistemas hidrotermales, NO-SE y N-S. La alteración hidrotermal relacionada a las estructuras NO-SE presenta un dominio de illita, indicando una mayor erosión y sectores más profundos del sistema epitermal. Un segundo evento hidrotermal y restringido solo al BLA rellenó fallas sinestrales N-S. Este evento está caracterizado por una fuerte silicificación, mayor concentración de Au y presencia de dickita, caolinita y alunita. Los fluidos hidrotermales que afectaron esta área (Taitao, Porvenir y Cristal) indican una composición más ácida y posiblemente más próxima a una fuente magmática.

De la Cruz, R. y Suárez, M. 2008. Geología del área Chile Chico-Río de las Nieves, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 112, 67 p.

González, Pablo D. 2012a. Muestreo petrográfico y geocronológico de los complejos sub-volcánicos Laguna Verde y La Isla, Distrito Minero Cerro Bayo, XI Región, Chile Chico (Chile). Compañía Minera Cerro Bayo (Mandalay Resources Ltd.), Informe inédito, 24p.

González, Pablo D. 2012b. Estratigrafía ígnea y estructura del sector Las Horquetas, Distrito Minero Cerro Bayo, XI Región, Chile Chico (Chile). Compañía Minera Cerro Bayo (Mandalay Resources). Informe inédito, 37p.

González, Pablo D. 2013. Estratigrafía ígnea y estructura entre Cerro Bayo y Veta Madre, Distrito Minero Cerro Bayo, XI Región, Chile Chico (Chile). Compañía Minera Cerro Bayo (Mandalay Resources), Informe inédito, 33p.

Jeanne, R. 2013. Geology of the Laguna Verde Area Cerro Bayo Project, XI Región, Aysen, Chile Chico, Chile. Compañía Minera Cerro Bayo (Mandalay Resources), Informe inédito, 75p.

Poblete, J.A. Bissing, T., Mortesen, J. K. Gabites, J., Friedman, R y Rodriguez, M. 2014. The Cerro Bayo District, Chilean Patagonia: Late Jurassic to Cretaceous Magmatism and Protracted History of Epithermal Ag-Au Mineralization. *Economic Geology*, 109, 487-502.

Williams, D. 2003. Cerro Bayo District Geology Report. Informe Inédito, CDE Chilean Mining Corporation. 47p.

# Cerro Munro tonalite: the plutonic remnant of an explosive volcano, province of Chubut, Argentina

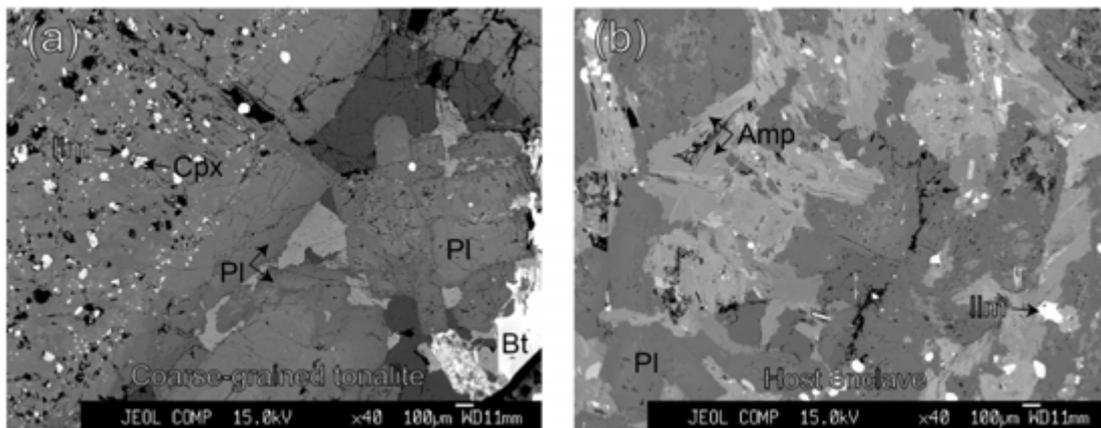
Carmen RODRÍGUEZ<sup>1</sup>, Eugenio ARAGÓN<sup>2</sup> and Antonio CASTRO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Department of Geology, University of Huelva, Campus El Carmen, 21071 Huelva, Spain.

E-mail: carmen.rodriguez@dgeo.uhu.es

<sup>2</sup>Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). 1 N° 644. (1900), La Plata, Buenos Aires, Argentina.

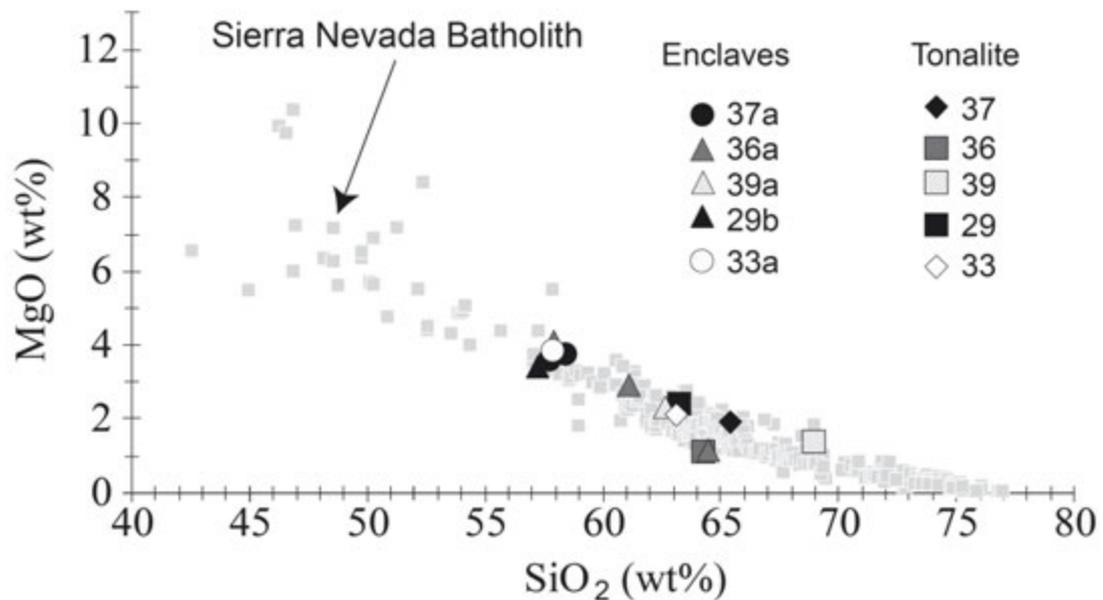
The Cerro Munro tonalite is a 2 km diameter, lens-shaped body, surrounded by silicic volcanic and volcanoclastic rocks. Far to the east from the Patagonian Andes, several small size plutons (5 to 10 km diameter) known as the Munro, Menucos, Tepuel and Kanquel plutons, have been mapped as Aleusco Formation (Turner 1982). The Cerro Munro pluton intrudes Carboniferous-Permian sediments of the Tepuel Group, Lower Jurassic sediments and Early Jurassic granitoids of the Subcordilleran plutonic belt in northern Patagonia (Argentina). Near the contacts, the tonalite contains abundant enclaves of igneous appearance and variable size from several cm to dm. Enclave shapes vary from irregular and angular to rounded, the smallest showing the more rounded shape. The tonalite shows coarse-grained texture and its enclaves have finer grain size (Fig. 1). Cumulate textures have been recognized in both enclaves and tonalite.



**Figure 1.** BSE images of the tonalite (A312-33) showing coarser grain size (a) compared with the enclave (A312-33a; b).

Representative mineral phases of the tonalite are plagioclase ( $An_{30-50}$ ), amphibole (Mg-Hbl), Fe-Ti oxides (Ilm and Mt), biotite (#Mg from 0.6 to 0.7), K-feldspar, quartz and apatite. The phase assemblage of the enclaves is plagioclase ( $An_{40-50}$ ), amphibole (Mg-Hbl, Tr and Act), Fe-Ti oxides (Ilm and Mt), biotite (#Mg from 0.6 to 0.7), K-feldspar, quartz, apatite and sphene. Clinopyroxene occasionally occurs in both tonalite and enclaves. Orthopyroxene appears as inclusions in the enclaves. Microprobe analyses of mineral phases for both tonalite and enclaves indicate some kind of correlation.

As a whole, the Cerro Munro pluton is zoned and ranges from andesitic to dacitic compositions from east to west. Geochemical trends of the tonalite and host enclaves follow typical calc-alkaline fractionation patterns (Fig. 2). Paired samples of enclaves and tonalite host were collected in order to discriminate between local- and pluton-scale processes of magma fractionation.



**Figure 2.** SiO<sub>2</sub> vs. MgO diagram showing correlation between tonalite and its enclaves.

A systematic correlation between enclave-host pairs was found (Fig. 2). The study of enclaves and host tonalite reveals interesting results on the processes of magma differentiation in thermally zoned magma chambers. Enclaves, and in a large extent the host tonalite, represent disguised cumulates from which a hydrous silicic liquid was extracted. Rhyolite-dacite flows and ignimbrites, hosting the Munro tonalite, may represent the exsolved liquid from the plutonic cumulates. Detailed observation of igneous textures can be a key factor to recognize the “missing” cumulates -needed to generate silicic plutons (Lee and Morton 2015). A complementary tool to address this problem is geochemical modeling to clarify the process accounting for silicic differentiation, as *in-situ* crystallization (Langmuir 1989, Lee and Morton 2015).

Langmuir, C.H. 1989. Geochemical consequences of in situ crystallization. *Nature* 340: 199-205.

Lee, C.T.A., Morton, D.M., 2015. High silica granites: Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters* 409: 23-31.

Turner, J.C. 1982. Descripción Geológica de la Hoja 44c, Tecka, Provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional Boletín 180, 92 p., Buenos Aires.

# Caracterización de las pegmatitas que integran el subgrupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, San Luis, Argentina

María Belén ROQUET<sup>1</sup>

<sup>1</sup> UNSL-Dpto. Geología-Cat. Mineralogía-Proy. CyT 3-1212. E-mail: [belenroquet@gmail.com](mailto:belenroquet@gmail.com)

El distrito Conlara definido por Rossi (1966), y modificado por Galliski (1992), incluye en sus dominios a las pegmatitas ubicadas en los dos tercios septentrionales de la Sierra de San Luis, al norte de una línea imaginaria que une las localidades de La Toma y La Carolina (Galliski 1999). El grupo Villa Praga-Las Lagunas, abarca un área delimitada por las coordenadas 65°41'-65°15' O y 32°30'-32° 50' S, e incluye a todos aquellos cuerpos pegmatíticos cercanos a las localidades de Tilisarao, Renca, Concarán, Villa Praga, Las Lagunas y Potrerillos (Roquet 2010, 2013). El subgrupo Villa Praga-Las Lagunas, definido así por Roquet (2010), abarca a los cuerpos pegmatíticos cercanos a las localidades de Villa Praga y Las Lagunas (Cuadro 1), las mismas se caracterizan por presentar una zonación interna y se encuentran emplazadas en esquistos del basamento.

Entre los estudios previos sobre la geología y los depósitos del sector, se pueden mencionar los realizados por Molina (1994), Sims *et al.* (1997) y López de Luchi (1987). De este subgrupo se define un basamento constituido por unidades ígneo-metamórficas, correspondientes al complejo Metamórfico Conlara y distante 10 km aproximadamente de los granitos del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas situados al oeste y el batolito de Renca hacia el sur, sin la existencia de otros granitos próximos hacia el norte o este de los cuerpos pegmatíticos.

Las pegmatitas de este subgrupo de acuerdo a la geoquímica de los feldespatos potásicos y muscovitas asociados con las características mineralógicas y texturales, quedarían tipificadas como pertenecientes a la familia petrogenética LCT y serían en su mayoría de tipo berilo, vinculadas a granitoides sincinemáticos.

Agradecimientos: al proyecto 3-1212 de C y T, UNSL. Eterno agradecimiento al Dr. M. A. Galliski por su dirección.

- Galliski, M.A. 1992. La Provincia Pegmatítica Pampeana: tipología y distribución de sus principales distritos económicos. IV Congreso Nacional y I Latinoamericano de Geología Económica, Actas: 534-537, Huerta Grande, Córdoba.
- Galliski, M.A. 1999. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En: Zappettini, E.O. (ed.) Recursos minerales de la República Argentina, Instituto Geológico y Recursos Mineros, SEGEMAR, Anales 35: 365-368.
- López de Luchi, M.G. 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y del batolito de Renca, sierra de San Luis. X Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 84-87, Tucumán.
- Molina, L.F. 1994. Estructura interna, mineralogía, geoquímica y potencial económico de la pegmatita Rossana, departamento San Martín, provincia de San Luis. Tesis Licenciatura, UNSL (inédito), 84 p., San Luis.
- Roquet, M B. 2010. Mineralogía, geoquímica, tipología y relación con los granitoides de las pegmatitas del grupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, Sierra de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 415 p., Córdoba.
- Roquet, M.B. 2013. Grupo pegmatítico Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, San Luis, Argentina. 2° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Actas: 78, San Luis. ISBN: 978-987-1852-75-8.
- Rossi, N. 1966. Distrito pegmatítico Conlara, provincia de San Luis. Dirección Nacional Geología y Minería, 171 p.
- Sims, I.P., Skirrow R.G., Stuart-Smith P.G. y Lyons, P. 1997. Informe geológico y metalogenético de las sierras de San Luis y Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), 1:250.000. Instituto Geológico y Recursos Mineros, SEGEMAR, Anales 28, 148 p.

**Cuadro 1.** Depósitos que integran el subgrupo Villa Praga-Las Lagunas.

Depósitos	Rumbo (°)	Longitud (m)	Espesor (m)	Forma	<sup>§</sup> Especies minerales presentes
Dardo	15	---	---	I	Brl
Iliana I-II-III	N-S	---	---	I	Brl, Grt, Ap, Tur
La Turquita	345	200	90	L	Brl, lx, Grt, Tur
Rossanna,	14-25	550	120	I a T	Brl, Grt, Ap, Tur
Santa Teresita	16	---	---	L	Brl, Grt, Ap, Tur
Toro Negro	50	225	25	L	Brl, Grt, Ap, Tur
Odilón	30	---	---	I	Brl, Grt, Ap, Tur
Las Lagunas	NE-SO	---	---	I	Brl
Rodi	260	---	---	I	Brl, Grt, Tur
Yoqueta	NE-SO	---	---	L	Brl, Grt, Brl, Bt
Los Pablos	40	---	---	L	Brl, Grt, Ap, Tur
2 de Diciembre	NE-SO	---	---	I	Grt, Tur
19 de Noviembre	N-S	---	---	L	Brl, Grt, Tur
Azucena	355	30	22	L	Brl, Grt, Tur
Oscar Edgardo	15	100	30	L	Brl, Grt, Ap, Tur
La Perlita	NE-SO	---	---	I	Brl, Grt, Ap, Tur
La Duda	NE-SO	---	---	I	Grt, Tur.
El Señor	N-S	---	---	I	Qz, Ab, Ms, Mc.
Jimena 2	15	97	30	L	Qz, Ab, Ms, Mc.

Referencias: I: irregular, L: lenticular, T: tabular. <sup>§</sup>Qz, Ab, Ms, Mc, estas especies minerales no han sido mencionadas en cada pegmatite, ya que su presencia es común en todos los cuerpos descriptos.

## Ortogneises de corteza media exhumados en el flanco oeste de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina

Juana N. ROSSI<sup>1</sup>, Alejandro J. TOSELLI<sup>1</sup>, Camilo de los HOYOS<sup>2</sup> y Arne WILLNER<sup>2</sup>

<sup>1</sup> INSUGEO, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina.

E-mail: juanitarossi@gmail.com

<sup>2</sup> Institut für Mineralogie und Kristallchemie Universität Stuttgart, Germany.

En la parte media de la Sierra de Velasco y al oeste de la Pampa de la Viuda, afloran ortogneises graníticos a granodioríticos, con fuerte deformación y de grano grueso a porfíricos, conocidos como Complejo Antinaco (López *et al.* 2007, Toselli *et al.* 2007). Esta unidad aflora sobre todo el flanco occidental de la sierra que gradan de granitoides tipo-S a granitoides tipo-I en el sur de la sierra (Bellos *et al.* 2013). Hacia el este el Complejo Antinaco es intruido por granitos de edad carbonífera, representados por los granitos Sanagasta y Huaco (Grosse *et al.* 2009).

El Complejo Antinaco forma parte del Cinturón magmático Famatiniano de las Sierras Pampeanas con edades del ordovícico inferior.

Dentro del complejo, en la zona cumbre de la sierra afloran granitos de grano grueso a porfíricos muy deformados, que se extienden en áreas de extensión limitada y están compuestos por fenocristales de microclino, junto a oligoclasa, cuarzo, biotita, granate, cordierita, moscovita, sillimanita, monacita, circón, magnetita y espinela.

Los silicatos de aluminio presentan asociaciones con texturas en desequilibrio. El granate muestra caracteres de inestabilidad, a veces sólo constituye relictos y es reemplazado por anillos de cordierita. La magnetita también muestra caracteres de inestabilidad y está rodeada por cordierita. La sillimanita relicta, también está comúnmente envuelta por coronas de espinela. En asociación con estos ortogneises graníticos, se desarrollan afloramientos más pequeños de meta-tonalitas inequigranulares con hipersteno. Ellas son de grano medio y están compuestas por: andesina ácida, cuarzo, biotita e hipersteno. La biotita reemplaza al hipersteno, indicando que no guarda equilibrio con el mismo. Las proyecciones en los diagramas spider de los datos geoquímicos de elementos de tierras raras de estas rocas, indican composiciones promedio que corresponden a la Corteza Media.

Las edades de cristalización U-Pb determinadas por SHRIMP en circones, permiten establecer una edad más antigua para el granito cordierítico de  $481,4 \pm 2,4$  Ma, mientras que los sobre-crecimientos más bajos en U, observados mediante imágenes de catodo-luminiscencia indican edades centradas en  $469,0 \pm 3,9$  Ma, que dan la edad del proceso metamórfico o de deformación. Este trabajo presenta datos adicionales obtenidos mediante microsonda en monacitas, que dan edades de cristalización similares a las más antiguas y las más jóvenes, que se corresponden con la deformación o el metamorfismo.

La interpretación de los datos termo-barométricos combinados con los cálculos de pseudo-secciones, establecen un primer estadio de exhumación relativamente rápida desde 25 km (descompresión isobárica)

a aproximadamente 10 km (profundidad de intrusión de los granitos de edad carbonífera). Esto es seguido por otro estadio de baja relación de erosión, mientras que la temperatura permanece persistentemente alta.

Las condiciones geológicas descritas podrían estar indicando una corteza engrosada, que causa un ambiente muy favorable, para generar temperaturas superiores a los 900°C, en la corteza inferior que promueven fusión parcial (De los Hoyos *et al.* 2011).

Mientras que no haya un acuerdo más preciso sobre la fuente de calor, nuestra interpretación sería una alternativa viable, al modelo de corteza adelgazada, que es propuesta por otros autores, para la generación de granitos famatinianos.

Bellos, L.I., Castro, A., Díaz-Alvarado, J. y Toselli, A.J. 2013. Multi-pulse cotectic evolution and in-situ fractionation of calc-alkaline tonalite-granodiorite rocks, Velasco Cambro-Ordovician batholith, Famatinian belt, Argentina. *Gondwana Research*, (en prensa).

De los Hoyos, C.R., Willner, A.P., Larrovere, M.A., Rossi, J.N. y Basei, M.A.S. 2011. Tectonothermal evolution and exhumation history of the Paleozoic Proto-Andean Gondwana margin crust: The Famatinian Belt in NW Argentina. *Gondwana Research*, (en prensa).

Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N. y de la Rosa, J.D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in Central Eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1001-1025.

López, J.P., Grosse, P. y Toselli, A.J. 2007. Faja de Deformación La Horqueta, sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina: petrografía, geoquímica, estructuras y significado tectónico. *Estudios Geológicos*, 63 (2): 5-18.

Toselli, A.J., Miller, H., Aceñolaza, F.G., Rossi, J.N. y Söllner, F. 2007. The Sierra de Velasco of Northwest Argentina Argentina. An example for polyphase magmatism at the margin of Gondwana. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 246(3): 325-345.

## Caracterización petrológica y geoquímica del magmatismo cretácico superior-paleoceno del área de Colipilli, provincia del Neuquén

Melisa A. SALVIOLI<sup>1,2</sup>, Mabel E. LANFRANCHINI<sup>1,3</sup> y Raúl E. de BARRIO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales (INREMI). FCN y M (UNLP). Calle 64 y 120, La Plata, Buenos Aires, Argentina. E-mail: melisa\_salvioli@hotmail.com.ar

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

<sup>3</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA).

El magmatismo cretácico superior-paleoceno de la región de Colipilli forma parte de la Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina y fue definido por Zamora Valcarce *et al.* (2006) como Grupo Naunauco. En esta contribución se aportan nuevos datos petrológicos y geoquímicos que han permitido profundizar el conocimiento geológico-geotectónico de esta región.

Las rocas ígneas investigadas, se presentan en facies intrusivas, subvolcánicas y extrusivas, constituyendo asomos discontinuos de stocks, filones capa, diques y coladas. Las rocas intrusivas y subvolcánicas integran la Formación Colipilli en tanto que las volcanitas se identifican como Formación Cayanta. Los cuerpos ígneos intruyen a la secuencia sedimentaria jurásico-eocretácica (Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco, Agrio y Huitrín) y se vinculan espacialmente a depósitos de baritina y óxidos-hidróxidos de Fe con sulfuros de Fe-Pb-Zn-Cu minoritarios. Así, las mineralizaciones se emplazan en las rocas del Grupo Naunauco y en sus contactos con las rocas sedimentarias. Se presentan de dos maneras: 1) Mantos y vetas concordantes con los estratos sedimentarios (Llambías y Malvicini 1978) que poseen rumbo general NE-SO e inclinación variable entre 30° y 55° SE y espesores de hasta 2 metros. 2) Vetas discordantes que rellenan fracturas y zonas de brechamiento con rumbo general N-S e inclinación general 70-80° E; poseen 1,5 metros de espesor en promedio.

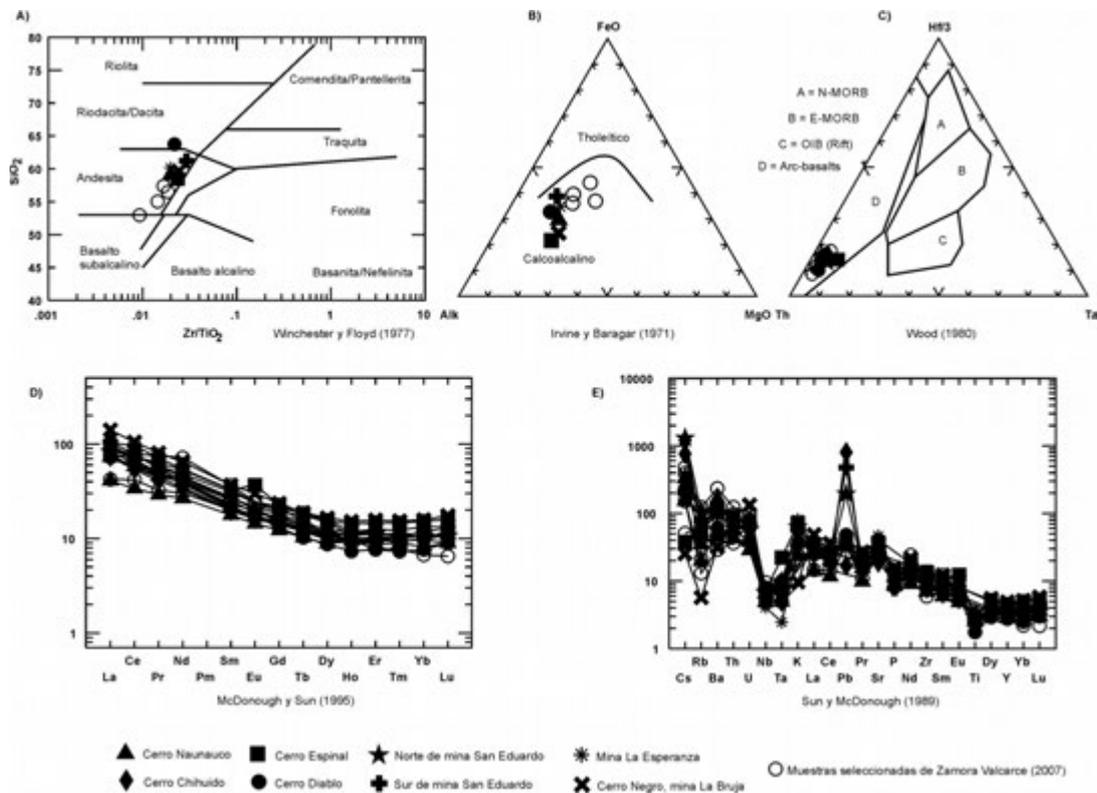
Las rocas subvolcánicas e intrusivas tienen textura porfírica a porfiroide respectivamente con una mesostasis fina en los diques y filones capa y más gruesa en los stocks. Los fenocristales corresponden a anfíboles euhédricos, hornblenda, de pocos milímetros a 3,5 cm de longitud, con hábito prismático. Los fenocristales de menor tamaño (0,4 cm en general) están compuestos por plagioclasas de composición intermedia. Son euhedrales con marcada zonación y se encuentran parcialmente alterados a caolinita.

La facies extrusiva está conformada por lavas andesíticas, porfíricas, que cubren grandes superficies mostrando resaltos topográficos por erosión diferencial de sectores silicificados pervasivamente. Exhibe filetes de flujo y estructuras de autobrechamiento. Se diferencia mineralógicamente de la facies intrusiva por contener aislados fenocristales de augita. Sericitización y cloritización son las alteraciones más frecuentes.

El análisis geoquímico se realizó en las rocas con menor alteración correspondientes a la Formación Colipilli. Los datos geoquímicos obtenidos junto con los de Zamora Valcarce (2007) fueron ploteados en el diagrama de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 1A). La distribución de las muestras define litologías principalmente andesíticas, destacándose la muestra de Cerro Diablo que corresponde a una dacita. Además, se observa una clara tendencia calcoalcalina (Fig. 1B) en el diagrama ternario AFM de Irvine y Baragar (1971). Según el diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980) corresponden a rocas de arco volcánico continental (Fig. 1C). Los gráficos multielementos, normalizados a condrito y a manto primitivo (Fig. 1 D-E), manifiestan un patrón similar en todas las muestras, reforzando la existencia de una relación genética entre estas rocas. El primer diagrama muestra una moderada pendiente negativa en las tierras raras livianas y una sub-horizontalidad en las pesadas, coincidiendo con lo esperado para rocas calco-alcalinas de arco (Pearce 1982). Dicho patrón subhorizontal en las tierras raras pesadas, indicaría una

corteza continental poco engrosada (Mateo Fernández Caso *et.al.* 2011). En el segundo diagrama se observa una manifiesta depresión en Ta-Nb y Ti.

El análisis integral de los resultados petrológico-geoquímicos permite inferir que las rocas magmáticas del área de Colipilli han evolucionado conjuntamente, en un ambiente de arco volcánico en una corteza continental relativamente fina.



**Figura 1.** A) Diagrama de Winchester y Floyd (1977). B) Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971). C) Diagrama de Wood (1980). D) Diagrama multielementos de tierras raras normalizado a condrito (McDonough y Sun 1995). E) Diagrama multi-elementos de tierras raras normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989).

Irvine, T. y Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.

Llambías, E.J. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33): 257-276.

Mateo Fernández Caso, M. P., Montero, D. G., Leal, P. R. y Ramos, V. A. 2011. Petrografía y Geoquímica del magmatismo cretácico superior-eoceno en el área de Pichaihue, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68 (2) 173-184.

McDonough, W.F. y Sun, S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.

Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En Thorpe R.S. (ed), *Andesites*: 525-548, Chichester.

Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En Saunders A.D. y Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*, Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345, Boston.

Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crystal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.

Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrío. Tesis doctoral Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 304 p., Buenos Aires.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution of the Agrío fold and thrust belt. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S Lat.)*, Geological Society of America Special Paper 407: 125-145, USA.

## Geología y relaciones estructurales entre los granitoides y metamorfitas del Complejo Colohuincul en San Martín de los Andes, Neuquén

Samanta SERRA VARELA<sup>1</sup>, Pablo D. GONZÁLEZ<sup>1</sup>, Raúl GIACOSA<sup>1,2</sup>, Nemesio HEREDIA CARBALLO<sup>3</sup>, David PEDREIRA<sup>4</sup> y Fidel Martín GONZÁLEZ<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. Universidad Nacional de Río Negro-CONICET.

E-mail: ssvarela@unr.edu.ar

<sup>2</sup> Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR). Delegación Comahue, C. Roca (Río Negro).

<sup>3</sup> Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

<sup>4</sup> Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España.

<sup>5</sup> Universidad Rey Juan Carlos, España.

El Complejo Colohuincul (CC) (Dalla Salda *et al.* 1991) en San Martín de los Andes y alrededores incluye a dos plutones intrusivos, la Tonalita San Martín de los Andes (TSMA) y la Granodiorita Lago Lacar (GLL), y a un basamento metamórfico de medio a alto grado, que es la roca de caja de los granitoides. La TSMA aflora en el sur de la localidad homónima y en el Cerro Curruhuinca, mientras que la GLL está expuesta en la margen noroeste del Lago Lacar y sobre la Ruta Provincial 48.

La TSMA es gris y tiene textura granosa media. Está compuesta por plagioclasa zonal cuyos centros se encuentran reemplazados por una asociación de sericita y argilominerales. Biotita y hornblenda conforman aproximadamente el 40 % de la roca. Apatita y circón son los minerales accesorios más representativos. La edad U-Pb convencional y SHRIMP de cristalización magmática de la Tonalita San Martín de los Andes se encuentra en ~400 Ma (Devónico inferior, Varela *et al.* 2005, Pankhurst *et al.* 2006, Godoy *et al.* 2008, Hervé *et al.* 2013).

La GLL también es gris y de textura granosa media a gruesa. La plagioclasa se encuentra reemplazada en forma pseudomórfica por sericita y argilominerales. El feldespató alcalino es perítico y muestra texturas mirmequíticas con la plagioclasa. La GLL es menos máfica respecto de la TSMA, ya que tiene aproximadamente 30% de biotita y hornblenda. Dentro de los minerales accesorios se encuentra apatita y circón. Como minerales secundarios aparece prehnita alojada en los clivajes de biotita, clorita reemplazando a biotita y epidoto como sustitución parcial de biotita y anfíbol. El grado de reemplazo de estos minerales es moderado, llegando a reemplazar alrededor del 50% de los minerales primarios. Algunos minerales exhiben microestructuras de deformación intra-cristalina; el cuarzo presenta extinción en barrido llegando a conformar subgranos, mientras que la biotita está combada y kinkada.

La relación estratigráfica primaria entre la TSMA y la GLL es un contacto transicional que está expuesto en la margen norte del Lago Lacar. La transición tiene abundantes enclaves microgranulares máficos, que preferentemente se alojan hacia el sector granodiorítico. No se dispone aún de datos radimétricos U-Pb de la GLL, pero sobre la base de este contacto transicional con la TSMA, se asume, en forma preliminar, que la edad de cristalización magmática de la GLL es también devónica.

Las rocas de caja de la TSMA y la GLL son esencialmente paragneises y migmatitas, y en menor proporción esquistos del Complejo Colohuincul. La foliación metamórfica penetrativa ( $S_2$ ) se orienta con rumbo NO-SE al norte del Lago Lacar y NE-SO al sur del mismo. El metamorfismo es regional de medio a alto grado en facies anfíbolita. Una foliación relíctica ( $S_1$ ) está plegada junto con el bandeamiento composicional ( $S_0$ , arena-pelita) del protolito sedimentario.

La TSMA y GLL truncan la estructura interna de las rocas de caja metamórficas con contactos netos, y presentan tabiques e inclusiones de las mismas de variadas formas y tamaños (desde pocos centímetros hasta centenares de metros). Tanto la roca de caja como los tabiques muestran

metamorfismo térmico de contacto producido por los dos plutones. El alto contraste térmico y reológico entre los cuerpos y el basamento metamórfico sugiere el emplazamiento de los mismos en una caja rígida, ya exhumada a niveles frágiles de la corteza al momento del emplazamiento de los cuerpos. Dado que la cristalización magmática de la TSMA es devónica y que trunca a las rocas del basamento ya estructuradas y metamorfozadas, la evolución geológica de las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul en San Martín de los Andes es considerada como pre-devónica.

La presencia de una asociación mineral de baja temperatura (clorita+epidoto+prehnita) en la granodiorita podría ser indicio de un proceso de alteración deutérica correspondiente al emplazamiento y enfriamiento de los cuerpos. Considerando además el desarrollo de microestructuras de deformación (borde de subgrano en cuarzo y, flexuración y kinkamiento en biotitas), dicha mineralogía podría corresponder a un metamorfismo de bajo grado posterior al emplazamiento de los plutones. Dada la edad devónica de los intrusivos, el mencionado metamorfismo, podría corresponder al ciclo orogénico Gondwánico.

El Complejo Colohuincul presenta edades devónicas en la precordillera y cordillera Norpatagónicas. Ramos *et al.* (2010) obtuvieron una edad U-Pb ICP-MS en circones del Devónico Superior para la sedimentación del protolito del CC en la Cuesta del Rahue. Por otro lado, en el cerro Catedral de Bariloche, Martínez *et al.* (2011) establecieron una edad U-Pb en monacitas de 391 Ma (Devónico Medio) para el metamorfismo del CC. Estos dos datos indican que, al menos una parte del CC, tiene sedimentación, metamorfismo y estructuración devónicos.

El basamento metamórfico del CC en San Martín de los Andes tiene litologías comparables con aquel de Bariloche, pero dadas sus relaciones estratigráficas primarias, podría ser más antiguo que Devónico. El CC también ha sido comparado con la Formación Cushamen del Macizo Nordpatagónico occidental (Cingolani *et al.* 2011 y referencias). Sin embargo, la sedimentación carbonífera de una parte de esta unidad (Viseano, Hervé *et al.* 2005) indica que es más joven que el CC en S.M. de los Andes.

Para una mejor comprensión de la evolución geológica integral del CC y de su comparación y correlación regionales, a través de la precordillera y cordillera Norpatagónicas, se están llevando a cabo trabajos de cartografía de detalle, nuevos análisis geocronológicos U-Pb y relevamiento estructural y metamórfico.

- Cingolani, C., Zanettini, J., Leanza, H. 2011. El Basamento ígneo metamórfico. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Valles, J. M (eds.) Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. Buenos Aires: 37-47.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C., Varela, R. 1991. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46(3-4): 223-234.
- Godoy, E., Hervé, F., Fanning, M. 2008. Edades U/Pb SHRIMP en granitoides del macizo norpatagónico: implicancias geotectónicas. XVII Congreso Geológico Argentino 3: 1288-1289, Jujuy
- Hervé, F., Haller, M., Duhart, P. y Fanning, M. 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas1, 309-314, La Plata
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C., Pankhurst, R.J., Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. Gondwana Research 23: 1122-1135.
- Martínez, J. C., Dristas, J. A., Massonne, HJ. 2011. Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. International Geology Review. 54(4):472-490
- Ramos, V. A., García Morabito, E., Hervé, F., Fanning, C.M. 2010. Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: Constrains from U/Pb SHRIMP ages from detrital zircons. Geosur. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata 51, 42
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C., Siga Jr, O., Passarelli, C. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. Revista Geológica de Chile 32 (2): 167-187.

## Geología de la Formación Piedras de Afilas, basamento granítico del Distrito Minero Agua Escondida, Mendoza

Hugo TICKYJ<sup>1</sup>, R.N. TOMEZZOLI<sup>2</sup>, M.A. BASEI<sup>3</sup>, M.A. FERNÁNDEZ<sup>1</sup>, J.M. BLATTER<sup>1</sup>, N. RODRIGUEZ<sup>1</sup> y L.C. GALLO<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, FCEN – UNLPam, Avda. Uruguay 151, Santa Rosa, La Pampa, Argentina. E-mail: htickyj@exactas.unlpam.edu.ar

<sup>2</sup> Instituto de Geofísica “Daniel A. Valencio”, INGEODAV, IGEB – CONICET, Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil.

La Formación Piedras de Afilas (González Díaz 1972) está constituida por granitos porfídicos, que constituyen el basamento cristalino del Distrito Minero Agua Escondida. Fue asignada al Carbonífero Temprano en base a una datación Rb-Sr en roca total (Linares *et al.* 1980). Sedimentitas marinas de la Formación Agua Escondida (Carbonífero Tardío) se apoyan en relación discordante. Está intruida profusamente por plutonitas y diques del magmatismo Choiyoi, y es cubierta por basaltos plio-pleistocénicos y sedimentos recientes (González Díaz 1972, Narciso *et al.* 2001, Tickyj *et al.* 2014).

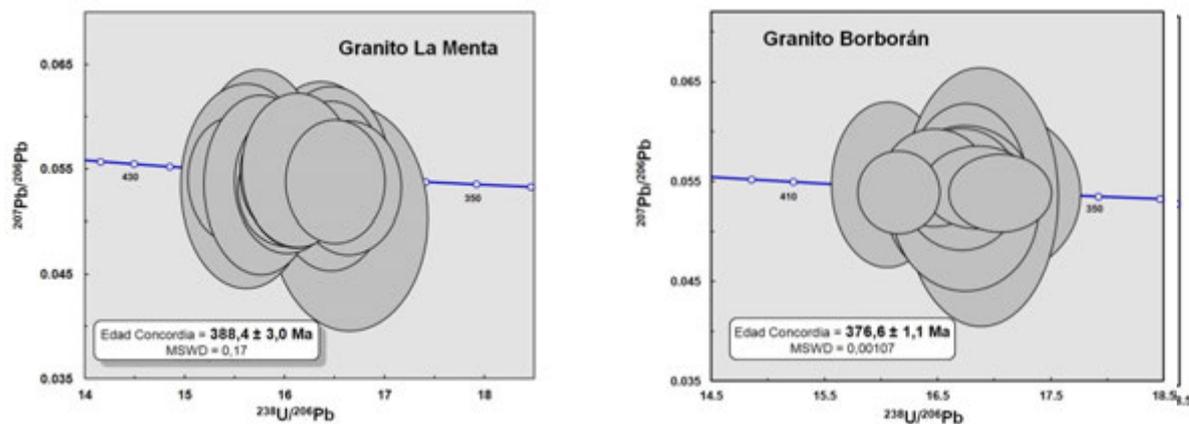
En afloramientos ubicados a 15-20 km al noroeste de la localidad de Agua Escondida se identificaron dos cuerpos ígneos que denominamos Granito La Menta (36°03'S – 68°26'O) y Granito Borborán (36°01'S – 68°24'O), que por su litología y relaciones de campo pertenecen a la Formación Piedras de Afilas. El Granito La Menta es biotítico de color gris. Tiene textura porfírica, con escasos cristales mayores de feldespato potásico de hasta 3 cm, alineados por flujo magmático, y una matriz de grano medio a fino. Posee diques aplíticos con diferenciados pegmatíticos en su interior e inclusiones microgranulares máficas ovaladas. El Granito Borborán también es biotítico pero color rojizo, de textura porfírica con abundantes megacristales de feldespato potásico de hasta 4 cm, en una matriz de grano medio a grueso. Posee diques aplíticos, miarolas de cuarzo y feldespato, y escasas inclusiones microgranulares máficas.

Se realizaron análisis de elementos mayoritarios y trazas con ICP-MS (AcmeLabs), en cinco muestras del Granito La Menta (GrLM) y en siete del Granito Borborán (GrB). El análisis de los elementos mayoritarios indica altos contenidos de SiO<sub>2</sub>, (GrLM: 74,6 a 78,1 %; GrB: 74,0 a 78,0 %) y una moderada a alta concentración de álcalis (GrLM: 7,9-8,5 %; GrB: 8,1-8,8 %) que clasifica a estas rocas como subalcalinas (Irvine y Baragar 1971); por su parte, los altos contenidos K<sub>2</sub>O (GrLM: 4,7-5,0 %; GrB: 4,5-5,4 %) permiten incluirlas en la serie calcoalcalina de alto K (Le Maitre 2002). La relación molecular A/CNK entre 1,02 y 1,07 señala que son rocas levemente peraluminosas, con sólo una muestra del GrB con un valor de 0,98. Además, en el diagrama SiO<sub>2</sub> vs MAlI (Frost *et al.* 2001) se ubican entre los campos alcalino-cálcico y calcoalcalino. Los elementos traza normalizados a N-Morb (Sun y McDonough 1989) presentan enriquecimiento en elementos LIL, bajo o nulo enriquecimiento en HFSE y anomalías negativas de Ba, Nb, P y Ti. Por su parte, los diagramas de REE normalizados a condrito (Boynnton 1984) muestran un enriquecimiento de LREE, diseño plano o levemente inclinado de HREE, y fuerte anomalía negativa de Eu. El conjunto de las características descritas son típicas de rocas calcoalcalinas de arco.

En ambos cuerpos graníticos estudiados se realizaron dataciones radimétricas con el método U-Pb en circón. En cristales seleccionados se analizaron áreas circulares, de 32 micrones de diámetro, libres de inclusiones y fracturas y que poseían una zonación asociada a crecimiento cristalino. Los análisis se

efectuaron con LA-ICP-MS en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, de la Universidad de San Pablo, Brasil (CPGeo-IG-USP).

En el Granito La Menta, en base al análisis de 16 cristales de circón, se obtuvo una edad Concordia de  $388,4 \pm 3,0$  Ma, MSWD: 0,17 (Devónico Medio, límite Givetense-Eifeliense); en tanto que en el Granito Borborán se calculó una edad Concordia de  $376,6 \pm 1,1$  Ma, MSWD: 0,00107 (Devónico Tardío, Frasnense), con 17 cristales analizados (Fig. 1, Tabla Cronoestratigráfica Internacional ICS-IUGS 2015). En ambos casos se interpreta que los valores obtenidos representan la edad de cristalización de los cuerpos ígneos estudiados. En el ámbito del Bloque de San Rafael una edad similar fue obtenida en la tonalita de Rodeo de la Bordalesa (Cingolani *et al.* 2003).



**Figura 1.** Diagramas U-Pb Tera-Wasserburg para las determinaciones isotópicas realizadas en los granitos La Menta y Borborán, Distrito Minero Agua Escondida, Mendoza. Elipses: puntos analizados con intervalos de confianza de 95%.

- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier: 63–114.
- 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 constrains. 10º Congreso Geológico Chileno, Actas CD Rom, 10 p., Concepción.
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J. y Frost, C.D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42:2033-2048.
- González Díaz, E.F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 30 e, “Agua Escondida”, Provincia de Mendoza y La Pampa. Dirección Nacional de Geología y Minería, Bol. 135: 1-79. Buenos Aires.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal Earth Sciences* 8: 523-548.
- LeMaitre, R.W. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd ed.: Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C. 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34 (1): 87-146.
- Narciso, V., Mallimacci, H., SantaMaría, G., Sepúlveda, E. y Zanettini, J.M. 2001. Hoja geológica 3769-II, Agua Escondida. Provincias de Mendoza y La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 300, 39 p, Buenos Aires.
- Sun, S. y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A. D. y Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 42: 313-345.
- Tabla Cronoestratigráfica Internacional 2015. International Commission on Stratigraphy of International Union of Geological Sciences (ICS-IUGS). <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2015-01Spanish.pdf>
- Tickyj, H. Tomezzoli, R.N. y Basei, M.A. 2014. Primeras edades U-Pb en intrusivos pérmicos del Distrito minero Agua Escondida, Mendoza. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas CD - T8 54, Córdoba.

## Estudio mediante microscopía electrónica de minerales de alteración en las tobas riolíticas de la Formación Cerro Varela, San Luis

M. Laura TOBARES<sup>1</sup>, Matías MERLO<sup>1</sup>, Amancay MARTÍNEZ<sup>1</sup> y Esteban CRESPO<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, FCFMyN, UNSL. Ejército de Los Andes 950. San Luis.

E-mail: mltobares@gmail.com

<sup>2</sup> Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis, UNSL.

La Formación Cerro Varela es una secuencia volcánica conformada por tobas lapillíticas soldadas y tobas no soldadas de caída de composición riolítica, de edad triásica media (239 Ma, Carniana, Costa *et al.* 1998) que forma parte de la provincia magmática silícica del Grupo Choiyoi (Stipanovic *et al.* 1968). Esta unidad yace en discordancia sobre el basamento metamórfico y subyacen en discordancia a las sedimentitas cretácicas de la Formación Lagarcito. En este trabajo se aborda el estudio de la alteración por silicificación, carbonatización y argilización de la secuencia piroclástica de la Formación Cerro Varela, mediante el estudio bajo microscopio petrográfico, microscopio electrónico de barrido (MEB) y análisis por energía dispersiva de superficie (EDS). Los minerales de alteración reconocidos fueron jaspe, calcita y caolinita.

El jaspe se presenta tanto en las tobas piroclásticas como en las de caída (Fig. 1A y B), de color rojo en tonalidades moradas y pardas, de hábito masivo y fractura concoide, formando vetas de hasta 4 m de largo y 2 m de espesor, junto con pirolusita, calcita, fluorita y sulfuros (Fig. 1C y D). También como cemento en brechas monomíticas con clastos angulosos y argilizados de tobas soldadas. El jaspe a escala microscópica se encuentran como cemento de microbrechamientos en las tobas de caída y rellenando porosidades en lapómez (Fig. 1F). Mediante el MEB-EDS se observa como sílice rica en Fe, probablemente debido a la diseminación de microcristales de hematita (Fig. 1G).

La calcita es incolora y euhedral, se presenta como venillas de largo métrico que cortan las vetas de jaspe generando cambios de coloración en sus inmediaciones y rellenando oquedades como cemento en brechas hidrotermales (Fig. 1A, C, D y E). Dentro de las brechas se presentan como cristales romboédricos de color negro y grisáceo, debido a la presencia de óxidos de manganeso, y en cristales escalenoédricos incoloros rellenando cavidades, como textura diente de perro (Fig. 1E). Al microscopio, se presenta como venillas milimétricas que cortan el jaspe y atraviesan la roca en varias direcciones (Fig. 1F).

Los minerales del grupo de las arcillas son de color blanco, parduzco y gris verdoso, se encuentran en forma de masas terrosas compactas con brillo mate, generando zonas blanquecinas dentro de la toba de caída y junto con las venillas de calcita (Fig. 1B, C y F). Mediante el MEB-SEM se identificaron en agregados escamosos de láminas pseudo hexagonales, típicas de los filosilicatos (Fig. 1H) y los picos en el EDS tendrían una congruencia composicional similar a la caolinita  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ .

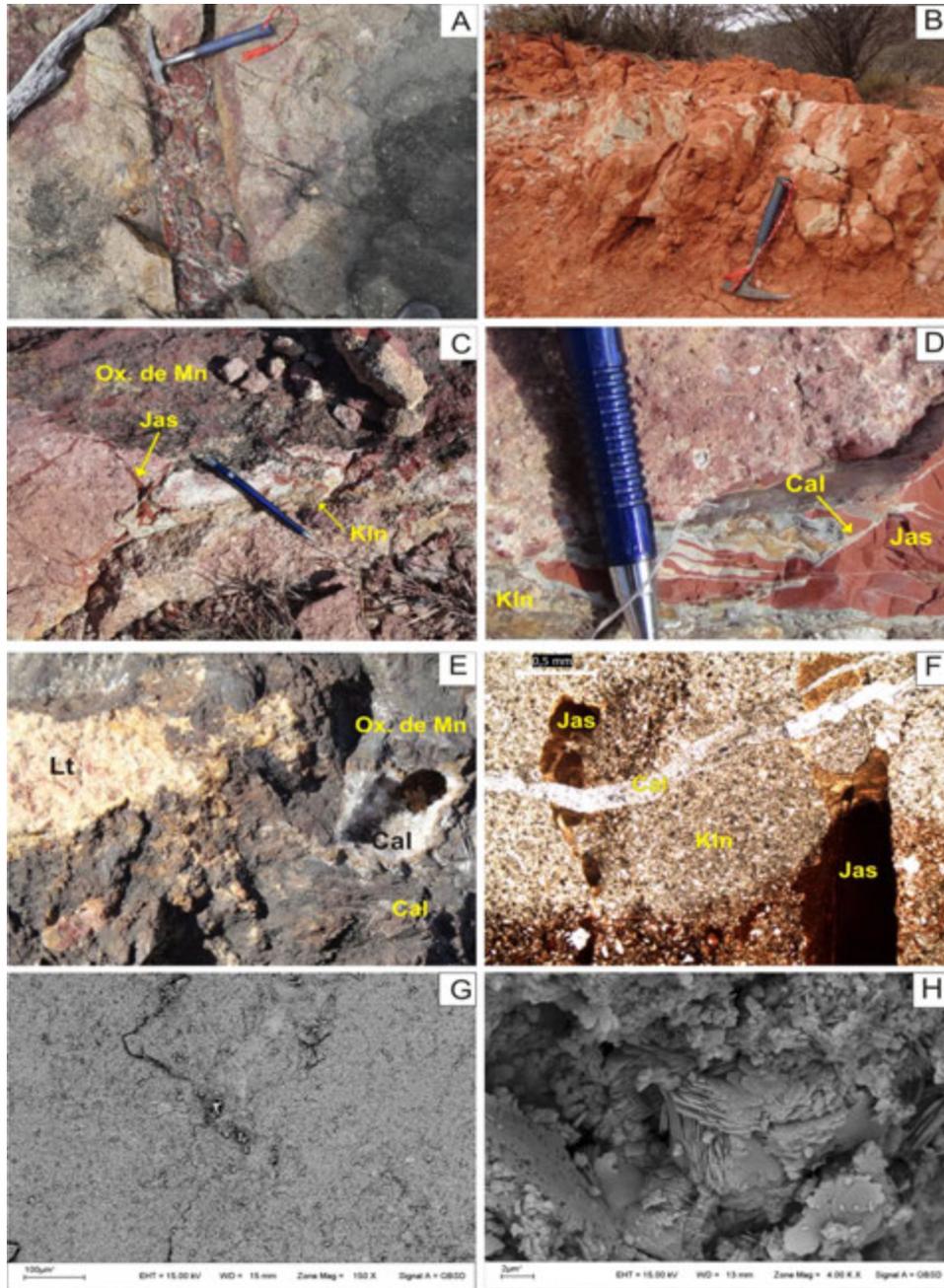
La secuencia de alteración correspondería a jaspe→calcita+caolinita. El origen del jaspe estaría vinculado a la circulación de fluidos que aprovecharon las zonas de alta permeabilidad en la roca como pómez, oquedades (litofisas) y por fallas y fracturamiento de rumbo ONO, asociado al evento extensional de rift triásico (Tobares 2012). Un segundo pulso de extensión de orientación con fracturas de rumbo ENE, habría favorecido la depositación de la calcita+caolinita. Se infiere que las piroclásticas han sido afectadas por una alteración hidrotermal de baja temperatura, probablemente formado a partir del mismo evento volcánico que se circunscribió a los sectores de circulación de los fluidos (Fig. 1C, D y F).

Este trabajo fue posible gracias al proyecto de investigación N° 3-20314 otorgado por CyT de la UNSL.

Costa C.H., Gardini, C.E. y Schmidt, C.J. 1998. Dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), provincia de San Luis. Nota breve. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53: 282-285.

Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L. y Martinez, C. G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23: 76-98.

Tobares, M. L., 2012. El magmatismo gondwánico permo-triásico en la sierra de Varela, San Luis. Trabajo Final de Licenciatura en la Universidad Nacional de San Luis.



**Figura 1.** Jaspe, Cal: Calcita, Kln: Caolinita, Lt: Lítico **A.** Toba lapillítica atravesada por una veta de jaspe ONO y por fracturas ENE rellenas de calcita. **B.** Toba de caída afectada por alteración argílica y carbonática. **C.** Toba lapillíticabrechada, con cemento de Jas y Cal+Kln superpuesta. **D.** Veta de jaspe cortada por venillas de Cal y Kln en toba lapillítica. **E.** Brechas en toba lapillítica con clastos argilizados y cemento de óxidos de manganeso masivos y botroidal, calcita negra romboédrica y en escalenoedros en oquedades. **F.** Fotomicrografía N// toba de caída afectada por fracturas rellenas de Jas, atravesada por venilla de Cal+Kln. **G.** SEM del Jaspe de aspecto masivo. **H.** SEM de la Caolinita laminar pseudo-hexagonal.

# Las unidades ígneas del Grupo Puesto Viejo (Triásico Medio-Superior) del Bloque de San Rafael, Mendoza y su vinculación con la Formación Cerro Varela, San Luis

M. L. TOBARES<sup>1</sup>, Mariana MONTI<sup>2</sup>, Amancay MARTÍNEZ<sup>1</sup>, Ana M. ZAVATTIERI<sup>3</sup> y Juan FRANZESE<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, FCFM y N, UNSL. Ejército de Los Andes 950. San Luis.

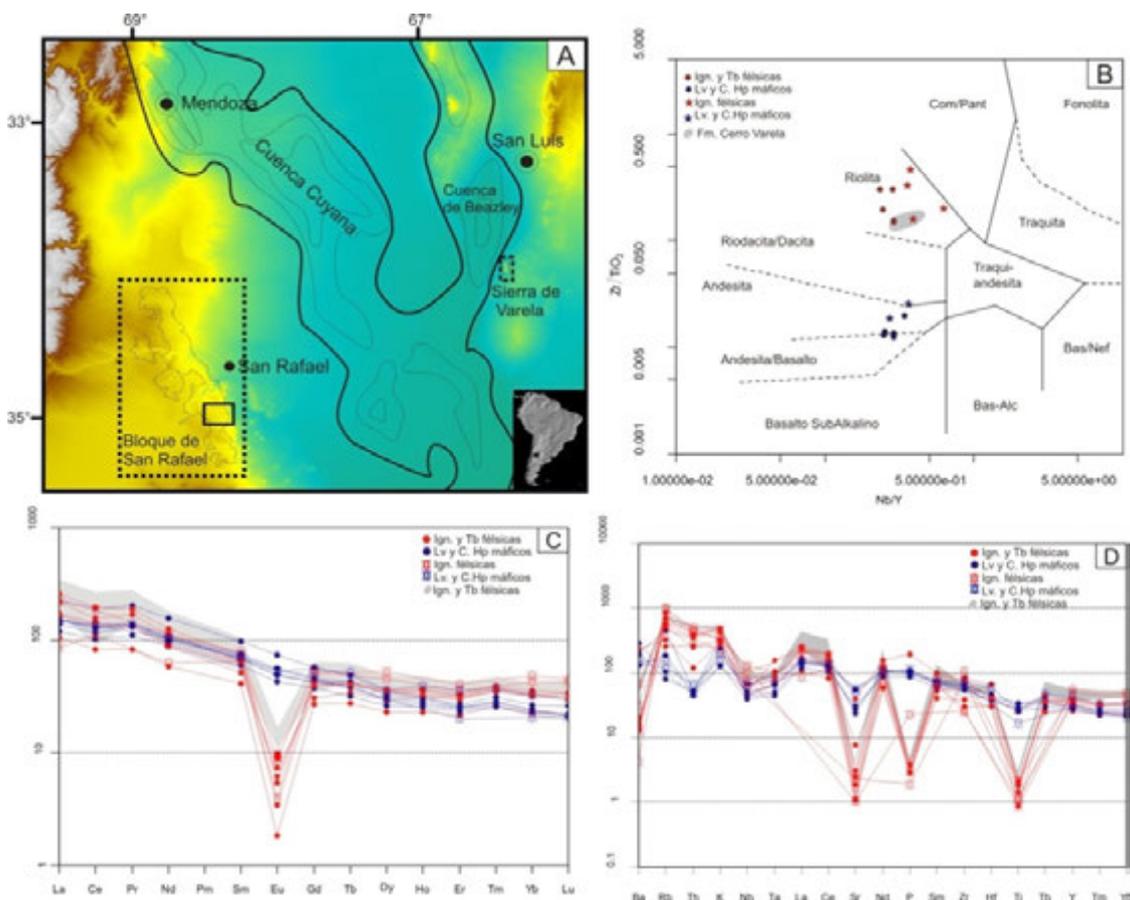
E-mail: mltobares@gmail.com

<sup>2</sup> Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). La Plata, Buenos Aires.

<sup>3</sup> CCT Mendoza, Av. Ruiz Leal S/N Parque General San Martín - Ciudad - Mendoza.

El Grupo Puesto Viejo se encuentra alojado en el Bloque de San Rafael, Mendoza, donde su porción suroriental es motivo del presente estudio y su posterior comparación con la Fm. Cerro Varela de la sierra de San Luis (Fig. 1A). El Grupo Puesto Viejo de edad triásica media-superior ( $235,8 \pm 2,0$  Ma, U/Pb SHRIMP sobre circones, Ottone *et al.* 2014) es una secuencia volcano-sedimentaria continental de *sinrift*. El relleno de este depocentro está conformado por sedimentitas intercaladas con unidades ígneas de carácter bimodal, donde los términos félsicos se corresponden con ignimbritas y tobas riolíticas y los términos máficos a cuerpos hipabisales y flujos de lava (Monti 2015). Se han efectuados análisis geoquímicos a cinco muestras correspondientes a ignimbritas riolíticas y cinco a lavas andesíticas, para cuya clasificación composicional se emplea el diagrama de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 1B) en consideración a que los valores de LOI obtenidos entre 0,96 y 5,45 por lo que se estima que hubo removilización de los elementos móviles. También se agregaron los datos aportados por Kleiman y Salvarredi (2001) con fines comparativos. Los elementos de tierras raras (REE) fueron normalizados según el condrito de Nakamura (1974) con presencia de diseños planos en HREE y empinados en LREE para ambos tipos de rocas (Fig. 1C). Las ignimbritas muestran una fuerte anomalía negativa en Eu ( $0,05 < \text{Eu}/\text{Eu}^* > 0,18$ ), mientras que ésta es más leve o casi nula para las rocas básicas ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,9-0,99$ ). En la Figura 1D se ilustran los LILE y los HFSE normalizados al condrito de Thomson (1982), donde se observa la predominancia de LILE sobre HFSE. Muestran empobrecimiento en Th, Nb, Ta y enriquecimiento en La, Ce, Zr. Las rocas ácidas muestran marcadas depresiones en Sr, P y Ti. Las diferencias se evidencian en las anomalías de Ba, que se halla empobrecido en las rocas ácidas y enriquecido en las básicas. Según el diagrama geotectónico Yb+Nd vs. Rb de Pearce *et al.* (1984), las muestras ácidas y básicas se ubican en el campo del ambiente de intraplaca. Por otro lado, en el diagrama Th/Hf vs. Ta/Hf de Shand y Gordon (2002) puede observarse que las rocas ácidas se ubican en el campo de margen continental activo, mientras que las básicas lo hacen dentro del ambiente de intraplaca. Con fines comparativos se adicionaron los análisis de ignimbritas y tobas de la Fm. Cerro Varela del Triásico Medio ( $239,95 \pm 0,58$  Ma,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre roca total, Costa *et al.* 1998) que se alojan en sectores marginales de la cuenca de Beazley, San Luis (Fig. 1A). La sección superior de la Fm. Cerro Varela muestra las mismas tendencias que las rocas ácidas del Grupo Puesto Viejo. El enriquecimiento en LILE con respecto al condrito y las anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti, junto con el enriquecimiento en K demostraría la existencia de una fuente enriquecida por adición de componentes derivados de subducción. Las rocas ácidas muestran anomalías marcadas en Ba, y fuertes en Sr, P y Ti con leves tendencias alcalinas y que podrían indicar el fraccionamiento de plagioclasa, apatita y óxidos de Fe-Tien la fuente sometida a baja presión. El paralelismo observado en las REE y en los diagramas normalizados indicaría una afinidad temporal y composicional, debido a su desarrollo dentro del régimen extensional y correspondiente con las manifestaciones tardías del evento magmático del Grupo Choiyoi (Permo-Triásico).

- Costa C.H., Gardini, C.E. y Schmidt, C.J. 1998. Dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), provincia de San Luis. Nota Breve. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53: 282-285.
- Kleiman, L.E y Salvarredi, J.A. 2001. Petrología, geoquímica e implicancias tectónicas del volcanismo triásico (Formación Puesto Viejo), Bloque de San Rafael. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56 (4): 559-570.
- Monti, M. 2015. Tectónica, volcanismo y sedimentación en la Cuenca triásica del Grupo Puesto Viejo (Triásico Medio-Superior), Provincia de Mendoza, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata. 255 p.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Ottone, E.G., Monti, M., Marsicano, C.A., Marcelo, S., Naipauer, M., Armstrong, R. y Mancuso, A.C. 2014. A new Late Triassic age for the Puesto Viejo Group (San Rafael depocenter, Argentina): SHRIMP U–Pb zircon dating and biostratigraphic correlations across southern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 186-199.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Thompson, R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49–107.
- Shand, E.S., Gordon, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629–642.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.



**Figura 1. A.** Mapa de ubicación. **b. Ign:** Ignimbritas, **Tb:** Tobas, **Lv:** Lavas, **C. Hp:** Cuerpos hipabisales. En círculos: este trabajo, en estrellas: Kleiman y Salveterri (2001) y en gris: Fm. Cerro Varela. **c.** Muestras normalizadas al condrito de Nakamura (1974). **D.** Muestras normalizadas al condrito de Thompson (1982).

Agradecimiento: A los proyectos N° 3-20314 de la UNSL, PIP N° 112-201101-00191 y PICT2011-2546 por su sustento económico.

## El volcanismo efusivo mesozoico de la quebrada Larga y Hualtarán, noreste de la sierra de Las Quijadas, San Luis

M. Laura TOBARES<sup>1</sup> y Amancay MARTÍNEZ<sup>1</sup>, Jorge SFRAGULLA<sup>2</sup> y Juan J. CANTERO<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, FCFM y N, UNSL. Ej. de Los Andes 950. San Luis. Proy. N° 3-20314 CyT UNSL. E-mail: mltobares@gmail.com

<sup>2</sup> Escuela de Geología - F.C.E.F. y N., Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sársfield 1611, Córdoba.

<sup>3</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta Nac. 36 - Km. 601, Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

En este trabajo se presenta el estudio petrográfico y geoquímico de las facies volcánicas mesozoicas del sector noreste de la sierra de Las Quijadas, que conforma el cordón de serranías occidentales de la provincia de San Luis (Fig. 1A). La sierra de Las Quijadas está formada por una secuencia de sedimentitas clásticas continentales asociadas al *rift* mesozoico. Entre la sección superior (Fm. El Toscal y Fm. La Cruz) y la Fm. Lagarcito se reconocen las manifestaciones de volcanitas máficas. En este trabajo se presenta el estudio en las coladas aflorantes en la quebrada Larga y en el sector norte del camino de ingreso al Parque Nacional Sierra de Las Quijadas, a ~3500 metros de la localidad Hualtarán (Fig. 1A-B). En la quebrada Larga se reconocieron coladas lávicas sobre las rocas clásticas de la sección superior (Fig. 1C), con bandeamiento por flujo, y en corteza de pan con vesículas deformadas (Fig. 1E y F) y por sectores se observa brechamiento, generando una brecha volcánica. Hacia el sur, se reconoce el cerro Negro como posible centro emisor de la lava (Fig. 1D). Sobre el camino de ingreso, las coladas presentan también textura en corteza de pan, vesículas deformadas y amígdalas rellenas con calcita. Al microscopio, presentan textura porfírica con fenocristales euhedrales de olivino, junto a clinopiroxeno subhedral, en una pasta de microlitos de plagioclasa, con abundantes minerales opacos y amígdalas rellenas de calcita y minerales del grupo de las cloritas (Fig. 1G y H).

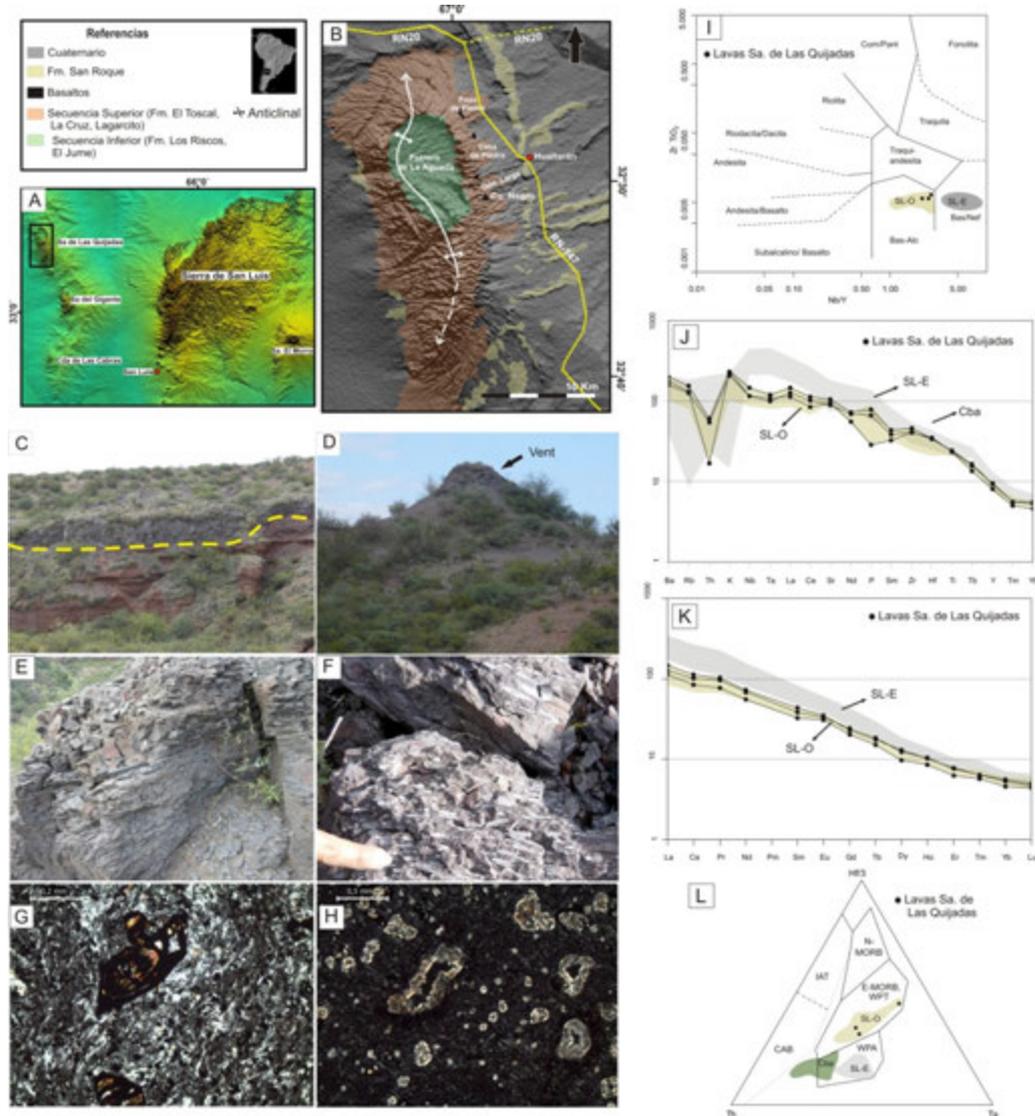
Según el diagrama de Winchester y Floyd (1977) las lavas de Las Quijadas son basaltos alcalinos, similar a SL-O (basaltos de las Sierra de Cantantal, Guayaguas y El Barrial) (Fig. 1I). Normalizados al condrito de Thompson (1982) muestran un enriquecimiento en LILE con respecto a las HFS, anomalías negativas en Th, Nb y Ta y positivas en Ba y K, diferente a los basaltos de SL-E (cerro Garrapata y La Madera) con anomalías positivas en Nb y Ta y negativas en Rb y K (Fig. 1J). El patrón de las tierras raras muestra una pendiente negativa con enriquecimiento en LREE, con valores de  $La_N/Yb_N = 22,06$  a  $27,35$  y una leve anomalía positiva en Eu ( $1,09 < Eu/Eu^* > 1,2$ ) (Fig. 1K).

Las anomalías positivas en Ba, Rb y K con respecto al condrito y las anomalías negativas de Nb y Ta podrían sugerir metasomatismo o contaminación por componentes corticales para los basaltos de la sierra de Las Quijadas, mostrando similitudes geoquímicas con las rocas de SL-O y diferencias con los basaltos de SL-E, cuyo patrón REE denota un menor grado de fusión parcial y mayor grado de alcalinidad (Fig. 1J y K). De esta manera, los patrones observados para la sierra de Las Quijadas sugieren una derivación mantélica y de una fuente MORB astenosférica enriquecida posiblemente relacionada con una litosfera subcontinental antigua, desarrollado durante el *rift* mesozoico. En el diagrama tectónico de Wood (1980) las muestras de Las Quijadas plotean en el campo del E- MORB y toleítico de intraplaca, junto con SL-O, y por otro lado, los basaltos cretácicos superiores de SL-E corresponden al ambiente de intraplaca alcalino (Tobares *et al.* 2013, Fig. 1L).

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.

- Tobares, M. L, Martínez, A. N. y Giambiagi, L. 2013. Los basaltos mesozoicos de la provincia de San Luis: su estudio petrográfico y geoquímico, 9° E- ICES, International Center for Earth Sciences, Mendoza.
- Thompson, R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49–107.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology* 20: 325-343.
- Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crust contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.



**Figura 1.** **A)** Mapa de ubicación. **B)** Mapa geológico de la sierra de Las Quijadas. **C)** Coladas lávicas en la quebrada Larga sobre la sección superior. **D)** Vista del Cerro Negro, como probable centro efusivo. **E)** Fragmentación como respuesta al enfriamiento rápido. **F)** Amígdalas deformadas de disposición sub-paralela. **G)** Fenocristales de olivino alterados a minerales opacos en pasta de plagioclasas con orientación grosera, NX. **H)** Amígdalas rellenas con minerales secundarios en pasta con plagioclasa sin orientación, NX. **I)** Diagrama de clasificación composicional, junto a los basaltos del Oeste de la prov. de San Luis (SL-O, Cretácico Inferior) y los del Este de la prov. de San Luis (SL-E, Cretácico Superior). **J)** Diagrama multi-elemento tipo *spider* normalizado al condrito de Thompson (1982). **K)** Diagrama de REE mostrando un diseño en general empinado. **L)** Diagrama de discriminación tectónica Th-Hf/3-Ta de Wood (1980).

## **Pegmatitas graníticas y granitos asociados en cercanías de Las Aguadas. Grupo San Martín-Cautana, distrito Conlara, Sierra de San Luis**

Nicolás WITKOWSKI<sup>1</sup>, O. CORTONA<sup>1</sup>, M. DEMARTIS<sup>2</sup>, J. CONIGLIO<sup>3</sup>, A. ORTIZ SUAREZ<sup>4</sup>, F. AGOTE<sup>3</sup>, G. VALLEJOS<sup>3</sup>, L. POGGI<sup>3</sup>, F. D'ERAMO<sup>2</sup> y L. PINOTTI<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Piedra Grande SAMICA y F. Ruta Provincial N° 20 Km 82,4. La Toma, San Luis. E-mail: nwitkowski@piedra-grande.com

<sup>2</sup> CONICET / Depto. de Geología, Univ. Nac. de Río Cuarto. Ruta Nac. N° 36 km 601 – Río Cuarto.

<sup>3</sup> Depto. de Geología, Univ. Nac. de Río Cuarto. Ruta Nac. N° 36 km 601 – Río Cuarto.

<sup>4</sup> Depto. de Geología, Univ. Nac. de San Luis. Ejército de los Andes 950 – San Luis.

En esta contribución se presentan resultados preliminares de trabajos de cartografía geológica y geológica-estructural de pegmatitas y granitos del grupo San Martín-Cautana, distrito Conlara (Galliski 1999, Roquet 2010), Sierra de San Luis. El sector en estudio comprende un área distante 4 km al NO de Las Aguadas y 15 km al NE de la localidad de Libertador Gral. San Martín, provincia de San Luis (Fig. 1).

La roca encajante corresponde a esquistos de dos micas, pertenecientes al complejo metamórfico Conlara (Sims *et al.* 1997), compuestos de muscovita, biotita, cuarzo y plagioclasa. Poseen una marcada esquistosidad, cuya orientación predominante es N 10°-30° y buzamiento entre 70° y 85° E, con variaciones a N 50° a N 90° y buzamientos entre 70° y 85° hacia el NO y N. Estas variaciones se deben a plegamientos de escala hectométrica identificables mediante imágenes satelitales. Poseen inyecciones de cuarzo de unos pocos centímetros de espesor, que muestran plegamientos cerrados simétricos y asimétricos de escala centimétrica y métrica, y *boudinages*. Variaciones hacia otros tipos litológicos se observaron en las inmediaciones de la localidad de Las Aguadas, donde Ortiz Suárez (1988) describe esquistos nodulosos andalucíticos, esquistos anfibólicos y cuarcitas feldespáticas.

Los granitos poseen morfología globosa y tamaños pequeños de hasta 1,1 km<sup>2</sup>, y afloran mayormente en el sector central del área (Fig. 1). Se identificaron cuerpos con elongación general N-S aparentemente emplazados en los planos axiales de los plegamientos hectométricos de la roca encajante. Son leucogranitos de grano fino y medio, con transición a granitos pegmatíticos. Están compuestos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muscovita, con granate y biotita en muy poca proporción y no siempre presentes. Los contactos con los esquistos encajantes frecuentemente están cubiertos y donde pueden observarse son generalmente concordantes con su esquistosidad, inclusive emplazándose en forma de enjambre de diques concordantes subparalelos. Asimismo, algunos de los cuerpos muestran una conspicua estructuración interna de alternancia de encapados métricos de granito-pegmatita, subhorizontales, algunos discordantes con la foliación regional y en otros casos replegados. Análisis geoquímicos preliminares, realizados por fluorescencia de rayos X en laboratorios de la empresa Piedra Grande SAMICAYF, indican fuerte peraluminosidad (ISA entre 1,17 y 1,43). Los contenidos de SiO<sub>2</sub> varían entre 75 y 78%. Están fuertemente enriquecidos en Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y empobrecidos en MgO, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO.

Las pegmatitas son graníticas en composición. Se destacan las pegmatitas La Puntillosa, Salomón, El Monseñor y Rey David (Fig. 1) por ser portadoras de feldespatos y cuarzo aptos para la industria cerámica, algunas de ellas actualmente en explotación. Poseen morfologías tabulares y en menor medida lenticulares, con relaciones axiales largo/ancho entre 10 y 30 y generalmente concordantes con la esquistosidad, aunque también se han observado cuerpos con tendencia a morfologías irregulares con contactos concordantes a sub-concordantes (pegmatita La Puntillosa). Algunos ejemplos se presentan

plegados con la misma orientación de los pliegues simétricos y asimétricos de los esquistos encajantes. Por sectores las pegmatitas generan turmalinización de las rocas encajantes. Internamente los cuerpos están constituidos frecuentemente por pulsos individuales de pegmatitas, donde cada uno presenta una zonación interna propia. Estas zonas, desde afuera hacia adentro, se describen como: zonas de borde de grano fino, composición granítica y de escaso desarrollo; zona externa de tamaños de grano más gruesos y análoga composición; una o dos zonas intermedias, con feldespato gráfico y/o feldespato en bloques, albita, cuarzo y muscovita, y zona de núcleo de cuarzo, con feldespato y micas subordinados. Como minerales accesorios se presentan granate, berilo, espodumeno y minerales de la serie columbita-tantalita, erráticamente distribuidos en las pegmatitas del área, y sólo en algunas de ellas se observaron cuerpos de reemplazo compuestos de lepidolita, muscovita y albita.

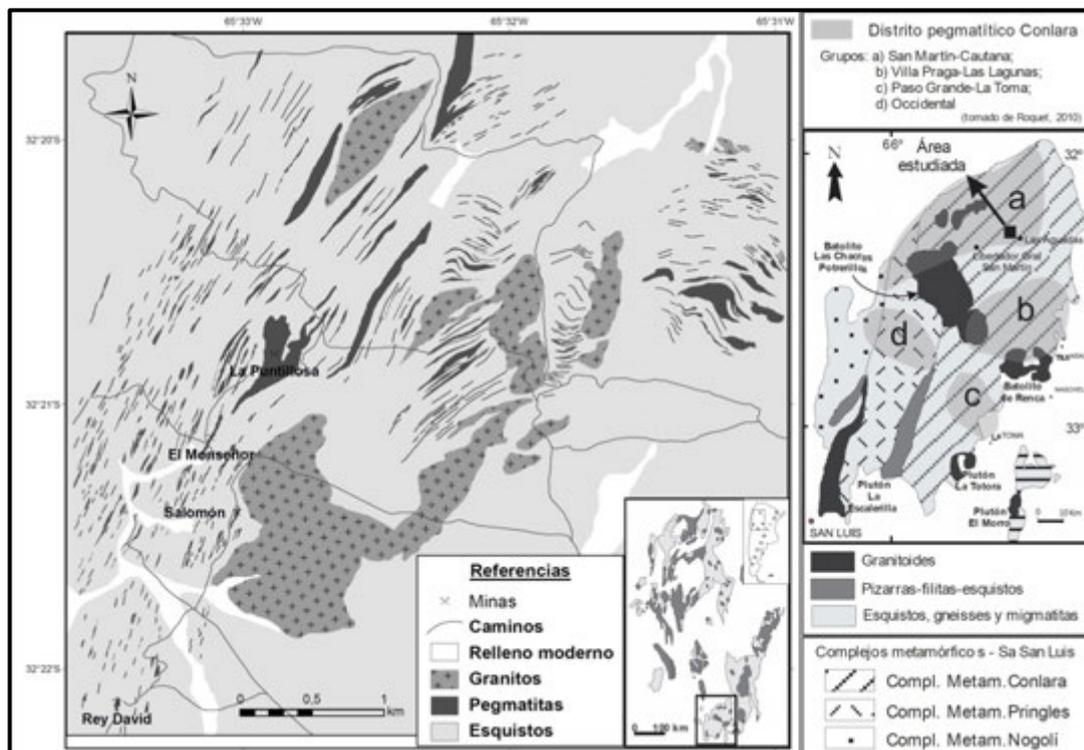
Los granitos y pegmatitas descriptos se interpretan *a priori* como resultado de un mismo evento magmático que segregó componentes volátiles y elementos incompatibles en sectores localizados del área. La estrecha vinculación de algunos granitos y pegmatitas con los plegamientos a diferentes escalas permite suponer un emplazamiento sincinemático con ese evento deformacional de la roca de caja. Nuevos trabajos de cartografía y petrográficos permitirán corroborar estas ideas preliminares.

Galliski, M.A. 1999. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (ed. E. O. Zappettini). Inst. Geol. y Rec. Min., SEGEMAR. Anales 35: 365-368.

Ortiz Suárez, A. 1988. El basamento de Las Aguadas, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 19 (1-4): 13-24.

Roquet, M.B. 2010. Mineralogía, geoquímica, tipología y relación con los granitoides de las pegmatitas del grupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, sierra de San Luis. Tesis Doctoral, U.N. Córdoba (inérita), 415p.

Sims, J.P., Stuart-Smith, P.G., Lyons, P. y Skirrow, R.G. 1997. Report on 1:250 000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sierras de San Luis and Comechingones, Provinces of San Luis and Córdoba. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine-Australian Cooperative Project. Australian Geological Survey Organization. IGRM-SEGEMAR, Buenos Aires (unpub. Report).



**Figura 1.** Bosquejo geológico del área de estudio. Se muestra la Sierra de San Luis en el contexto de las Sierras Pampeanas, y la ubicación del área de estudio y del distrito pegmatítico Conlara en la Sierra de San Luis.

## Estructura interna de la granodiorita Antena, Chuquicamata, norte de Chile

Claudia ZAFFARANA<sup>1,2</sup>, Rubén SOMOZA<sup>1</sup> y Andrew TOMLINSON<sup>3</sup>

<sup>1</sup> CONICET. E-mail: czaffarana@unrn.edu.ar

<sup>2</sup> IIPG (Universidad Nacional de Río Negro-CONICET). Roca 1242 (8332), General Roca, Río Negro.

<sup>3</sup> SERNAGEOMIN.

La granodiorita Antena es un cuerpo somero que se intruyó en la precordillera del norte de Chile durante la fase orogénica Incaica (Eoceno medio – tardío). El cuerpo es angosto y alargado, con un desarrollo de unos 20 km en dirección NNE-SSO y una relación de aspecto 1-5. En esta exposición se presentan resultados de estudios de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) y de petrofábrica, y se discute el modo de emplazamiento del plutón.

El estudio microestructural señala fábricas que preservan el arreglo adquirido en estado magmático-submagmático, y otras que muestran variable intensidad de superposición de deformación en estado sólido de alta y de baja temperatura. Los estados más avanzados de la deformación en estado sólido muestran interconexión entre los subgranos de cuarzo, feldespatos, anfíbol y biotita definiendo claramente una foliación tectónica. Entre los rasgos distintivos se observan porfiroclastos fracturados de plagioclasa y de feldespato potásico con deformación intracrystalina, los cuales siempre presentan bordes indentados. Algunas muestras presentan agregados de granos equigranulares indeformados de cuarzo y feldespatos con contactos mutuos a 120°, lo que sugiere que experimentaron un proceso de recuperación estática probablemente posterior al evento de deformación en estado sólido. La manifestación más importante de deformación en estado sólido está dada por bandas de milonitas que ocupan el sector central del plutón.

La fábrica magnética está gobernada por magnetita. La mayoría de los sitios muestran elipsoide ASM triaxial dominado por la componente planar ( $F > L$ ). El parámetro P (grado o intensidad de anisotropía) muestra dispersión con un valor promedio de  $P = 1,163$  (16.3%). La intensidad de anisotropía no muestra relación con la susceptibilidad total, con lo que se deduce que P en la granodiorita Antena no tiene dependencia composicional (ej. alteración, formación o pérdida de magnetita). En contraste, los resultados señalan que existe una correlación positiva entre la deformación interna y el parámetro P, con mayores valores de anisotropía en muestras afectadas por deformación en estado sólido. A nivel especulativo consideramos que este comportamiento podría estar asociado, por un lado, a que la deformación podría haber producido un aumento de la orientación preferencial de los granos de magnetita, y/o a que la deformación habría favorecido el aumento de las interacciones magnéticas entre magnetitas. Estudios previos en rocas cristalinas demostraron que los granos de magnetita se pueden orientar preferencialmente mediante rotación pasiva en una matriz que se está deformando (ej. Mamtani *et al.* 2011). También se han observado casos donde los granos de magnetita se deforman plásticamente según el régimen de reptaje de dislocaciones (“*dislocation creep*”, véase Housen *et al.* 1995). Por otra parte, las magnetitas de este plutón podrían haber experimentado el desarrollo de sub-granos, también observado en otros minerales de las muestras estudiadas, lo que podría producir un aumento en las interacciones magnéticas entre granos de magnetita, provocando un aumento de la intensidad de ASM (ej. Grégoire *et al.* 1995). Se tiene planeado desarrollar estudios para investigar el origen de esta correlación entre P y deformación interna en estas rocas fuertemente ferromagnéticas.

Los resultados direccionales de ASM muestran un patrón coherente de foliaciones de alto ángulo paralelas al rumbo del plutón, que además son paralelas a la foliación mineral débilmente definida por hornblenda y plagioclasa. Esta orientación de la foliación se observa en todas las rocas, es decir en aquellas que exhiben solamente fábrica magmática, en las que registran sobreimposición de deformación en estado sólido, y también en las milonitas. El hecho de que la deformación en estado sólido haya modificado la intensidad del elipsoide magnético sin modificar la orientación de la foliación magnética sugiere que todo el proceso, desde la deformación de flujo magmático hasta el desarrollo de milonitas, se produjo bajo campos direccionales invariantes, lo que se interpreta como que las fábricas asociadas al emplazamiento y al enfriamiento del cuerpo estuvieron controladas por esfuerzos regionales de similar orientación.

Las lineaciones magnéticas presentan en general una orientación más variable que las foliaciones magnéticas. Sin embargo, se observa que los sitios con lineaciones magnéticas de inclinación baja tienden a mostrar petrofábrica de tipo magmático, sugiriendo que quizás las fábricas originadas por flujo magmático son aquellas con lineaciones someras y de baja intensidad de P. De ser así, las inclinaciones altas, que dominan en las rocas que muestran deformación en estado sólido, podrían deberse al cambio de un elipsoide de deformación primario asociado a flujo magmático a un típico elipsoide de deformación transpresiva.

El plutón es portador de remanencias paleomagnéticas de polaridad normal y reversa (Somoza *et al.* 2015). En particular, una transecta E-O de 4 km que abarca el ancho del plutón a la altura de Chuquicamata, mostró una sucesión N-R-N-R de polaridades paleomagnéticas. Los datos paleomagnéticos indican entonces que el plutón se formó por amalgamamiento de pulsos de magma suficientemente separados en tiempo, de manera que la roca de caja de los pulsos de magma más jóvenes habría sido el mismo plutón en estado avanzado de enfriamiento. Esto implica que nunca existió una cámara magmática somera que haya evolucionado mediante entradas sucesivas de magma que finalmente enfriaron juntas. Asimismo, la estructura interna definida por la petrofábrica y la magnetofábrica sugiere que los pulsos magmáticos que formaron la granodiorita Antena, se intruyeron formando diques sub-verticales de orientación NNE-SSO. El marco tectónico permitiría suponer que el emplazamiento de los diques habría aprovechado estructuras de acortamiento activas en el Eoceno, que además correspondían a estructuras extensionales mesozoicas del norte de Chile.

Grégoire, V., de Saint Blanquat, M., Nédélec, A. y Bouchez, J.L. 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters* 22: 2765-2768.

Housen, B.A., Van der Pluijm, B.A. y Essene, R.J. 1995. Plastic behavior of magnetite and high strains obtained from magnetic fabrics in the Parry Sound shear zone, Ontario Grenville Province. *Journal of Structural Geology* 17: 265-278.

Mamtani, M.A., Piazzolo, S., Greiling R.O., Kontny A. y Hrouda F. 2011. Process of magnetite fabric development during granite deformation. *Earth and Planetary Science Letters* 308: 77-89.

Somoza, R., Tomlinson, A.J., Zaffarana, C.B.; Singer, S.E., Puigdomenech, C.G., Raposo, M.I.B. y Dilles, J.H. 2015. Tectonic rotations and internal structure of Eocene plutons in Chuquicamata, northern Chile. *Tectonophysics*, en prensa.

## Estructuras magmáticas en la tonalita Tamboreo (Provincia de San Luis), Sierras Pampeanas Orientales, Argentina

N. ZAMBRONI<sup>1,2</sup>, L. PINOTTI<sup>1,2</sup>, F. D'ERAMO<sup>1,2</sup>, J. TUBÍA MARTÍNEZ<sup>3</sup> y J. CONIGLIO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, (UNRC), Ruta 36 (Km 601). Río Cuarto, Córdoba, Argentina. E-mail: nicozambрони@gmail.com.

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

<sup>3</sup> Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco (España).

La interpretación de las fábricas magmáticas en los cuerpos ígneos intrusivos es clave para la obtención de información correspondiente con la dinámica de la corteza hospedante y con las condiciones del emplazamiento. Para verificar la conexión entre tectónica y emplazamiento magmático, se han llevado a cabo estudios estructurales convencionales, microestructurales y de fábrica magnética de la tonalita Tamboreo. Además, estos estudios permiten caracterizar las relaciones espacio / tiempo / temperatura / deformación dentro de un plutón (Saint Blanquat y Tikoff 1998), como así también dar una explicación sobre la generación del espacio necesario para su emplazamiento. Para lo cual se debe evaluar, en este caso, el rol que jugó la anisotropía entre los complejos metamórficos y las fajas de cizallas presentes (Aranguren 1994).

El plutón Tamboreo (470 Ma) es un intrusivo que forma parte del conjunto de cuerpos tonalíticos ordovícicos (Sato *et al.* 2003, Alonso Pérez 2002, López de Lucchi *et al.* 2007), que aflora en el sector centro-sur de las Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas Orientales. Este posee una superficie de 6 km<sup>2</sup> y la forma de una gota invertida asimétrica. Las rocas hospedantes son fajas sub-meridianas de diferentes grados metamórficos (von Gosen y Prozzi 1998), es así que hacia el este afloran filitas de la Formación San Luis y hacia el oeste metamorfitas del Grupo Micaesquistos.

En el área estudiada se han llevado a cabo 31 estaciones de muestreo para el análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM). Estas muestras fueron estudiadas en la Universidad del País Vasco con un susceptómetro Kappabridge KLY-2. Para obtener la susceptibilidad de cada muestra el susceptómetro mide el campo en 15 posiciones diferentes, a partir de las cuales se obtiene el tensor de segundo orden ( $K_1$ -máx.,  $K_2$ -medio y  $K_3$ -mín.) que define el elipsoide de ASM.

En el caso de los datos direccionales, el eje  $K_3$  del elipsoide es el polo de la foliación magnética y el  $K_1$  marca la lineación magnética. Los valores de foliación magnética ( $K_3$ ) obtenidos definen un abanico que va de direcciones NO a NE, e inclusive algunas alcanzan direcciones E-O, con ángulos de inclinación elevados.

Los parámetros escalares son utilizados para determinar las características de la fábrica magnética. Es así que se tomaron el parámetro de Jelinek ( $P_j$ ) y el de anisotropía total ( $P$ ) para interpretar el grado de excentricidad del elipsoide. A partir del diagrama de  $P$  en relación al logaritmo de susceptibilidad ( $\log K$ ) se establece que las muestras pertenecen a granitoides paramagnéticos (Bouchez 1997). Finalmente, por medio del parámetro de forma de Jelinek ( $T$ ) y al análisis de parámetro de Flinn ( $F=P_1/P_3$ ), se observa que las fábricas son principalmente planares.

Además, se realizaron transectas tanto dentro como fuera del intrusivo, con el fin de realizar mediciones estructurales directas. Se logró identificar tres foliaciones en el hospedante: un bandeo composicional ( $S_0$ ) que correspondería láminas del protolito original, un *slaty cleavage* ( $S_1$ ) por plegamiento del  $S_0$  y un clivaje de crenulación ( $S_2$ ) con desarrollo de clivaje de plano axial por plegamiento del  $S_1$ . Finalmente, todo

este complejo fue retrabajado por una foliación milonítica ( $S_3$ ). Se identificaron sectores de interés al norte y al sur de la tonalita, donde las foliaciones conforman puntos triples.

Con algunas muestras adquiridas dentro del intrusivo se confeccionaron secciones delgadas para la observación, clasificación y análisis de microestructuras desde el punto de vista de Blenkinsop 2000. En la tonalita Tamboreo se reconocieron dos grandes grupos microestructurales, por un lado aquellas producidas por flujo magmático como es el caso de la orientación preferencial de granos de biotita y plagioclasa, y por el otro lado aquellas microestructuras generadas por cataclasis como las estructuras S-C.

Los datos de ASM han permitido caracterizar la fábrica de la tonalita Tamboreo desde el punto de vista magnético por medio de parámetros escalares, como un granitoide paramagnético con aporte de minerales ferromagnéticos, siendo la forma de su fábrica oblada. Los datos direccionales arrojan dos patrones, uno concéntrico paralelo al borde del plutón y se interpreta como de estado magmático de alta temperatura, coincidente con las microestructuras generadas por flujo magmático. A este se le sobreimprimen estructuras sub-meridionales de baja temperatura dadas por el retrabajo por parte de las fajas de cizalla que obliteran la fábrica primaria del intrusivo.

Los puntos triples encontrados al norte y sur del Plutón han sido observados con interés, dado que estarían indicando los sectores donde se podría haberse llevado a cabo la apertura de las estructuras  $S_2$  a partir de la aplicación del vector de esfuerzo generado por  $S_3$ , generando el espacio necesario para el emplazamiento. La continuidad geométrica, estructural y temporal entre las deformaciones en estado magmático y las del estado sólido sustentarían el modelo de cizallamiento continuo durante el emplazamiento de la tonalita Tamboreo. La información aquí presentada es preliminar. Aún se están modelando datos de ASM, curvas termomagnéticas, datos gravimétricos, magnetométricos y radiométricos, para un modelado más integral del emplazamiento.

- Alonso Pérez, R. 2002. Estudio petrológico y estructural de la tonalita de Tamboreo y rocas metamórficas encajantes, San Luis, Argentina. Tesis de licenciatura, Universidad de Granada. 77 pp.
- Aranguren, I.A. 1994. Estructura y cinemática del emplazamiento de los granitoides del domo de Lugo y del antifomre del Olló de Sapo. O Castro: Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Area de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos. Tesis Doctoral Universidad País Vasco, 220 pp.
- Bouchez, J. L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to ASM studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.). Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Petrology and Structural Geology. Kluwer, Dordrecht, pp. 95-112.
- Blenkinsop, T., 2002. Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. Kluwer, Dordrecht. 166 pp.
- López de Luchi, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A., Naumann, R. 2007. Geochemical constraint on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 138-166.
- Saint Blanquat, M., Tikoff, B., 1997. Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada Batholith. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.). Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Petrology and Structural Geology. Kluwer, Dordrecht, pp. 231-252.
- Sato, A., González, P. y Llambías, E., 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 487-504.
- Von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural Evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-andean Margin of Gondwana. En Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142: 235-258, London.

## Plutón “El Escondido”: una expresión del magmatismo calcoalcalino en la sierra de Guasayán, Sierras Pampeanas Orientales (Argentina)

Priscila S. ZANDOMENI<sup>1</sup>, Gimena M. URAN<sup>2</sup>, Sebastián O. VERDECCHIA<sup>1</sup>, Edgardo G. BALDO<sup>1</sup> y Juan A. DAHLQUIST<sup>1</sup>

<sup>1</sup> CICTERRA (CONICET-Universidad Nacional de Córdoba), Av. Veléz Sarsfield, 1611, Córdoba (Capital), Argentina. E-mail: priscilazandomeni@gmail.com

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Av. Veléz Sarsfield, 1611, Córdoba (Capital), Argentina.

La Sierra de Guasayán (Sierras Pampeanas Orientales, Provincia de Santiago del Estero) está constituida principalmente por rocas metamórficas de bajo grado y plutones graníticos (Fig. 1a) vinculados a un amplio rango de edades K-Ar que van desde el Precámbrico Superior al Paleozoico Superior (Dal Molin *et al.* 2003 y demás referencias allí citadas). En el extremo norte de esta sierra aflora un pequeño plutón de forma circular de unos 4 km de diámetro, el cual denominamos “El Escondido”. Este cuerpo se emplaza en rocas metasedimentarias de bajo grado (filitas y metapsamitas), cortando la foliación metamórfica de rumbo NNE-SSO, generando una estrecha aureola de contacto representada por cornubianitas cordieríticas. Al norte del plutón, aflora un notable sill riódacítico de rumbo NNE-SSO, cuya relación con el plutón no está aún establecida debido a la cubierta sedimentaria neógena (Fig. 1b).

El plutón El Escondido presenta abundantes xenolitos metamórficos y enclaves microgranulares máficos de formas subsféricas (<40 cm). Este cuerpo presenta una textura equigranular con facies porfíricas en el borde. La facies porfírica presenta fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico. La matriz está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita además de la presencia de minerales accesorios (epidoto, apatita, circón) y minerales secundarios (clorita y mica blanca de grano fino). La concentración de elementos mayores y algunas trazas, obtenidos por Fluorescencia de Rayos X en dos muestras del granito, correspondientes a las facies de borde (muestra N° 23) y centro (muestra N° 30), sugieren que el mismo es ligeramente peraluminoso (índice de saturación en aluminio = 1,08-1,13) y puede ser clasificado geoquímicamente como una granodiorita (según diagrama multicatiónico, De la Roche *et al.* 1980) con contenidos (% en peso) de SiO<sub>2</sub> = 66,48-68,43 %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 7,03-7,38 %, Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 0,66-0,71 y FeO<sub>total</sub>/(FeO<sub>total</sub>+MgO) = 0,70-0,72. La geoquímica resulta compatible con los magmas magnesianos según el diagrama de Frost *et al.* (2001, Fig. 2), con relativamente bajo contenido de álcalis y las relaciones de CaO + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16,79-17,79; CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,14 propias de cuerpos calcoalcalinos. Estas señales geoquímicas resultan similares a los granitos ordovícicos calcoalcalinos de las Sierras Pampeanas Orientales, como ha sido discutido por Dahlquist *et al.* (2010, Fig. 3).

Consistentemente, el diagrama de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) sugiere que el mismo es compatible con un ambiente de arco (Fig. 4). En adición, una edad K-Ar en biotita de 425 ± 21 Ma (Dal Molin *et al.* 2003) fue obtenida para El Escondido, indicando una edad Silúrica. No obstante, por las particularidades de este método (baja temperatura de clausura del sistema), es factible que no refleje la edad de cristalización del plutón. Aunque estas observaciones permitirían hacer una vinculación preliminar de este cuerpo con la orogenia Famatiniana, las nuevas dataciones U-Pb en proceso darán mayor precisión a esta interpretación.

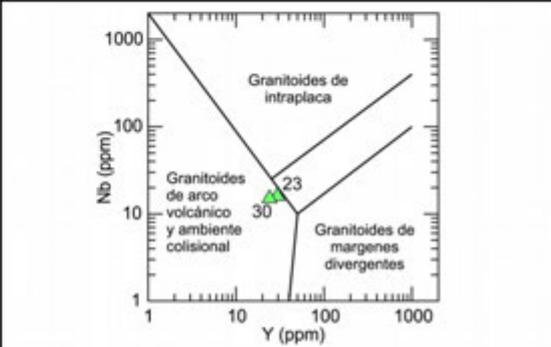
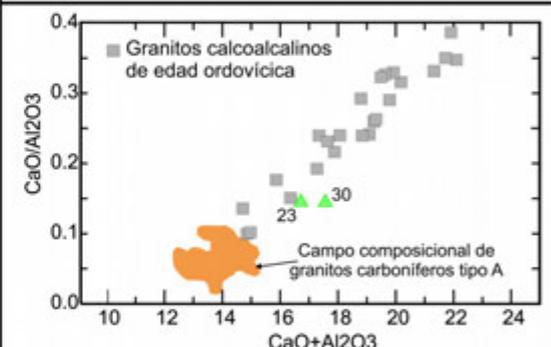
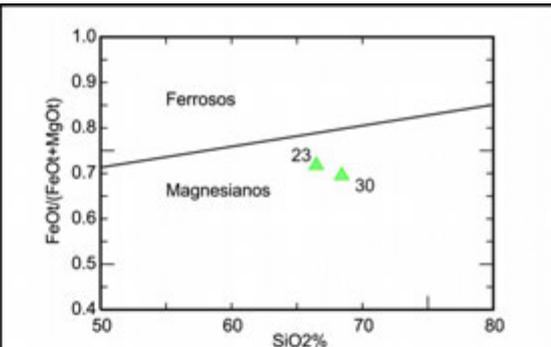
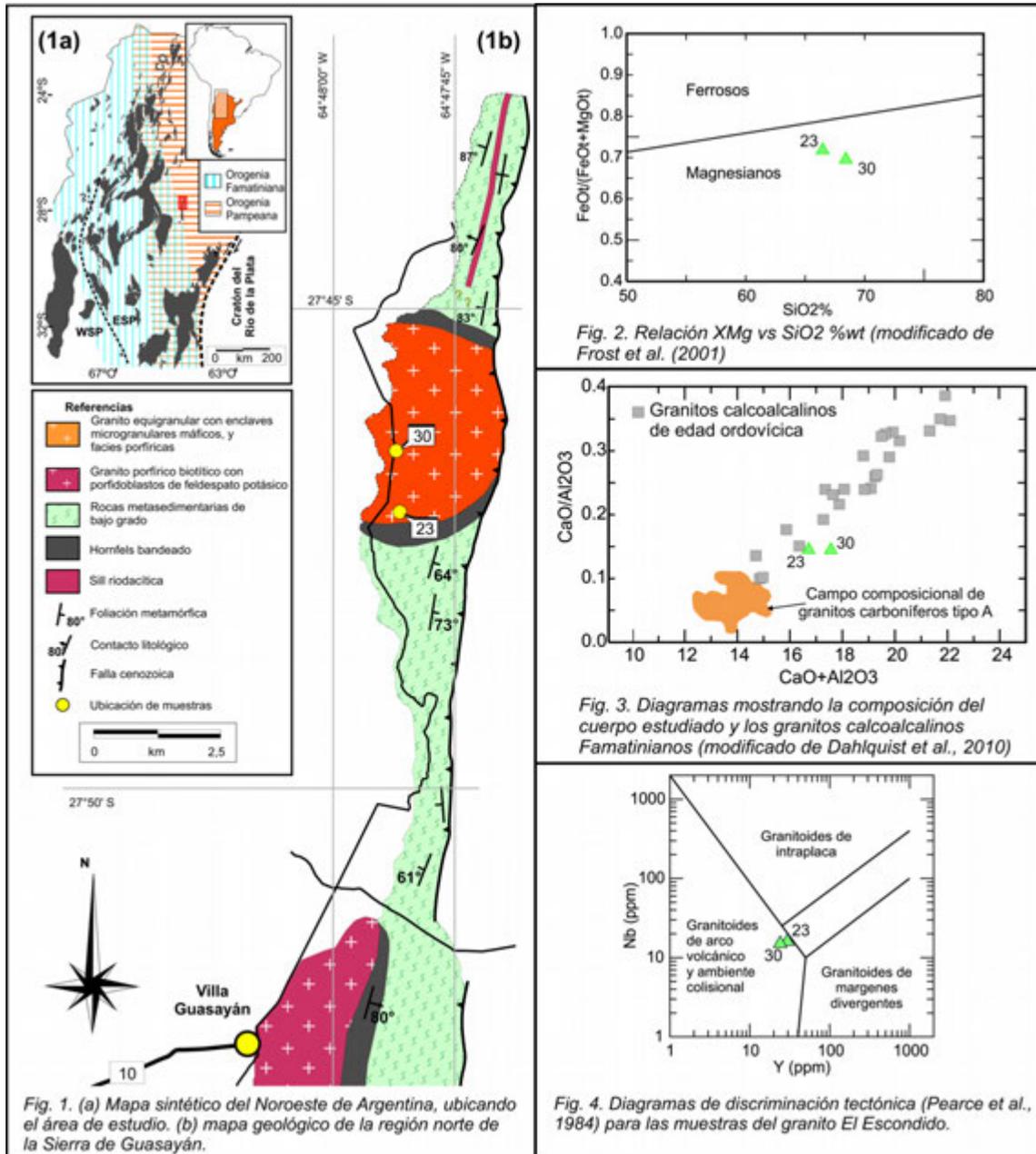
Dahlquist, J. A., Alasino, P. H., Nelson Eby G., Galindo C., y Casquet, C. 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos*, 115: 65-81.

Dal Molin, C., Fernandez, D., Escosteguy, L., Villegas, D., González, O., y Martínez, L. 2003. Hoja geológica 2766-IV, Concepción, provincias de Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero. SEGEMAR, 41p, Buenos Aires.

De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. y Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses- its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.



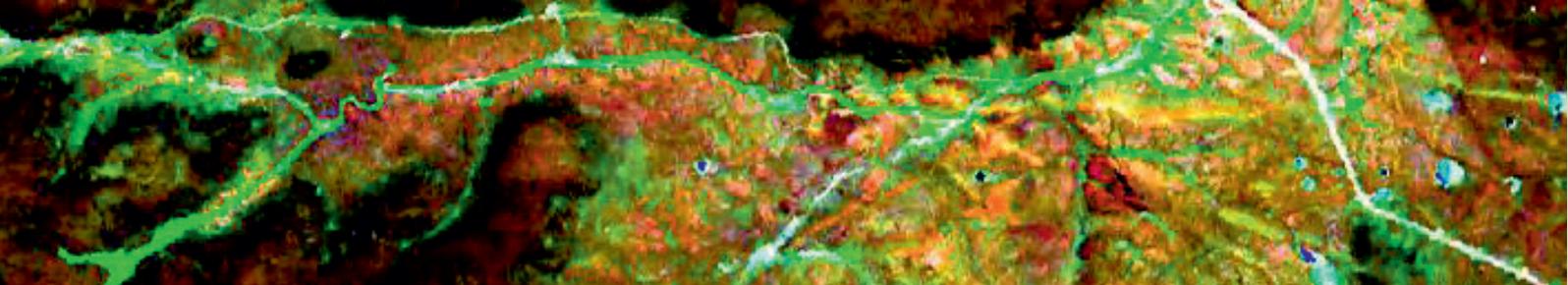
Agradecimientos: Esta contribución es un aporte al proyecto PICT-2013 0472 de FONCyT.

---

*3° Simposio sobre Petrología Ígnea  
y Metalogénesis Asociada*  
fue editado por la Universidad Nacional de Río Negro,  
e impreso por Integraltech,  
en la provincia de Buenos Aires, Argentina,  
en octubre de 2015.

---





## *3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada*

El objetivo primordial de este simposio científico es reunir a los colegas de las áreas de Petrología Ígnea, Yacimientos Minerales y de otras afines, para presentar los resultados de sus investigaciones, parciales o finales, y discutir temas de interés común.

Se espera promover la discusión y difusión de trabajos originales y generar un ámbito de debate que permita la actualización del conocimiento geológico de los participantes. También se espera ayudar a estrechar los lazos de común unión entre el ámbito académico, las instituciones nacionales y provinciales, las empresas dedicadas a los yacimientos de rocas y minerales y la industria.

Este volumen contiene los resúmenes presentados en el 3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada desarrollado en la ciudad de General Roca, provincia de Río Negro, entre el 13 y 18 de octubre de 2015, y que fue organizado por el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (Universidad Nacional de Río Negro-CONICET).

Se recibieron 81 contribuciones, de las cuales 37 fueron expuestas mediante presentaciones orales y 44 como posters, cubriendo diversas temáticas relacionadas a procesos magmáticos y metalogenéticos. Los resúmenes fueron sometidos a un proceso editorial que incluyó una instancia de arbitraje, a cargo del Comité Editorial Científico y los árbitros del simposio.



**Instituto de Investigación  
en Paleobiología y Geología**



**Asociación Geológica  
Argentina**



9 789873 667169