

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 48 N°1 1993



48 1

Revista de la Asociación 1-96
Geológica Argentina 15 Junio 1994

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA
(1991-1993)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Leonardo Legarreta.
Secretaria: Dra. Milka K. de Brodtkorb.
Tesorero: Lic. Roberto Kokot.
Vocales titulares: Dr. Carlos Limarino.
Dra. Susana Damborenea.
Dra. Norma Brogioni.

Vocales suplentes: Lic. Jorge Gebhard.
Dra. Corina Risso.
Dra. Gabriela Alonso.
Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.
Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.
Dra. Norma Brogioni.
Dra. Corina Risso.

COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo Llambías, Dr. Norberto Malumán, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti.

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Facultad de Tecnología, Universidad Nacional de Catamarca, Maximio Victoria 55, 4700 Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Raúl Giacosa, Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia, 9000 Comodoro Rivadavia.
Córdoba: Lic. Zarela Herrera, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CECOAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Av. Bolivia 1313, 4600 S.S. Jujuy.
La Plata: Dr. Juan Franzese, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.
Mar del Plata: Lic. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Funes 3350, C.C. 722, 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.
Mina Aguilar: Lic. Alejandro Palma, Departamento de Geología, El Aguilar, 4634 El Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Néida Casali, Lab. Suelos y Hormigones, Fac. Ingeniería, U.N. Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén.
Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa 259, Campamento 1 YPF, 8319 Plaza Huincul, Neuquén.
Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT, Boulevard Brown 3500, 9120 Puerto Madryn, Chubut.
Río Cuarto: Lic. Jorge Coniglio, Ciudad Universitaria, Ruta 8 Km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto, Córdoba.
Río Gallegos: Lic. Roberto Andreone, C.C. 26, sucursal 1, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional del Litoral, Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe.
Salta: Dra. R. A. Marquillas, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta.
San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, Apartado 47, 8400 San Carlos de Bariloche, Río Negro.
San Juan: Dra. Lucía Ruzycski de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan, Cereceto y Miglioli, Rivadavia, 5400 San Juan.
San Luis: Dra. Graciela Sosa, Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, San Martín 895, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, C.C. 495, 3000 Santa Fe.

Santa Rosa: Lic. Silvio Casado, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC, C.C. 92, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.
Zapala: Lic. J.C. Danieli, Dirección Provincial de Minería, C.C. 101, 8340 Zapala, Neuquén.

Delegados Institucionales en Buenos Aires

Agua y Energía: Dr. Belarmino Antelo Pérez, Alem 1134, piso 5, of. 506, 1001 Buenos Aires.
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180, 1001 Buenos Aires.
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann, Juan Ramírez de Velazco 839, 1414 Buenos Aires.
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Av. Libertador 8250, 1429 Buenos Aires.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Claudio Trinca, San Martín 871, 1004 Buenos Aires.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Lic. Ana V. Vrba, Departamento de Geología, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.
INGEIS: Dra. Claudia Armella, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. Elda Di Paola, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.
Petrolera San Jorge: Dr. Carlos Gulisano, Tte. Gral. Perón 925, piso 7, 1038 Buenos Aires.
Secretaría de Minería: Lic. Eva Donnari, Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto Violante, Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires.
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Oscar Rösler, Instituto de Geociencias UPS, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

Estalactitas de rodocrosita, extraídas de diatrema en Veta 25 de Mayo, Mina Capillitas, Andalgalá, Catamarca. Colección y fotografía Geól. Jorge A. Saadi

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

TOMO 48

Buenos Aires
1993

This One



TR3G-ZG0-3BEX

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA
(1991-1993)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. Leonardo Legarreta.

Secretaria: Dra. Milka K. de Brodtkorb.

Tesorero: Lic. Roberto Kokot.

Vocales titulares: Dr. Carlos Limarino.

Dra. Susana Damborenea.

Dra. Norma Brogioni.

Vocales suplentes: Lic. Jorge Gebhard.

Dra. Corina Risso.

Dra. Gabriela Alonso.

Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.

Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.

Dra. Norma Brogioni.

Dra. Corina Risso.

COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo Llambías, Dr. Norberto Malumán, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti.

© Asociación Geológica Argentina

Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy licence by CCC, a separate system of payment has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/94 \$00.00+\$00.50.

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina
deberá ser dirigida a:
Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina**

Petrología y génesis del yacimiento de sulfuros de Ni, Cu y platinoideos "Las Aguilas Este", Provincia de San Luis

Lidia MALVICINI¹ y Norma BROGIONI²

¹Secretaría de Minería, Avda. Julio A. Roca 651, 10º piso, 1067 Buenos Aires, Argentina
Universidad Nacional de San Luis, San Martín 895, 5700 San Luis, Argentina

²Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque,
1900 La Plata, Argentina
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT. *Petrology and genesis of the Las Aguilas Este nickel-copper and platinum minerals deposit, San Luis Province.* The Las Aguilas Este nickel-copper sulphides and platinum group minerals deposit is hosted by a small mafic-ultramafic intrusion which forms part of the belt of "zoned ultramafic complexes" along the eastern margin of the Sierra de San Luis. This belt trends NNE-SSW and is composed of many gabbroic bodies occurring in high-grade metamorphic terranes of mainly sillimanite-garnet-cordierite-biotite gneisses of amphibolite-facies. Las Aguilas igneous body consists of cumulate pyroxenites and melanorites with minor melagabbronorites, leuconorites and partially serpentinized peridotites which are essentially composed of enstatitic orthopyroxene, bytownite-anortite plagioclase, Mg-hornblende, phlogopite, and rare clinopyroxene, biotite and olivine. Both country and igneous rocks were later deformed by shearing, which resulted in the formation of mylonites and cataclases. The ore mineralization is confined to sheared igneous rocks; ore minerals include pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite, platinum group minerals, chromite, with trace amounts of gold-electrum, graphite, mackinawite, cubanite, magnetite and ilmenite. Greigite, pyrite, marcasite, goethite, hematite, bravoite, violarite, covellite and digenite are found as supergene alteration products after sulphides. Textures strongly suggest the replacement of silicate minerals by the ore minerals, and mineralization grades from disseminated to interbrecciated and there is no evidence of textures produced by deformation or annealing, although some weak cataclastic effects are sometimes present. High Pd/Ir ratios and low Ir and Pd contents, together with replacement textures point to a hydrothermal origin for the deposit. Location of ore mineralization in the most mechanically disturbed zones of the Las Aguilas body, where secondary permeability and rock alteration developed, support the hypothesis that hydrothermal fluids, acting during the last stage of a probable Ordovician shear-event, were responsible for the genesis of the deposit.

Introducción

El yacimiento "Las Aguilas Este" se aloja en el cuerpo de Las Aguilas, ubicado en el extremo sur de la faja de los denominados "complejos ultramáficos zonales" (Kilmurray y Villar 1981) que afloran en el flanco oriental de la Sierra de San Luis (Fig. 1). Las rocas encajantes están representadas por gneises y filitas de facies esquistos verdes y anfíbolitas (Kilmurray y Villar 1981) a las cuales se asocian, además, rocas de naturaleza granulítica (González Bonorino 1961, Cucchi 1964, Sabalúa *et al.* 1981). La edad de los complejos ha sido considerada precámbrica (González Bonorino 1961, Sabalúa *et al.* 1981); post-cámbrica-pre-devónica (Kilmurray y Villar 1981); proterozoica tardía (Ramos 1988) y ordovícica temprana (Dalla Salda *et al.* 1992; Dalla Salda *et al.* en prensa).

Pastore y Ruíz Huidobro (1952) fueron los primeros en describir rocas noríticas con procesos de urazitización periférica en el cuerpo de Las Aguilas, aunque ya se conocían algunos estudios petrográficos

previos de la faja (Gerth 1914). Posteriormente, González Bonorino (1961) consideró que la mayor parte del cuerpo estaba formada por gabros noríticos anfibólicos con una pequeña zona ultrabásica de hornblendita piroxénica en su interior. En la década del 70, la Dirección General de Fabricaciones Militares inició el estudio del potencial minero de la faja, mapeando detalladamente Las Aguilas mediante trabajos de superficie y sondeos. Sabalúa *et al.* (1981) y Sabalúa (1986) determinaron la existencia de dos cuerpos mineralizados con sulfuros de Fe-Cu-Ni de origen magmático, estudiaron los minerales de mena y describieron las rocas de caja de los yacimientos (dunitas, serpentinitas, harzburgitas, broncitas, noritas y anortositas). Más de 17 perforaciones en "Las Aguilas Este" permitieron realizar cinco secciones transversales verticales del cuerpo, cuya forma es tabular con buzamiento 80°-85° E y concordante con las metamorfitas. En la número cinco, donde se determinó la mejor sección del cuerpo mineral, la forma del clavo mineralizado es lenticular en la zona más superficial y tabular en profundidad; su eje buza 65° a

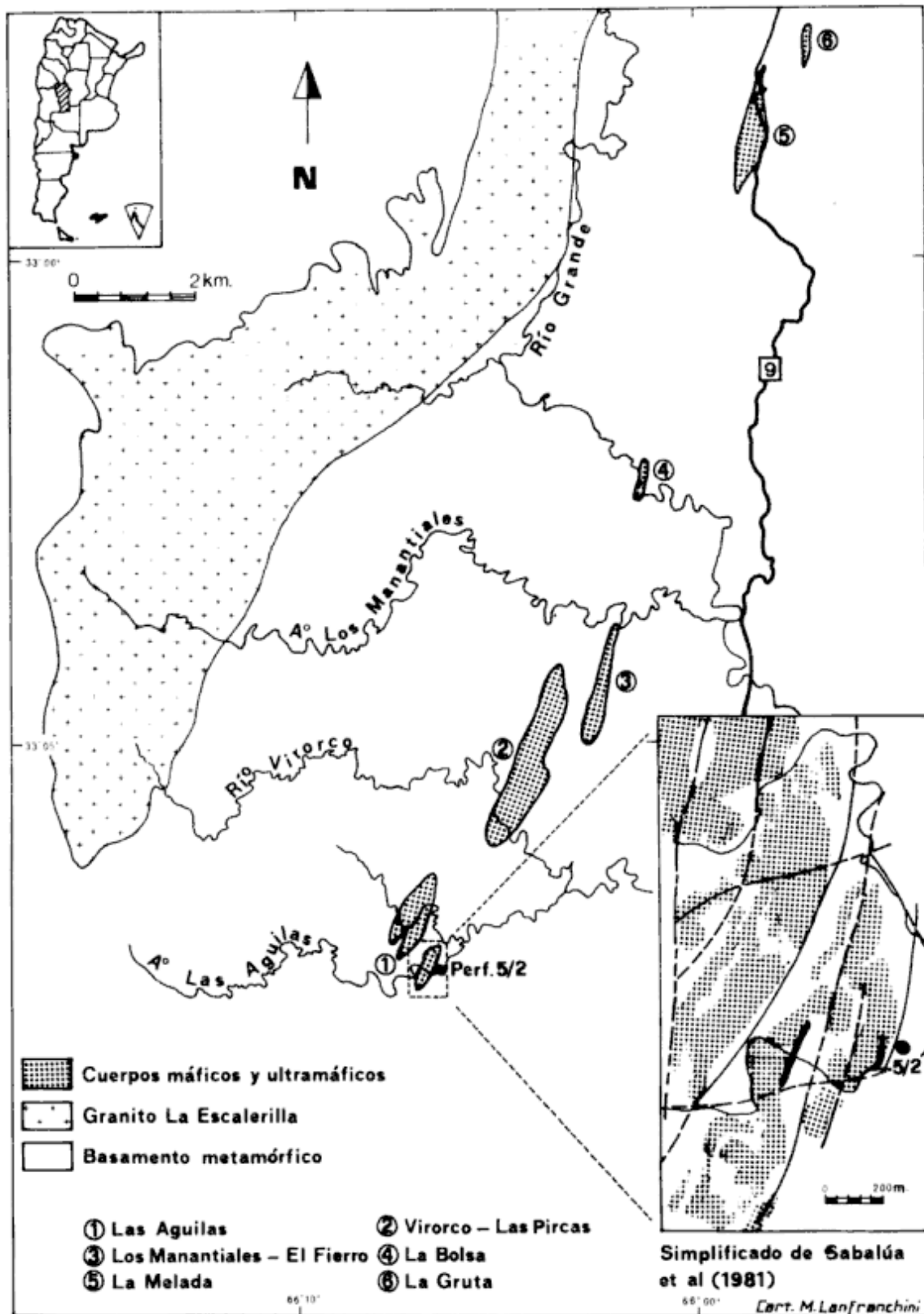


Figura 1: Mapa de ubicación del cuerpo de Las Aguilas, dentro del sector Sur de la faja de los "Complejos ultramáficos zonales", simplificado a partir de fotointerpretación a escala 1:40.000. Includido, se muestra el mapa del cuerpo de Las Aguilas, realizado por Sabalúa *et al.* (1981), con la ubicación de la perforación 5/2 y la proyección del clavo mineralizado (en negro).

85° E y la potencia máxima establecida en base a leyes de Ni > 0,3%, es de 55 m en la perforación 5/2.

Brodtkorb *et al.* (1976) investigaron los sulfuros en un trozo de testigo de la perforación VI. Brogioni (1992) estableció la composición química y los caracteres microestructurales de los silicatos de Las Aguilas.

En este trabajo se efectúa el estudio petrográfico y calcográfico de la perforación 5/2 que se encuentra ubicada sobre el borde oriental del yacimiento "Las Aguilas Este"; su profundidad es de 122,20 m y fue realizada con una inclinación de 45° O, a través de metamorfitas y rocas ígneas. El objetivo final ha sido establecer la caracterización petrológica del cuerpo y la génesis del depósito.

Metodología analítica

El estudio petrográfico se llevó a cabo sobre 95 cortes delgados. Toda la perforación se estudió a intervalo de 2 m, aunque en varios tramos se aumentó la frecuencia a los efectos de obtener una mejor interpretación. Para la descripción de estructuras y texturas de las rocas metamórficas se adoptó la nomenclatura propuesta por Kilmurray y Teruggi (1982). El análisis modal se efectuó con contador de puntos contándose como mínimo 1000 puntos para cada preparación. El estudio de los minerales de mena se realizó sobre 60 muestras pulidas. Los elementos del Grupo del Pt y Au se analizaron por espectrometría de Absorción Atómica. Los análisis SEM/EDS de cromitas y pentlanditas se efectuaron con un equipo Phillips 515 EDAX 9100/60. Diferencias de ~ 1% en la composición de las cromitas no son significativas. Para pentlandita se utilizaron estándares de FeS₂ para Fe y S, y Ni y Co puros; concentraciones de Ni y Co inferiores a 0,5% en peso son consideradas dudosas debido a los límites del instrumento.

Petrografía

En los primeros 25 m de la perforación 5/2 afloran las metamorfitas encajantes y luego comienza la secuencia ígnea, caracterizada por presentar fuerte mineralización de sulfuros entre los 60 y 90 m aproximadamente.

La particularidad más destacable del perfil de esta perforación es el mayor o menor grado de cataclasis que afecta a metamorfitas y rocas ígneas. El sector más deformado en estas últimas es el comprendido entre el contacto con las metamorfitas y los 50 m de

profundidad; a partir de allí la deformación intensa está más localizada y permite efectuar la descripción de los caracteres ígneos de las rocas y su mineralización.

Rocas ígneas

Son rocas compactas, de grano medio a fino, raramente muy fino, color gris verdoso oscuro, gris claro o verde claro, y a veces presentan concentraciones irregulares o venillas de minerales félsicos. Son granudas, aunque algunas gradan a ligeramente porfíricas. Microscópicamente presentan, en la mayoría de los casos, texturas cumulares; más raramente se encuentran texturas granudas, porfíricas, poikilíticas y bandeadas. Numerosas muestras exhiben efectos deformacionales que varían desde orientación y ligera cataclasis hasta milonitización. La clasificación modal permite distinguir dos grupos principales, piroxenitas y melanoritas (Fig. 2); la descripción detallada de su mineralogía se encuentra en Brogioni (1992).

Piroxenitas

Se han reconocido dos variedades: piroxenitas plagioclasíferas y piroxenitas plagioclasíferas-hornblendíferas (Fig. 2, Tabla 1), con texturas cumulares y constituidas por ortopiroxeno enstatítico, mg* = 74,32-78,20 y 77,32-80,14, respectivamente; plagioclasa An₇₃₋₁₀₀; hornblenda magnésiana, Mg/Mg+Fe²⁺ = 0,86-0,97; y flogopita, Mg/Mg+Fe²⁺+Fe³⁺+Mn = 0,78-0,85 (Brogioni 1992). Los minerales opacos, sulfuros y espinelos, se presentan incluidos dentro de los silicatos, en forma de venillas o bien en forma masiva, constituyendo la matrix de la roca cuando la misma se encuentra cataclastizada. En este último caso, reemplazan a los minerales preexistentes, en particular a la plagioclasa y en segundo lugar a la flogopita y hornblenda.

Melanoritas

Se ha identificado melanoritas s.s. y melanoritas hornbléndico-piroxénicas (Fig. 2, Tabla 1), con texturas cumulares, constituidas por ortopiroxeno enstatítico, con mg* = 73,31-77,90; plagioclasa An₇₅₋₈₅ y An₈₀₋₉₀; respectivamente; hornblenda magnésiana, Mg/Mg+Fe²⁺ = 0,89 (ss) y 0,87-0,95 (hbl-px) y flogopita, Mg/Mg+Fe²⁺+Fe³⁺+Mn = 0,79-0,83 (Brogioni 1992). Los minerales opacos, sulfuros y espinelos, se hallan incluidos en los silicatos en forma de venillas o bien constituyendo la matrix de la roca en aquellas mue-

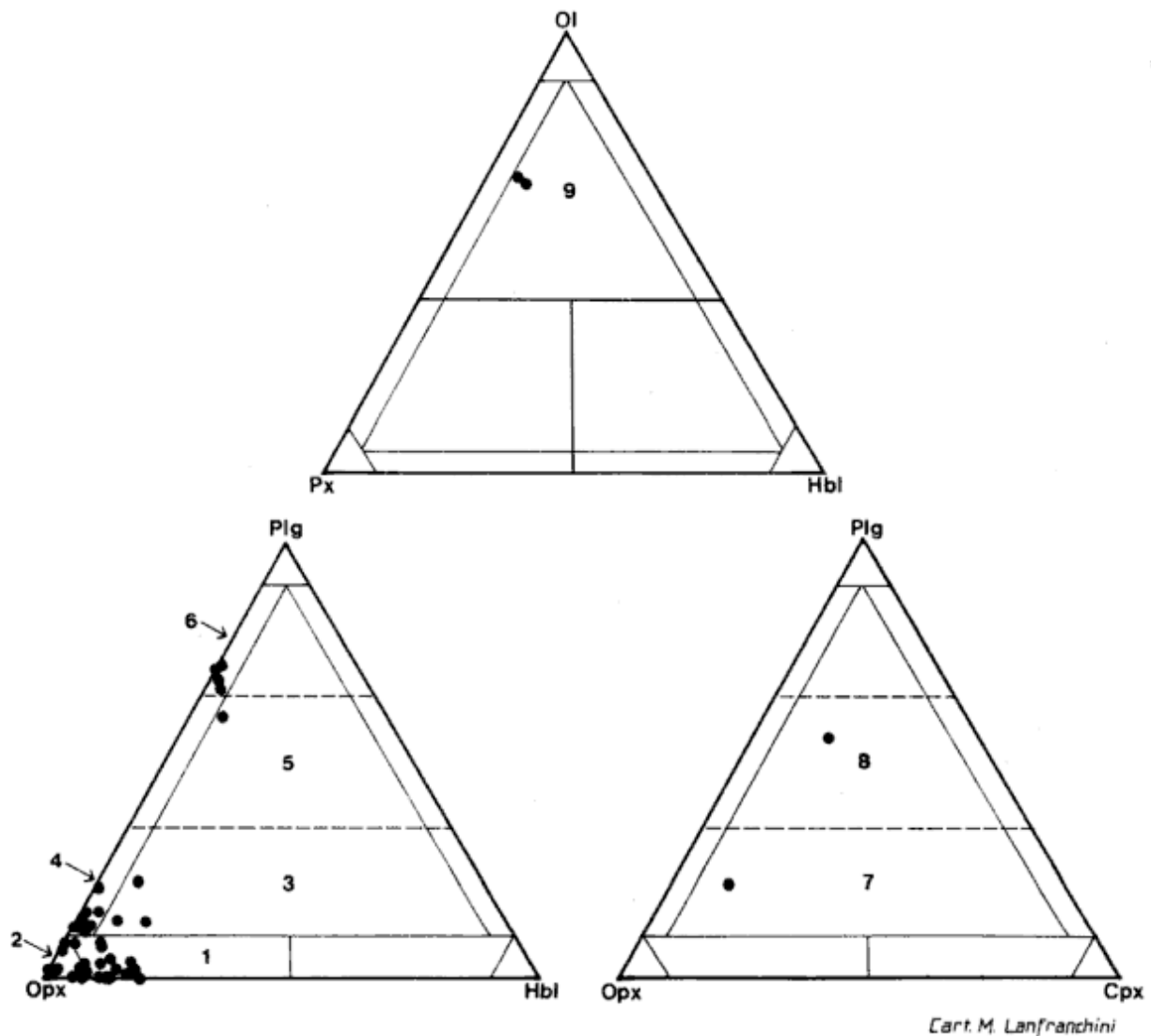


Figura 2: Clasificación modal (Teruggi 1980) de las rocas ígneas del cuerpo de Las Aguilas. 1: Piroxenitas hornbléndico-plagioclásíferas; 2: Piroxenitas plagioclásíferas; 3: Melanoritas hornbléndico-piroxénicas; 4: Melanoritas; 5: Noritas hornbléndico-piroxénicas; 6: Leuconoritas; 7: Melagabronoritas; 8: Gabronoritas; 9: Peridotitas piroxénico-hornbléndíferas.

tras cataclastizadas donde, al igual que en el grupo anterior, reemplazan a la flogopita marginalmente o bien según sus planos de clivaje, a la hornblenda y a plagioclasa.

Gabronoritas y melagabronoritas

Solamente dos rocas pertenecen a estos grupos petrográficos (Fig. 2, Tabla 1); sus texturas son ligeramente porfíricas, con pasta granuda, y poikilíticas. Están formadas por ortopiroxeno enstatítico⁽¹⁾, con

⁽¹⁾ Los datos composicionales de los minerales corresponden a la gabronorita.

$mg^* = 56,75$; clinopiroxeno diopsídico ($Wo_{45-46}En_{39}Fs_{14-15}$), poikilítico; plagioclasa con zonación normal o "patchy", An_{70-79} ; biotita, $Mg/Mg+Fe^{++}+Fe^{+++}+Mn = 0,53-0,62$ (Brogioni 1992); flogopita; hornblenda magnesiana y escasos opacos incluidos en los silicatos o bien formando venillas. La melagabronorita exhibe notable deformación, con cataclasis intergranular.

Leuconoritas

Presentan texturas granudas alotriomorfas, a veces con ligera tendencia porfírica, orientadas o bandeadas. Están formadas por plagioclasa An_{44-56} , ortopiroxeno, biotita, y a veces escaso clinopiroxeno,

Tabla 1: Límites composicionales de los grupos petrográficos de Las Aguilas, expresados en %. Opx: ortopiroxeno; Cpx: clinopiroxeno; Olv: olivino; Plg: plagioclasa; Hbl: hornblenda; Bio: biotita; Czo: cuarzo; Opc: opacos; Srp: serpentina; Ant: antofilita.

Opx	Cpx	Olv	Plg	Hbl	Bio	Czo	Opc	Srp	Ant
Piroxenitas									
49,9			0,0	0,0	0,0		0,0		
80,4			8,1	16,5	30,2		41,5		
Melanoritas									
57,7			7,6	0,0	2,7		0,1		
79,1			21,4	11,1	18,5		20,3		
Gabronoritas-Melagabronoritas									
28,4	7,0		16,2	0,0	6,0	1,5	0,2		0,0
49,5	11,7		49,6	0,5	23,5	2,8	1,5		1,4
Leuconoritas									
0,8	0,0		44,9	0,0	5,7	0,0	0,8		
27,1	1,0		64,9	2,3	23,5	5,2	2,3		
Peridotitas									
22,5		6,4		4,4	0,0		3,0	10,2	
23,8		53,8		9,1	0,1		14,3	52,4	

cuarzo y hornblenda (Fig. 2, Tabla 1). En las rocas bandeadas alternan bandas plagioclasíferas (con escaso ortopiroxeno) con otras ricas en biotita y ortopiroxeno. Las primeras presentan textura en mosaico, con uniones triples; las bandas oscuras generalmente muestran mayor deformación intergranular. Los minerales opacos se encuentran incluidos en los silicatos, como granos discretos formando parte de la roca, o bien en forma de matrix reemplazando a plagioclasa.

Peridotitas

Presentan textura granuda gruesa, a veces ligeramente porfírica. Están constituidas por olivino euhedral, raramente fresco, de hasta 4 mm; ortopiroxeno anhedral; anfíbol incoloro a ligeramente verdoso, machado; escasa biotita fuertemente cloritizada; espinelos como inclusiones en olivino; y opacos en venillas tapizadas por serpentina o bien incluidos en los silicatos (Fig. 2, Tabla 1). Las rocas presentan grado variable de serpentización. La antigorita es más abundante

y pseudomorfiza a los cristales de olivino. El crisotilo aparece en forma de venillas que cortan a esos pseudomorfos o bien como láminas dispuestas perpendicularmente a las paredes de otras venillas cuya zona central es ocupada por opacos. Venas más gruesas de serpentina con notable kinking cortan a estas rocas.

Rocas metamórficas

Las rocas de caja de la secuencia ígnea son metamorfitas regionales, luego parcialmente milonitizadas dentro de una zona de cizalla, que permite encontrar gneises, cataclasitas y milonitas coexistiendo entre sí debido al carácter no uniforme de la deformación. La fábrica más frecuente de estas rocas es planar foliada, con estructuras flaser a oftálmicas y texturas miloníticas; más raramente se encuentran fábricas isótropas a ligeramente planares, con estructuras macizas y texturas granoblásticas.

Dentro de la secuencia se han hallado, además, metamorfitas de contacto con fábrica isótropa a lige-

ramente planar, estructura maciza a débilmente foliada y textura granoblástica, con tendencia porfiroblástica y poikiloblástica.

Metamorfitas foliadas

Son de coloración gris y grano fino a medio. Las folias claras, de hasta 1 cm de espesor, están constituidas por cuarzo, feldespatos y granate porfiroclásticos; pueden ser continuas, pero en general están muy contorsionadas y se adelgazan hasta constituir lentes u ojos. Las folias oscuras, que pueden presentar espesores mínimos de aproximadamente 1 mm, son de biotita y sillimanita, ocasionalmente con granate, observándose a veces folias monominerales de sillimanita.

El granate presenta trenes lineales de inclusiones de sillimanita que varían de rectos a más o menos curvos. La plagioclasa (An_{38-40}) muestra maclas incompletas y curvadas de ley de Ab, Ab-Carlsbad o Ab-Periclino, y es zonal, a veces de tipo "patchy". El feldespato alcalino es pertítico y con desarrollo de mirmekitas. En algunas muestras aparece cantidad variable de cordierita, bajo la forma de pseudomorfos verdosos, o bien en cristales pinitizados y corroídos. El cuarzo es de tipo ameboidal. Como minerales accesorios se encuentra apatito, a veces abundante y fuertemente deformado, y circón incluido en la biotita.

Metamorfitas macizas

Son rocas grises y grano fino a medio. En muestras de mano suelen presentar zonas de grano grueso y niveles cuarcíticos de distribución y espesor irregular, a veces microplegados, con textura porfiroclástica y matrix recrystalizada (cuarzo + plagioclasa + apatito + pseudomorfos prismáticos). Desde el punto de vista mineralógico, estas rocas son muy similares a las foliadas; sólo se observa una disminución importante del contenido de sillimanita y biotita, y la ausencia de cordierita. La composición de la plagioclasa es, además, ligeramente más cálcica (An_{62}).

Hornfels

Son de grano muy fino, color oscuro y aspecto pedernaloso. Se caracterizan por la abundancia de porfiroblastos y cristales menores de cordierita cargados de inclusiones de agujas o pequeños prismas de sillimanita, plagioclasa, cuarzo y rutilo, que se disponen en la zona central de los granos. En las variedades débilmente foliadas, la sillimanita queda incluida

en la cordierita a modo de trenes. La plagioclasa (An_{68}) presenta maclas de Ab, Ab-Carlsbad o Ab-Periclino, incompletas y acuñadas, y es frecuente que se encuentre rodeada por un manto de cordierita. El cuarzo es escaso. Los opacos son a veces muy abundantes, disponiéndose según líneas preferenciales coincidentes con la foliación, y reemplazan a la biotita (con la cual aparecen vinculados), sillimanita y cordierita. Ocasionalmente se encuentra fibrolita, y en una muestra es notable la cantidad de corindón.

Todos los minerales de las metamorfitas muestran signos de deformación tales como extinción ondulosa (plagioclasa, cuarzo, sillimanita, cordierita, biotita); flexuración y kinking (sillimanita, biotita); fracturación (sillimanita, granate, plagioclasa, cordierita); láminas de Boehme (cuarzo), mortero y recrystalización (cordierita, plagioclasa). En cambio, tanto el cuarzo como los feldespatos y biotita de lentes y cintas más finas de las rocas foliadas, carecen de deformación y presentan poligonación y puntos triples. En las rocas macizas aparece, igualmente, cantidad variable de matrix cuarzo-feldespática recrystalizada.

Perfil de la perforación

La secuencia se inicia con *leuconoritas* constituidas por plagioclasa y biotita orientadas, ortopiroxeno, escaso clinopiroxeno y cuarzo policristalino ameboidal o poligonal y opacos.

Sigue una alternancia de *gneises* y *cuarcitas* que, como consecuencia de efectos deformacionales notables, se han transformado en *milonitas*. Dentro de la secuencia metamórfica se encuentra un cuerpo tabular de *gabronorita*, de espesor inferior a 2 m, el cual se halla atravesado por numerosas microfracturas rellenas por hematita/goethita.

Se inicia luego la secuencia magmática, representada en su mayor parte por *piroxenitas*, dentro de la que se pueden reconocer zonas con características diferentes.

a. *Piroxenitas cataclastizadas*, con cristales poikilíticos de piroxeno de hasta 2 cm y escasa matrix. Estas rocas gradan a *milonitas* con fenoclastos profundamente deformados y matrix muy fina (ortopiroxeno, plagioclasa y anfíbol poligonales con uniones triples), que puede constituir hasta el 52,8% de la roca. Dentro de las piroxenitas se encuentra aproximadamente un metro de *leuconoritas* finas que presentan zonas o bolsones enriquecidos en cristales de plagioclasa (An_{66}) de mayor desarrollo y con uniones triples. En el contacto, que es neto, ambas rocas se encuentran fuertemente milonitizadas; fuera de

esa zona, las leuconoritas sólo están afectadas por mortero y recristalización poligonal marginal incipiente del ortopiroxeno y plagioclasa.

b. *Piroxenitas* hornbléndicas o biotíticas, muy poco deformadas, que gradan a *melanoritas*. Este sector se halla afectado por hidrotermalismo, encontrándose zonas de hasta 3 m fuertemente alteradas compuestas principalmente por biotita y clorita muy deformadas, en las que se conservan restos de piroxenitas o de leucogabros totalmente alterados. En algunos casos, la biotita y clorita constituyen la matrix de rocas cataclásticas compuestas por fenoclastos de milonitas de leucogabros. Fuera de estas zonas, las piroxenitas se encuentran frescas o bien hidrotermalizadas; los productos de alteración son bastita, hornblenda verde pálida, anfíbol incoloro de hábito fibroso y clorita, con introducción de calcita y de minerales ferruginosos. Tanto las piroxenitas frescas como las alteradas están atravesadas por venillas de opacos. Las melanoritas, por su parte, pueden estar afectadas localmente por milonitización y probablemente también por hidrotermalismo.

Dentro de este sector de piroxenitas se encuentran intercalaciones de:

1. *Peridotitas* mineralizadas constituyendo un nivel de alrededor de 1 m de espesor, de color negro y estructura bandeada.

2. *Gabros* generalmente bandeados, que gradan de leuconoritas a melagabros, y que no superan el metro y medio de espesor. La plagioclasa de las variedades bandeadas es An_{44-50} , el ortopiroxeno puede hallarse parcial o totalmente pseudomorfizado por un anfíbol incoloro y a veces aparece hornblenda marrón poikilitica. En los melagabros hay abundante hornblenda pardo-amarillenta originada por transformación del piroxeno. La secuencia de gabros se encuentra afectada por grado variable de milonitización. En los melagabros, la matrix está compuesta por cristales poligonales de plagioclasa, piroxeno y en menor proporción anfíbol, y constituye el 40% de la roca. Las variedades leucocráticas, en cambio, se hallan menos deformadas y la cantidad de matrix no supera el 13%.

3. Un septo de *hornfels cordierítico-sillimanítico*, con abundante corindón y de aproximadamente 0,30 m de potencia, intercalado en los gabros.

c. *Piroxenitas* gruesas, con grado variable de deformación. Las rocas más milonitizadas presentan cristoclastos de ortopiroxeno de hasta 2 cm y de plagioclasa de menor tamaño, con mortero y recristalización poligonal con uniones triples. La matrix, que alcanza el 54,4%, se presenta en forma de cintas de cuarzo poligonal que alternan con bandas biotíticas muy finas encontrándose, además, una matrix grano-blastica de plagioclasa y cuarzo poligonales y escaso

anfíbol. En algunas piroxenitas, particularmente aquéllas de niveles más profundos, aparecen zonas con alteración hidrotermal. En esas rocas aumenta la cantidad de opacos, ya sea en venillas o bien con tendencia a formar matrix, reemplazando al anfíbol y flogopita. Intercalados entre las piroxenitas milonitizadas se encuentran *gabros milonitizados* de grano grueso, con menos del 5% de matrix, y *leucogabros* biotíticos bandeados, con zonas miloníticas. La composición de la plagioclasa en estos últimos es An_{48-59} , observándose pseudomorfos de anfíbol incoloro según ortopiroxeno.

d. *Piroxenitas* y *melanoritas* mineralizadas con sulfuros. En este sector, que comprende la zona más profunda de la perforación, las rocas conservan sus caracteres ígneos, aunque casi invariablemente presentan signos de deformación, como escaso mortero marginal de ortopiroxeno y plagioclasa acompañado, en algunos casos, por recristalización poligonal marginal o según los planos de kinking. Son frecuentes las microfisuras, a lo largo de las cuales ha tenido lugar la deformación y alteración de las rocas, y que constituyeron luego la vía de acceso de soluciones circulantes que depositaron opacos, biotita, clorita, cuarzo o calcita. Las alteraciones más frecuentes son antofilita y serpentina (a partir de ortopiroxeno), anfíbol incoloro fibroso (hornblenda) y cloritización (biotita).

En ciertos niveles se encuentran zonas miloníticas donde porfiroclastos ígneos, deformados y con mortero, yacen en una matrix muy fina, bandeada, de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita, clorita y hornblenda poligonales producto de recristalización. Se encuentran, además, venas de serpentina + goethita, con kinking notable, cortando a las rocas paralelamente al bandeamiento, así como también, opacos y espinelo.

Dentro de esta secuencia se encuentra:

1. Un septo de *hornfels cordierítico-sillimanítico* de aproximadamente 3 m de espesor, en parte mineralizado.

2. *Melagabronoritas* en el sector más profundo de la perforación, con cristales de ortopiroxeno de más de 1 cm, muy deformadas y con recristalización poligonal marginal de todos sus minerales.

Mineralogía, texturas y secuencia de depositación de los minerales del depósito

Los minerales de mena son sulfuros (pirrotina, calcopirita y pentlandita), minerales del grupo del platino, oro-electro y cromita. Asociados a los sulfuros hay escasa mackinawita, cubanita y grafito. También

se encontraron minerales derivados de la alteración de los sulfuros, como greigita, pirita secundaria, marcasita, goethita, bravoita, violarita, covellina y digenita.

Tanto los minerales de mena como sus derivados se localizan en las rocas ultramáficas y melanocráticas, pero su concentración aumenta con el grado de permeabilidad secundaria (mortero y fracturación) y en los contactos entre metamorfitas y rocas ígneas, también intensamente cataclastizados. Los gabros, gabronoritas y leuconoritas, así como las metamorfitas, presentan pequeñas cantidades de pirrotina y calcopirita, mientras que en zonas afectadas por deformación dúctil y frágil tienen una mineralización similar a la de las rocas ultramáficas y melanocráticas. En algunas peridotitas se observa magnetita e ilmenita asociadas a la serpentización del olivino.

Los minerales accesorios determinados en rocas metamórficas y gabroides leucocráticas son anatasa, magnetita, maghemita, pirita, rutilo, hematita, ilmenita, grafito, leucoxeno y espinelo verde.

Las texturas observadas indican que el principal mecanismo de depositación de los minerales de mena ha sido el reemplazo de silicatos. El reemplazo es generalmente centrípeto, es decir, comienza desde los

límites de granos y de cristales fracturados hacia el centro y en venillas. También suele seguir direcciones de clivaje o desarrollar metacristales. Por lo tanto se pasa gradualmente de una mena diseminada a mena matrixforme o interbrecha (donde la matrix de las brechas está constituida por los minerales de mena) y finalmente masiva, donde casi la totalidad de los silicatos ha sido reemplazada.

Otra importante característica es la escasez de texturas típicas de inmiscibilidad líquida (Wrightson y Misra 1984), tales como "bleby" o globulares, y de masas intersticiales moldeadas por los cristales de silicatos.

Rara vez se han hallado texturas en "gotas" o glóbulos redondeados de pirrotina, pirita, calcopirita y cromita dentro de los silicatos.

Tampoco se destacan texturas indicativas de deformación y templado (Stanton 1972) registradas en depósitos afectados por metamorfismo dinámico o dinamotérmico (Sarkar y Deb 1974). Sólo la mediana a débil fracturación de las cromitas y sulfuros, algún desarrollo de clivaje marcado en pirrotina y excepcionalmente, maclas fusiformes en calcopirita, son evidencias de efectos de deformación débil.

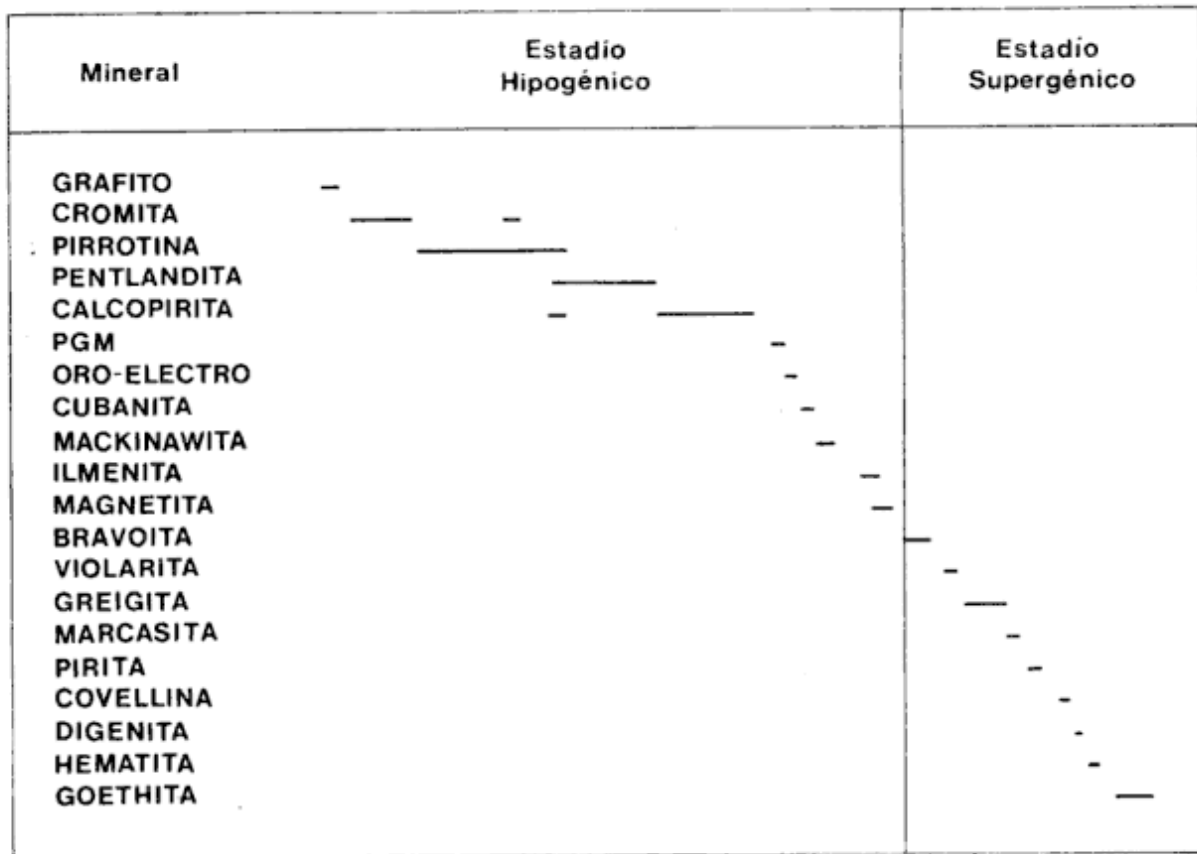


Figura 3: Secuencia de depositación de los minerales de mena.

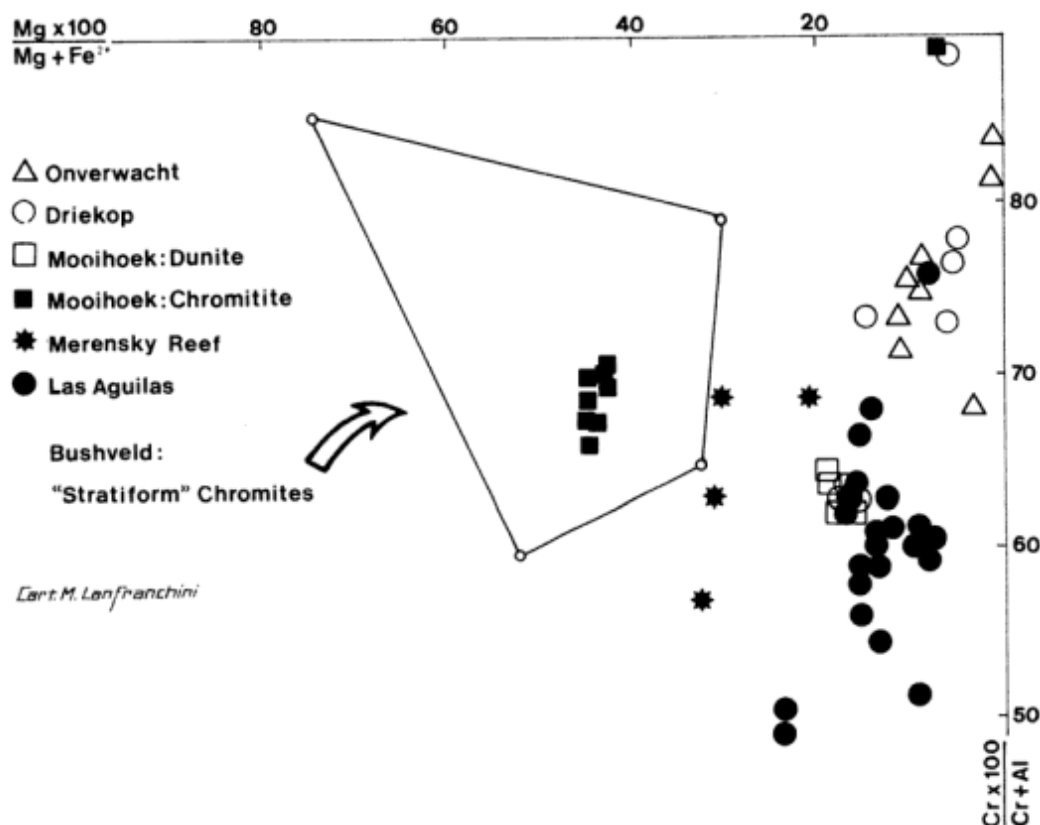


Figura 4: Comparación de la composición de cromitas de Las Aguilas con las del Complejo de Bushveld y pipes del Este del mismo (Stumpfl y Rucklidge 1982).

La secuencia de depositación diagramada en la Fig. 3 se basa en la interpretación de las texturas de los minerales de mena.

Anatasa

Está en granos que varían de 0,03 a 0,07 mm de diámetro. A veces en agregados subhedrales de 0,07 mm de longitud. Reemplaza a titanomagnetita y a ilmenita. Su proporción varía de común a escasa en rocas metamórficas.

Bravoíta

Reemplaza pseudomórficamente a pentlandita en masas de 0,3 mm y centripetamente, a partir de límites de granos y planos de clivaje. Pseudomórfica de pentlandita, forma cristales tabulares de 0,06 mm y venillas de 0,03 mm de potencia dentro de pirrotina. Desarrolla formas dendríticas (Fig. 5, a). Es escasa y producto de la alteración de pentlandita.

Calcopirita

Es uno de los minerales más abundantes. Reemplaza a silicatos: centripetamente en masas de hasta 0,4 mm de longitud; pseudomórficamente en masas de 0,18 mm; en venillas intergranulares de hasta 0,1 mm de potencia; en láminas de 0,006 mm de espesor que siguen los clivajes de mafitos, y metacristales de 0,03 mm de longitud y rara vez en gotas de 0,03 mm. Asociada a pirrotina forma venillas y agregados masivos, reemplazando a silicatos y cromitas. Reemplaza a pirrotina: pseudomórficamente en masas de hasta 0,3 mm; en cristales subhedrales a euhedrales de hasta 0,5 mm; en venillas de 0,018 mm de potencia; en cristales tabulares de 0,018 mm, y en láminas de 0,024 mm. Reemplaza a pentlandita en cristales subhedrales a euhedrales de 0,3 mm, o en masas de 0,24 mm. Forma cuerpos de exsolución de 0,09 mm dentro de pirrotina (Fig. 5, b). Rara vez se observan maclas polisintéticas producto de cataclasis. En la zona mineralizada llega a constituir hasta el 30% de los sulfuros presentes.

Covellina

Reemplaza pseudomórficamente a calcopirita en cristales de 0,03 mm de longitud, dentro de masas de goethita y de pirita. Rara vez en masas de 0,018 mm en silicatos. Es escasa.

Cubanita

Sólo se ha encontrado un cristal subhedral de 0,06 mm, asociado a calcopirita, en una masa silicática.

Digenita

Está comúnmente asociada a covellina y a goethita. Desarrolla cristales de 0,03 mm de longitud dentro de silicatos. Es muy escasa.

Grupo del espinelo

Se determinaron los dos grupos del espinelo (Stowe 1987): espinelos normales aluminocrómicos (espinelos de Cr y Al) y espinelos inversos de la titanomagnetita (subseries de magnetita y ulvoespinelo).

Espinelos de cromo: La composición de las cromitas es variable, habiéndose hallado un amplio rango en el contenido de los óxidos principales (Tabla 2). La comparación de los datos composicionales de las cromitas con el gráfico propuesto por Stumpfl y Rucklidge (1982) (Fig. 4) evidencia que no están dentro del campo de las estratiformes de Bushveld pero sí más cercanamente a la de los pipes del este de dicho Complejo. Con respecto a estos pipes (de origen metasomático), los espinelos de cromo de Las Águilas tienen un contenido similar de Mg y Fe²⁺ pero el tenor de Al es más elevado (Tabla 2, Fig. 4).

La composición de cada grano de cromita es, en general, homogénea (Fig. 5 c; Tabla 2). Sin embargo, en algunos cristales se han hallado áreas o zonas muy irregulares, de distinta composición (Fig. 5 d, Tabla 2), que no permiten establecer un esquema de zonación; suelen denominarse espinelos polifásicos. Ocasionalmente se observa una zonación regular.

Raramente se encuentran cristales maclados. Algunas cromitas presentan una anisotropía marcada debido a su alto contenido en ZnO (hasta un 2%).

Reemplazan a silicatos desarrollando cristales subhedrales a anhedrales de hasta 0,36 mm y algunos euhedrales de 0,12 mm, o siguiendo los límites de grano. Rara vez están en glóbulos de 0,1 mm dentro de ellos. Forman venillas compuestas por cristales subhedrales de 0,006 mm siguiendo los contactos de granos y en cristales tabulares (pseudomorfosis?).

También en cristales idiomorfos de 0,18 mm orientados paralelamente al clivaje de los mafitos. En cristales subhedrales a euhedrales relicticos de 0,3 mm dentro de masas de pirrotina. Asociadas a pirrotina suelen reemplazar a grafito.

En general las cromitas tienen evidencias de cataclasis estando a veces los cristales bastante fracturados y otras veces ligeramente rotos o desarrollando maclas polisintéticas. A veces hay venillas de 0,006 mm de potencia de cromita removilizada reemplazando a pirrotina, como en algunas peridotitas. En rocas alteradas hidrotermalmente las cromitas están corroídas en sus bordes por silicatos.

La generación de cromitas se encuentra estrechamente relacionada con la mineralización de sulfuros, siendo el primer mineral de mena en algunas rocas.

Espinelos de aluminio: Es un espinelo verde. Está en granos redondeados de 0,05 a 0,01 mm dentro de los silicatos (con reflejos internos que varían del verde al amarillo). Es un mineral común a escaso en rocas metamórficas.

Greigita (denominada anteriormente melnikovita, Nickel y Mandarino 1987).

Este mineral deriva de la alteración de pirrotina. Reemplaza a pirrotina con textura "ojo de pájaro" y en agregados botroidales de 0,15 mm de longitud. Generalmente estos agregados la reemplazan centripetamente quedando relictos de este mineral dentro de ellos. Han sido halladas numerosas pseudomorfosis según pirrotina dentro de silicatos, como cuerpos en forma de gotas de 0,03 mm, tablillas de hasta 2 mm de longitud y cristales exagonales de 0,18 mm de diámetro. Forma en silicatos agregados coliformes de hasta 0,5 mm de largo y venillas de 0,03 mm de potencia que siguen límites de granos.

Subserie de la magnetita

La magnetita varía de magnetita común a titanomagnetita, predominando esta última. Reemplaza a silicatos: en agregados cristalinos subhedrales de hasta 0,2 mm que siguen límites de granos, en cristales euhedrales a anhedrales de hasta 0,4 mm de diámetro dentro de granos o elongados paralelamente al clivaje de un mafito o pseudomórficamente. Reemplaza pseudomórficamente a ilmenita. En peridotitas serpentinizadas forma venillas de 0,018 mm de potencia que reemplazan intergranularmente a cromita y silicatos, o siguiendo fracturas en cromita. Es común a escasa en rocas metamórficas y rara vez está presente en rocas gabroides.

Tabla 2: Composición de cromitas, expresada en % en peso de óxidos. 1, 2, 3, etc.: puntos analizados en cada cristal. Muestra 78*, 1 a 7: Figura 5c. Muestra 104**, 1 a 7: Figura 5d.

Muestra		MgO (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	FeO (%)	ZnO (%)
LA-84	1	7,29	29,24	32,16	30,37	0,93
	2	7,50	29,73	31,55	30,33	0,88
	3	7,27	29,20	31,68	30,92	0,93
	4	7,25	29,26	32,05	30,36	1,07
	5	7,36	29,84	31,33	30,50	0,96
LA-84	1	6,38	28,04	32,48	32,11	0,98
	2	6,74	27,87	32,15	32,10	1,14
	3	6,60	27,78	32,57	32,04	1,01
	4	6,35	27,40	32,88	32,50	0,87
LA-78*	1	6,59	31,52	29,30	32,59	nd
	2	6,96	31,40	28,78	32,86	nd
	3	6,42	31,05	29,43	33,10	nd
	4	7,12	31,31	29,05	32,52	nd
	5	6,57	31,58	29,33	32,52	nd
	6	6,71	32,16	29,15	31,98	nd
	7	7,68	33,04	27,79	31,49	nd
LA-104**	1	6,84	27,96	37,19	26,70	1,32
	2	6,06	25,11	40,33	27,40	1,10
	3	9,77	36,35	28,45	23,63	1,81
	4	10,04	36,60	27,52	23,81	2,02
	5	7,00	29,05	35,99	26,26	1,71
	6	7,41	29,07	35,63	26,60	1,29
	7	6,56	25,67	39,07	27,52	1,18
LA-104	1	3,99	29,08	34,82	30,69	1,42
	2	3,96	29,51	34,16	30,64	1,73
	3	4,01	29,76	33,45	31,30	1,49
LA-104	1	6,32	29,64	33,56	28,85	1,62
	2	6,77	30,18	33,02	28,56	1,47
	3	6,14	30,62	33,33	28,67	1,24
LA-104	1	6,07	29,68	34,61	27,87	1,79
	2	6,34	29,53	34,67	27,76	1,70
	3	6,15	29,71	34,77	28,01	1,37
LA-104	1	3,59	18,80	45,93	30,40	1,28
	2	5,56	27,85	36,06	28,97	1,57
	3	4,73	27,82	36,72	29,09	1,65
	4	4,82	27,29	36,98	29,08	1,82
	5	5,53	27,63	36,35	29,07	1,41

Goethita

Derivada de la oxidación de pirita, pirrotina, calcopirita y menos frecuentemente, de magnetita. Reemplaza a silicatos: en venillas a veces coloformes de hasta 0,025 mm de potencia que siguen límites de granos y clivajes de mafitos; en masas coloformes de hasta 1 mm de longitud, y pseudomórficamente. Reemplaza pseudomórficamente a pirita en cristales de hasta 1 mm de lado y a agregados de pirita (quedando relictos de este mineral); a magnetita; a greigita, y a pirrotina. Los reemplazos suelen ser centripetos. Forma venillas de reemplazo: en calcopirita de 0,003 mm de potencia, y en rutilo, de 0,01 mm. Se halla siempre en la zona de oxidación de las rocas metamórficas, principalmente en brechas y fracturas.

Grafito

Está en láminas curvadas o flexuradas de hasta 1 mm de longitud y en masas de 0,4 mm, diseminadas en silicatos o reemplazándolos según clivajes, límites de granos y fracturas. Forma venillas de reemplazo de hasta 0,5 mm de potencia en dichos minerales. Es un mineral común en rocas metamórficas donde está asociado a greigita, rutilo y goethita. Acompaña a minerales de mena en algunas rocas mineralizadas, donde es generalmente reemplazado centripetamente por cromitas, pirrotina y calcopirita, quedando relictos dentro de ellos. Se han hallado pseudomorfosis de pirrotina según grafito.

Hematita

Derivada de la oxidación de magnetita y pirita. Reemplaza a silicatos en agregados masivos de hasta 2 mm, a veces asociada a magnetita y goethita. Reemplaza a magnetita centripetamente o en láminas de 0,015 mm de espesor, siguiendo el clivaje (111). Suele contener relictos de pirita. Es escasa.

Ilmenita

Reemplaza a silicatos desarrollando cristales tabulares a veces curvados de hasta 1 mm de longitud, formando agregados anhedrales a subhedrales de hasta 0,2 mm que siguen el contacto de granos, o están diseminados dentro de ellos. A veces está en inclusiones en forma de gotas, siguiendo clivajes o formando venillas de hasta 0,02 mm de potencia.

Reemplaza a espinelos de aluminio. En peridotitas serpentinizadas y mineralizadas reemplaza pseudomórficamente a cromita en cristales de 0,02 mm de longitud, desarrolla cristales idiomorfos de 0,03 mm sobre calcopirita y pirrotina, y forma venillas de hasta 0,02 mm de potencia que siguen límites de granos y clivajes de silicatos. En rocas metamórficas y gábricas suele ser un mineral común a escaso y está asociada a titanomagnetita, anatasa y rutilo.

Leucoxeno

Está dentro de magnetita en venillas de 0,01 mm y en cristales tabulares de 0,02 mm reemplazando pseudomórficamente a ilmenita. Es escaso.

Marcasita

Es producto de alteración de pirrotina. Está en cristales de 0,012 mm de longitud dentro de greigita. Es escasa.

Maghemita

Reemplaza centripetamente a cristales de magnetita. Es escasa.

Mackinawita

Reemplaza a pentlandita en masas alargadas de 0,03 mm y en agregados masivos de 0,06 mm. Los reemplazos siguen direcciones de clivaje o son centripetos. Desarrolla laminillas irregulares de 0,18 mm siguiendo fracturas en pirrotina. Es escasa.

Oro y electro

Análisis químicos realizados dan un contenido máximo de oro de 0,2 ppm dentro de la zona mineralizada. Generalmente están diseminados en las rocas metamórficas encajantes y en las del cuerpo máfico-ultramáfico, en masas que varían de 0,006 a 0,06 mm. Asociados a la mineralización de sulfuros, los reemplazan en cristales anhedrales de 0,12 mm. Se ha hallado un cristal euhedral de oro de 0,03 mm reemplazando a pirrotina.

Pentlandita

Es el principal mineral de mena de níquel. En todas

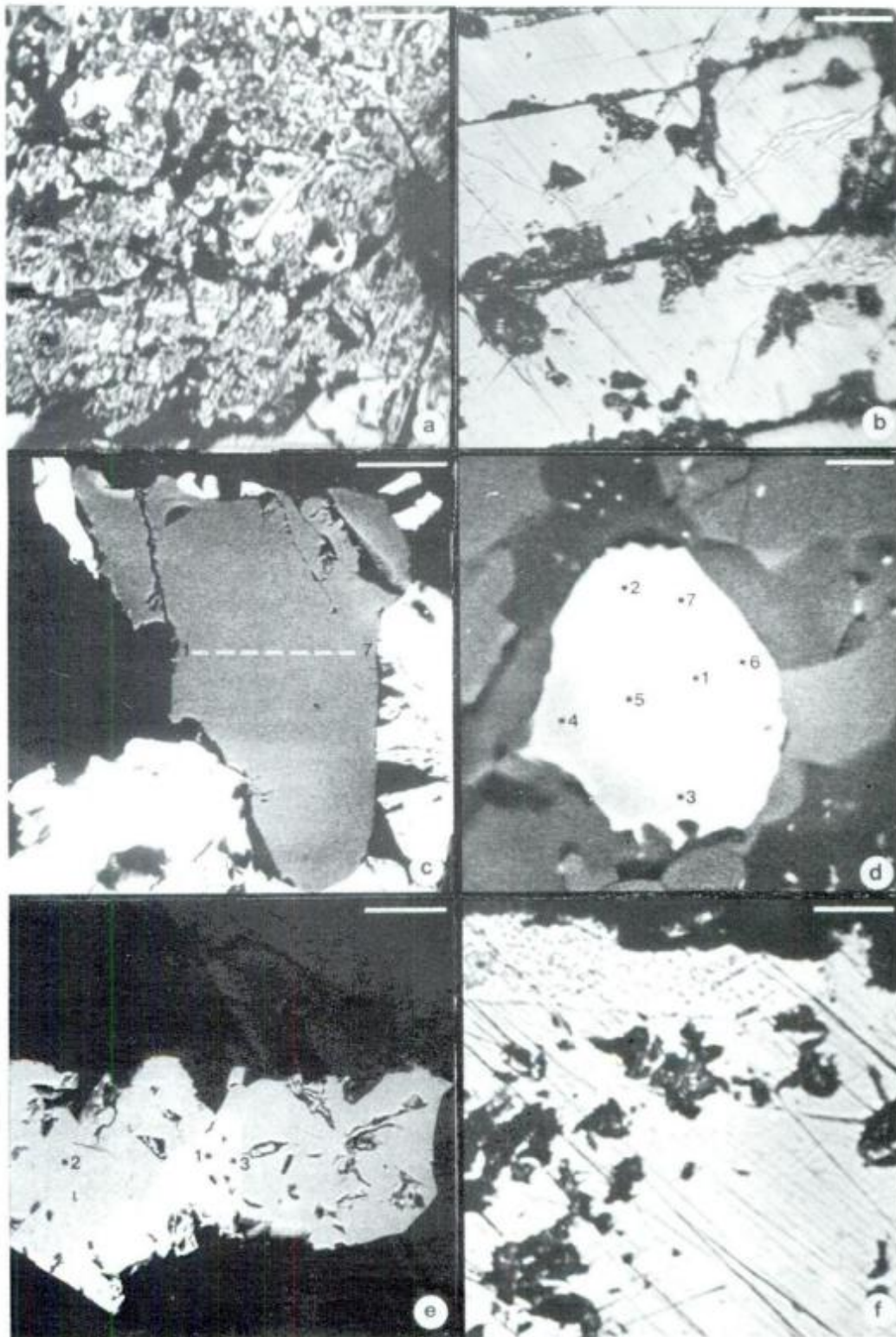


Figura 5: a. Reemplazo masivo de pirrotina (blanco) por bravoita (gris), siguiendo planos de clivaje y grietas, con relictos del mineral primario (pirrotina). b. Clivaje marcado en pirrotina (gris) producido por cataclasis y exsolución de calcopirita (gris claro) en ganga silicática (negro). c. Fotografía electrónica de un cristal de cromita (gris oscuro) ligeramente fracturado, reemplazado por pirrotina (blanca) en ganga silicática (negro); la línea sobre el cristal corresponde a puntos analizados (Tabla 2, muestra 78, 1 a 7); por comodidad se muestran solamente los puntos extremos de la transecta. d. Fotografía electrónica de un cristal de cromita (gris claro) en ganga silicática (gris oscuro); los números corresponden a puntos analizados (Tabla 2, muestra 104, 1 a 7). e. Fotografía electrónica de pentlandita (gris claro) con textura de llama y cristales xenomórficos en pirrotina (gris oscuro) rodeados por ganga silicática (negro); los números corresponden a puntos analizados (Tabla 3, muestra 52, *1 y *3). f. PGM; probable platino en forma de bastón (gris claro) con desmezcla de iridio (granos redondeados grises), reemplazando calcopirita (gris oscuro) en ganga silicática (negro). Escala en a, b, c, e y f=50 μm ; d=10 μm .

Tabla 3: Composición de pentlanditas, expresada en % en peso de cationes. 1, 2, 3, etc.: puntos analizados en cada cristal. Muestra 52, *1 y *3: Figura 5e.

Muestra		S (%)	Fe (%)	Co (%)	Ni (%)
LA-52	*1	33,15	30,11	2,41	32,60
	*3	33,04	29,55	2,34	32,24
	4	40,15	60,63	0,07, 17	
	5	33,85	30,18	2,31	34,65
LA-78	1	32,97	28,77	2,47	35,79
	2	33,46	28,49	2,19	35,66
LA-84	1	33,29	29,60	1,86	35,33
	2	32,72	29,17	1,83	35,07
LA-104	1	34,34	28,05	2,71	36,33
	2	33,92	27,00	2,43	35,23
	3	33,74	27,74	2,18	36,88
	4	33,94	27,91	2,24	36,67

las muestras analizadas (Tabla 3) se ha hallado contenidos de Co que varían de 0,07 a 2,71 wt%, por lo cual puede considerarse que son pentlanditas cobaltíferas, aunque con bajo contenido de Co. Reemplaza a silicatos intergranularmente, en cristales idiomorfos a subhedrales de 0,15 mm y en masas redondeadas de 0,24 mm. Reemplaza a pirrotina desarrollando láminas fusiformes y cristales tabulares de 0,24 mm de longitud, siguiendo el clivaje (0001), y en láminas de 0,12 mm de longitud, perpendiculares a la elongación de ese mineral; en cristales euhedrales de hasta 0,3 mm, o en agregados subhedrales de 0,1 mm que siguen límites entre granos o direcciones de fracturación (Fig. 5 e), y en agregados masivos de hasta 0,5 mm y venillas de 0,06 mm de potencia. Reemplaza a calcopirita en cristales subhedrales de 0,4 mm. Está en cuerpos de desmezcla de hasta 0,03 mm y, con textura de llama, forma agregados de 0,06 mm dentro de pirrotina (Fig. 5 e). La pentlandita comienza a estar presente en las zonas mineralizadas más superficiales, donde es escasa, aumentando su proporción en profundidad dentro del clavo mineralizado, donde llega a constituir hasta el 35% de los sulfuros presentes.

Pirita

Hay dos tipos genéticos, la primaria y la secundaria. La primaria es producto de precipitación directa

y la secundaria de la alteración de pirrotina. La pirita primaria a veces presenta evidencias de cataclasis. Reemplaza a silicatos en agregados cristalinos subhedrales a anhedrales de hasta 1 mm de longitud y en venillas de hasta 0,03 mm de potencia que siguen el contacto de granos, clivajes y fracturas. En cristales euhedrales de 0,2 mm de lado o en cristales tabulares de 0,03 mm orientados según direcciones de clivaje. A veces se halla en forma de "gotas" de 0,2 mm, dentro de ellos. Reemplaza a magnetita en cristales subhedrales de 0,05 mm de lado. Está en relictos de 0,006 mm dentro de masas de goethita.

La pirita secundaria forma metacristales de 0,03 mm de lado, masas de 0,3 mm de longitud y venillas de 0,005 mm en greigita. Está en cuerpos elongados paralelamente a láminas de grafito, de 0,18 mm de longitud. Rara vez se hallan cristales euhedrales dentro de agregados de goethita.

Las piritas son características de las rocas metamórficas más superficiales. No se encuentra en septos de basamento a profundidades mayores.

Pirrotina

Es el primer sulfuro en depositarse. La fase más común hallada es la exagonal. Reemplaza a los silicatos: centripetamente, siguiendo límites de granos en masas de hasta 2 mm; masivamente en cuerpos de hasta 1 mm; en venillas de 0,2 mm de potencia que

siguen límites entre granos o direcciones de fracturación; en cristales tabulares curvados de 0,12 mm que siguen límites de granos; pseudomórficamente en agregados de 0,4 mm; en metacristales de hasta 2 mm, y en masas redondeadas de 0,03 mm; a veces en forma de "gotas" de 0,04 mm dentro de silicatos; forma venillas de 0,018 mm de potencia o cristales tabulares de 0,6 mm paralelos a los clivajes.

Reemplaza centripetamente a cromita en masas de 0,3 mm y a grafito, encontrándose pseudomorfofisis de pirrotina según este último.

Muestra evidencias de cataclasis: ligera fracturación y desarrollo de clivaje marcado (Fig. 5 b). Es un mineral común en todas las rocas y en las más superficiales su presencia está evidenciada por la presencia de greigita, marcasita, piritita secundaria y goethita, halladas como productos de su descomposición. Es el mineral de mena más abundante y su proporción aumenta en el clavo mineralizado, llegando a constituir hasta el 50% de los mismos.

Minerales del Grupo del Platino (PGM)

Los análisis químicos realizados sobre sulfuros y cromitas muestran contenidos de hasta 2,82 ppm de Pt, 0,01 ppm de Ir, 0,39 ppm de Pd y <0,01 ppm de Rh para el clavo mineralizado (Tabla 4). Los minerales encontrados son probablemente platino y algo de iridio, ya que fueron determinados sólo ópticamente. El mineral de platino (?) se halla en forma de lentes y bastones de 0,06 y 0,09 mm de longitud, respectivamente, dentro de cromita. También está asociado a calcopirita dentro de una masa silicática, en un bastón de 0,21 mm de longitud, con desmezcla de iridio (?) (Fig. 5 f).

Rutilo

Reemplaza a silicatos en cristales subhedrales a tabulares de hasta 0,5 mm de longitud, aciculares de 0,02 mm, y en venillas de 0,005 mm de potencia, que siguen generalmente el clivaje de mafitos y límites de granos. Menos comúnmente desarrolla agregados masivos de 0,48 mm de longitud, en silicatos. Reemplaza pseudomórficamente a ilmenita. Es un mineral común en rocas metamórficas y raro en algunas gábricas del cuerpo máfico-ultramáfico.

Violarita

Reemplaza pseudomórficamente a cristales de pentlandita de 0,12 mm, quedando relictos de este mineral en violarita. Es escaso y producto de alteración de pentlandita.

Interpretación

Petrología

Las rocas que alojan el depósito "Las Aguilas Este" corresponden al clan de las rocas ultramáficas (M>90) y al de las rocas gabroides melanocráticas (M=65-90), con ligero predominio del primer grupo sobre el segundo. La característica más destacada, desde el punto de vista petrológico, es que se trata de rocas cumulares: las relaciones entre los cúmulos de ortopiroxeno y la plagioclasa intercumular permite asignarlas a los tipos mesocumulatos y adcumulatos (Wager *et al.* 1960; Irvine 1982). Las relaciones cuantitativas entre ambas fases cristalinas conduce a la aparición de piroxenitas o de melanoritas, ya que no se observan cambios en la composición química de sus constituyentes minerales (Brogioni 1992) que permitan vincular a ambos grupos petrográficos con porciones distintas de un mismo magma, separadas durante un proceso de cristalización fraccionada. Probablemente, la variación del contenido de plagioclasa intercumular en piroxenitas y melanoritas se deba a mayor o menor efectividad del proceso de escape del líquido intercumular, aunque la existencia de concentraciones irregulares de plagioclasa (acompañadas a veces por escaso piroxeno), podría indicar, también, la acción de corrientes convectivas durante el proceso de separación gravitativa del piroxeno.

En menor proporción se encuentran representantes del clan de las rocas gabroides meso a leucocráticas (M=65-5%), las cuales aparecen intercaladas entre las piroxenitas o bien en forma de cuerpos tabulares. Los leucogabros son consecuencia de procesos de diferenciación magmática, pues la composición más ácida de la plagioclasa no permite vincularla con el líquido intercumular de piroxenitas y melanoritas. El origen de la gabronorita intercalada en la secuencia metamórfica no es tan claro, pues mientras que su ortopiroxeno es más ferrosilítico que el de piroxenitas y melanoritas, la plagioclasa presenta composición similar.

La asociación mineralógica de las metamorfitas foliadas y macizas (feldespato alcalino, andesina, granate, sillimanita, cordierita, biotita, cuarzo) es indicativa de facies anfibolitas (Winkler 1979). Estas rocas son equiparables con las denominadas granulitas ácidas por González Bonorino (1961) y granulitas charnockíticas por Sabalúa *et al.* (1981), atribuidas por dichos autores a metasomatismo y metamorfismo regional, respectivamente. La mayor abundancia de sillimanita y cordierita, la falta de muscovita y la intercalación de niveles cuarcíticos en las rocas que nos ocupan, podrían indicar diferencias composicionales en el protolito.

Tabla 4: Contenidos de PGE en minerales de mena, expresados en ppm.

Muestra	Au (ppm)	Pt (ppm)	Pd (ppm)	Rh (ppm)	Ir (ppm)
LA-62	0,10	0,30	0,23	<0,01	<0,01
LA-63	0,20	<0,01	0,39	<0,01	0,01
LA-84	0,03	<0,01	0,07	<0,01	<0,01
LA-88	0,03	2,82	0,16	<0,01	<0,01
LA-90	0,05	<0,01	0,14	<0,01	<0,01
LA-92	0,07	0,28	0,16	<0,01	<0,01

Los septos de metamorfitas que se encuentran dentro de la secuencia ígnea son hornfels cordierítico-sillimaníticos producidos por metamorfismo térmico. La notable escasez de biotita, la ausencia de otros minerales hidratados y el alto contenido anortítico de la plagioclasa permitiría asignar estas rocas a la facies de los hornfels piroxénicos. La abundancia de corindón en uno de los septos indicaría que derivan de rocas muy aluminosas pero pobres en sílice (Turner y Verhoogen 1978).

Las fábricas y texturas de las rocas metamórficas e ígneas, así como los caracteres microestructurales de sus minerales (Brogioni 1992), permiten establecer la existencia de un evento de deformación plástica profunda a alta temperatura que produjo recristalización y metasomatismo asociado, condiciones éstas que se presentan típicamente en zonas de cizalla. La deformación ha tenido lugar según franjas o zonas preferenciales donde las rocas originales gradan, en pocos metros o centímetros, a cataclasitas y milonitas.

Génesis del yacimiento

La mineralización primaria del yacimiento "Las Aguilas Este", sin valor económico, se relaciona genéticamente con las rocas del cuerpo máfico-ultramáfico, principalmente piroxenitas, melanoritas y peridotitas, en las cuales los minerales siempre están presentes en forma diseminada. No hay manifestaciones en rocas alejadas de dicho cuerpo. El clavo mineralizado se localiza en las zonas más perturbadas por metamorfismo dinámico donde se origina permeabilidad secundaria, como mortero y fracturación, y en el contacto entre metamorfitas y rocas ígneas, también intensamente afectadas por cataclisis.

La alta relación Pd/Ir y los bajos contenidos hallados de estos dos elementos, con respecto a los registrados en depósitos magmáticos (Naldrett 1981; Lesher y Keays 1982), son indicativos, según Lesher y Keays

(1984), del origen hidrotermal del depósito. Los datos químicos, las texturas de los minerales de mena y la alteración de la roca, evidencian que el yacimiento se ha formado por soluciones hidrotermales durante la etapa final del metamorfismo dinámico.

En cuanto a la fuente de los elementos que constituyen el clavo mineralizado, hay muchas teorías al respecto, pero la más probable es que los sulfuros de Ni y Cu y los elementos del Grupo del Pt hayan sido removilizados por soluciones hidrotermales a partir de sulfuros magmáticos, tal como fuera postulado por Lesher y Keays (1984) para depósitos vetiformes de estos elementos. Las soluciones mineralizadoras pudieron también enriquecerse en Au, Co y algo de Zn (Stumpfl 1986). Las cromitas y el grafito, aunque en menor proporción que los sulfuros, se consideran de origen hidrotermal por la íntima asociación que presentan con éstos en las zonas mineralizadas, y fueron probablemente removilizados de rocas ultramáficas y metamórficas, respectivamente. Con respecto al Cr, a pesar de su baja solubilidad, pudo haber migrado en soluciones hidrotermales, ya que análisis realizados en vetas de Ni y Cu (Lesher y Keays 1984) dan anomalías de este elemento. Corrobora esta hipótesis el aumento de cromita y de minerales de Cu en la periferia de algunos pipes níquelíferos (Vermaak 1976). Otra evidencia es la presencia de cromitas en los pipes platiníferos del este de Bushveld, formados por acción de fluidos hidrotermales sobre rocas magmáticas estratiformes (Stumpfl y Rucklidge 1982). La composición de los espinelos de Cr primarios y los polifásicos (hidrotermales) de dichos depósitos no varía demasiado entre sí, pero difiere notablemente de la de los espinelos estratiformes. Las cromitas de "Las Aguilas Este" tienen composiciones similares a las de dichos pipes (aunque son más aluminicas, Fig. 4), lo que corroboraría el origen hidrotermal de las mismas.

El grafito también es considerado como producto de soluciones hidrotermales por Stumpfl y Rucklidge (1982) en los pipes mencionados, y por Stumpfl (1986) en los "potholes" de Bushveld.

Conclusiones

El yacimiento de sulfuros de níquel, cobre y platinoideos "Las Aguilas Este" se aloja en rocas ultramáficas y gabroides melanocráticas cumulares (principalmente piroxenitas y melanoritas) que conforman el cuerpo de Las Aguilas, en el extremo sur de la faja de "complejos ultramáficos zonales" del borde oriental de la Sierra de San Luis.

La secuencia ígnea, integrada, además, por cantidades menores de gabronoritas, melagabronoritas, leuconoritas y peridotitas, se aloja en gneises de facies anfibolitas. Tanto las rocas ígneas como las metamórficas encajantes fueron afectadas con posterioridad por un evento deformacional plástico, de alta temperatura (que produjo recristalización y formación de milonitas y cataclasitas de ambos grupos), dentro de una zona de cizalla.

El clavo mineralizado está controlado estructuralmente por el desarrollo de permeabilidad secundaria así como por la interfase metamorfitas/rocas ígneas, y la mineralización se encuentra estrechamente vinculada a la paragénesis de retrogradación desarrollada sobre la mineralogía primaria de las rocas. Los minerales de mena son pirrotina, pentlandita, calcopirita, con minerales del Grupo del Pt y menores proporciones de cromita, bravoíta, violarita, cubanita, oro nativo, electro, mackinawita, ilmenita, magnetita, greigita, marcasita, pirita, covellina, digenita, hematita y goethita. Las texturas predominantes son de reemplazo, y la mena pasa gradualmente de diseminada a matrixforme y finalmente, a masiva. Los relictos de texturas magmáticas hallados constituyen menos del 0,1% del volumen de la roca hospedante y hay evidencias, además, de cataclasis débil y ligera fracturación en cromitas y sulfuros, desarrollo poco común de clivaje marcado en pirrotina y muy escasas maclas fusiformes en calcopirita.

Las texturas halladas, conjuntamente con los bajos contenidos de Pd e Ir y la alta relación Pd/Ir, son determinativas del origen hidrotermal de la mena. Las texturas y la composición química de las cromitas, así como las relaciones texturales del grafito, evidencian, igualmente, un origen hidrotermal.

El trabajo realizado permite establecer un modelo genético conceptual según el cual el yacimiento "Las Aguilas Este" se habría originado por la acción de soluciones hidrotermales postmagmáticas que removilizaron y/o concentraron los minerales de mena diseminados en piroxenitas, melanoritas y peridotitas, durante la etapa póstuma del metamorfismo de cizalla que afectó el borde oriental de la Sierra de San Luis probablemente en el Ordovícico. La determinación de cromitas hidrotermales en el depósito estudiado cons-

tituye un importante hallazgo para nuestro país.

Agradecimientos

Se desea agradecer muy especialmente al personal del Centro de Exploraciones Geológico Minero (Mendoza) de la Dirección General de Fabricaciones Militares por haber facilitado las muestras de la perforación 5/2 para llevar a cabo el presente estudio. Al Dr. Piero Manetti, de la Università degli Studi de Florencia, y al Dr. Mario Iñíguez, del Centro de Investigaciones Geológicas, por permitir el uso del contador de puntos para el análisis modal de las rocas. Al Ing. Carlos Vaquero Nazábal y al Dr. José María León de la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras S.A. (España), por la realización de los análisis químicos de elementos del grupo del Pt y Au. A los Drs. Piero Lattanzi y Marcell Corazza, de la Università degli Studi de Florencia, por la realización de los análisis químicos de cromitas, pirrotinas y pentlanditas. A la cartógrafa Mabel Lanfranchini por la ejecución del material gráfico. Este trabajo fue subvencionado por el PID 3-912004/85 (CONICET) y por Proyecto CSIC-CONICET 045/88.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brodtkorb, M., Donnari, E. y Villar, L.M. 1976. Estudio petrocalcográfico de la perforación VI del cuerpo básico de Las Aguilas, provincia de San Luis. Servicio Minero Nacional, Informe 1126, (inérito).
- Brogioni, N. 1992. El cuerpo máfico-ultramáfico de Las Aguilas, Provincia de San Luis. Mineralogía de los silicatos. 1ra. Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas (1ra. Reunión de Mineralogía y Metalogénesis), Actas: 379-392; La Plata.
- Cucchi, R. 1964. Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeas miloníticas de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19 (3): 135-150.
- Dalla Salda, I., Cingolani, C. y Varela, R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20: 617-620.
- Dalla Salda, I., Cingolani, C. y Varela, R. (en prensa). A Pre-Carboniferous tectonic model in the evolution of Southern South America. 12º Congreso Internacional de la Estratigrafía del Carbónico y Pérmico, Buenos Aires.
- Gerth, E. 1914. Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación de la Provincia de San Luis. Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 10 (2): 1-64.
- González Bonorino, F. 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 16 (1-2): 61-106.
- Irvine, T.N. 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology* 23 (2): 127-162.
- Keays, R.R., Nickel, E.H., Groves, D.I. y McGoldrick, P.J. 1982. Iridium and Palladium as discriminants of volcanic-exhalative,

- hydrothermal and magmatic nickel sulfide mineralization. *Economic Geology* 77: 1535-1547.
- Kilmurray, J. y Teruggi, M. 1982. *Fábrica de metamorfitas. Texturas y estructuras*. Ed. Científicas Argentinas Librart (ECAL), 40 p. Buenos Aires..
- Kilmurray, J. y Villar, L. 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 33-54.
- Leshner, C.M. y Keays, R.R. 1984. Metamorphically and hydrothermally mobilized Fe-Ni-Cu sulfides at Kambalda, Western Australia. En: *Sulfide deposits in mafic and ultramafic rocks*: 62-69. Proceedings of IGCP Project 161 and 91, Third Nickel Sulfide Field Conference, Perth, Western Australia. Ed. D.L. Buchanan and M.J. Jones.
- Naldrett, A.J. 1981. Nickel Sulfide Deposits: Classification, composition and genesis. In *Seventy-Fifth Anniversary Volume, Economic Geology*: 628-687. Ed. Brian Skinner. The Economic Geology Publishing Company.
- Nickel, E.H. y Mandarino, J.A. 1987. Procedures involving the IMA Commission on new minerals and minerals names and guidelines on mineral nomenclature. *American Mineralogist* 72:1031-1042.
- Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O. 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g, Saladillo (San Luis). Dirección Nacional Minería, Boletín 78: 1-62.
- Ramos, V. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South-America - A collisional history. *Episodes* 11 (3): 168-174.
- Sabalúa, J.C., Chabert, M. y Santamaría, G. 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel en el cuerpo básico de Las Aguilas, provincia de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino. Actas 4: 497-507.
- Sabalúa, J.C. 1986. Yacimiento Las Aguilas. Mineralización Ni-Cu-Co, Departamento Pringles, Provincia de San Luis, República Argentina. Informe Final, Dirección General de Fabricaciones Militares, Mendoza. 32p. (Inédito).
- Sarkar, S.C. y Deb, M. 1974. Metamorphism of sulfides of the Singhbhum Copper Belt, India. The evidence from the ore fabric. *Economic Geology* 69: 1282-1293.
- Stanton, R.L. 1972. *Ore petrology*. McGraw-Hill Book Company, 713 p. New York.
- Stowe, C.W. 1987. Chromite mineralogy. En: Stowe, C.W. (Ed.): *Evolution of chromium ore fields*: 8-12. Hutchinson Ross Publication, Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- Stumpfl, E.F. 1986. Distribution, transport and concentration of platinum group elements. En: M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary y H.M. Prichard, (Ed.): *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*: 379-394. Institution of Mining and Metallurgy, London.
- Stumpfl, E.F. y Rucklidge, J.C. 1982. The platiniferous dunite pipes of Eastern Bushveld. *Economic Geology* 77: 1419-1431.
- Teruggi, M. 1980. La clasificación de las rocas ígneas. Ed. Científicas Argentinas Librart (ECAL), 34 p. Buenos Aires.
- Turner, F. y Verhoogen, J. 1978. *Petrología ígnea y metamórfica*. Omega, 726 p. Barcelona.
- Vermaak, C.F. 1976. The nickel pipes of Ulakfontein and vicinity, Western Transvaal. *Economic Geology* 71: 261-286.
- Wager, L.R., Brown, G.M. y Wadsworth, W.J., 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology* 1 (1): 73-85.
- Winkler, H. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, 348 p. New York.
- Wrightson, Jr., W. y Misra, K.C. 1984. Nickel sulphide mineralization in the Lick Fork prospect, Virginia, USA. En: Ed. D.L. Buchanan y M.J. Jones, *Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks*: 114-122. Institution of Mining and Metallurgy, London.

Recibido: 24 de junio, 1992

Aceptado: 29 de diciembre, 1992

La faja de deformación "Guamanes": petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba

Roberto Donato MARTINO

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Avda. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, Argentina

ABSTRACT. *Guamanes shear zone: petrology, internal structure and tectonic significance, Sierra Grande de Córdoba.* The petrographical, structural and field relationships of an Early Palaeozoic shear zone, located in the Pampean Ranges of Córdoba, are described and interpreted. The zone extends in a north-south direction exceeding 45 km in length, with a maximum width of 0.8 km. The displacement is sinistral and a simple shear mechanism is assumed. A well-defined, longitudinal lithological zonation is established, comprising phyllonites in the north and mylonites in the south. On a regional scale, the zone separates two different deformational domains. At least two deformational events are identified, with a long period of ductile deformation overprinted by later brittle deformation.

Introducción

La Sierra de Córdoba (Fig.1) es la entidad orográfica más oriental de las Sierras Pampeanas, está integrada por varios cordones meridianos en los que aflora principalmente un basamento plutónico-metamórfico compuesto por metamorfitas de grano grueso (gneises y migmatitas) de edad precámbrica, afectadas por un pico metamórfico de 700°C de temperatura y presiones que varían de oeste a este entre 5,6-6,4 Kb (Gordillo 1979, 1984), intruídas en el Paleozoico por batolitos graníticos (Lira y Kirschbaum 1990, Rapela *et al.* 1991a, 1991b).

Geográficamente el área cartografiada en la Fig.2, motivo de este trabajo, se ubica en la llamada Pampa de San Luis, siendo sus coordenadas aproximadas: 31°00'-31°20' de longitud oeste y 64°44'-64°53' de latitud sur. Está constituida por un gran engolfamiento de metamorfitas muy deformadas (esquistos, mármoles, anfibolitas y metacuarcitas) rodeadas al sur, sudeste y este por las rocas graníticas pertenecientes al batolito de Achala; hacia el suroeste dichas metamorfitas se ponen en contacto con migmatitas tonalitoides que afloran en el borde oriental de la Cumbre de Gaspar (Martino 1988). Dentro de las metamorfitas se intruyen rocas filonianas de variada naturaleza, destacándose aquéllas cuyo accesorio principal es la turmalina. Se distinguen tres cuerpos granitoides que se han denominado de oeste a este: stocks Majada de Santiago, Las Asperizas y El Balcón respectivamente, en las inmediaciones del primer stock nombrado existe una faja de serpentinitas esteatizadas. Todo el conjunto se halla cubierto por

sedimentos modernos, los cuales poseen un desarrollo de suelos incipiente.

En la parte central de la Fig.2 se encuentra una faja de rocas que se extiende por 45 km aproximadamente, con rumbo meridional. El ancho y grado de definición de la faja en el sentido norte-sur es variable, desde un ancho de 800 m a la altura de Candelaria, disminuye en forma de cuña hasta los 200 m a la altura del yacimiento de mármoles El Divisadero. A partir de este punto pierde definición como faja individual resolviéndose en otras menores, reconociéndose de esta forma hasta las inmediaciones del yacimiento de mármol "Los Cienegueros" (Ferrucci). A la altura de Corral del Carnero hay otra pequeña faja lentiforme que corre paralela y al oeste de la faja mayor descripta.

Esta faja de rocas ha sido cartografiada en el pasado y su petrografía ha sido motivo de controversia. Bodenbender (1905) describe a rocas aflorantes entre Candelaria y Avalos como 'filitas', posteriormente Olsacher (1960), integrándolas con afloramientos más al sur, denomina al conjunto como 'cuarcitas micáceas' citando tres afloramientos similares, siendo el más importante arealmente el descrito en este trabajo. Bonalumi y Gigena (1982, 1984 a) describieron a este conjunto de rocas como 'metacuarcitas', adscribiéndolas a la Formación Candelaria (Bonalumi y Gigena 1984a). Estos autores al igual que Olsacher (1960) remarcaron el aspecto filítico que poseen las rocas.

La faja de rocas descripta separa dos Dominios Tectónicos, A y B caracterizados por rasgos estructurales contrastantes (Martino 1988). El Dominio A, ubicado al oeste de la faja, se caracteriza por el

predominio de los rasgos lineales de las 'curvas de forma' (Hobbs *et al.* 1981) cuya orientación general de sur a norte es N20° a N330°, reconociéndose con dificultades pliegues isoclinales aislados en las cercanías del stock Majada de Santiago. Al este de la faja se encuentra el Dominio Tectónico B en el que predominan los rasgos plegados, resaltados especialmente por la presencia de mármoles pertenecientes a la 'Línea Oriental' (Olsacher 1960). La orientación general de los planos de foliación, curvas de forma y ejes de las estructuras mayores es hacia N330°.

El presente trabajo tiene como objetivo redefinir las rocas de la Formación Candelaria, que afloran dentro de la zona cartografiada en las Figs. 1 y 2, como rocas miloníticas, describir la estructura interna y destacar la importancia tectónica que poseen estas rocas a escala regional mostrando que en todo su trayecto la milonitización afecta a las distintas

litologías aflorantes en el área: esquistos, anfibolitas, intrusivos ácidos, rocas ultrabásicas y mármoles. Se propone además el nombre de faja de deformación "Guamanes" para el conjunto de rocas miloníticas aflorantes dentro de la faja mencionada.

La faja de 'esquistos tectonizados' reconocidos por Bonalumi y Gigena (1984a) que corren paralelos al Río de La Candelaria entre la mina Puígari y la localidad de La Puerta pertenecerían a la misma faja de rocas miloníticas, incluyendo también a los 'gneises de ojos' (Bonalumi y Gigena 1984b) que afloran unos kilómetros más al oeste entre las localidades de La Laguna y La Puerta.

Metodología de trabajo

La faja de rocas miloníticas se cartografió mediante fotografías aéreas a escala 1:20000. Durante la comprobación de campo de la fotointerpretación se tomaron 19 muestras y datos estructurales en cuatro estaciones a lo largo de la faja, que de sur a norte son: (a) Corral del Carnero, (b) El Pantano, (c) Puesto San Gerónimo (al oeste de El Balcón) y (e) canteras Banús, Iggam y Ferrucci (Fig.2).

En el laboratorio se realizaron 23 secciones delgadas de los distintos tipos litológicos para el estudio petrográfico que se realizó con lupa binocular y microscopio polarizante.

Para la descripción y clasificación de las rocas miloníticas descritas se tuvieron en cuenta los trabajos de Bell y Etheridge (1973), Sibson (1977) y Spry (1969). La terminología usada en la clasificación de las rocas miloníticas es la propuesta por Wise *et al.* (1984) ya que puede ser empleada con facilidad en el campo al estudiar una zona de milonitas y además es muy práctica cuando se realiza la petrografía, excepto para las rocas con fuerte recrystalización como es el caso de las blastomilonitas para las que se retiene el concepto de Higgins (1971).

Los datos estructurales fueron elaborados y sintetizados haciendo uso de la red de Schmidt, realizándose el conteo estadístico mediante la red de Kaalsbeck (Ragan 1980).

Petrografía de la faja de deformación Guamanes

Fotogeológicamente la faja de rocas miloníticas se distingue como una banda ancha de color gris oscuro con textura fina que contrasta con los tonos grises más claros de las litologías asociadas. A escala del



Figura 1: Mapa de ubicación.

afloramiento las rocas poseen una foliación milonítica Sm, que se acentúa hacia la parte central de la faja, adquiriendo aquí aspecto filítico, brillo satinado en sus planos de foliación, cambios en la coloración que

van del gris al verde y disminución del tamaño de grano. Estas características se pierden hacia el sur de El Divisadero, a partir del cual se reconocen intercalaciones de roca deformada (gneises de ojos) en

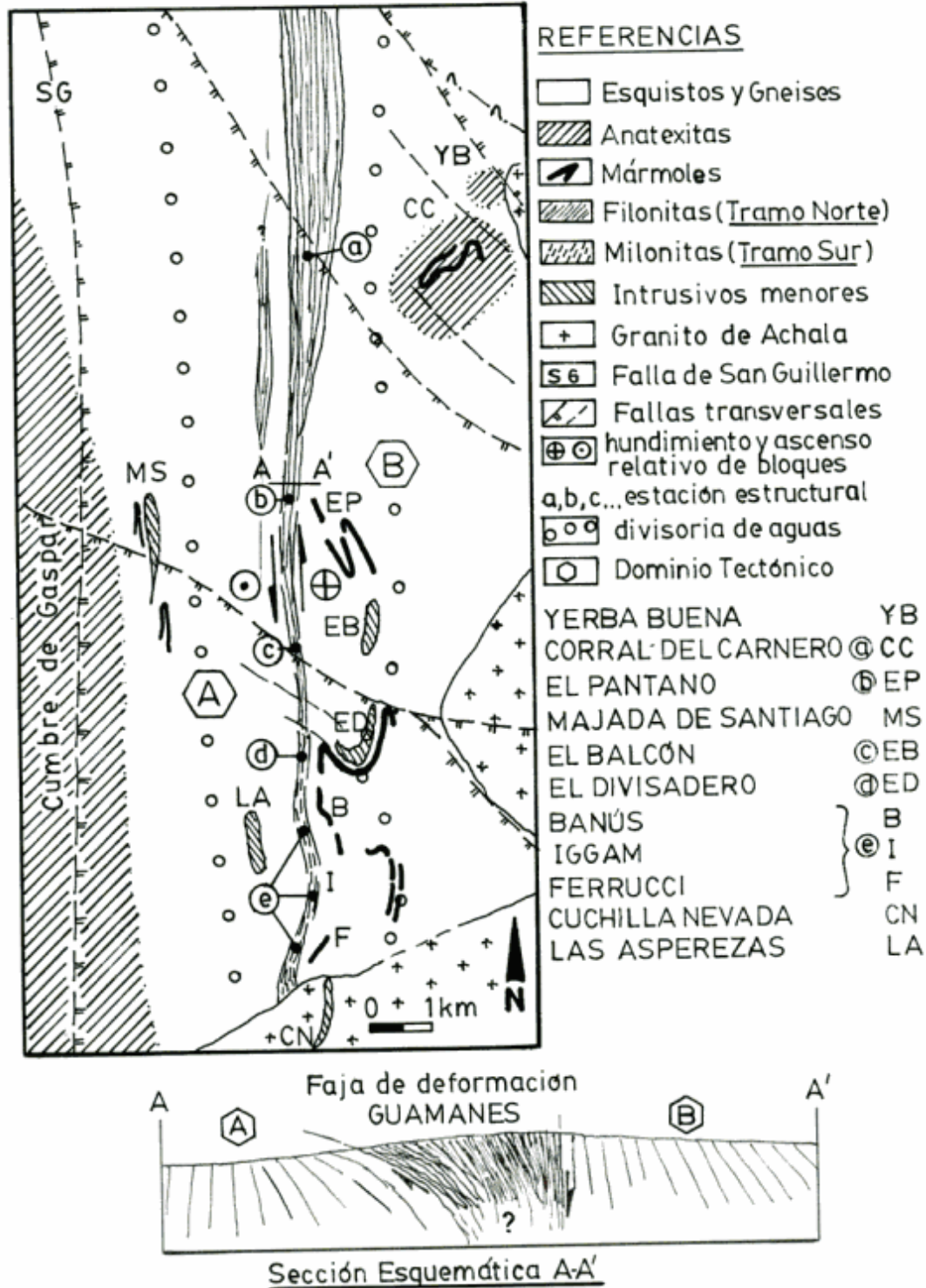


Figura 2: Area estudiada.

rocas no deformadas, permitiendo separar a la faja en un tramo norte y tramo sur (Fig.2).

Tramo norte

Los principales lugares de observación, toma de muestras y datos estructurales fueron las localidades a, b, c (Fig.2). Allí predominan dos tipos de rocas con características bien definidas en su composición mineralógica que permiten reconocer a las rocas originales:

Filonitas cuarzomíceas: Son rocas de color gris con foliación milonítica bien marcada en la que alternan bandas lenticulares ricas en cuarzo englobadas por una matriz de filosilicatos de grano muy fino, esta disposición se observa en sección con cierto anastomosamiento. Es de hacer notar que estas rocas pueden ser confundidas fácilmente con esquistos dado que los procesos generadores de ambas rocas son procesos dúctiles que desarrollan fuertes fábricas planares, difíciles de separar en el campo cuando ambos tipos de rocas están asociadas tal como es nuestro caso. En las porciones ricas en cuarzo se reconocen pliegues intrafoliares isoclinales desenraizados, cuyas charnelas determinan una lineación con forma de listón sobre los planos de foliación milonítica (Fig.3), ésta suele estar afectada por pliegues y *kink-bands* asimétricos. El afloramiento típico de estas rocas se halla camino al Puesto San Gerónimo, inmediatamente al oeste de El Pantano (b, Fig.2).

Al microscopio las bandas lenticulares ricas en cuarzo son agregados granoblásticos de cuarzo y/o la asociación de varios cristales de hábito rectangular (Fig.4a, b, y c) con forma general de cintas (*ribbon texture*; Spry 1969 y Vernon 1976), el cuarzo de los

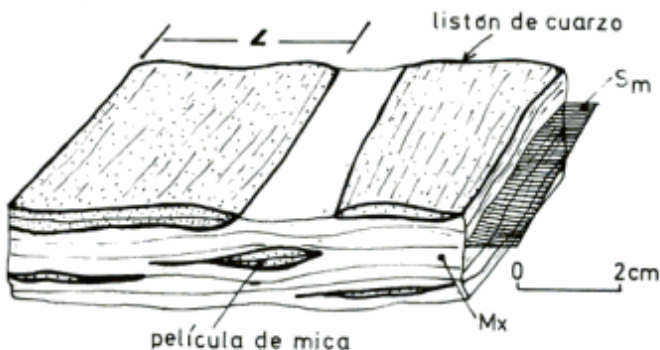
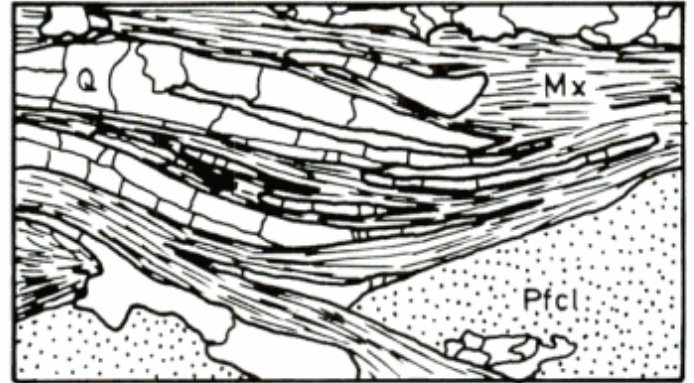


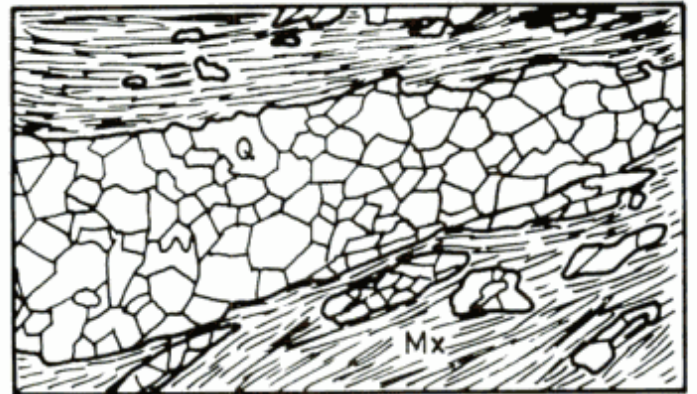
Figura 3: Filonitas cuarzomíceas, aspecto macroscópico y organización interna. Sm: Foliación milonítica con cierto anastomosamiento, Mx: Matriz micéa, L: Lineación con forma de listón sobre los planos Sm conformada por pliegues isoclinales intrafoliares desenraizados. Esquema a partir de la muestra 242 recogida al oeste de El Pantano, en el Puesto San Gerónimo (b, Fig.2).

agregados tiene bordes suturados a poligonales, está libre de inclusiones y tiene extinción ondulosa. Muy

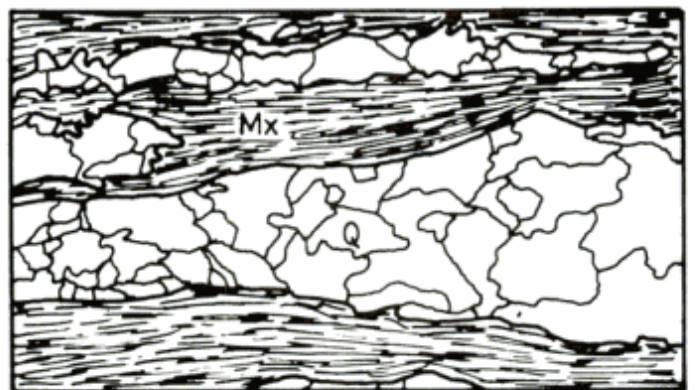
1 mm



a



b



c

Figura 4: a. Tres elementos texturales que definen a las milonitas: (Pfcl) porfidoclastos, (Mx) matriz micéa y (Q) cintas de cuarzo con hábito rectangular del Tipo 3, estas cintas se encuentran también dentro de las filonitas micéas. Muestra 60 recogida a la altura de Banús (e, Fig.2). b. Dos elementos texturales típicos de las filonitas cuarzomíceas: (Q) cintas de cuarzo del Tipo 2a y (Mx) matriz micéa. Muestra 100 recogida a la altura de Banús, (e, Fig.2). c. Filonita cuarzomíceica con cintas de cuarzo (Q) del Tipo 4, (Mx) matriz micéa. Muestra 230 recogida a la altura de San Gerónimo (c, Fig. 2).

escasa modalmente se reconoce plagioclasa con forma ameboidal, caolinizada, con inclusiones de cuarzo gotiforme y alargada según la foliación milonítica.

En las bandas ricas en filosilicatos se distinguen: biotita, muscovita, clorita, apatita, turmalina y opacos. La biotita es de color marrón y se halla intercrecida con la muscovita, ambas micas tienen el clivaje paralelo a la foliación milonítica. A veces la biotita queda como grandes cristales anhedrales afectados por *kink-bands* o adquiere un hábito pisciforme. Asociado a la deformación hay desferrización de la biotita, cuyo producto (hematita?) se concentra en canalículos de opacos paralelos a la foliación milonítica. La clorita se presenta como pequeñas escamas o motas dentro de la matriz micácea. La apatita y la turmalina lo hacen en pequeños granos redondeados a prismáticos cortos que se disponen con su eje C paralelo a la foliación milonítica.

La asociación mineralógica en orden de abundancia relativa es la siguiente: cuarzo, muscovita, biotita, clorita, plagioclasa, turmalina, apatita y opacos.

Son las rocas más abundantes dentro del tramo norte, derivan de esquistos cuarzomicáceos y tienen dos elementos texturales que las definen (Fig.4b y c): cintas de cuarzo + matriz micácea.

Filonitas anfibólicas: Son rocas de grano fino, bandeadas, en las que se distinguen fajas color verde oscuro y blanco alternantes. La foliación milonítica es bien marcada y está afectada por corrugaciones y *kink-bands*, los planos limitantes tienen brillo satinado, recordando a una filita. Estas rocas afloran como septos dentro del esquivo cuarzomicáceo.

El bandeamiento está dado por una alternancia de hornblenda y plagioclasa. La hornblenda se presenta con hábito nematoblástico a fibroblástico y con el *parting* de los anfíboles muy desarrollado. Asociada a la hornblenda se encuentran cristales de titanita con hábito rombooidal y pequeños gránulos de epidoto anhedral. La plagioclasa se presenta débilmente maclada, es de grano fino, con extinción ondulosa y hábito granoblástico. Dentro de la plagioclasa se encuentran "trenes" de anfíbol fibroso.

La asociación mineralógica según la abundancia relativa es la siguiente: hornblenda, plagioclasa, titanita y epidoto.

El afloramiento típico se halla a la altura de Corral del Carnero (a, Fig.2).

Tramo sur

Los principales lugares de observación, toma de datos estructurales y muestreo fueron las localidades d y e (Fig.2). Dentro de este tramo es más difícil

determinar las rocas originales que fueron milonitizadas, salvo las derivadas de rocas ígneas y mármoles; excepto en estos últimos, se distinguen tres elementos texturales que sirven de base a la descripción general (Fig.4a): porfidoclastos + cintas de cuarzo + matriz.

Ortomilonitas plagiomicáceas: Son rocas de color negro, dado especialmente por su matriz micácea, en la que se destacan 'ojos' de feldespatos redondeados y alargados según la foliación milonítica.

Los porfidoclastos están compuestos por plagioclasa, son de tamaño variado, entre 3mm x 2mm y 1mm x 1mm en sección, maclada polisintéticamente, con fuerte caolinización y muscovitización. Estos porfidoclastos presentan "colas" de cuarzo recristalizado y no superan el 40% en volumen de la roca (Fig.4a).

La matriz es de grano muy fino (< 0,1 mm) y está compuesta por cuarzo, biotita, muscovita y cantidades menores de turmalina y opacos. El cuarzo se presenta con dos hábitos diferentes: en agregados granoblásticos con juntas triples formando "colas" y cintas y con hábito granoblástico ameboidal asociado a la biotita formando un entramado de grano muy fino.

La biotita se presenta con el tamaño mencionado y en cristales subhédricos mayores (0,5mm), es de color marrón, no deformada y con inclusiones de circón que le provocan halos pleocroicos. La muscovita adopta la forma de pequeños cristales anhédros, presentando *kink-bands* oblicuos a la foliación milonítica con ángulos variables; el clivaje de ambas micas es paralelo a la foliación mencionada. La turmalina es redondeada, pleocroica, con débil extinción ondulosa. El opaco se da en pequeños cristales alargados, orientados paralelamente a la foliación milonítica. La clorita es escasa y aparece como producto de alteración de la biotita, este último mineral suele desferrizarse y el óxido de hierro (hematita?) se concentra en pequeños canalículos paralelos al plano de foliación milonítica que en rocas más claras puede ocasionar un teñido pardo que afecta a toda la roca.

La asociación mineralógica en orden de abundancia relativa es la siguiente: plagioclasa, cuarzo, biotita, muscovita, turmalina, clorita, opacos, apatita y circón.

Ortomilonitas cuarzofeldespáticas: Son rocas de color pardo claro, en las que se destacan "ojos" elipsoidales de microclino estirados, cuyo eje mayor es paralelo a la lineación mineral observable en muestra de mano, ambos rasgos yacen sobre el plano de foliación milonítica. La matriz de esta roca es muy rica en cuarzo estando las micas modalmente subordinadas.

Los porfidoclastos están compuestos por microclino

y plagioclasa, este último mineral se halla en muy baja proporción. El microclino tiene forma ovoidal, presenta colas de material más fino, recristalizaciones perigranulares, extinción ondulosa y suele estar invadido por material de la matriz. Los bordes o a veces todo el porfidoclasto está alterado a caolín y sericita, tienen inclusiones de biotita y cuarzo con formas de gotas. El plano óptico es paralelo o con ángulos muy bajos a la foliación milonítica implicando una fuerte orientación en la forma y la cristalografía del microclino que forma los porfidoclastos. Volumétricamente oscilan entre 25 a 40 % del total de la roca siendo su tamaño en sección de 2-3mm x 1-2mm.

La matriz de estas rocas es de grano muy fino (< 0,05 mm), a nicoles paralelos tiene aspecto pulverulento contrastando con el material de los porfidoclastos y de las cintas de cuarzo. El mineral más abundante, hasta donde puede reconocerse con el microscopio petrográfico, es el cuarzo que se presenta con hábito ameboidal, extinción ondulosa a neta y bordes borrosos. El aspecto pulverulento mencionado podría deberse a feldespatos alterados de grano muy fino. Otros minerales que pueden reconocerse dentro de la matriz son: biotita, muscovita, clorita, apatita, granate y opacos. Las micas en general se presentan como pequeñas laminillas subhedrales deformadas, cuando son de mayor tamaño los cristales son anhedrales con bordes deflecados. La apatita y el granate aparecen como granos redondeados a ovoidales muy estirados sin roturas internas. El opaco aparece normalmente rellenando canalículos.

Las cintas de cuarzo se disponen paralelas a la foliación milonítica, curvándose suavemente alrededor de los porfidoclastos (Fig. 4a). Los límites de estas cintas con la matriz tienen forma plana (interfase cuarzo-matriz), hacia el interior (interfase cuarzo-cuarzo), se hacen suturados a granoblásticos con juntas triples, por ejemplo ver borde superior derecho de la Fig. 4a. Cuando las cintas se hacen muy finas toman el hábito rectangular típico siendo el espesor de 0,15 mm, en general las cintas no superan los 2mm de ancho.

La asociación mineralógica según la abundancia relativa es la siguiente: microclino, cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasa, clorita, apatita, turmalina, granate y opacos.

Las rocas originales de este último tipo de milonitas serían rocas ígneas de carácter ácido definidas por su mineralogía y yacencia intrusiva en los esquistos cuarzomíceos que los alojan (Martino 1988).

Dentro de las milonitas del tramo sur hay relictos de filonitas cuarzomíceas a modo de septos hacia la parte central de la faja, este hecho se observa a la altura de Banús (e, Fig. 2).

Blastomilonitas: Se trata de rocas análogas a los esquistos cuarzomíceos. Afloran al oeste de Iggam (e, Fig. 2), destacándose de los esquistos mencionados por poseer un microplegamiento pronunciado de la foliación milonítica.

La mineralogía es análoga a las filonitas cuarzomíceas descritas más arriba. Texturalmente son el resultado de la obliteración parcial a total de la textura milonítica debido al proceso de recristalización que se patentiza en el cuarzo, que se presenta con juntas triples y extinción neta. Esta roca no se confunde con un esquisto de los típicos que afloran en la zona dado que todavía se preservan relícticamente porfidoclastos aislados y cintas de cuarzo, otro rasgo que las distingue de los esquistos es el anastomosamiento interno de la foliación milonítica marcada principalmente por las micas.

Posiblemente la roca original sea un esquisto cuarzomíceo, roca común en el área de estudio y con el cual se asocian en el campo.

Mármoles miloníticos: A la altura de Banús e Iggam (e, Fig. 2) la deformación afecta a mármoles dolomíticos y calcodolomíticos, generando texturas características para este tipo de litologías las que serán objeto de un estudio posterior.

Rocas ultrabásicas: Estos cuerpos de rocas, de pequeñas dimensiones, aparecen como grandes clastos rotados dentro de la faja de rocas miloníticas. Este hecho puede observarse al oeste de Banús (e, Fig. 2).

Estructura mesoscópica

Foliación milonítica

El elemento estructural más notable es la foliación milonítica. Es muy marcada en el tramo norte donde afloran las filonitas y se hace menos marcada y con cierta dispersión en los valores de rumbo y buzamiento en el tramo sur donde afloran las milonitas. En el sentido transversal a la faja hay un abanicamiento de la foliación: en su margen oeste el buzamiento es más tendido, a medida que se va hacia el este se hace casi vertical (cf. sección A-A', Fig. 2). En la Fig. 5b se han representado los valores de esta foliación milonítica cuyo plano medio estadístico vale N354°/70°E. Sobre el plano de foliación descrito yacen todas las lineaciones observables.

Lineaciones

Se pueden separar en dos grupos principales:
(a) Líneas de charnela de pliegues asimétricos, ejes

de *kink-bands*, corrugaciones que afectan a la foliación milonítica y lineaciones con forma de listón (Fig.3) que yacen dentro de la misma. Estos tipos de lineaciones han sido reconocidas esencialmente en el tramo norte de la faja y salvo las corrugaciones, tienen orientación nornoroeste-sursuroeste con inmersión al sur (Fig.5b).

(b) Lineaciones de estiramiento en las milonitas del tramo sur.

A continuación se describirá (b) ya que (a) se tratará más adelante.

En las distintas rocas que afloran dentro del tramo sur existe una lineación que, si bien tiene cierta dispersión areal, posee un rumbo hacia el nornoroeste estenoreste (N30°-80°) con inmersión (20°-80°) en el

mismo sentido (Fig.5b). Hasta donde ha podido reconocerse con el microscopio petrográfico y con observaciones mesoscópicas, esta lineación es de estiramiento y está muy bien preservada en las milonitas que derivan de rocas ígneas, en estas rocas los porfiroclastos de microclino adoptan una forma elipsoidal cuyo eje mayor e intermedio yacen sobre el plano de foliación milonítico, siendo el eje menor perpendicular al mismo (Fig.6); la matriz de estas rocas se halla suavemente corrugada alrededor de ejes que son paralelos al eje mayor de los porfiroclastos. Esta lineación también es notable en los mármoles.

Pliegues

Dentro del tramo norte de la faja existen pliegues asimétricos, los que observados inmersión abajo tienen forma de S, con planos axiales de rumbo nornoroeste-nornoroeste y buzamiento hacia el este con altos ángulos, los ejes tienen rumbo sureste-sursureste con inmersión en el mismo sentido (Fig.5b). En el núcleo de estos pliegues se encuentran corrugaciones y *kink-bands* con orientación de planos axiales y ejes análogos a dichos pliegues asimétricos (Fig.5b); los *kink-bands* tienen además la misma asimetría. La amplitud y longitud de onda de los pliegues asimétricos varía en el orden del centímetro al metro y en las corrugaciones y *kink-bands* se mantienen entre el centímetro y el decímetro.

Comparando la orientación de los ejes mencionados con las lineaciones de estiramiento del tramo sur, puede verse que son aproximadamente perpendiculares entre sí (Fig.5b).

Considerando a los *kink-bands* como productos de una deformación frágil (Anderson 1964), lo que se corrobora microscópicamente en nuestro caso por microfisuras que afectan al cuarzo allí donde se localiza el plano axial del *kink-band*, se deduce que luego de una etapa de deformación dúctil intensa que produce la milonitización, generando la foliación milonítica y la lineación de estiramiento concomitantes, se sucede otra etapa de tipo frágil que, afectando a dicha foliación milonítica de la etapa dúctil, produce los *kink-bands*, pasando por una etapa de transición que serían los pliegues asimétricos y las corrugaciones. Estas últimas se han detectado en el tramo sur en las milonitas, no observándose hasta el momento, en dicho tramo, la etapa frágil, tal vez por carecer de una roca multilaminada, con diferencia de competencia que se dan en el tramo norte en las filonitas.

Otro grupo de pliegues son los pliegues isoclinales desenraizados que se disponen dentro de la foliación de las filonitas en el tramo norte. Las charnelas de

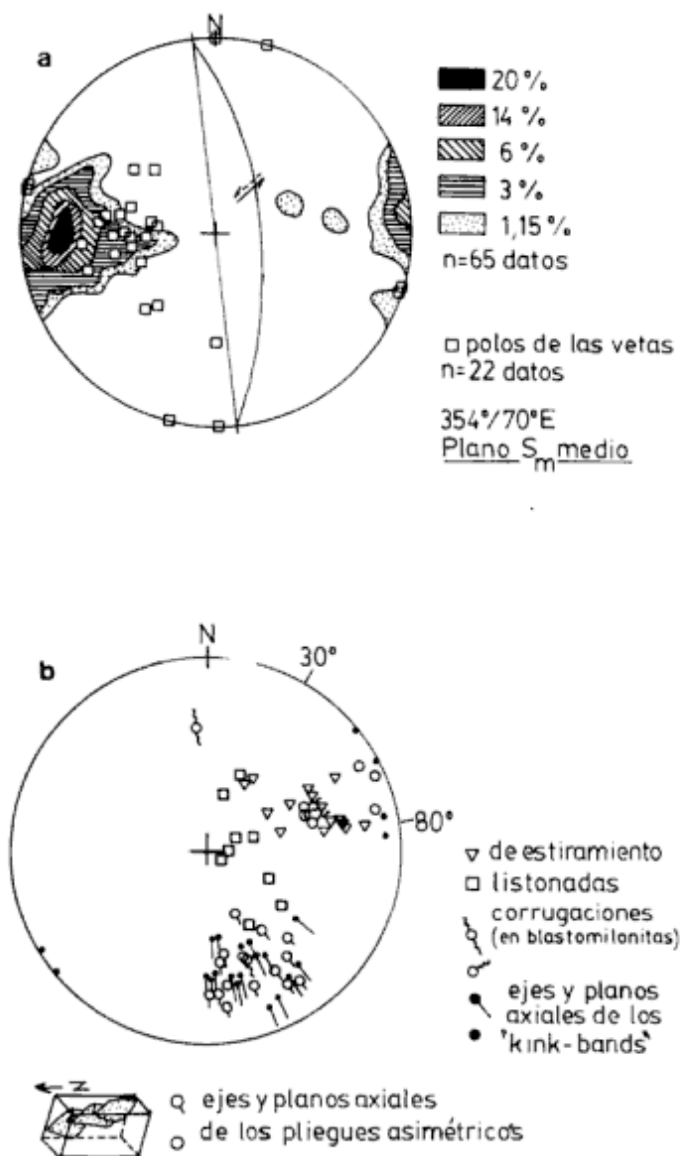


Figura 5: (a) Foliación milonítica (Sm) y polos de las vetas auríferas. (b) Esquema de los pliegues asimétricos y lineaciones.

estos pliegues se orientan con rumbo e inmersiones muy variadas (Fig.5b), manifestándose como listones de agregados de cuarzo que yacen dentro de la foliación milonítica. Estos pliegues se identifican dado que a veces queda una película de mica entre los flancos, si ésta no existe adoptan en sección un aspecto lentiforme (Fig.3). Se interpreta a estos pliegues (Martino 1988) como relictos de una foliación antigua transpuesta en el sentido de Turner y Weiss (1963). Estos listones están afectados por el plegamiento asimétrico, los *kink-bands* y las corrugaciones.

Faja de deformación Guamanes

Definición

Las fajas de deformación son regiones estrechas comparadas con su largo, dentro de las cuales las rocas han sufrido una intensa deformación y en las que pueden reconocerse dos miembros finales (Ramsay 1980): las 'zonas de deformación frágil' marcadas por una zona de ruptura, comunes en los niveles altos de corteza (fallas) y las 'fajas de deformación dúctil' donde la deformación es continua, caracterizada por altas deformaciones dúctiles (White *et al.* 1980) debido a que las rocas (zonas de milonitas) se han formado en niveles profundos de corteza (Mittra 1978), típicos del basamento cristalino en fajas orogénicas complejamente deformadas, donde a menudo separan zonas o dominios dentro de estas últimas (McCourt y Vearncombe 1987). Transversalmente a una faja de deformación dúctil hay una gradación desde rocas débil a fuertemente deformadas que se refleja en la reducción en el tamaño de grano y cambios en la mineralogía (Bell y Hammond 1984).

Aplicando los conceptos anteriores a las rocas cartografiadas en las Figs.1 y 2 puede verse que:

- afloran por 45 km con forma de faja, decreciendo en el ancho de norte a sur (entre 800 y 200 m), siendo nítida esta característica hasta las inmediaciones de El Divisadero (Fig.2), a partir de este punto se resuelve en fajas menores intercaladas con rocas no deformadas, reconociéndose de esta forma hasta las inmediaciones de Ferrucci (e, Fig.2), afectando a diferentes rocas del basamento metamórfico que transforma en filonitas y milonitas.

- presenta una zonación norte-sur que permite separarla en dos tramos: tramo norte, en el que afloran filonitas y tramo sur en el que afloran milonitas con escasas intercalaciones de filonitas (oeste de Banús, e, Fig.2); siendo este el único esbozo de zonación transversal del que se dispone.

- la faja de deformación presenta importantes connotaciones tectónicas a escala regional al separar dos dominios de deformación distintos: Dominios A y B (Martino 1988).

Los rasgos apuntados permiten definir a la faja de rocas de la Formación Candelaria (Bonalumi y Gigena 1984 a) como una faja de deformación dúctil para la cual se propone el nombre de Guamanes ya que corre paralela al Río de la Candelaria, el que suele recibir este nombre en sus nacientes.

Mecanismos de deformación y determinación de la dirección y sentido de movimiento

El mecanismo de deformación por el cual se desarrolla una zona de milonitas es tema de discusión (Mattauer y Mercier 1980; Lister y Snoke 1984 y Simpson y DePaor 1991); una interpretación generalizada trata a estas zonas como productos de deformación por cizalla simple. Aplicando la noción de elipsoide de deformación a un mecanismo de deformación progresiva por cizalla simple, dicho elipsoide cambia de forma y orientación; cuando esta deformación es importante, el elipsoide se hace alargado y su eje X tiende a hacerse paralelo a la zona de cizalla y a la dirección del movimiento, el plano de aplanamiento máximo contiene así a los ejes X e Y del elipsoide guardando un cierto ángulo con el plano de cizalla, ángulo que disminuye cuando progresa la deformación (Mattauer y Mercier 1980) (Fig.6b). De esta forma la lineación de estiramiento puede ser considerada subparalela a la proyección de la dirección de cizalla sobre el plano de foliación. Esta observación, aunada a criterios rotacionales, ha conducido a atribuir valor cinemático a las lineaciones de estiramiento pudiendo ser usadas las mismas y dichos criterios para la determinación del sentido y dirección del transporte tectónico (Fig.9) (Simpson y Schmid 1983 y Mattauer y Collot 1986).

A lo largo de la faja Guamanes no se han encontrado hasta el presente objetos geológicos desplazados que permitan deducir la dirección y sentido del movimiento por lo que ha sido necesario utilizar otros criterios, entre éstos se utilizaron las lineaciones de estiramiento y las asimetrías de los porfidoclastos (Simpson y Schmid 1983; Passchier y Simpson 1986, Simpson 1986 y Vernon 1987).

Las muestras utilizadas para este fin son las ortomilonitas cuarzofeldespáticas, estas rocas poseen una excelente foliación milonítica y una lineación de estiramiento muy bien conservada sobre la foliación mencionada registrada por los porfidoclastos estirados de microclino y por la orientación interna de la

matriz. Se muestra en la Fig.6a un esquema de la muestra 190 con la orientación de la sección delgada y la deducción del sentido de cizalla usando porfidoclastos de tipo d; estos resultados son consistentes con los observados en otras muestras.

Estas lineaciones, interpretadas de la manera expuesta anteriormente, permiten establecer una di-

rección de cizalla que oscila entre 30° y 80° (dirección noreste general, Fig.5b); el sentido, mirando hacia el norte, es horario. Esta dirección y sentido se traducen en el mapa (Fig.2) como un desplazamiento global sinistrotoro que habría descendido relativamente las rocas del dominio B con respecto a las rocas del dominio A.

Observaciones realizadas recientemente dentro del tramo norte, fuera del área cartografiada en la Fig.2, muestran alguna inconsistencia de los indicadores cinemáticos por lo que se hace necesario en el futuro complementar los estudios realizados con observaciones sobre la fábrica de las distintas litologías.

Se había expresado anteriormente que los ejes de los pliegues asimétricos, *kink-bands* y corrugaciones asociadas eran aproximadamente perpendiculares a las lineaciones de estiramiento, este hecho indicaría que la etapa frágil habría guardado la misma dirección pero no el mismo sentido que el deducido con las lineaciones de estiramiento que registran la etapa dúctil.

Consideraciones de la milonitización y comparación entre los tramos norte y sur

Se ha demostrado que los procesos de milonitización pueden ser llevados a cabo en ambientes esencialmente dúctiles (Bell y Etheridge 1973). Tomando el cuarzo de la matriz como mineral sensible a los procesos de deformación, se deduce de la observación del contacto intergranos que el mismo es suturado en partes y poligonal con juntas triples a 120° en otro, mostrando etapas de recuperación y recristalización primaria, típicas de microestructuras formadas por deformación dúctil. Asociada a esta matriz están las cintas de cuarzo que se encuentran tanto en el tramo norte como en el tramo sur, siguiendo a Boullier y Bouchez (1978) pueden clasificarse como 'cintas policristalinas', adscribiéndolas a los tipos 3, 2a y 4 (Fig.4a, b y c, respectivamente) siendo las más comunes los tipos 2a y 3 que equivalen al régimen 3 de dislocación por *creep* (reptación) de Hirth y Tullis (1992). Los tipos de cintas descritos estarían registrando un evento térmico importante, marcado por una recristalización secundaria en condiciones estáticas, ocurrido luego de la deformación, hecho observable además en la matriz (juntas triples y extinción neta en el cuarzo) y registrado por las blastomilonitas en el tramo sur. Cabe agregar que las cintas de cuarzo se forman bajo condiciones de deformación plástica extrema de alta temperatura (350-400°C), típica de milonitas (cf. Vernon 1976).

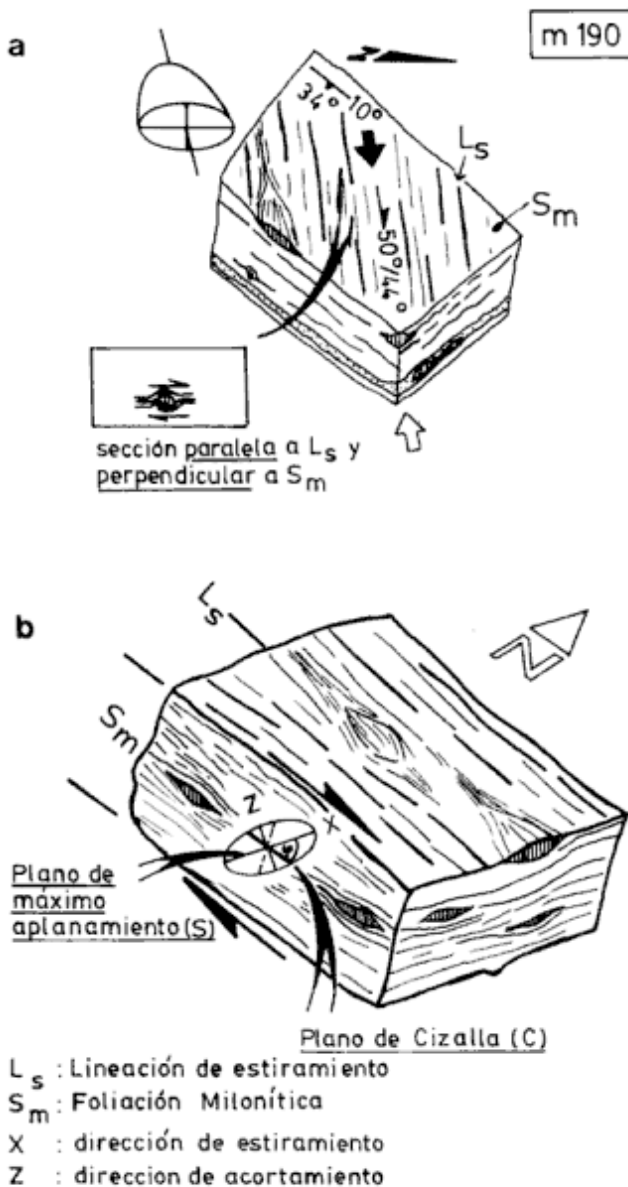


Figura 6. a. Esquema de la muestra 190 usado para la deducción del sentido del desplazamiento usando porfidoclastos tipo d. b. El mecanismo de deformación por el cual se desarrolla una zona de milonitas es producto de una deformación por cizalla simple. Aplicando la noción de elipsoide de deformación a este mecanismo, se observa que dicho elipsoide cambia de forma y orientación, haciéndose alargado cuando esta deformación es importante, su eje X tiende a hacerse paralelo a la zona de cizalla y a la dirección del movimiento y el plano de aplanamiento máximo contiene a los ejes X e Y del elipsoide guardando un cierto ángulo ϕ con el plano de cizalla, ángulo σ que disminuye cuando progresa la deformación.

Lo expresado en los párrafos anteriores indica que la deformación ha sido esencialmente dúctil, concordando con el régimen cuasiplástico propuesto por Sibson (1977) que opera en zonas de cizalla dúctil produciendo rocas de la serie milonita y blastomilonita como es nuestro caso.

Según Bell y Hammond (1984) las filonitas o milonitas pizarreñas (*slaty mylonites*) se desarrollan en la porción central de zonas miloníticas mayores. Estas zonas centrales son las que han sufrido mayor deformación y recristalización más intensa. La lineación de estiramiento es débil o inexistente y generalmente con este debilitamiento hay un decrecimiento en el carácter anastomosado de la foliación milonítica, hasta convertirse completamente en planar, incluso la roca se asemeja a un esquisto. Estas observaciones son aplicables a las filonitas del tramo norte:

- recristalización de la roca en las cintas de cuarzo y en la matriz micácea, cuyo clivaje (001) se hace paralelo a la foliación milonítica.

- ausencia de lineación de estiramiento.

- falta de anastomosamiento en la foliación milonítica a escala megascópica si bien a escala mesoscópica hay un anastomosamiento que es débil o inexistente (Fig.3).

- presencia relicta de filonitas hacia la parte central de la faja a la altura de Banús (e, Fig.2).

En el tramo sur las rocas son milonitas que se intercalan con rocas no deformadas.

De esta forma la fuerte deformación registrada en el tramo norte como faja única, se resuelve hacia el tramo sur en pequeñas fajas donde se concentró la deformación, indicando una zonación longitudinal que refleja en términos generales un decrecimiento de la deformación hacia el sur de la faja. Rasgos similares a mayor escala, mencionan Durand *et al.* (1984) para las rocas cataclásticas de las Sierras de Capillita-La Ovejería en la provincia de Catamarca. Transversalmente no hay evidencias de una zonación pronunciada salvo al oeste de Banús (e, Fig.2).

Dos causas posibles de los hechos mencionados podrían ser, por un lado, que el nivel erosivo haya seccionado a la faja en distintos niveles de deformación, pudiendo estar controlado este fenómeno por el hundimiento regional hacia el norte que tienen los bloques de basamento metamórfico para esta parte de la Sierra Grande; por otro lado, podrían estar en contacto distintos niveles de deformación de la faja milonítica, debido a reactivaciones posteriores ocurridas en la misma faja, producto de una historia compleja de la que se identifican al menos dos episodios importantes (dúctil+frágil) en base a las estructuras presentes a escala mesoscópica.

Las mineralizaciones de oro y la faja de deformación Guamanes

Bonaluni y Gigena (1984b) notaron que en las cercanías de La Puerta, fuera del área cartografiada en este trabajo, las mineralizaciones de oro del distrito Río de La Candelaria se asocian a rocas deformadas.

En Australia, en el Bloque Yilgarn, las mineralizaciones de oro están situadas en estructuras subsidiarias de las fajas de cizalla dúctil que afectan a dicho cratón, principalmente las frágiles; por ejemplo, en la Zona de Cizalla Koolyanobbing, Libby *et al.* (1991) mencionan que fuera de la faja donde no hay estructuras frágiles, el oro está ausente. Otro aspecto importante que destacan Libby *et al.* (1991) es que la mayoría de los depósitos de oro se encuentran en las zonas de cizalla que muestran deslizamiento según el buzamiento (normal o inverso) o las que tienen movimientos de deslizamiento oblicuo más que en las de deslizamiento según el rumbo.

Puede verse que los yacimientos de oro del distrito aurífero del Río de La Candelaria se emplazan a lo largo de la faja de deformación Guamanes y no fuera de ella (*cf.* cartografía de Bonaluni y Gigena 1982, 1984a y 1984b y Figs.1 y 2), que dicha faja tiene un movimiento de deslizamiento oblicuo con vetas auríferas que son concordantes con la foliación milonítica en el rumbo pero no en el buzamiento (*cf.* Fig.5a con Fig.3, pág.165 de Bonaluni y Gigena 1984b), si bien se conocen vetas que son totalmente transgresivas a la faja como al oeste de Corral del Carnero. Estos rasgos indicarían que dichas vetas son leve a fuertemente discordantes a la faja general, emplazadas en las etapas tardías (frágiles) de actividad de la misma.

Se desprende de lo expresado en párrafos anteriores que estas observaciones son importantes a aplicar en un futuro como una guía estructural de prospección de yacimientos, ligados a fajas de deformación, dentro del ámbito pampeano, ampliando así el concepto vertido por Bonaluni y Gigena (1984b, p. 172).

Edad

Respecto a la edad, este evento deformacional afecta a rocas metamórficas asignadas al Precámbrico (Gordillo y Lencinas 1979). Hasta el momento no se ha observado que interese a las rocas graníticas del batolito de Achala, la edad de intrusión de este cuerpo ha sido asignada recientemente al Carbónico Inferior por Rapela *et al.* (1992) por lo que tentativamente

puede asignarse una edad paleozoica inferior a la actividad tectónica que generó a la faja de deformación Guamanes.

Conclusiones

Se identifica un cuerpo de rocas que por sus características de yacencia, petrografía y estructura interna se define como una faja de deformación dúctil producida por cizalla simple actuando a lo largo de ella. El rumbo y buzamiento general de la foliación milonítica es N354°/70°E. El desplazamiento de la faja Guamanes proyectado sobre el mapa (Fig.2) es sinistrógiro, con hundimiento relativo hacia el noreste-este de las rocas del dominio B que afloran al este de la faja.

En base a su petrografía puede dividirse en dos tramos a partir de El Divisadero: tramo norte y tramo sur. Esta zonación longitudinal indicaría que la deformación es más intensa en el tramo norte (presencia de filonitas) que en el tramo sur (presencia de milonitas). A su vez habría una zonación transversal poco marcada (intercalación de filonitas en milonitas al oeste de Banús).

Esta faja de deformación adquiere importancia regional al dividir, a la altura de la zona estudiada, dos dominios de deformación (A y B), estos dominios son bien detectados a escalas 1:20000 y mayores.

Pueden establecerse al menos dos etapas de deformación dentro de la faja Guamanes: una predominantemente dúctil seguida de una frágil.

Se sugiere, en base a observaciones regionales que indican mineralizaciones ligadas a un control estructural, usar las fajas de deformación como guía de prospección de yacimientos en el ámbito pampeano.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de mi Tesis Doctoral defendida durante el año 1988. Agradezco al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el financiamiento de las tareas de campaña. Dejo aquí constancia de gratitud a Hebe D. Gay y a Luis H. Dalla Salda, por su apoyo constante a través de todos estos años. Una mención especial a mi esposa Liliana y a Gisela Petinari quienes me ayudaron con el tipeo de la tesis y de este manuscrito "a máquina"...sólo ellas saben.

Agradezco a los árbitros de la Revista de la Asociación Geológica Argentina las valiosas sugerencias aportadas.

Dedico este trabajo a la memoria del Dr. Carlos E. Gordillo quien dirigiera mis primeros pasos en el estudio del basamento metamórfico cordobés.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, T. B., 1964. Kink-bands and related geological structures. *Nature*, 202: 272-274.
- Bell, T. H. y Etheridge, M. A., 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6: 337-348.
- Bell, T. H. y Hammond, R. L., 1984. On the internal geometry of mylonite zones. *Journal of Geology* 92: 667-686.
- Bodenbender, G., 1905. La Sierra de Córdoba, constitución geológica y productos naturales de aplicación. Ministerio de Agricultura de la Nación. Buenos Aires (Sección Geología 2): 1-146.
- Bonalumi, A. A. y Gigena, A. A., 1982. Plan Oro, Tomo I, Informe Interno, Dirección Gen. Ind. Prom. Ind. Min. Cba. 150 p. Córdoba. (Inédito).
- Bonalumi, A. A. y Gigena, A. A., 1984a. Observaciones metalogenéticas de un distrito aurífero del Noroeste de la Provincia de Córdoba. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 7: 231-244. Buenos Aires.
- Bonalumi, A. A. y Gigena, A. A., 1984b. Estudio petroestructural de la zona de La Puerta en el distrito aurífero del Río de la Candelaria, Departamento Cruz del Eje, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(3-4): 161-173.
- Boullier, A. M. y Bouchez J. L., 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites zones. *Journal of Geology*, 92: 667-686.
- Durand, F., Toselli A. y Aceñolaza F., 1984. Las rocas cataclásticas de las Sierras de Capillitas-La Ovejera, provincia de Catamarca. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 204-217. Buenos Aires.
- Gordillo, C. E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín Academia Nacional Ciencias, Córdoba*, 53(1-2): 3-44.
- Gordillo, C. E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional Ciencias, Córdoba. Miscelánea* 68: 1-40.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A. N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2º Simposio de Geología Regional Argentina, 1:577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Higgins, M. W., 1971. Cataclastic rocks. *Geological Survey Professional Paper* 687: 1-97.
- Hirth, G. y Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14(2): 145-159.
- Hobbs, B. E., Means, W. D. y Williams, P. F., 1981. *Geología Estructural*. Ed. Omega. 518 p., Barcelona.
- Libby, J., Groves D. J. y Vearncombe, J. R., 1991. The nature and tectonic significance of the crustal-scale Koolyanobling shear zone, Yilgarn Craton, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 38: 229-245.
- Lira, R. y Kirschbaum, A. M., 1990. Geochemical evolution of granites from Achala batholith of Sierras Pampeanas, Argentina. En: Kay, S. M. and Rapela, C. W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Special Paper Geological Society America 241: 67-76.
- Lister, G. S. y Snoke, A. W., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology* 6(6): 617-638.
- McCourt, S. y Vearncombe, J. R., 1987. Shear zones bounding the central zone of the Limpopo Belt, Southern Africa. *Journal of Structural Geology* 9(2): 127-137.
- Martino, R. D., 1988. *Geología y Petrología del Basamento Metamórfico de la región situada al Norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba*. Tesis Doctoral. Hemeroteca de la Facultad Ciencias Ex. Fís. Nat. N°276, 174 p. (Inédita).

- Mattauer, M. y Mercier J. L., 1980. Microtectonique et grande tectonique. *Memories h. ser. Société Géologique de France*, 10: 141-161.
- Mattauer, M. y Collot B., 1986. Continental subduction, thrusting and strike-slip faulting in the Canadian Cordillera. *Bulletin Société Géologique de France*, 8, II, 6: 899-909.
- Mitra, G., 1978. Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *American Journal of Science*, 278: 1057-1084.
- Olsacher, J. A., 1960. Descripción geológica de la Hoja 20 H (Los Gigantes, provincia de Córdoba). *Carta Geol. Ec. de la Rep. Arg. escala 1:200000, Anales 12, Dirección Nacional de Geología y Minería Boletín 90*.
- Passchier, C. W. y Simpson C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 8(8): 831-843.
- Ragan, D., 1980. *Geología Estructural. Introducción a las técnicas geométricas*. Ed. Omega, 207 p. Barcelona.
- Ramsay, J. G., 1980. Shear zone geometry: A review. *Journal of Structural Geology* 2 (1-2): 83-89.
- Rapela, C. W., Pankhurst R. J., Kirschbaum A. M. y Baldo E. G. A., 1991a. Facies intrusivas de edad carbonífera en el batolito de Achala: evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas? *Actas 6º Congreso Geológico Chileno* 1: 40-43.
- Rapela, C.W., Pankhurst R. J. y Bonalumi A. A., 1991b. Edad y geoquímica del Pórfido Granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno* 1: 19-22.
- Rapela, C.W., Coira B., Toselli A. y Saavedra J., 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: J.G.Gutiérrez Marco, Saavedra J. y Rábano I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, pp. 23-68, Universidad de Extremadura, España.
- Sibson, R.H., 1977. Fault tucks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, 133: 191-213.
- Simpson, C., 1986. Determination of Movement Sense in Mylonites. *Journal of Geological Education* 34: 246-261.
- Simpson, C. y DePaor D., 1991. Deformation and Kinematics of High Strain Zones. *Short Course Notes. Geological Society of America Annual Meeting*, 116 p. San Diego.
- Simpson, C. y Schmid, S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin* 94: 1281-1288.
- Spry, A., 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon Press, 350 p. Oxford.
- Turner, F.J. y Weiss L. E., 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. Mc. Graw-Hill Book Co, 545 p. New York.
- Vernon, R.H., 1976. *Metamorphic Processes. Reactions and Microstructure Development*. George Allen & Unwin, 247 p. London.
- Vernon, R.H., 1987. A microstructural indicator of shear in volcanic rocks and its relationship to porphyroblast rotation in metamorphic rocks. *Journal of Geology*, 95: 127-133.
- White, S.H., Burrows S. H., Carreras J., Shaw N. D. y Humphreys F. J., 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* 2(1-2): 175-187.
- Wise, D.U., Dunn D. E., Engelder J. T., Geiser P. A., Hatcher R. D., Kish S. A., Odom A. L. y Schemel S., 1984. Fault-related rocks: Suggestion for Terminology. *Geology*, 12: 391-394.

Recibido: 15 de febrero, 1990

Aceptado: 29 de enero, 1993

Basaltos alcalinos eocenos y miocenos de algunas localidades de la Patagonia (Chubut y Santa Cruz)

Francisco E. NULLO^{1,4}, Miguel J. HALLER^{2,3}, José L. PANZA¹, Graciela MARÍN¹ y María I. PARDO³

¹Secretaría de Minería, Av. J.A. Roca 651, 10^a p., 1067 Buenos Aires, Argentina

²Centro Nacional Patagónico, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina

³Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco",

Casilla de Correo 145, 9120 Puerto Madryn, Argentina

⁴Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT. Eocene and Miocene alkaline basalts from Patagonia (Chubut and Santa Cruz). Tertiary olivine basalts from extra-Andean Patagonia are of Paleocene-Eocene to Miocene age. Chemical analyses of samples from La Elida (Chubut), Lago Cardiel, Gobernador Gregores and Baquero (Santa Cruz) indicate alkali basalt compositions. The basalts were formed during the main phase of Andean deformation by fractionation of a basaltic magma under pressure conditions equivalent to those of the lower continental crust.

Introducción

Los basaltos terciarios cubren una vasta extensión de la Patagonia extrandina. Su desarrollo obedeció a la acción de varios pulsos extrusivos relacionados con períodos extensivos de la corteza continental. La presencia de los mismos fue mencionada por Darwin (1848), posteriormente por Hatcher (1897, 1903). Las muestras que se describen en esta oportunidad provienen de cuatro localidades diferentes, una en la provincia del Chubut y las restantes en la provincia de Santa Cruz.

Estas rocas basálticas fueron eruptadas a través de la corteza continental, de constitución y edad que varían desde el Precámbrico superior-Paleozoico hasta el Oligoceno. Tal actividad ocurrió inicialmente a partir de la fracturación de Gondwana y continúa hasta la actualidad. El primer ciclo, aquí estudiado, comenzó en el Eoceno, dando lugar al Basalto Posadas (Riggi 1958) y unidades correlacionables. En su localidad tipo el Basalto Posadas constituye la base de la primera ingresión marina cenozoica proveniente del Océano Atlántico (Camacho 1974). Otro ciclo importante se desarrolló durante el Oligoceno, cubriendo extensas áreas de la Patagonia extrandina. Otro ciclo determinado, estudiado en este trabajo, tuvo lugar en el del Mioceno inferior a medio, el cual dio como resultado al Basalto Gregores (Marín 1984), el que fue seguido por otro pulso en el Mioceno superior, que originó el Basalto Strobel (Ramos 1982) señalando la finalización de la fase principal de deformación Andina para estas latitudes (Ramos 1989).

Por último se disponen numerosos derrames Cuaternarios cubriendo todo este sector.

Las áreas estudiadas se ilustran en la Fig. 1. La más septentrional corresponde a la estancia La Elida, ubicada cerca del límite internacional, al sur de la Pampa del Chaliá en la provincia del Chubut. Otra localidad se encuentra en el sector norte y este del lago Cardiel, mientras que los del área de Gobernador Gregores cubren la meseta homónima, algo al este de los anteriores y al norte de la ciudad. Estas dos últimas localidades se ubican en la provincia de Santa Cruz.

Los estudios efectuados relacionados con la petrografía y composición química de estas rocas no son muy numerosos. Se pueden mencionar los trabajos de Skewes y Stern (1979) y los de Corbella *et al.* (1990, 1991) en el área de Pali-Aike; los de Niemeyer (1979) en la meseta del Lago Buenos Aires y el de Baker *et al.* (1981) en los alrededores del paralelo 46° S.

En este trabajo se dan a conocer detalles petrográficos y análisis químicos de basaltos del Eoceno y Mioceno inferior a medio, siendo el resultado de investigaciones llevadas a cabo por el Servicio Geológico Nacional durante el relevamiento regular de la Carta Geológico-Económica en escala 1:200.000.

Estancia La Elida

González (1978) fue el primer autor que hizo referencia a estos basaltos olivínicos en el área del Valle

Huemules (estancia La Elida) y el Morro Negro. Por su parte Quartino (en González 1978) mencionó también volcanitas similares al norte de esta comarca, en el sector de la laguna El Coyte.

Los afloramientos son remanentes lávicos rodeados por depósitos glaciales, con un espesor parcial variable entre 20 y 40 m, presentan disyunción columnar. Petrográficamente se trata de basaltos de color negro, textura porfirica en la que se destacan fenocristales de olivina dispersos en una pasta de textura intersertal a intergranular, en ocasiones subofítica con cristales de plagioclasa, olivina y augita titanífera. Se observan en algunas oportunidades cristales bien desarrollados de ilmenita y de un opaco de hábito cúbico. Son comunes las cavidades rellenas por zeolitas.

Estos afloramientos se pueden correlacionar con aquéllos descritos por Baker *et al.* (1981) para el área de Balmaceda (Chile) dispuestos algo al sudoeste. Para las rocas aflorantes en territorio chileno, Baker *et al.* (1981) señalaron una edad K/Ar r.t. de 46 ± 2 Ma.

Lago Cardiel

Las coladas que bordean al lago Cardiel tanto por el

norte como por el este, ubicadas estratigráficamente entre las sedimentitas continentales cretácicas y los depósitos de la ingresión Patagónica, fueron asignadas por Ramos (1982) al Basalto Posadas.

Hatcher (1903) identificó por primera vez esta unidad en el área de lago Belgrano, luego Piatnitsky (1938) la reconoció en otras localidades, como la del lago Cardiel. El nombre fue introducido por Riggi (1958) al describir la geología de la región de los lagos Pueyrredón y Posadas, noroeste de la provincia de Santa Cruz.

En el lago Cardiel, el Basalto Posadas se presenta en el margen norte, en los alrededores de Ea. La Carlina y aflora discontinuamente hacia el este y sur, hasta la parte media de la margen oriental del lago. La unidad está integrada por varias coladas, de estructura masiva a vesicular en los términos superiores; se apoya discordantemente sobre rocas de la Formación Cardiel, de edad cretácica superior y es cubierta por sedimentitas marinas oligocenas. Las tres unidades se presentan con una inclinación de 8° a 10° hacia el noreste, formando el frente de deformación más externo de la Cordillera Patagónica (Ramos 1989), en contacto con el antepaís no deformado.

En el perfil realizado al norte de la estancia Las Tunas, se reconoció una secuencia de 140 m de

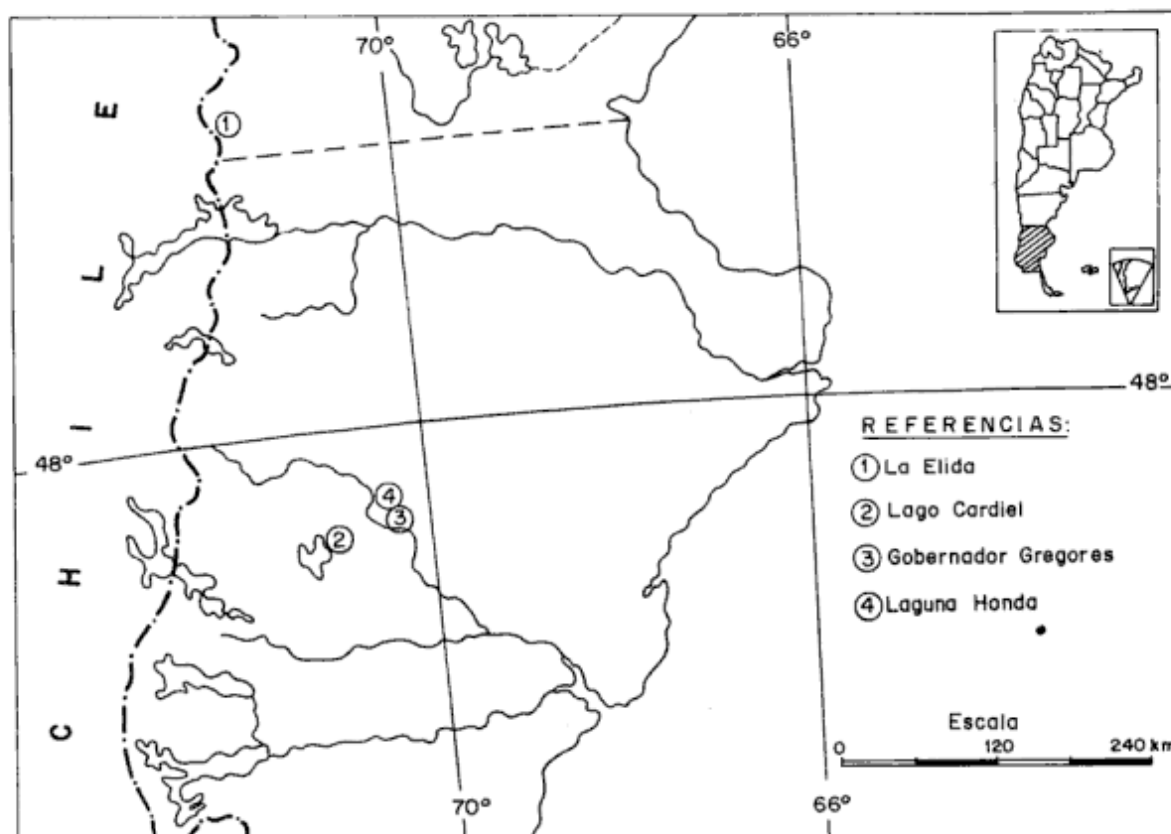


Figura 1: Mapa de ubicación de las localidades estudiadas

espesor. Las rocas predominantes son basaltos gris oscuros a negros, con estructura masiva a vesicular; la textura es porfírica, con 30% de fenocristales de olivina alterada en una pasta integrada por labradorita-andesina, augita, magnetita y clorita.

Estos basaltos fueron asignados al Paleoceno-Eoceno inferior a medio en base a dataciones radiométricas que arrojaron valores de 62 ± 6 Ma, 53 ± 3 Ma y 45 ± 3 Ma (Ramos 1982; Ramos *et al.*, 1982).

Gobernador Gregores y Laguna Honda

Se denomina aquí Basalto Gregores a un conjunto de mantos lávicos del Mioceno inferior a medio, desarrollados inmediatamente al norte de la localidad de Gobernador Gregores y que Marín (1984) agrupara en su levantamiento geológico. En esta comarca la meseta tiene una cota de 500 m que se incrementa hacia el norte y noreste, alcanzando entre los 700 a 750 m en las mesetas más elevadas, donde probablemente se habrían ubicado los centros de emisión que le dieron origen.

Las coladas basálticas se derramaron ocupando las depresiones de un paleorrelieve labrado en depósitos friables de la Formación Santa Cruz, de edad miocena inferior y fueron cubiertos por los conglomerados correlacionados a los de la Formación La Ensenada, de edad miocena superior basal y por basaltos más jóvenes.

En el perfil de 40 m de espesor, levantado al norte del aeropuerto de Gobernador Gregores, se identificaron coladas que varían entre 2 y 15 m de potencia, con estructura masiva a microvesicular, que pasan a vesiculares en la parte cuspidal de cada una de ellas.

La roca es un basalto olivínico de color gris oscuro con textura porfírica a fanerítica. Los fenocristales de olivina se distribuyen en una pasta integrada por tablillas de plagioclasa sin orientación y escasos gránulos de piroxenos, olivina y minerales opacos.

Hacia el norte, se presentan pequeñas coladas disectadas, con inclinaciones de 7° a 8° al sur, y hasta 6 m de potencia, de un basalto olivínico gris, de grano fino, con abundante olivina distribuida entre las tablillas de plagioclasa orientadas, de hasta 1,5 mm de largo. Estas coladas que están cubriendo depósitos de sedimentitas de la Formación Santa Cruz algo más al norte, en los alrededores del Puesto "El 17" tienen espesores de 30 m, se inclinan marcadamente al sureste siguiendo la pendiente del paleorrelieve, y alcanzan la meseta topográficamente más elevada, donde están cubiertas por conglomerados equivalentes a los de la Formación La Ensenada, y se extienden hasta los alrededores de la laguna Honda. La roca de

igual composición a las descritas, se caracteriza por la presencia de nódulos de dunita, compuesta fundamentalmente por forsterita y magnetita, que indicarían aporte de manto superior.

Sobre la base de sus relaciones estratigráficas se asigna el Basalto Gregores al Mioceno inferior a medio (Panza 1986, 1987) cubriendo discordantemente a la Formación Santa Cruz del Mioceno inferior bajo asignada de acuerdo a dataciones radiométricas de sus tobas (Marshall *et al.* 1977) y por su contenido fosilífero (Pascual *et al.* 1965) y que infrayace a la Formación La Ensenada, de edad miocena superior basal (Ramos 1982; Marín 1984).

Geoquímica

Con el objeto de caracterizar los basaltos de este

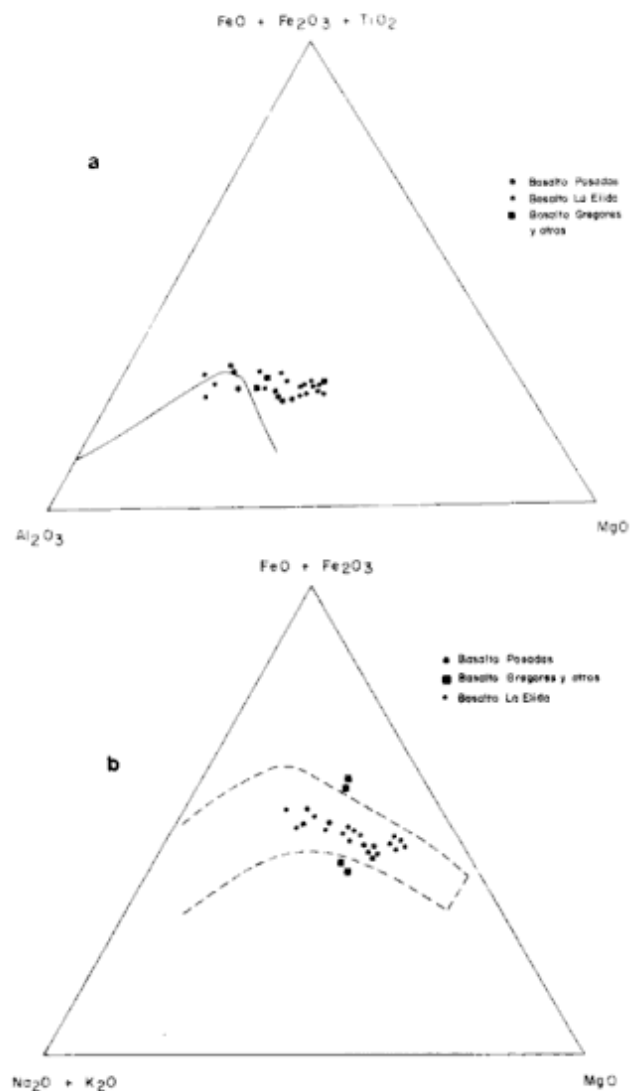


Figura 2: a-Diagrama AFM de las rocas basálticas estudiadas. b-Diagrama de variación AFM; A=Na₂O + K₂O; F=FeO* total; M=MgO

sector de la Patagonia desde el punto de vista geoquímico, se analizaron 29 muestras por sus componentes mayoritarios. Para ello se seleccionaron inicialmente muestras representativas de las distintas localidades mencionadas y se confeccionaron cortes delgados con el fin de determinar las características petrográficas y el grado de alteración de las rocas. Posteriormente, se realizaron los correspondientes análisis químicos por elementos mayoritarios; para SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO y P_2O_5 se utilizó espectroscopía de rayos X siguiendo la metodología descrita por Schroeder *et al.* (1980). Por su parte, Na_2O , K_2O , MgO , fueron analizados mediante espectroscopía de absorción atómica.

Los resultados de los análisis son mostrados en la Tabla 1. Las rocas muestran contenidos en SiO_2 que varían entre 43,23 y 52,06 %p, mientras que los tenores de MgO lo hacen entre 3,46 y 10,75 %p. Por su parte, el CaO tiene concentraciones entre 6,81 y 11,27; el Na_2O entre 2,46 y 3,81, y el K_2O entre 0,82 y 2,27. El diagrama AFM (Fig. 2a) muestra una

tendencia de las rocas al enriquecimiento en Fe y un mayor agrupamiento en MgO principalmente las del Basalto La Elida, mientras que el diagrama de la figura 3 muestra la diferenciación en el contenido de FeO total en las muestras del volcanismo más joven. El diagrama alcalis total *vs.* sílice (Fig. 3) permite apreciar un agrupamiento de muestras alrededor del campo de los basaltos, con una tendencia a mayor contenido en sílice de las correspondientes al grupo del Basalto Gregores.

Los principales componentes normativos de los basaltos, CIPW (%p), son mostrados en la Fig. 4. Se puede apreciar que solamente dos de las 29 muestras estudiadas son ne-normativas, mientras que 16 son cuarzo-normativas.

Discusión

Si bien solamente dos de las muestras estudiadas

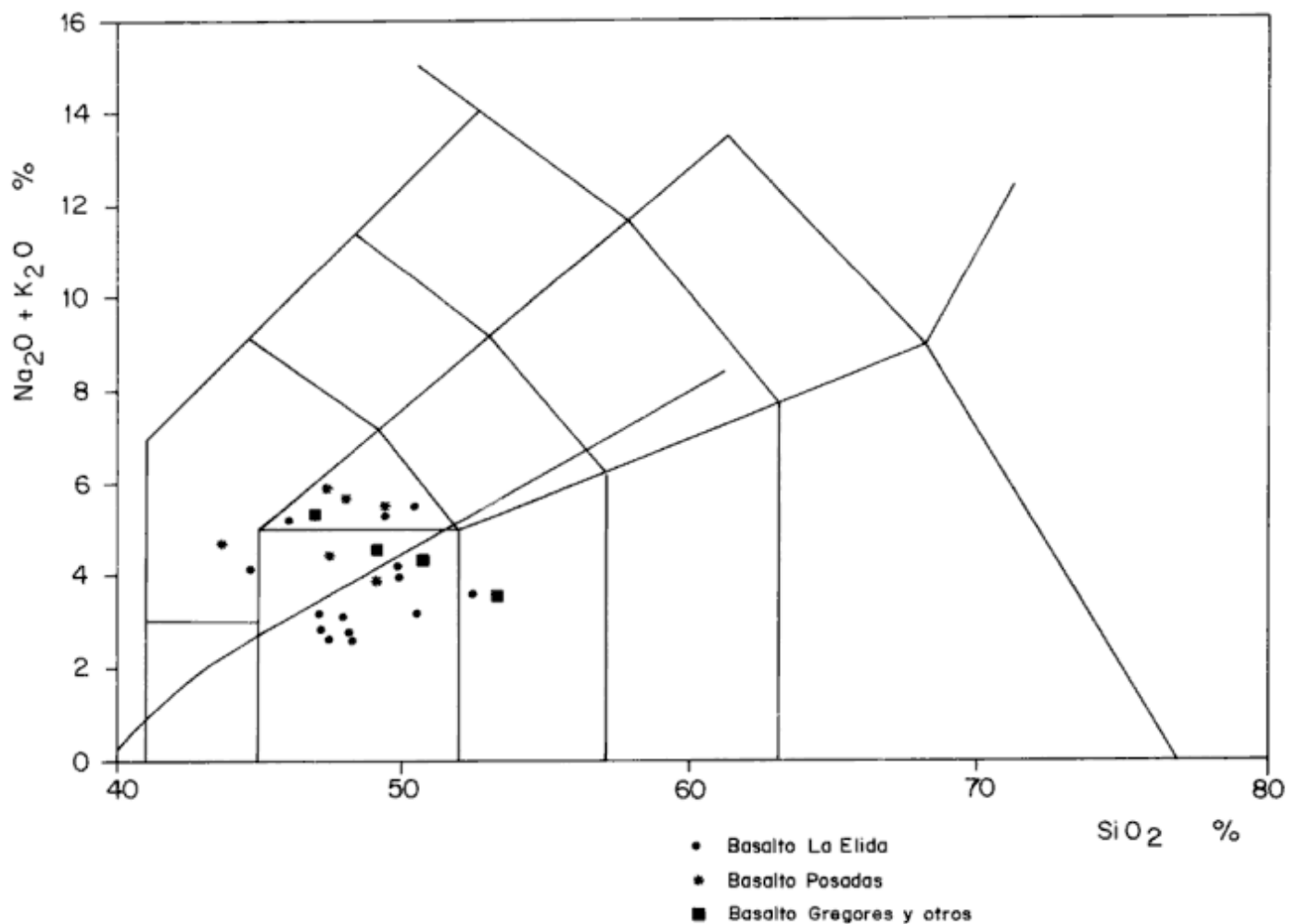


Figura 3: Diagrama TAS- SiO_2 (total alcalis *vs.* sílice) de Zanettin (1984).

Tabla 1.

	Basalto Posadas				Basalto Gregores				Basalto La Elida																					
	PO3	PO4	PO5	PO10	PO20	PO28	PO42	LH1	BG14	BGR1	BGR9	BE1	BE2	BE3	BE4	BE5	BE6	BE7	BE8	BE9	BE10	BE11	BE12	BE13	BE14	BE15	BE16	BE17	BE18	
Muestra	PO3	PO4	PO5	PO10	PO20	PO28	PO42	LH1	BG14	BGR1	BGR9	BE1	BE2	BE3	BE4	BE5	BE6	BE7	BE8	BE9	BE10	BE11	BE12	BE13	BE14	BE15	BE16	BE17	BE18	
SiO ₂	45,07	44,17	44,49	47,10	47,14	47,56	42,03	48,78	48,14	52,06	48,48	45,95	45,67	44,83	45,48	43,23	45,41	49,17	48,03	47,44	45,21	49,19	52,28	46,63	46,39	45,86	46,09	46,26	48,80	
TiO ₂	2,14	3,11	3,10	2,47	2,15	2,25	3,25	2,36	2,40	1,83	1,95	2,55	2,65	3,11	3,01	2,53	2,59	2,66	2,76	2,13	2,08	2,02	1,88	2,30	2,38	2,36	2,42	2,38	2,58	
Al ₂ O ₃	14,99	16,55	16,18	16,45	15,17	15,13	13,47	14,9	14,87	14,72	14,40	13,93	13,59	14,67	13,96	14,44	14,32	17,16	16,33	13,74	14,33	19,28	14,87	13,46	13,54	13,41	13,95	13,28	13,99	
Fe ₂ O ₃	10,79	12,10	11,38	10,39	10,38	10,57	11,50	10,04	10,20	10,18	11,61	11,55	11,81	11,18	11,53	11,39	11,65	10,18	10,52	10,48	10,47	10,26	10,74	11,51	11,68	11,46	11,72	11,60	11,42	
MnO	0,26	0,28	0,25	0,18	0,19	0,22	0,24	0,22	0,19	0,21	0,19	0,16	0,20	0,17	0,23	0,18	0,15	0,16	0,13	0,19	0,13	0,17	0,17	0,18	0,22	0,23	0,22	0,18	0,16	
MgO	8,88	5,00	4,96	5,76	8,14	8,03	10,17	7,82	8,89	5,95	6,84	9,20	10,29	6,27	7,56	9,91	9,45	4,41	3,46	8,70	8,89	4,63	6,79	10,31	10,75	10,18	10,18	9,62	7,96	
CaO	8,59	6,81	6,83	8,38	8,31	8,67	10,03	8,17	8,51	8,89	7,66	9,72	10,01	11,27	10,60	10,21	9,79	7,65	9,83	7,83	9,61	8,62	9,21	9,25	9,80	9,79	9,72	9,57	8,48	
Na ₂ O	2,84	2,79	3,51	2,83	2,46	2,48	3,75	3,69	3,81	3,19	3,42	3,14	2,78	2,94	2,56	2,46	2,77	4,20	3,65	2,26	2,26	3,55	3,09	1,32	1,31	2,08	1,67	1,78	2,66	
K ₂ O	1,37	2,27	2,09	1,58	1,26	1,33	0,82	1,83	1,89	0,32	0,79	1,11	1,42	2,16	1,88	1,57	1,30	1,21	1,62	0,74	0,72	0,70	0,63	1,17	1,23	1,12	1,21	0,89	1,22	
P ₂ O ₅	0,37	0,77	0,79	0,58	0,45	0,47	0,61	0,71	0,71	0,26	0,36	0,45	0,45	0,62	0,53	0,47	0,44	0,79	0,78	0,42	0,42	0,42	0,29	0,49	0,51	0,52	0,52	0,53	0,45	
PPC	3,80	3,60	4,20	2,30	3,40	3,20	2,50	0,00	0,00	1,10	2,00	0,70	0,80	1,00	1,10	1,20	0,50	1,30	2,70	3,00	3,50	1,00	0,90	1,70	1,20	2,00	2,30	2,30	1,40	
Total	99,10	97,48	97,78	98,04	99,14	99,90	98,35	96,52	96,52	99,61	96,73	97,78	96,60	99,67	98,22	97,59	96,37	96,69	99,61	95,93	97,62	99,64	100,75	96,32	99,01	100,00	98,29	99,12		
or	6,10	13,42	12,38	2,34	7,46	7,86	4,86	10,61	11,17	4,67	1,69	6,71	8,49	13,13	1,41	9,62	7,66	7,33	9,27	4,66	4,52	4,18	3,14	7,16	7,43	6,52	7,32	6,47	7,38	
ab	23,49	23,61	29,70	23,96	20,62	20,99	14,83	31,22	25,12	28,94	26,99	27,16	23,79	23,47	22,26	21,69	23,96	35,41	31,66	20,36	20,32	30,39	26,18	11,56	11,35	18,14	14,46	16,67	23,03	
an	24,11	26,63	23,22	27,20	26,35	25,23	17,50	15,69	17,23	21,25	24,90	21,21	20,64	21,04	21,63	24,61	23,30	25,00	24,44	26,79	26,50	25,01	25,16	26,30	25,04	24,53	37,63	25,55	23,16	
ne	0,29	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,16	0,0	3,31	0,0	0,0	0,0	0,0	1,16	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Q	0,00	0,0	0,00	0,21	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	4,17	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,20	1,19	3,50	0,56	2,57	7,26	4,11	3,38	0,0	1,05	3,74	3,63	
ol	16,67	4,61	6,91	0,0	1,21	1,06	12,17	11,71	13,06	1,54	0,0	10,57	13,66	6,72	7,31	13,60	10,92	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
hy	0,0	8,5	0,16	14,09	15,31	18,96	0,0	0,11	0,0	17,23	13,62	1,29	0,0	0,0	2,04	0,0	3,12	11,25	4,63	21,41	15,15	11,53	12,31	23,62	13,61	15,75	33,14	20,25	17,27	
di	12,83	2,26	8,17	6,18	9,51	10,92	22,22	13,63	16,57	11,14	14,09	12,25	14,49	17,04	14,62	12,75	11,62	0,0	9,15	3,66	9,42	0,0	9,96	6,60	5,33	11,19	6,21	6,79	6,61	
ap	0,66	1,72	1,53	1,34	1,04	1,05	1,41	1,64	1,54	0,23	0,60	1,07	1,06	1,43	1,27	1,13	1,04	1,25	1,04	1,04	0,56	0,67	1,15	1,21	1,25	1,34	1,26	1,07		
il	4,05	6,91	8,69	4,69	4,05	4,27	6,17	4,48	4,56	3,70	3,48	0,36	0,43	0,37	0,61	0,40	0,33	0,35	0,29	0,43	0,30	0,37	0,36	0,40	0,48	0,61	0,46	0,40	0,35	
mt	6,26	6,66	5,67	5,76	5,29	5,44	6,29	5,60	6,56	3,00	4,23	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	

son ne-normativas (Fig. 4) la abundancia de elementos alcalinos es relativamente importante, como puede apreciarse en el diagrama álcalis total *vs.* sílice (Fig. 3), en el cual se ha dibujado la línea propuesta por Irvine y Baragar (1971) para diferenciar las asociaciones alcalinas de las subalcalinas. El mismo gráfico permite clasificar 11 basaltos, acompañados por un cortejo de rocas asociadas, entre las que se encuentran siete hawaitas, dos traquibasaltos, dos andesitas basálticas y dos basanitas (Zanettini 1984). Por otro lado, las muestras se disponen en el campo de los basaltos alcalinos definidos por Schwarzer y Roger (1974) en el diagrama AFM (Fig. 2a).

La Fig. 4 permite apreciar cómo las muestras forman un tren lineal de composición hy-normativa a ne-normativa, cercano al cotético cpx+ol+plag+líquido de alta presión. Ello sugiere, de acuerdo a la interpretación de Thompson *et al.* (1983), que los magmas se habrían fraccionado a presiones equivalentes a las imperantes en la sección inferior de la corteza continental. El rango y la relativa uniformidad de composición química de las rocas estudiadas son compatibles con un magma basáltico que ha sufrido un fraccionamiento limitado. Sin embargo de acuerdo a la edad de los episodios magmáticos registrados, las muestras más jóvenes presentan valores de acidificación más altos, lo que correspondería a una mayor participación de la corteza en niveles más

altos en la generación magmática.

La petrografía y la composición química, en especial las afinidades alcalinas de los basaltos estudiados, recuerdan a los basaltos de retroarco de la región cuyana, descritos por Bermúdez (1987). La existencia de un volcanismo de retroarco al sur de los 37° S ya ha sido propuesta por Muñoz *et al.* (1990). El episodio volcánico paleógeno marcó el inicio de una atenuación cortical, a la cual estuvo asociada la primera ingresión marina cenozoica del Atlántico. El acontecimiento volcánico eógeno marcó la culminación de la máxima fase de deformación de la cordillera Patagónica a esta latitud (Ramos 1989). Con posterioridad a los depósitos de la Formación Santa Cruz, los esfuerzos deformantes se corresponderían con las etapas de colisión de la Corteza Oceánica propuestos por Cande y Leslie (1986) entre los 18 Ma hasta la actualidad.

Conclusiones

Se describen basaltos olivínicos de la Patagonia Extraandina y se presentan los análisis químicos de elementos mayoritarios que los ubican como basaltos de naturaleza alcalina.

Estas rocas se formaron a profundidades corres-

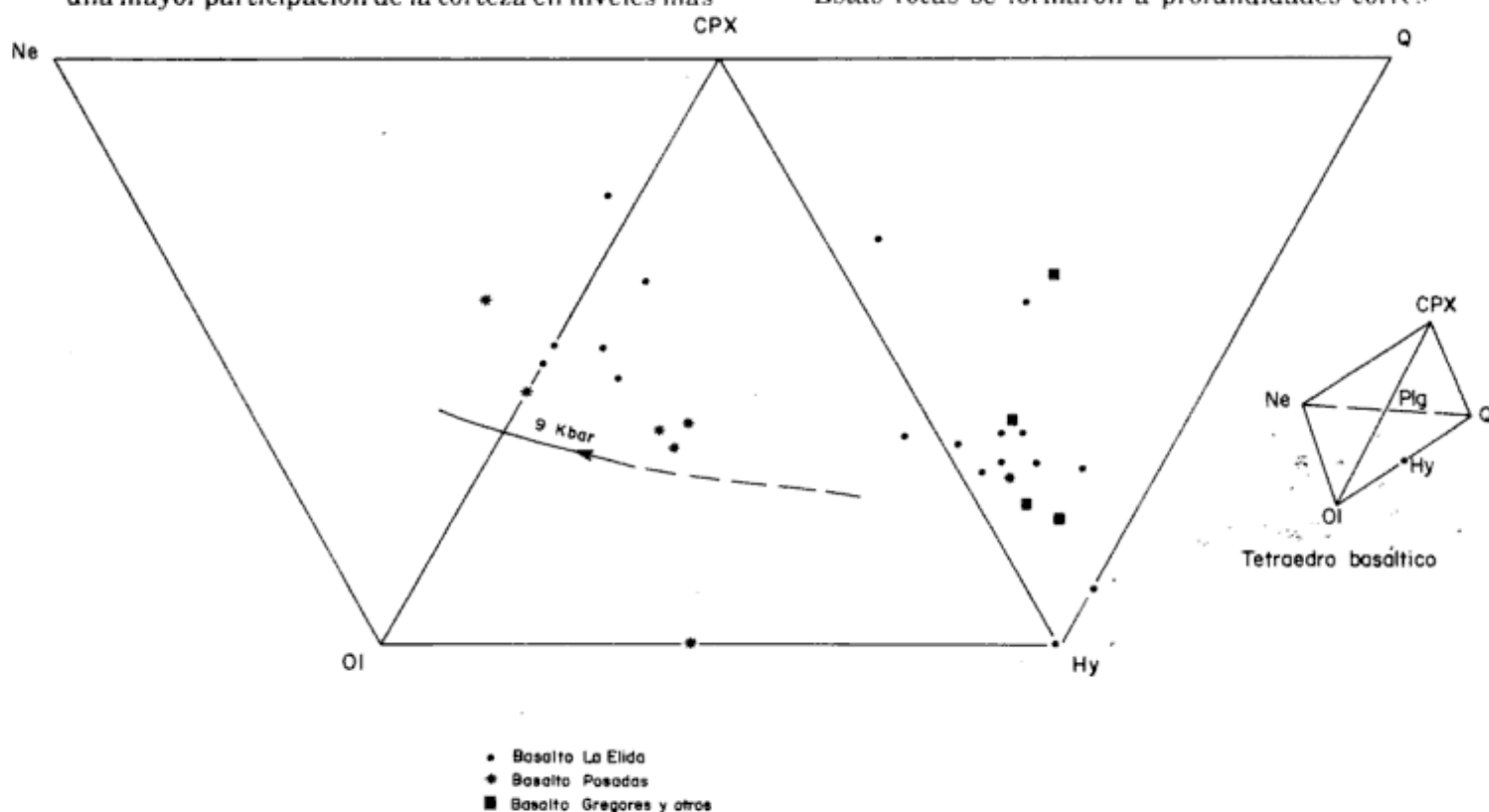


Figura 4: Tetraedro basáltico de cristalización de acuerdo a sus composiciones; ol - cpx - hy - Q - ne.

pendientes a la sección inferior de la corteza continental, habiendo sufrido un escaso fraccionamiento. De modo similar, la contaminación fue muy reducida durante su ascenso.

Las efusivas corresponden a un paleoambiente tectónico de retroarco.

Los acontecimientos volcánicos pueden agruparse en dos episodios, uno del Paleógeno y otro del Neógeno, encontrándose respectivamente asociados con la deformación de la cordillera Patagónica Austral.

Agradecimientos

Se desea expresar el reconocimiento al Servicio Geológico Nacional por el apoyo logístico prestado para la realización de estos estudios. El Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y el Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (CIUNPAT) apoyaron algunos aspectos de la investigación realizada. Los análisis químicos fueron realizados gracias a las facilidades brindadas por el Laboratorio de Investigación y Desarrollo de la empresa ALUAR S.A. Carlos A. Beltramone colaboró gentilmente en el trabajo de campo en la comarca de estancia La Elida. Se agradece especialmente a Eugenio Aragón quién con su lectura crítica aportó importantes observaciones al trabajo. Esta es una contribución al Proyecto IGCP 249 "Magmatismo Andino y su contexto Tectónico" y al Programa de Transectas Internacionales, Transecta II, CAPLI-CONICET.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baker, P.E., Rea, W.J., Skarmeta, J., Caminos, R. y Rex, D.C., 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau round latitude 46° S. *Transactions of the Royal Society London*, A 303: 105-149, Londres.
- Bermúdez, A., 1987. Basaltos alcalinos terciarios en la sierra de Palauco, provincia de Mendoza, Argentina. En: *Simposio Vulcanismo Andino*. 10° Congreso Geológico Argentino; Actas, 4: 238-242, Tucumán.
- Camacho, H.H., 1974. Bioestratigrafía de las Formaciones Marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 26: 39-57, Buenos Aires.
- Cande, S.C. y Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91:471-496.
- Corbella, A., Pomposiello, C., Malagnino, C., Trincherro, E., Alonso, S., Chelotti, E. y Firpo, L., 1990. Vulcanismo lávico y freatomagmático postglacial asociado al campo de fracturación austral, prov. de Santa Cruz. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1:39-42, Tucumán.
- Corbella, A., Pomposiello, C., Malagnino, C., Trincherro, E. y Alonso, S., 1991. Cuerpos hipabisales asociados al volcanismo efusivo Cuaternario de la Patagonia extrandina, Santa Cruz, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno :510-514.
- Darwin, Ch., 1846. *Geological observations on South America, being the third part of the geology of the voyage of the Beagle during 1832-1836*. 279 p. London.
- González, R., 1978. Descripción Geológica de las Hojas 49a., Lago Blanco y 49b., Paso Río Mayo, provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 154 y 155: 1-45, Buenos Aires.
- Hatcher, J.B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, Serie 4, 4 (23): 321-354, New Haven.
- Hatcher, J.B., 1903. *Narrative of the expeditions. Geography of Southern Patagonia. Reports of the Princeton Expeditions to Patagonia*, 1. 1896-1899. Princeton.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Marín, G., 1984. Descripción Geológica de la Hoja 55c-Gobernador Gregores, Provincia de Santa Cruz. Informe Servicio Geológico Nacional, (Inédito).
- Marshall, L.G., Pascual, R.; Curtis, G.H. y Drake R.E., 1977. South American Geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia. *Science*, 195:1325-1328.
- Muñoz, J., Stern, C.R., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs, M.F. y Frey, F.A., 1990. El Vulcanismo Pliocuaternario a través de los 34°-39° LS de los Andes. En: B. Coira (Ed.), *Simposio Vulcanismo Andino*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4):270-286.
- Niemeyer, H., 1979. Los basaltos alcalinos cenozoicos de Meseta Buenos Aires, lago General Carrera, prov. de Aysen, Chile. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (E):149-167.
- Panza, J.L., 1982. Descripción Geológica de las Hojas 53e-Gobernador Moyano y 54e-Cerro Vanguardia, prov. de Santa Cruz. Informe Servicio Geológico Nacional, (Inédito).
- Panza, J.L., 1986. Descripción Geológica de la Hoja 54d-La Manchuria, prov. de Santa Cruz. Informe Dirección Nacional de Minería, (Inédito).
- Panza, J.L., 1987. Descripción Geológica de los Lotes 18-19 y alrededores (Departamento Magallanes) prov. de Santa Cruz. Informe Dirección Nacional de Minería, (Inédito).
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E.J., Gondar, D. y Tonni, E., 1965. Las edades del Cenozoico Mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas de territorio bonaerense. *Anales Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia Buenos Aires*, 6:165-193. La Plata.
- Piatnizky, A., 1938. Observaciones Geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 165:45-85. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1982. Geología de la región del Lago Cardiel, prov. de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (1):23-49.
- Ramos, V.A., 1989. Andean Foothills structures in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 73 (7):887-903.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J. y Muñoz, J., 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*, 18:411-443, Amsterdam.
- Riggi, J.C., 1958. Resumen geológico de la zona de los lagos Pucyrredón y Posadas, prov. de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12:65-97, Buenos Aires.
- Shroeder, B., Thompson, G., Sulanowska, M. y Ludder, J.N., 1980. Analysis of geological material using an automated X-Ray Fluorescence System. *X-Ray Spectrometry*, 9(4):198-205.
- Schwarzer, R. y Rogers, J., 1974. A world wide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth and Planetary Science Letters*, 23:289-296.
- Skewes, A. y Stern, C., 1979. Petrology and geochemistry of alkali

basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in Southern Chile and origin of Patagonian Plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6:3-25.
Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P. y Hendry, G.L., 1983.

Continental flood basalts...Arachnis rule OK? En: Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, pp. 158-185.
Zanettin, B. 1984. Proposed new-chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7(4):19-20.

Recibido: 2 de setiembre, 1989

Aceptado: 11 de febrero, 1993

Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central

Roberto PAGE^{1,2} y Stella PAGE²

¹Secretaría de Minería, Av. Julio A. Roca 651, 10° piso, 1067 Buenos Aires, Argentina

²Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. *Petrology and tectonic meaning of Jurassic volcanic rocks from central Chubut.* Jurassic rocks exposed in central Chubut Province define three subparallel meridional belts. Samples were analysed from outcrops on the southern side of Sierra Pire Mahuida, the "Angela" mine area of Sierra Lonco Trapial, and the northern extremity of Sierra Traquestrén, which include basalts, andesites and scattered ignimbrites. ($SiO_2=46-66\%$). Variation diagrams show low dispersion and continuity of composition. The AFM diagram shows an evolutionary trend characteristic of calc-alkaline rocks. Normalized trace element plots are typical of orogenic domains, with high Th, Rb, K and P, and low Nb and Sr. Incompatible element ratios suggest mechanisms additional to fractional crystallization as the main process of differentiation. Correlation of the ages of these rocks with others from the central belt allows the recognition of migration of magmatic activity from south to north. Comparison of the timing of activity in the two other Jurassic volcanic belts of Chubut indicates a migration from east to west between the Early Jurassic and the Cretaceous. These variations, as well as the changes in composition, relate to changes in the angle of subduction since the late Palaeozoic, and in the movement of the Gondwana supercontinent prior to break-up. A general model is proposed, in which the two western belts represent two arms of the volcanic arc separated by an intra-arc basin, and in which the eastern belt was controlled by extension and high heat flow.

Introducción

Se pretende en este trabajo analizar las características generales y los principales aspectos petrologógicos del vulcanismo Jurásico expuesto en la patagonia extraandina del Chubut. En particular se consideran los afloramientos más septentrionales de la faja central (Fig. 1) ubicados en la ladera sur de la sierra Pire Mahuida, la región de la mina "Angela", la sierra Lonco Trapial entre Gastre y "Angela" y el extremo norte de la sierra Taquestrén.

En la provincia del Chubut el Jurásico magmático está constituido por tres asociaciones mayores, cada una de ellas representativa de prolongados períodos de actividad ígnea. Constituyen fajas subparalelas de disposición meridiana (Fig. 11). La ubicada al este, en la región atlántica, se extiende desde la costa hasta aproximadamente el meridiano 68° oeste. Es una sucesión potente y monótona de ignimbritas, lavas y pórfidos de composición riolítica descriptas por Windhausen (1921) y Feruglio (1949) quien las denominó Complejo Porfirico-Porfirítico de la Patagonia Extraandina; ultimamente popularizadas como Formación Marifil (Malvicini y Llabias 1972), o Complejo Marifil (Cortés 1981). La actividad ígnea representada por estas rocas abarca el Jurásico inferior y medio con edades K/Ar ubicadas en el rango 200 a 150 Ma (Lapido y Page 1979; Cortés 1981).

En la Cordillera Patagónica del Chubut se encuentra expuesta una segunda asociación plutónica-volcánica de edad jurásica medio-cretácica. Son lavas de composición variada entre basandesítica y riódacítica con una tendencia a la acidificación en los términos más jóvenes (Ploszkiewicz y Ramos 1977). A partir del Jurásico superior y en especial en el Cretácico se produjo allí la intrusión de un grupo de granitoides de composición granodiorítica (Haller *et al.* 1981) conocido como Batolito Patagónico. Las rocas volcánicas han sido divididas en dos unidades de acuerdo a su litología y edad. Las rocas jurásicas se conocen como Formación Lago La Plata (Ramos 1977), Formación Arroyo Cajón (Pesce 1979) o Grupo Lago La Plata (Haller y Lapido 1980, 1982). Las secuencias cretácicas han recibido distintas denominaciones locales, posteriormente reunidas como Grupo Divisadero (Haller y Lapido 1980, 1982). En resumen, la actividad ígnea en la región cordillerana a esta latitud se ubicó en el período 145 a 90 Ma con una máxima actividad alrededor de los 110 Ma (Haller *et al.* 1981). Se conocen aislados asomos ígneos algo más antiguos como los de la mina "El Solcito" de 180 Ma (Medina y Maisterrena 1979), pero se desconoce su contexto geológico.

Por último, en la región central del Chubut entre ambos dominios eruptivos se ubica la faja volcánica objeto de este estudio. Estas rocas son remanentes de

estructuras volcánicas definidas por la alternancia de flujos lávicos y facies brechosas asociadas a cuerpos subvolcánicos hoy arrasados. Se trata de una asociación de gran rango composicional con una clara predominancia de andesitas piroxénico-anfibólicas y dacitas que se caracterizan por la frecuente presencia de facies brechosas y la intercalación en los niveles superiores de ignimbritas y sedimentos continentales.

Por su gran extensión (cerca de 40.000 km²) y excelente exposición, la faja volcánica del Chubut central ofrece la posibilidad de vincular entre sí los contrastantes dominios volcánicos de la región y de esa manera contribuir a dilucidar la dinámica magmática del borde suroeste del Gondwana previo a su fracturación en el Cretácico.

Contexto regional y antecedentes

El sector centro norte de la provincia del Chubut reúne unidades aflorantes características de distintas provincias geológicas. Esta circunstancia destaca

su posición de enlace entre el Orógeno Andino, el Macizo Nordpatagónico y el denominado Chubut Extraandino.

Las rocas más antiguas son del Precámbrico o Paleozoico inferior. Corresponden a rocas metamórficas e ígneas (Formación Cushamen, Volkheimer 1964 y Formación Mamil Choique, Ravazzoli y Sesana 1977). Ignimbritas ácidas y granitos epizonales (Formación Garamilla y Formación Lipetrén, Nullo 1978) emplazados entre el Carbónico(?) y el Triásico, completan la secuencia de rocas prejurásicas. Su estratigrafía y características generales son comunes con las unidades del borde occidental del Macizo Nordpatagónico.

Una secuencia marina de edad incierta, posiblemente liásica (Formación Las Leoneras, Nakayama 1973) constituye la base del Mesozoico local. No se ha observado la base de estas rocas; por lo común se encuentran en contacto de falla con los granitoides del basamento. Son areniscas gruesas y conglomerados, de color amarillo, en general arcósicos, con abundantes clastos de composición granítica. Se presentan intensamente plegados. En discordancia sobre estas

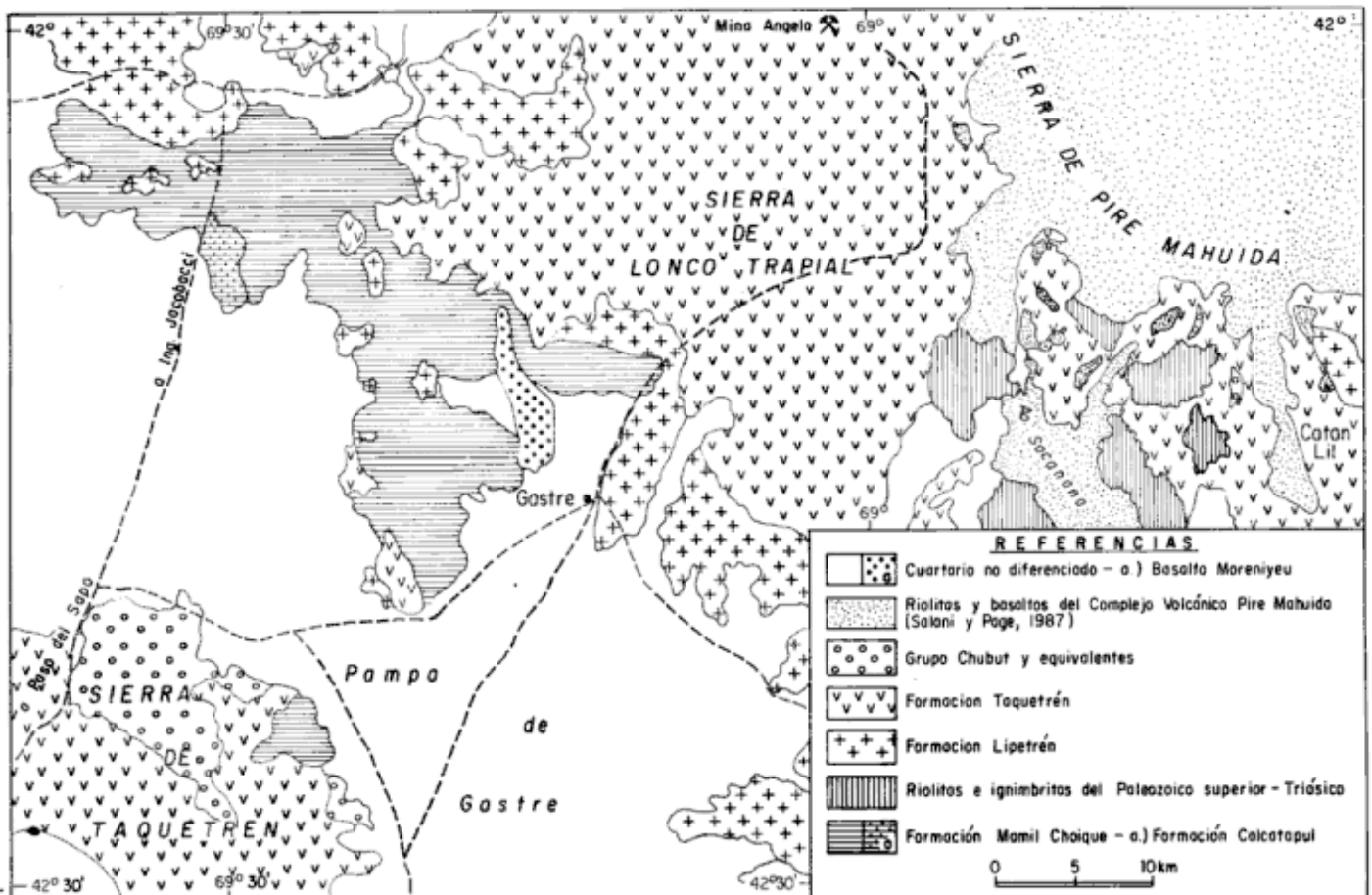


Figura 1: Distribución de afloramientos del Jurásico volcánico en la región y esquema geológico general compilado de Proserpio (1978) y Page et al. (1987).

rocas se acumularon las vulcanitas objeto de este estudio. En la región de mina "Angela", las vulcanitas jurásicas fueron descritas por Dessanti (1956); regionalmente, Nullo y Proserpio (1975), Proserpio (1978) y Nullo (1978) sistematizaron el uso de la denominación Formación Taquetrén para ellas.

A partir del Cretácico inferior se inicia el proceso de acumulación continental de tipo fluvial característico del Chubut Extraandino conocido como Grupo Chubut. Estas cuencas están relacionadas con los procesos extensionales inmediatamente previos a la ruptura continental (Gust *et al.* 1985). Localmente se las conoce como Formación Angostura Colorada (Proserpio 1978). Se apoyan en discordancia sobre las unidades anteriores; en algunas localidades presentan abundante participación piroclástica y están plegadas.

La región de Pire Mahuida-Gastre es parte del extremo occidental del llamado "Macizo de Somuncura", caracterizado por su enorme plateau basáltico. Por ello entre las unidades terciarias de la región las más frecuentes son de tipo lávico-piroclástico con tipos litológicos de composición contrastante. Basaltos, traquitas y riolitas con sus tobas forman el extremo oriental del retroarco andino a esa latitud.

Proserpio (1978), Ardolino (1981), Page *et al.* (1987) y Salani y Page (1987) han descrito la estratigrafía local.

El Jurásico volcánico en la región Pire Mahuida-Gastre-Taquetrén

En la Fig. 1 se esquematiza la distribución de las rocas volcánicas jurásicas en el extremo norte del Chubut central. Afloran a lo largo de toda la sierra de Lonco Trapial; el camino que vincula la localidad de Gastre con la mina "Angela" constituye un excelente corte natural de esta secuencia. Al este, las andesitas jurásicas se hallan expuestas a lo largo del pie sur de la sierra Pire Mahuida; también afloran en la vertiente septentrional, ya en la provincia de Río Negro. Al suroeste de Gastre, se las encuentra en el extremo norte de la sierra de Taquetrén, donde tienen las mismas características que en las localidades antes mencionadas.

Analizados los principales afloramientos de las tres áreas, se observa una notoria coincidencia en los tipos rocosos dominantes, tanto petrográfica y química; aparentemente, de acuerdo con la información disponible poseen una edad similar. Estas características permiten tratar al conjunto como una única unidad estratigráfica, la Formación Taquetrén.

La Formación Taquetrén está integrada por una sucesión de rocas basálticas, andesíticas, dacíticas e ignimbríticas ácidas en las que en volumen predominan los términos mesosilíceos (Fig. 2). Dada la superficie considerada y el grado de arrasamiento morfológico no se pretende reconstruir la estratigrafía volcánica; es evidente que la pila volcánica es producto de varios centros de emisión. No obstante, la secuencia muestra tres estadios groseros. Las rocas del primero, las más antiguas, son relativamente más básicas; se caracteriza por la mayor abundancia de componentes lávicos. Durante el segundo estadio, asociado al derrame de importantes flujos mesosilíceos se intercalan potentes brechas y material piroclástico. En el tercero y ya hacia el techo de la serie volcánica se ubican niveles ignimbríticos de composición más ácida que el conjunto anterior.

Petrografía

Los basaltos son volumétricamente poco importantes, están representados por coladas cortas y poco espesas. Son rocas con escasos fenocristales y pastas muy finas formadas por plagioclasa, piroxeno, mena de hierro y un mineral máfico que se ha observado reemplazado; en algunos casos las características de pseudomorfismo permiten reconocer olivina.

Las rocas mesosilíceas son andesitas en su mayoría y algunas latitas. Poseen porcentajes variables de fenocristales y pasta, desde rocas con 15% de

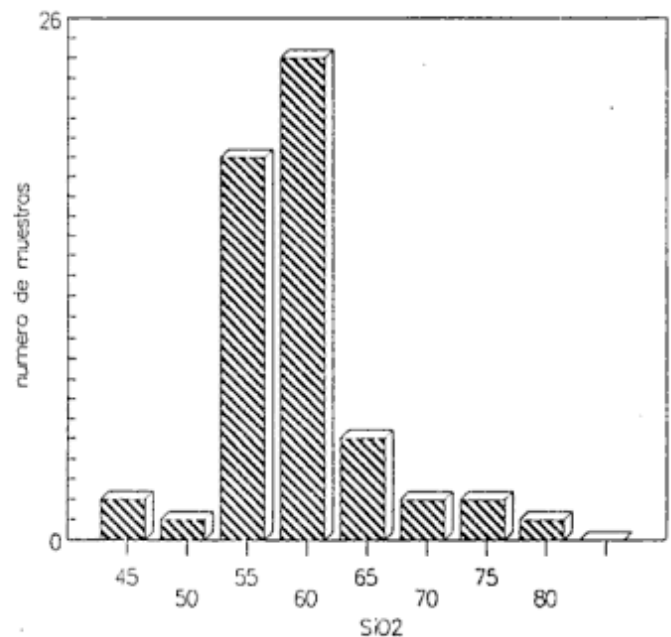


Figura 2: Distribución de frecuencias composicionales de las rocas de la Formación Taquetrén. 54 muestras analizadas.

fenocristales hasta pórfidos con más del 65%. Están constituidas por plagioclasa, que es siempre el mineral más abundante, ya sea como fenocristal o como microlito en la pasta. Los cristales son fuertemente zonales (oscilante-directa). Es frecuente encontrar individuos con zonas centrales muy cálcicas y un bandeamiento zonal de disposición concéntrica paralela a los contornos cristalinos caracterizado por inhomogeneidades y reemplazos de minerales opacos, accesorios y material de la pasta que dan un aspecto "cribado" a este mineral. En algunas rocas este proceso es observable además en la periferia de los cristales. Los núcleos cálcicos indican que este mineral fue uno de los primeros en formarse; la cristalización de plagioclasa está favorecida en un medio ligeramente pobre en agua y/o volátiles, elementos que inhiben o retardan la cristalización de este mineral. La zonación de los cristales se considera bajo dos aspectos; el bandeamiento zonal generalmente delgado y propio de cada cristal individual se interpreta como resultado de cambios en el índice de crecimiento del cristal, es decir refleja las condiciones locales que controlaron su crecimiento. Por otro lado, las características de fuerte zonación oscilatoria, corrosión, así como presencia de inclusiones, las que son comunes en la mayoría de los cristales, se consideran debidas a variaciones en factores tales como presión, temperatura, composición global o viscosidad. Es sabido que el aporte de nuevo material magmático (cámaras abiertas) provocará un aumento de presión y disponibilidad de agua o volátiles, factores que favorecen la resorción de cristales y la consiguiente formación de feldespato más cálcico.

Los minerales máficos más comunes son clinopiroxeno y anfíbol. En muy pocas muestras se ha observado ortopiroxeno (hipersteno) en cristales levemente pleocroicos de buen desarrollo. El clinopiroxeno se presenta en cristales pequeños (0,2 a 0,03 mm), incoloros o ligeramente vinosos. Son subhedrales cuando se encuentran asociados a anfíbol y subhedrales a euhedrales cuando son el único mineral máfico de la roca o se asocian a ortopiroxeno. El anfíbol es hornblenda parda o verde, la primera es común en las rocas con afinidades básicas; este color sugiere discretas cantidades de Ti en su composición. En algunas rocas los fenocristales euhedrales adquieren gran desarrollo (7 mm o más) pero en general miden 1 mm o menos. El anfíbol no se encuentra en la pasta y como fenocristal es frecuente hallarlo corroído, fracturado y con formación de una delgada corona externa de minerales opacos de grano fino y posiblemente piroxeno; en casos extremos el reemplazo del mineral original es completo.

En forma subordinada se encuentra mena de hie-

rro, biotita totalmente reemplazada o desnaturalizada y apatita en prismas euhedrales muy coloreados por inclusiones orientadas. Escaso cuarzo y cantidades variables de feldespato alcalino, ambos de disposición intersticial completan la mineralogía de estas rocas. En las proximidades del distrito minero "Los Manantiales", los minerales de mena constituyen una fase dominante.

A las rocas mencionadas se asocian diques y probables *necks* con texturas granosas de similar composición.

La variación hacia rocas dacíticas y riolíticas está dada por una disminución en la cantidad de minerales máficos así como por un incremento en los porcentajes de cuarzo, si bien este mineral raramente se presenta como fenocristal.

Como se ha mencionado, en los términos más jóvenes de la pila volcánica se encuentran niveles ignimbriticos ácidos intercalados. En conjunto se estima representan un 5% en volumen del total de la serie. Constituyen bancos de espesor menor a los 2m. Son rocas vítreas con muy escasos fenocristales o afíricas, cuya textura evidencia condiciones de vesiculación extrema y depositación previa a alcanzar condiciones de enfriamiento. Abundan las trizas y fragmentos pumíceos deformados y aplastados. La deformación tectónica de la pila volcánica ha hecho que estos niveles no se presenten en forma continua; sin embargo, parecería que han cubierto una considerable extensión. El mayor volumen de rocas con estas características se encuentra en el sector norte de la región, desplazado hacia el este con respecto de las rocas andesíticas.

Brechas

Importantes volúmenes de brechas se asocian a la secuencia lávica; estas rocas han originado estructuras que se caracterizan por formar relieves más marcados y ásperos, generalmente destacados sobre la facies lávica. Su matriz es de composición andesítica similar a las de las rocas ya descritas. Los clastos son de la misma composición, ocasionalmente se encuentran algo más oxidados que la matriz. La característica destacable de los mismos es su gran variedad de formas y tamaños. La heterogeneidad de tamaños es observable en todos los afloramientos, pero las formas son variables de un lugar a otro. Predominan las angulosas a subangulosas, lo que indica un proceso de brechamiento cercano a la superficie.

Los afloramientos ubicados en la sierra de Taquetrén contienen clastos de rocas graníticas, generalmente granitos foliados. Estos clastos encontrados entre los

materiales volcánicos indican que los conductos volcánicos atravesaron estas unidades en su camino a la superficie. Estos fragmentos de muy variado tamaño tienen su textura y mineralogía intactas, incluso la existencia de clastos angulosos menores a 0,5 cm perfectamente preservados, nuevamente atestiguan el brechamiento sub-superficial.

Existe una vinculación entre la composición de las rocas volcánicas y la naturaleza del brechamiento; en los términos básicos predominan las facies lávicas; en las rocas mesosilícicas en cambio el volumen de las brechas equipara o aún supera al de los flujos. Las rocas ácidas, pobremente expuestas y circunscriptas a los términos superiores de la secuencia, no muestran brechamiento significativo.

Propilitización

Es común que las andesitas se encuentren propilitizadas. La alteración se restringe o concentra en determinados sectores, probablemente relacionados temporalmente. El reemplazo de los minerales primarios por otros no afecta en forma pareja a las rocas. Por ello se considera que este proceso está desvinculado de las condiciones de equilibrio durante la cristalización en la cámara magmática. Es evidente que la fracturación regional favoreció la circulación de fluidos de origen hidrotermal. Las modificaciones texturales y mineralógicas parecen indicar que hubo más de un período de reemplazo. Los minerales más conspicuos son arcillas, celadonita, cuarzo, minerales de hierro (óxidos e hidróxidos), albita, calcita, epidoto, estilbita, heulandita, harmotoma, sulfuros y sulfatos.

Geoquímica

Se ha analizado la composición de elementos mayores y trazas de muestras colectadas en perfiles realizados en el área de la mina "Angela", la ladera sur de la sierra Pire Mahuida, la región de Cabeza de Buey y el extremo norte de la sierra de Taquetrén.

Es una asociación que abarca términos básicos, mesosilícicos y ácidos (SiO_2 entre 46-66%), con neto predominio de las rocas intermedias (Fig. 2). Los diagramas de variación muestran moderada dispersión en cada una de las áreas consideradas y una continuidad composicional que sugiere la consanguineidad de las rocas analizadas (Fig. 3). En términos absolutos, la dispersión es importante pero no mayor que la provocada por un 10% de error en las determinaciones (*v.g.* Mac Caskie 1984); desde todo punto de vista razonable al considerar la extensión

del área, multiplicidad de las bocas de emisión y la alteración propilitica.

Los valores de K_2O (Fig. 4) son los que mejor exponen la dispersión composicional y la alteración. Algunas de sus concentraciones son obviamente el

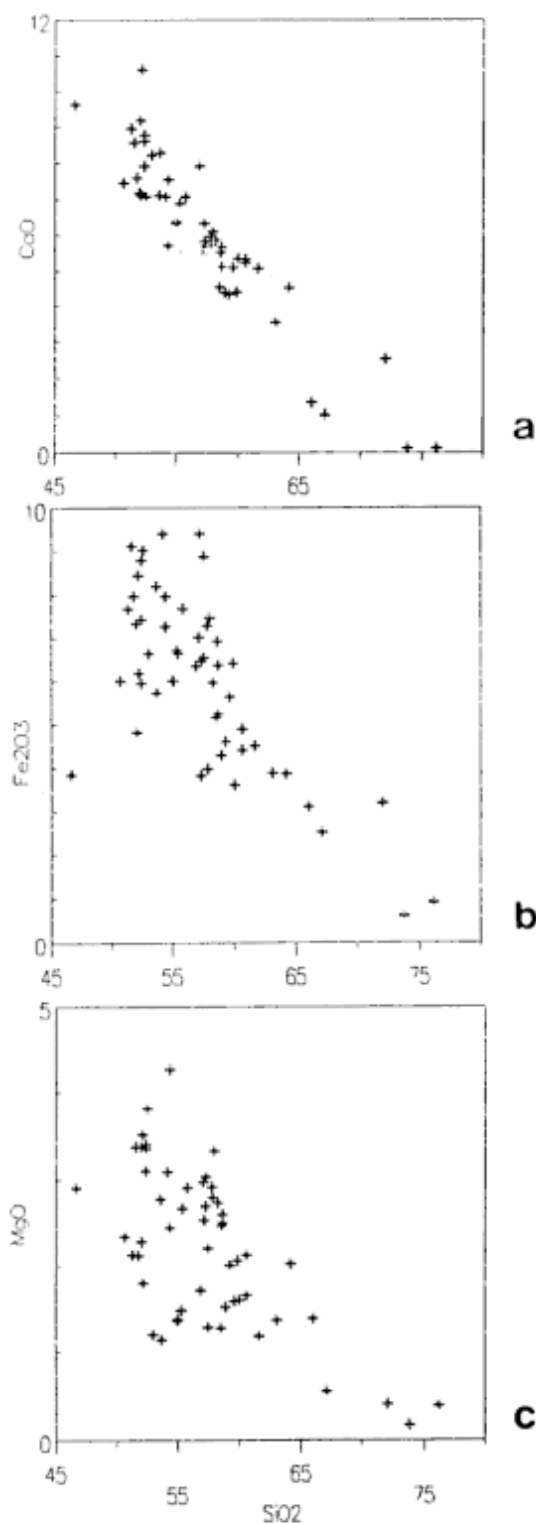


Figura 3: Diagramas de variación del a) CaO , b) Fe_2O_3 y c) MgO

producto de la alteración como es el caso de las muestras en las que a los bajos valores se asocian elevados tenores de pérdida por ignición. No obstante la alteración, este diagrama de variación muestra no menos de dos tendencias evolutivas paralelas relativamente independientes. Si bien no se puede desglosar estrictamente por zonas, en principio, las rocas de las

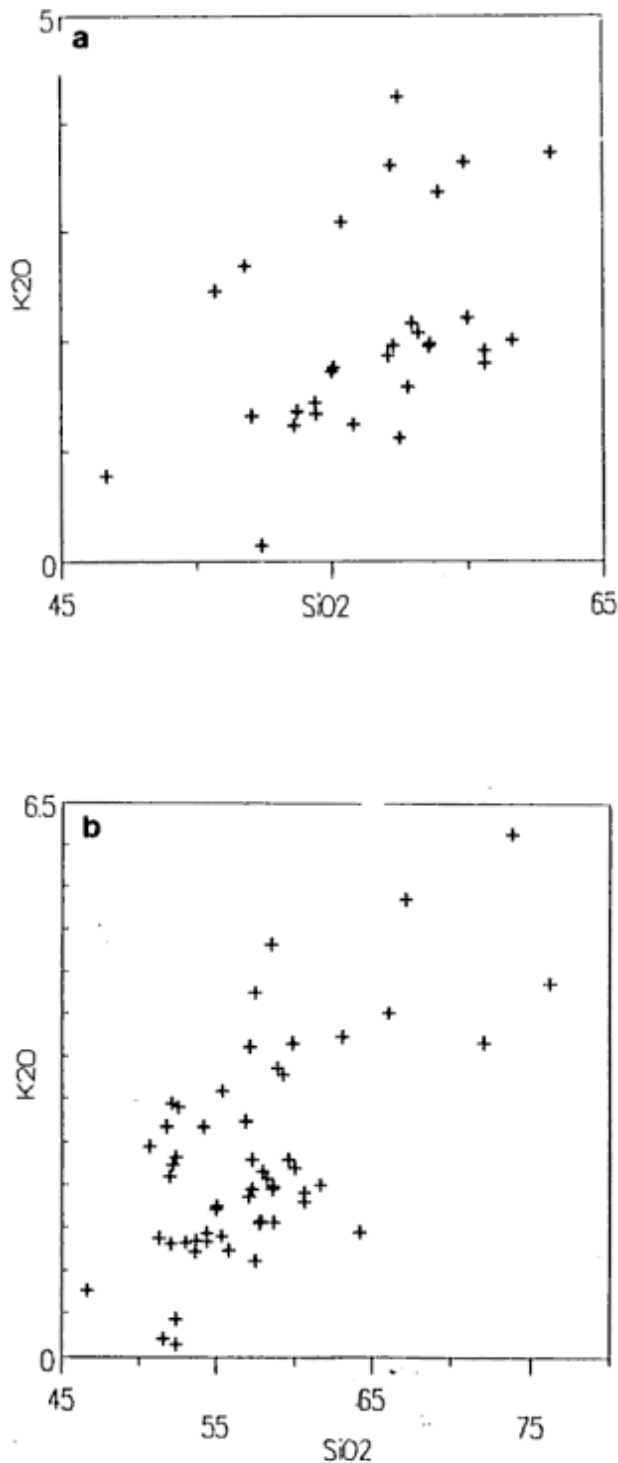


Figura 4: Variación del K_2O con la SiO_2 . a) Área de Pire Mahuida

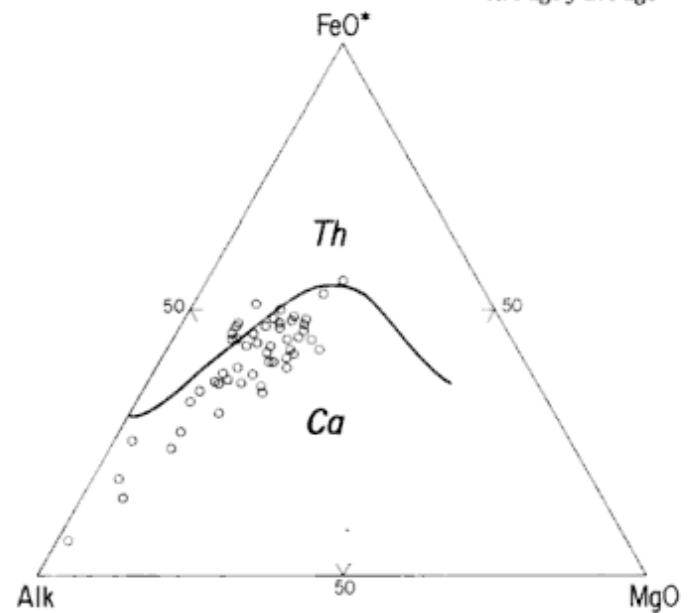


Figura 5: Diagrama AFM. Típico diseño calcoalcalino con muy bajo enriquecimiento en hierro.

cercanías de mina "Angela" y Cabeza de Buey, se caracterizan por concentraciones de este óxido comprendidas entre <1,5% a 52% de SiO_2 ; y 6% a 72% de SiO_2 . Las andesitas de Pire Mahuida, en cambio, muestran una tendencia paralela, pero con valores enriquecidos entre 2-3% a 52% de SiO_2 y 6% ya a 65% de SiO_2 (Fig. 4a). Las relaciones observadas en ambas secuencias permiten interpretar este incremento del potasio directamente vinculado con la evolución del magma con el tiempo. Estratigráficamente los flujos más modernos son químicamente más potásicos.

Los contenidos de FeO^* y la variación FeO^*/MgO destacan el escaso enriquecimiento en FeO^* durante la diferenciación. Ploteados en un diagrama AFM (Fig. 5) muestran el tren evolutivo característico de las rocas calcoalcalinas. Sin embargo sus valores son tan elevados que clasifican como toleitas según los criterios de Miyashiro (1974). Si bien el contenido total se expresa como FeO^* , los tenores de Fe_2O_3 son grandes; la relación Fe_2O_3/FeO es mayor que 1. Es probable que la oxidación esté relacionada a una etapa deutérica o tardía en la cristalización.

El Al_2O_3 varía entre 18 y 20%, con corindón normativo, lo que sugiere participación cortical en la generación de estos magmas. Todas las muestras analizadas poseen hipersteno normativo y valores de TiO_2 menores a 1,5%.

La pendiente de incremento del potasio con la diferenciación en promedio es del orden de 0,3 a 0,8% por cada 5% de incremento en SiO_2 . Los valores "θ" de Sugimura se ubican entre 32 y 46; el índice "s" de Rittmann varía entre 1 y 6 con un predominio de los valores cercanos a 2,5. El índice de alcalinidad de Peacock está entre 55 y 60.

El conjunto de los parámetros químicos utilizados permite definir estas rocas como pertenecientes a una asociación de andesitas orogénicas, calcoalcalinas medianamente potásicas (Gill 1981) o, con las limitaciones del caso, como una asociación intermedia entre calcoalcalina con alto contenido en potasio y alcalinocálcica, relacionable a un mayor espesor cortical.

Elementos menores

Las concentraciones de elementos traza confirman la relación calcoalcalina de la sucesión y el carácter "orogénico" de estas rocas. Los valores de Zr (<270 ppm), Y (<40 ppm), Nb (<11 ppm), las relaciones Zr/Ti₂ (<0,1), Nb/Y (<0,7) y Ga (<23 ppm) ajustan completamente con los parámetros estadísticos señalados para este tipo de asociaciones (v.g. Bayley 1981).

Al normalizar las concentraciones de elementos traza respecto de las concentraciones de los meteoritos condriticos y los basaltos de dorsales oceánicas se observa un diseño general definido por picos (Rb, K, P) y depresiones (Th, Nb, Sr), característico de los regímenes dominantes en los márgenes convergentes (Fig. 6). Al comparar estos valores normalizados con los correspondientes a un clásico Arco Volcánico como el Terciario de los Andes (valores de Wilson 1989) surge con claridad la llamativa coincidencia "morfológica" de los diagramas y el carácter enriquecido de la asociación jurásica en todos los elementos analizados. Al hacer lo propio con los valores correspondientes al magmatismo jurásico de la Cordillera Patagónica (valores de Baker *et al.* 1981), la coincidencia es significativa (Fig. 6a).

El diagrama TiO₂-Zr según los campos definidos por Pearce (1980) (Fig. 7) y el diagrama Th-Hf/3-Ta construido según la propuesta de Wood *et al.* (1979), respecto de la falta de Hf y Ta (Fig. 8), destacan el carácter de margen destructivo que muestra la asociación. La validez de estos gráficos como parámetro absoluto ha sido cuestionada (Prestvik y Golez 1985; Duncan 1987); sin embargo en este caso específico, los patrones de enriquecimiento (elementos LIL) y empobrecimiento (en particular Nb y Ti) que justifican aquellos gráficos u otros como el log Th/log Nb (Thorpe *et al.* 1984) (Fig. 9) refuerzan la información de los elementos mayores y confirman los diagramas tectónicos. Esta asociación magmática muestra una definición geoquímica característica de aquellas con una impronta relacionada con la subducción. El grado de enriquecimiento en elementos incompatibles sugiere una importante contribución cortical. Se interpreta entonces que la fuente original ha recibido aportes de fluidos generados en la fusión y deshidratación de corteza oceánica posiblemente en un régimen térmico elevado capaz de producir la fusión selectiva de material cortical e incorporarlo durante la evolución magmática. El comportamiento dispar de las relaciones entre algunos elementos incompatibles sugiere mecanismos adicionales a la cristalización fraccionada como responsables de la diferenciación y el enriquecimiento.

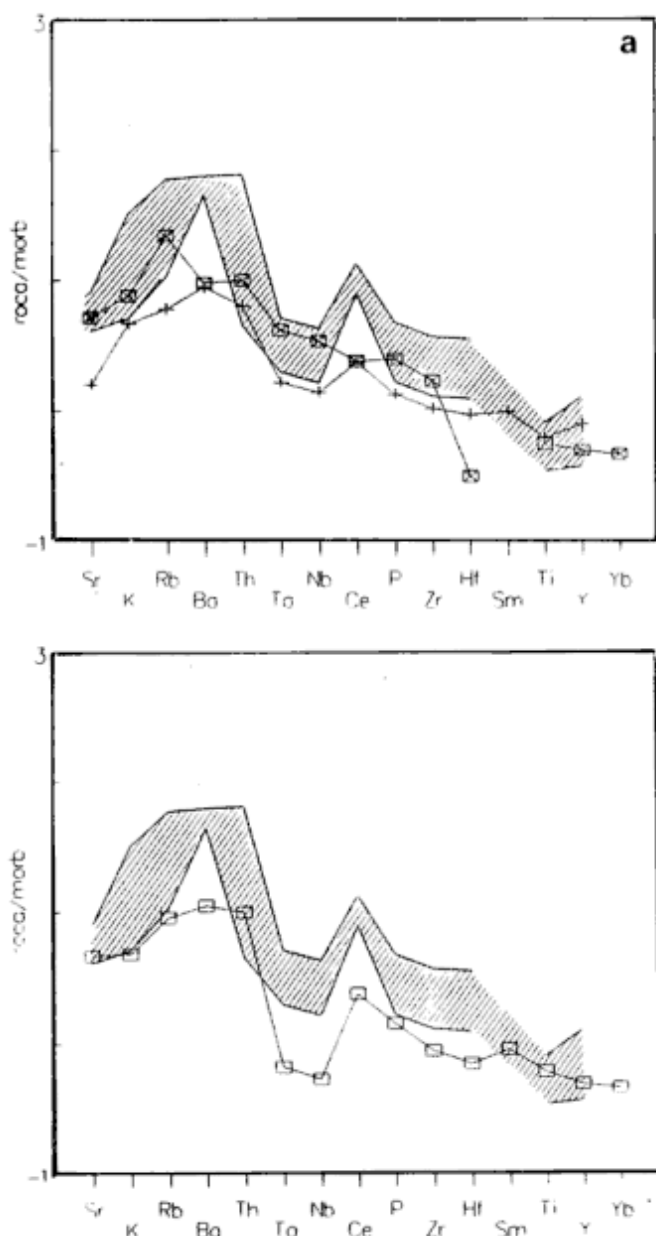


Figura 6: Elementos traza normalizados según los valores de Pearce (1983) para los basaltos de dorsales oceánicas (MORB). Las líneas corresponden a los valores máximos y mínimos de la Fm. Taquetrén. Los cuadrados vacíos corresponden a una andesita promedio de la SVZ (zona volcánica sur) del Terciario de las Andes meridionales (valores de Wilson 1989). 6a. Comparación de los valores de Taquetrén con los respectivos *spiderdiagrams* del Jurásico de la Cordillera Patagónica + (Baker *et al.* 1981) y Lesotho (zona sur del Karoo, valores de Cox 1987)

Petrogénesis

Los primeros minerales en formarse fueron olivina y piroxeno con plagioclasa cálcica en menor proporción y magnetita como fase subordinada y accesorio. Esta asociación indica que en el momento de su cristalización con presión medianamente elevada la actividad del agua en el fundido no debe haber sido alta. De acuerdo a las evidencias petrográficas tales como homogeneidad, dimensiones e idiomorfismo de los minerales, éstos cristalizaron en un gran campo de estabilidad si bien durante un período supuesto breve dada la escasez de representantes petrográficos con esta composición.

La cristalización de estos minerales anhidros en una primera etapa favoreció el incremento de agua en el fundido, así y probablemente como transición de la fase básica a la mesosilícica cristalizaron plagioclasa, orto y/o clinopiroxeno, anfíbol pardo y escasos minerales opacos. Con posterioridad la formación de plagioclasa zonal y anfíbol en equilibrio definen la

mineralogía principal de las rocas y permiten interpretar su formación controlada por un medio saturado o al menos lo suficientemente rico en volátiles y/o agua como para inhibir la formación de piroxeno y consolidar la estabilidad del anfíbol, mineral que cristaliza como fase máfica dominante.

Se interpreta que el fraccionamiento de piroxeno y magnetita en una primera etapa, pero principalmente del anfíbol, controlaron la evolución de la serie basalto-andesita. Al cristalizar masivamente los minerales máficos se consumió el Mg y Fe disponibles, al mismo tiempo se enriqueció abruptamente el líquido en SiO_2 y se fijaron las condiciones para un rápido incremento en la diferenciación. Este segundo estadio en la evolución magmática, controlado por el fraccionamiento de los minerales máficos, de acuerdo con las evidencias texturales mencionadas se caracterizó por variaciones a intervalos irregulares de las condiciones físicas (P y T°) y químicas (composición global). La presencia de hematita en algunas rocas sugiere además condiciones oxidantes, las que pare-

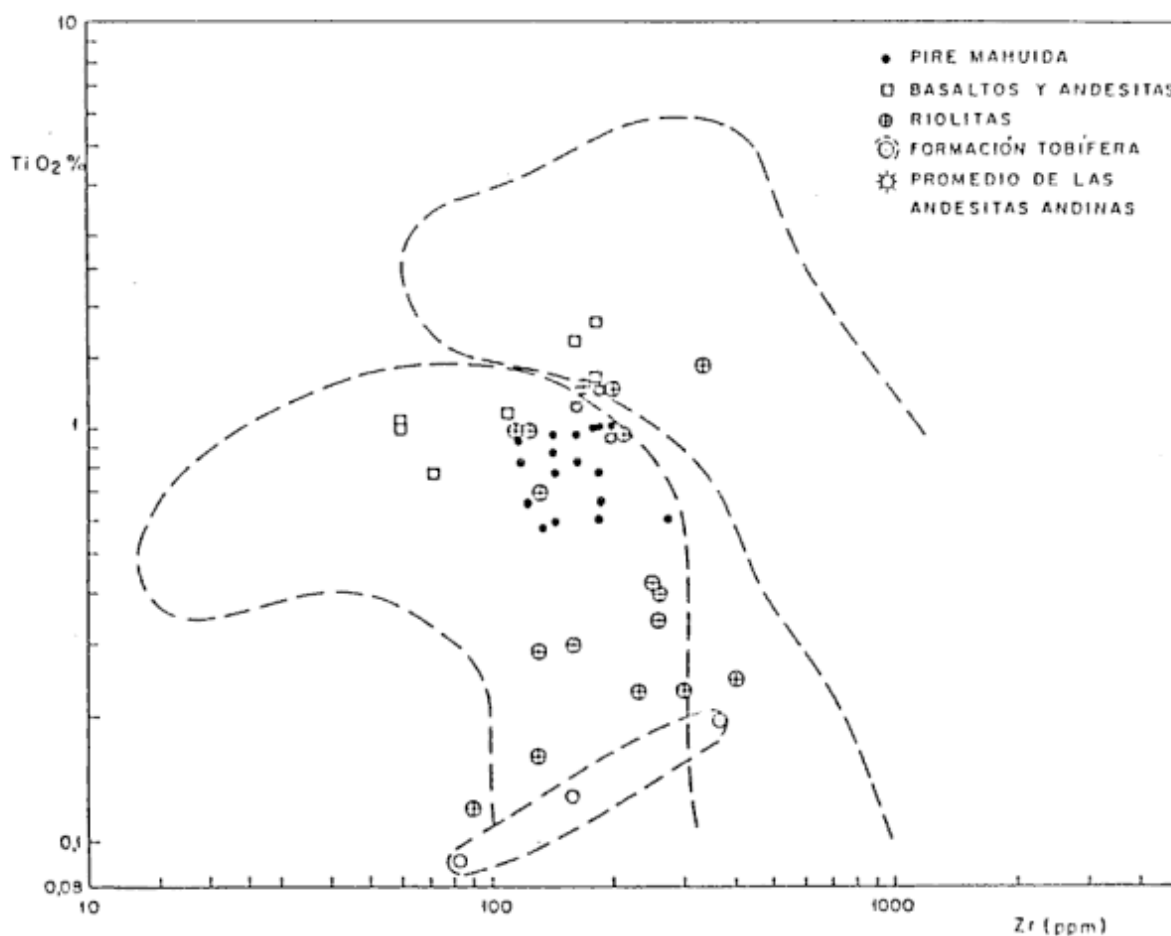


Figura 7: Diagrama TiO_2/Zr , con los campos discriminarios tectónicos de Pearce (1980). La totalidad de las muestras del área Taquetrén-Gastre-Pire Mahuida y la gran mayoría de las riolitas de Marifil (valores de Gust *et al.*, 1985) y de la Formación Tobífera (valores de Bruhn *et al.*, 1978) se ubican en el dominio de los Arcos Volcánicos.

cen haber actuado durante un prolongado período; sin embargo con los datos disponibles no es posible establecer su relación con la actividad deutérica.

El ascenso magmático fue lo suficientemente lento como para producir en la mayoría de las rocas observadas una gran nucleación de cristales y permitir además la "sedimentación" o desaparición de cualquier xenolito profundo o más denso, ya que es notoria la ausencia de éstos. Las rocas constituidas por una gran densidad de cristales de variado tamaño determinaron una alta viscosidad del magma lo que resultó en su naturaleza explosiva.

Los fenómenos de resorción observados tan frecuentemente en plagioclasas y especies minerales hidratadas (anfíboles y micas) fueron respuesta al ascenso final del magma con la consiguiente caída de presión y desequilibrio de la fase rica en componentes volátiles.

La variación composicional, tanto temporal como espacial, observada a través de la información recogida de los registros petrográficos y químicos no se pueden explicar satisfactoriamente por un solo mecanismo de diferenciación. Se interpreta que hay una secuencia gradual desde rocas originalmente toleíticas a calcoalcalinas y calcoalcalinas ricas en potasio. Se considera que las variaciones observadas en estos flujos indican fuertemente que la evolución en el mismo se debe a cristalización fraccionada en reservorios abiertos y con posibilidad de incorporar material cortical, lo que estaría confirmado químicamente por la tendencia a formar rocas potásicas y por el comportamiento de los elementos incompatibles y el fósforo.

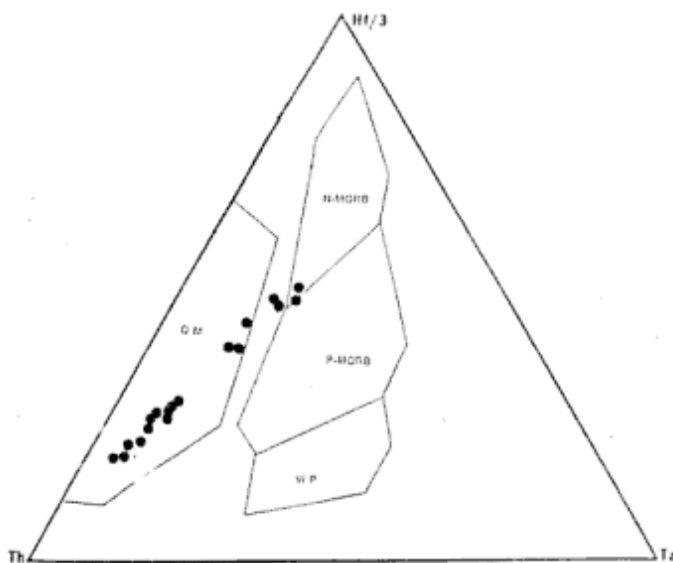


Figura 8: Diagrama Th-Hf/3-Ta. Campos tectónicos según Wood *et al.* 1979. Los valores de Hf y Ta calculados de acuerdo con la relación Nb/16=Ta y Zr/39=Ta (Wood *et al.* 1979).

Las rocas ácidas más diferenciadas se interpretan como productos finales de la cristalización fraccionada del magma muy enriquecido con material cortical. Su derrame se vió favorecido por el desarrollo de condiciones extensionales en la región durante el Jurásico superior (Gust *et al.* 1985).

Discusión

Estratigrafía jurásica del Chubut Central

Los afloramientos de vulcanitas jurásicas del centro del Chubut cubren un área que supera los 40.000 km². En el esquema de la Fig. 11 se ha reconstruido su distribución, agrupando los afloramientos indicados en el mapa geológico de la provincia del Chubut (Chebli *et al.* 1979), más los aportes de Ramos (1979) y algunas observaciones de los autores. Surge de la figura una faja que desde el límite con la provincia de Rio Negro alcanza el meridiano de 44° 30' (Anticlinal Villagra, Sierra Nevada, información inédita de los autores), aunque de acuerdo con algunos autores podría continuar en el subsuelo de la cuenca del Golfo y alcanzar los 55° S, ya en la provincia de Santa Cruz (Lesta y Ferello 1972). Hacia el este supera el meridiano de 67° 30' y en el oeste el meridiano de 70° S

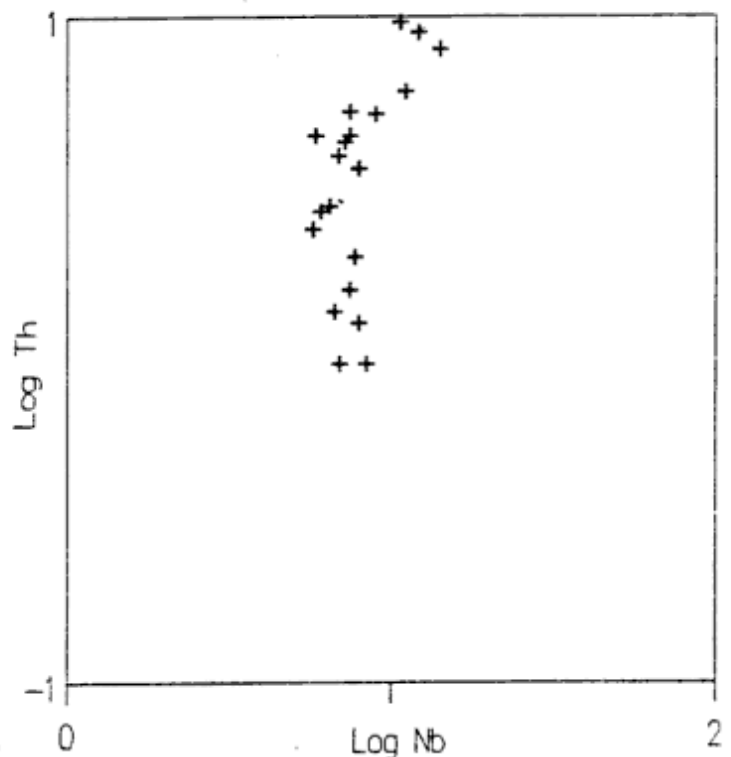


Figura 9: Diagrama Log/Log entre elementos incompatibles. El diseño curvado pero esencialmente vertical muestra el alejamiento desde la recta bisectriz característica de la cristalización fraccionada.

(Franchi y Page 1980; Haller *et al.* 1981). El área en cuestión (Fig. 11) es elongada en el sentido norte-sur con una longitud mínima de 300 km de afloramientos subcontinuos y un ancho que varía entre 100 y 150 km. El conocimiento del Jurásico de tan extensa superficie es dispar y en realidad la estratigrafía de estas rocas ha sido analizada en sólo algunas localidades. En particular la región de Pampa de Agnia (Robbiano 1971; Nullo 1974, 1983), el codo del río Chubut y la sierra de Taquetrén hasta Gastre (Nullo y Proserpio 1975; Proserpio 1978) son las mejor conocidas y han sido descritas con mayor detalle. Los trabajos de Lesta y Ferello (1972), Lesta *et al.* (1980) y recientemente Franchi *et al.* (1989) brindan una adecuada compilación de los antecedentes estratigráficos y bibliográficos de toda el área.

Del análisis de los antecedentes surge que en los afloramientos meridionales (Pampa de Agnia) la acumulación volcánica se interdigita con y cubre a sedimentos marinos de edad jurásica inferior (Toarciano, Blasco *et al.* 1979; Robbiano 1971; Franchi y Page 1980; Nullo 1983). A su vez, en el extremo este del tramo sur, estas rocas son cubiertas por las ignimbritas y riolitas de la Formación Marifil (Panza y Sacomani 1980). De esta manera, las relaciones estratigráficas y dataciones radimétricas señalan que el vulcanismo en este sector no se extendió más allá del Jurásico Medio (Lesta *et al.* 1980).

En el sector central, entre el codo del río Chubut y la región de Taquetrén, la actividad volcánica se halla representada por una secuencia semejante a la ex-

puesta en Pampa de Agnia, a la que se suma el material lávico y piroclástico incluido en los sedimentos de la Formación Cañadón Asfalto (Stipanovic *et al.* 1968; Nullo y Proserpio 1975; Proserpio 1978). La edad de estas rocas no es precisa; sin embargo el abundante material fosilífero permite ubicarlas en el lapso Caloviano-Oxfordiano (Lesta y Ferello 1972; Nullo y Proserpio 1975), es decir Jurásico medio cuspidal-Jurásico superior basal (= 165-155 Ma). Por encima de la Formación Cañadón Asfalto, en el área central y norte, se acumularon las potentes secuencias de lavas y brechas de la Formación Taquetrén ya descripta, la que es portadora de una flora del Jurásico superior (Nullo y Proserpio 1975). Una datación de estas rocas, proveniente del extremo norte del área considerada, ya en la provincia de Río Negro ha atestado una edad K/Ar de 136 Ma (Nullo 1978).

De acuerdo con lo expuesto, la actividad volcánica jurásica del Chubut central se inició en tiempos toarcianos, pudiendo ser más antigua en caso de verificarse la continuidad temporal respecto del magmatismo Triásico de las regiones de El Molle, Ferrarotti y Pampa de Agnia (Lesta y Ferello 1972; Franchi y Page 1980; Franchi *et al.* 1989), y se extendió hasta la base del Cretácico. La actividad volcánica no fue absolutamente continua, ya que parece fuera de duda su intermitencia durante el lapso mencionado. A pesar de algunas incertidumbres, básicamente evidencias aisladas de Jurásico inferior en el área norte (Carrillo y Hurtado 1985), aparentemente se produjo una migración interna, de sur a norte; no se conocen efusivas del Jurásico Inferior en la región norte; ni del Jurásico Superior en la sur.

Correlaciones y significado tectónico

Una interesante situación se presenta al comparar las edades de estas rocas con las de las otras dos fajas volcánicas jurásicas del Chubut. La compilación de edades K/Ar de las ignimbritas y riolitas de la región oriental, Formación Marifil, muestran que esta unidad se acumuló entre los 200 y 150 Ma, con un pico de actividad entre los 165 y 150 Ma (Lapido y Page 1979; Cortés 1981). Como se ha mencionado, en la faja central el tiempo involucrado en la acumulación del Grupo Lonco Trapial, la Formación Cañadón Asfalto y la Formación Taquetrén abarca el lapso 180 (Toarciano)-136 Ma. Por su parte, el vulcanismo cordillerano a esta latitud se produjo entre los 143 y 90 Ma, es decir entre el Jurásico superior y el Cretácico medio (Ramos 1979; Haller y Lapido 1980; Haller *et al.* 1981). En cada caso el tiempo total de actividad ígnea es del mismo orden de magnitud: cincuenta millones

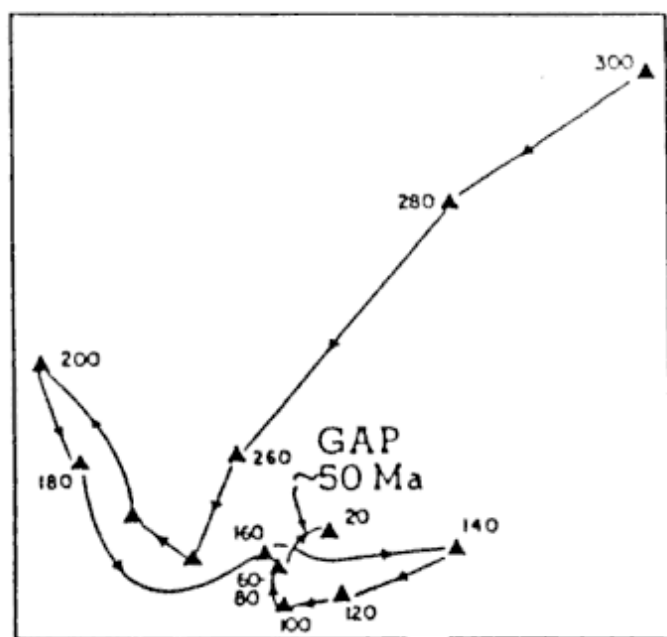


Figura 10: Curva de desplazamiento polar aparente de Sudamérica (de Irving e Irving 1982).

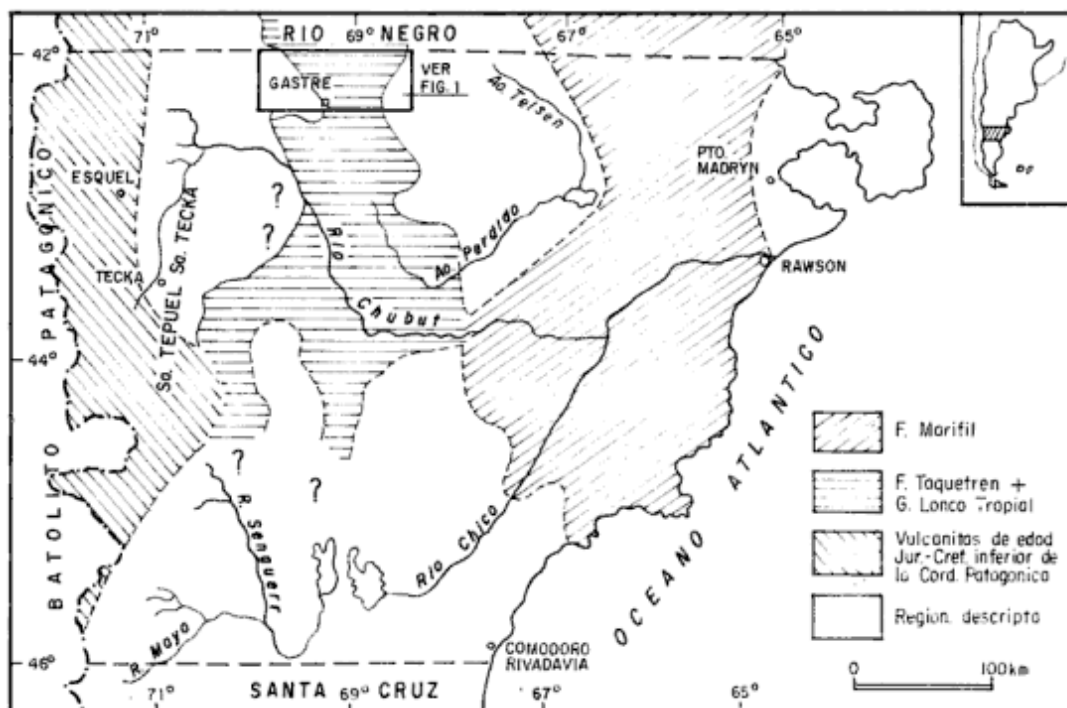


Figura 11: Paleogeografía del vulcanismo Jurásico en la provincia del Chubut.

de años. La superposición es notoria; al mismo tiempo el comienzo y fin de la actividad volcánica en cada región claramente se desplaza de este a oeste. Este paralelismo temporal junto con las afinidades químicas y la contigüidad física induce a investigar las posibilidades de un mecanismo común como generador de los respectivos procesos magmáticos.

Al analizar la relación tectónica de cada cinturón volcánico jurásico del Chubut, en primer lugar se observa que las rocas de la Cordillera Patagónica muestran claras evidencias de haber sido la principal expresión de un Arco Volcánico relacionado a un proceso de subducción (Baker *et al.* 1981; Haller *et al.* 1981).

Con respecto a la faja central, ya en trabajos anteriores (S. Page 1984, 1986, Page y Page 1990) se ha puesto de manifiesto que las vulcanitas mesosilíceas del Chubut central son por su parte, expresión de un brazo oriental de este Arco Volcánico Jurásico. Se habría arribado a esta configuración como consecuencia de un proceso extensional relacionado posiblemente a la maduración del frente orogénico y/o a los esfuerzos que eventualmente determinaron la ruptura continental. En el mismo sentido, Dalziel *et al.* (1987), han interpretado que durante este período se formó una cuenca compuesta (serie de cuencas marginales?) adyacente por el este con el frente volcánico. La cuenca marginal de Tierra del Fuego (Dalziel 1981), es la mejor conocida y expuesta, pero, de

acuerdo con estos autores, la misma se habría extendido hasta los 5° S (Golfo de Guayaquil)!. Localmente, la extensión comenzó en el Jurásico inferior, produjo la cuenca de intraarco liásica y la intrusión de los cuerpos básicos, toleíticos, poco diferenciados de edad jurásica media inferior expuestos en la región de Tecka y Tepuel (S. Page 1984, 1986; S. Page y Page 1990). Algo más al este, la extensión produjo el desarrollo de las cuencas interiores representadas por la Formación Cañadón Asfalto con sus basaltos intercalados. Como se ha visto, la geoquímica de elementos mayores y trazas de las vulcanitas jurásicas del Chubut Central muestra composiciones características de los márgenes destructivos, esencialmente similares, aunque por su posición geográfica cercana al antepaís, más enriquecidas en elementos LIL que los correspondientes de la Cordillera Patagónica (Fig. 6a y b). De esta manera el arco volcánico jurásico habría alcanzado una amplitud mínima del orden de los 500 km suponiendo una trinchera adyacente al actual continente. Esta extensión, si bien inusual por su magnitud, es comparable con la observada en el desarrollo del Arco Terciario en los Andes Centrales (Kay *et al.* 1987).

En cuanto a las rocas ácidas contemporáneas del litoral Atlántico, la información analítica disponible es escasa. Los valores químicos publicados (Bruhn *et al.* 1978; Baker *et al.* 1981; Gust *et al.* 1985; Kay *et al.* 1989) han sido interpretados como el producto de

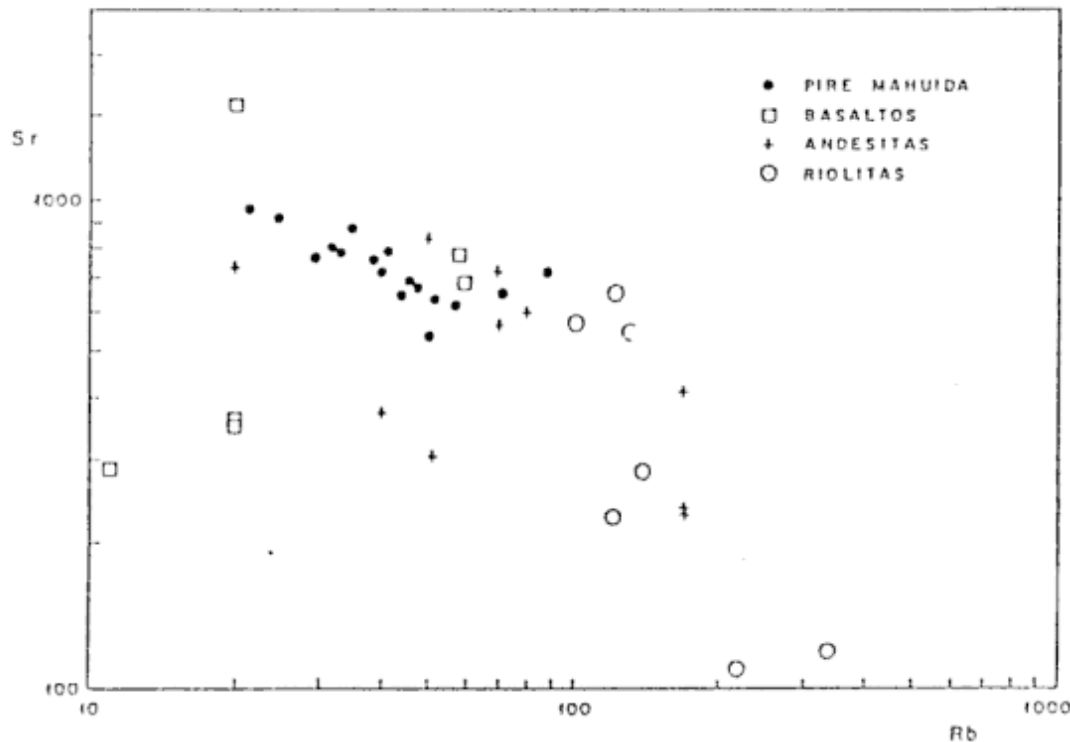


Figura 12: Rb-Sr. En líneas generales el conjunto de las muestras ploteadas, provenientes de las tres áreas de vulcanismo Jurásico del Chubut, definen una única curva evolutiva.

magmas generados por fusión de una fuente en la corteza en un contexto extensional.

Las variaciones temporales del magmatismo jurásico de la patagonia han sido explicadas como resultado de migraciones debidas a cambios en la angularidad de la placa subductada (Lock 1980; Gust *et al.* 1985; Uliana *et al.* 1985). En efecto, los modelos propuestos justifican en líneas generales los cambios de edad observados de este a oeste entre el Jurásico inferior y superior. Queda por explicar, sin embargo, el porqué del inicio del vulcanismo 500 km al oriente de la hipotética trinchera y las variaciones con sentido sur a norte que se observan en la faja central. Esta variación de sur a norte en el foco de la actividad magmática se observa tanto en la faja central, en la Cordillera Patagónica (Ramos 1979), como en la evolución hacia el norte (entre los 180 y 120 Ma) de las edades de los campos basálticos de Sud Africa y el Brasil (Cox 1987 y Piccirillo *et al.* 1987, respectivamente). Probablemente estas variaciones se vinculen con movimientos del supercontinente previos a su ruptura. Si bien las curvas de desplazamiento polar muestran que el Jurásico fue un período relativamente estacionario (Valencio *et al.* 1983); durante el lapso 200-160 Ma, en la CDPA de Sudamérica se produjo un movimiento con desplazamiento aparente hacia el sudeste significativo (ver Fig. 10) (Irving e Irving 1982), el que podría dar cuenta de las migraciones mencionadas.

El abrupto cambio composicional que existe entre las secuencias esencialmente mesosilíceas de la faja central respecto de las rocas ácidas contemporáneas del litoral atlántico es otro elemento que no parece responder sólo a cambios en la angularidad de la subducción. De acuerdo con las interpretaciones conocidas (Bruhn *et al.* 1975; Gust *et al.* 1985) los datos geoquímicos de las rocas ácidas de la costa atlántica sugieren un origen derivado de fusión cortical. Sin embargo, los valores publicados de estas rocas no parecen incompatibles con una posición distal respecto del margen convergente. En efecto los valores conocidos de Ti y Zr de la Formación Marifil coinciden con los pertenecientes a las rocas de la faja central; ambos se ubican en el campo de los arcos volcánicos (Fig. 7). Por su parte los valores de Rb y Sr son consistentes con el tren evolutivo de la secuencia calcoalcalina mesosilíceas (Fig. 12). Por último, los diagramas clasificatorios tectónicos de estas rocas denotan una impronta relacionada con un arco volcánico (Kay *et al.* 1989) (Fig. 13). Estas características químicas y el casi simultáneo inicio del vulcanismo más al oeste sugieren que simultáneamente con el proceso extensional y la fusión cortical, estas rocas reflejan la incorporación en la fuente original, de material proveniente de (o semejante) al que dio lugar al arco magmático. Recientemente Rapela y Kay (1988) han sugerido que la génesis de las rocas ácidas está relacionada con el carácter joven y poco evolucionado

nado de la corteza infrayacente. Sin embargo, las rocas de la Formación Marifil y más al sur Chon Aike están restringidas al ámbito del Macizo Nordpatagónico y del Deseado respectivamente. En ambos dominios el sustrato prejurásico cuenta con rocas precámbricas y del Paleozoico inferior (Lesta y Ferello 1972; Lesta *et al.* 1980) que difícilmente puedan considerarse "jóvenes". Son las rocas al oeste de estos macizos las que están situadas sobre un sustrato relativamente más joven, pero en ellas las facies volcánicas dominantes son de composición mesosilícica o bimodal. Es posible que la variación composicional refleje al menos en parte un cambio en la corteza infrayacente, pero de sentido opuesto al señalado, ya que las rocas ácidas tienen un sustrato más antiguo y complejo que el de los terrenos occidentales acrecionados durante el Paleozoico (Page 1980; Forsythe 1982). Extrapolando la inferencia, la transición Marifil-Lonco Trapial permitiría reconstruir la paleogeografía de los núcleos corticales del Paleozoico inferior. Otra posibilidad, no excluyente, es resaltar la circunstancia que las rocas del litoral atlántico se encontraban en una posición más cercana respecto de las anomalías calóricas relacionadas con el desmembramiento continental. Esta posición relativa a la fuente de calor, junto con las diferencias corticales mencionadas habrían sido los factores responsables de los cambios composicionales.

Contexto Gondwánico

Cox (1978, 1983, 1987, 1989) ha postulado que los extensos campos basálticos del Karoo, Paraná y la

Antártida están relacionados al desmembramiento del Gondwana y la subducción en el borde suroccidental de ese continente. De acuerdo con ese autor, la prolongada actividad orogénica en el borde suroccidental del Gondwana, continua desde el inicio del Paleozoico Superior, implicó la introducción en la base de la litósfera continental de un enorme volumen de corteza oceánica. De alguna manera, esa cuña en el manto determinó un generalizado proceso de fusión parcial y un atenuamiento de tal magnitud que eventualmente produjo la ruptura del continente. Lock (1980) desarrolló un modelo en este sentido, el que al postular un muy bajo ángulo de incidencia en la subducción le permitió superar el inconveniente de las distancias involucradas. White y McKenzie (1989) han demostrado que cuando a la dinámica de la subducción se suma la acción de anomalías térmicas astenosféricas (*hot spots*), se multiplican los volúmenes magmáticos. Los campos basálticos del Karoo y Paraná habrían sido expresión de esa actividad térmica en el extremo oriental del "retroarco" Gondwánico. Concomitantemente, la geoquímica de los basaltos del Karoo, en particular aquéllos con bajo Ti del sector sur (Lesotho) presentan afinidades con los basaltos calcoalcalinos orogénicos (Duncan 1987; Wilson 1989). Recientemente se ha demostrado que las doleritas y basaltos jurásicos de la Antártida también poseen una definición geoquímica consistente con la subducción (Hergt *et al.* 1989). Si bien la vinculación directa entre la geoquímica de los basaltos del Karoo y la subducción ha sido cuestionada (Duncan 1987; Marsh 1987), aún no se ha encontrado un mecanismo alternativo que explique sus particularidades geoquímicas. De cualquier manera, como ya lo ha señalado Cox (1989), independientemente del mecanismo generador de estos centros térmicos, la filiación química de las rocas resultantes será consecuencia de la fuente original y no del mecanismo de transmisión del calor. Las similitudes observadas entre las composiciones de elementos traza del Jurásico de la faja central del Chubut y los basaltos de Lesotho (Fig. 6a), y entre estos últimos y los contemporáneos de la Antártida refuerzan la hipótesis, si no de un origen común, al menos de un dominio tectónico y evolución petrogenética abarcador de todas ellas. Si bien no existe entero acuerdo entre los geofísicos respecto del modo en que la convección se produce en el manto, hoy se tiende a favorecer los modelos con celdas convectivas únicas y de gran magnitud (véase por ejemplo McKenzie y Weiss 1975 y Gurnis 1988) con raíces que podrían ubicarse en la interfase núcleo-manto. Esto hace que los modelos basados en la subducción, aún con muy bajo ángulo, difícilmente pueden alcanzar las magnitudes intercontinentales

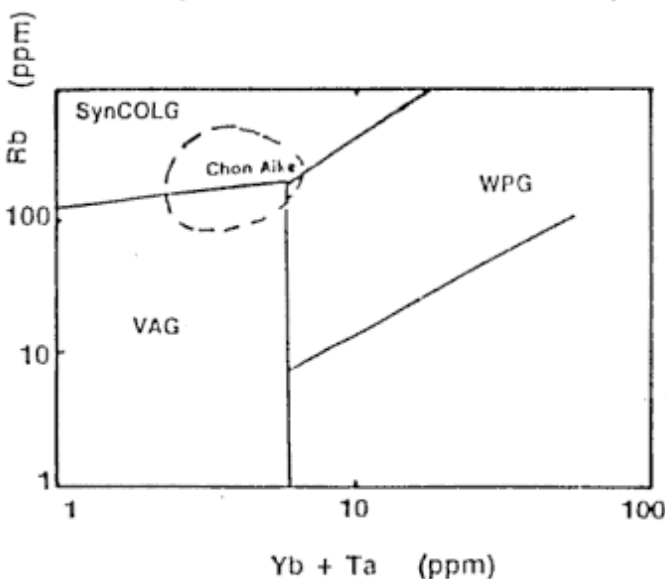


Figura 13: Ubicación de las ignimbritas de la Formación Chon Aike en el diagrama de clasificación tectónico de los granitos (Pearce *et al.* 1984). Modificado de Kay *et al.* (1989).

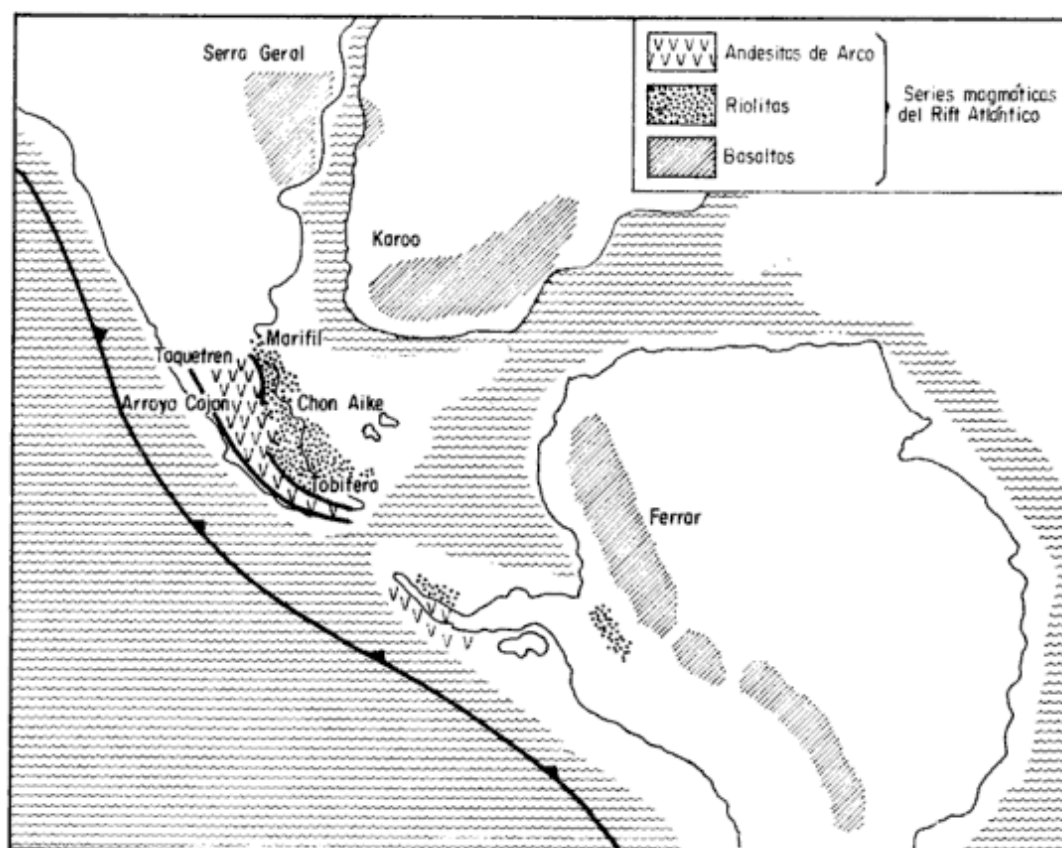


Figura 14: Paleogeografía de la trimodalidad magmática jurásica en el borde suroccidental gondwánico.

inferidas por Lock (1980), pues no habría forma de evitar que la corteza oceánica se hunda en distancias sustancialmente menores que las requeridas por los modelos mencionados. Esto no se aplica necesariamente a los sedimentos subductados o a los fluidos generados a partir de su deshidratación, los que sí podrían tener, previo desacople, la "flotabilidad" necesaria y sobre todo las características químicas adecuadas para explicar la geoquímica de la región oriental del margen gondwánico.

Por su paleogeografía, petrogénesis y el tiempo de extrusión, las vulcanitas ácidas jurásicas de la costa han estado relacionadas al proceso de apertura del Atlántico Sur. Tanto es así que las rocas más jóvenes conocidas de la asociación ignimbrítica (127 ± 10 Ma, en el Bajo de San Julián, Santa Cruz; Spalletti *et al.* 1983) son coincidentes con la edad de la anomalía M4, la más antigua del lado argentino del Atlántico (Rabinowitz y LaBreque 1979). Es obvio que la apertura del Atlántico creó un mecanismo liberador del calor astenosférico tan eficiente que terminó abruptamente con la fusión cortical en el nuevo margen continental, con la consecuente finalización del vulcanismo ácido. Esta vinculación objetiva al proceso de apertura no implica modelo petrogenético. En este sentido la información disponible, tanto

petrológica como geoquímica (Bruhn *et al.* 1978; Gust *et al.* 1985; Kay *et al.* 1989) no es concluyente o es ambigua. Por ejemplo, las relaciones $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ obtenidas por Llambías y Leveratto (1975) en las rocas jurásicas de La Pampa y mencionadas por Kay *et al.* (1989) como evidencia de anatexis de una corteza joven, pueden ser interpretadas con idéntica validez, quizás mayor por la posible antigüedad de la corteza local, como producto de una fuente en el manto sin contaminación cortical significativa. La interpretación de Bruhn *et al.* (1978) en relación al carácter anatético de la Formación Tobífera, deja sin explicar el carácter calcoalcalino de esta unidad y los elevados valores de la relación La/Yb . Como se mencionó previamente, las rocas ácidas del litoral atlántico reflejan probablemente un origen anatético, más allá de toda consideración geoquímica, simplemente por el inmenso volumen de material de composición ácida involucrado. Pero se quiere destacar la presencia en estas rocas, así como en las contemporáneas de Sudáfrica, de datos geoquímicos que muestran filiações calcoalcalinas y orogénicas, asociados a relaciones isotópicas bajas (0,703-0,704 según Kay *et al.* 1989) y relaciones La/Yb relativamente elevadas (15-20, Kay *et al.* 1989 y Bruhn *et al.* 1978). De allí las insistentes referencias de Cox (1978, 1983, 1987,



Figura 15: Rift asimétrico según el modelo de Wernicke (1981).

1989) a un proceso común relacionado con la subducción. Hoy no parece viable el modelo de Lock; sin embargo es posible que el material sedimentario derivado de la subducción sea el responsable de las peculiaridades geoquímicas mencionadas.

Si bien la información disponible no permite desarrollar un modelo petrogenético sólido, es más que suficiente para dejar al descubierto que durante el Jurásico Medio y Superior y el Cretácico Inferior, el margen suroccidental del Gondwana, lo que hoy constituye la Península Antártica, África y Sudamérica se caracterizó por el desarrollo de las secuencias eruptivas más extensas y potentes de que se tenga noticia en el registro fanerozoico. Su distribución paleogeográfica y sus variaciones temporales permiten definir esta megaprovincia magmática como de carácter trimodal: andesítica en el margen gondwánico, riolítica al oeste del eje de la apertura y basáltica al este del mismo (Page y Page 1990). Es sorprendente la persistencia de estas tres asociaciones a lo largo de miles de kilómetros, con diferencias, pero en general con puntos comunes esenciales (Fig. 14). Así como el reconocimiento de estas similitudes fueron parte de la argumentación en favor de la deriva continental, hoy deben servir de sustento al análisis global de estas secuencias.

Se ha mencionado como posible que el colapso gondwánico sea simple efecto de un pequeño exceso de calor en el manto (Anderson 1982; Gurniss 1988), consecuencia a su vez del prolongado efecto aislante que la espesa corteza del supercontinente ejercía sobre el manto, especialmente después del Triásico y Jurásico Inferior, tiempos durante los cuales no parece haber habido mayor movimiento continental (Valencio *et al.* 1983). La asimetría, expresada en el hecho que las rocas basálticas (Karoo, Ferrar, etc.), en las que se supone una extensión máxima, están desplazadas del eje de la apertura, podría ser consecuencia del hecho que su derrame se produjo a favor de una estructuración previa. En la región de mayor flujo geotérmico el proceso dominante consistió en un generalizado fenómeno de fusión cortical con el consiguiente volumen de vulcanismo ácido. Storey *et al.*

(1988) al analizar esta misma problemática en el Jurásico de la Antártida, han destacado el carácter frecuente de las asimetrías en los rifts continentales y lo han relacionado con la posible presencia de planos de despegue previos, como es el caso, por ejemplo, en las Basin and Range. Según estos autores esta configuración hace que la región con máximo adelgazamiento cortical se desplace del área con máxima perturbación térmica y mínimo adelgazamiento cortical en la vecindad de las geotermas más altas (Storey *et al.* 1988; Wernicke 1981) (Fig. 15).

Es evidente que desde el Triásico y hasta el Cretácico Superior esta región del Gondwana estuvo sometida a dos procesos simultáneos de magnitud continental. La convergencia de una placa oceánica con el extremo occidental y sur del continente por una parte formó un arco volcánico el que en su máximo desarrollo superó los 500 km en dirección perpendicular al rumbo. En el interior del continente, por otra parte, se encuentran los efectos de procesos relacionados con un manto dominado por un flujo térmico elevado con la consiguiente extensión y magmatismo (los campos basálticos de la Antártida, Sudáfrica y Brasil). La geología de estas series sugiere fuertemente que ambas dinámicas han actuado simultáneamente; la geoquímica parece indicar, además, interacción entre ellas. Cuantificar las proporcionalidades y causalidades recíprocas en las rocas resultantes es un ejercicio fascinante pero por el momento, en la medida que no se cuente con mayor información geoquímica e isotópica, meramente especulativo.

Conclusiones

Las asociaciones volcánicas jurásicas expuestas en Chubut son resultantes de la acción simultánea de dos procesos tectónicos. Por un lado la continuada convergencia del margen continental occidental desde el Paleozoico Superior. En segundo lugar y tal vez en parte como efecto del mecanismo anterior, la acción extensional en el interior del continente que

eventualmente determinó su fracturación y la apertura del Atlántico.

Las rocas jurásicas expuestas en Taquetrén, Gastre y Pire Mahuida constituyen una asociación en cuya evolución se observa una transición desde un origen toleítico hacia una composición calcoalcalina y calcoalcalina rica en potasio. Esta evolución requiere considerar un incremento en la participación cortical con el transcurso del tiempo, ya que la correlación química observada no se puede explicar por cristalización fraccionada únicamente. Las efusiones ignimbríticas ácidas finales habrían reflejado los productos últimos de la cristalización del magma andesítico a los que se agregó el material cortical aportado por procesos de contaminación o asimilación y su derrame habría estado favorecido por condiciones extensionales.

La estratigrafía del vulcanismo jurásico a lo largo de la faja central de los afloramientos del Chubut permite interpretar estas rocas como parte de una asociación volcánica de gran extensión que hacia el norte supera el límite con la provincia de Río Negro y hacia el sur alcanza la latitud de 44° 30' S. De este a oeste se extiende entre el meridiano de 67° 30' y el de 70° 30' O. Por su edad, composición química y paleogeografía, este cinturón volcánico es interpretado como brazo oriental del Arco Magmático Jurásico. Las rocas básicas de Tepuel y Tecka y las sedimentitas jurásicas inferiores ubicadas al oeste de la faja volcánica central se interpretan como la expresión de la extensión de intraarco.

Las variaciones con el tiempo en la distribución del magmatismo señalan una clara migración de la actividad ígnea de este a oeste; la misma ha sido relacionada a variaciones en la angularidad de la placa subductada. En la faja central parece haber una migración interna del foco volcánico de sur a norte. Algo similar ocurre en la Cordillera Patagónica. Estas variaciones son coincidentes con las que en el este muestran los contemporáneos campos basálticos del Karoo y Paraná. Es muy posible que estos desplazamientos estén relacionados con el movimiento del Gondwana previo a su desmembramiento.

El contraste composicional entre las rocas de la región oriental (Fm. Marifil) y central (Lonco Trapial+Taquetrén) es interpretado como indicativo de variaciones en los procesos dominantes; cristalización fraccionada de material originado en el manto con una signatura geoquímica relacionada con la subducción en el oeste y fusión parcial de la corteza en el este. Refleja también variaciones en la naturaleza y espesor de la corteza infrayacente y posiblemente, diferencias relativas en la distancia a las fuentes de calor astenosférico.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por la Secretaría de Minería y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PID 204). Los análisis químicos fueron realizados en la Universidad Abierta, Milton Keynes, Gran Bretaña y la Universidad de Stanford, Estados Unidos. Se agradece a Peter Francis y Robert Coleman las correspondientes invitaciones para trabajar en estas instituciones. El trabajo en la Universidad de Stanford se realizó en el marco de una beca externa otorgada por el CONICET. Agradecemos muy especialmente la lectura crítica del manuscrito a Alberto Patiño Douce y Carlos Rapela.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, D.L., 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature* 297:391-303
- Ardolino, A., 1981. El Vulcanismo Cenoico del borde Suroriental de la Meseta de Somun-Cura, Provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, (San Luis), Actas 3: 7-23. Buenos Aires.
- Baker, P. E., Rea, W. J., Skarmeta, J., Caminos, R. y Rex, D.C., 1981. Igneous History of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46 S. *Philosophical Transactions Royal Society of London, A* 303: 105-149.
- Bayley, J.C., 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, 32: 139-154. Amsterdam.
- Blasco, G., Levi, R. y Nullo, F. E., 1979. Los amonites de la Formación Osta Arena (Liásico) y su posición estratigráfica, Pampa de Agnia, prov. del Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 467-429. Buenos Aires.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R. y de Wit, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic Volcano-Tectonic Rift Zone and Back-Arc Basin in Southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters* 41:32-46, Amsterdam.
- Carrillo, R. y Hurtado, A. E., 1985. Sobre la edad de las vulcanitas del extremo noroeste de la Sierra de la Lagunita Salada, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2):117-120.
- Cawthorn, R. G., 1976. Melting relations in part of the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O-H₂O under 5kb pressure. *Journal of Petrology*, 17 (1): 44-72.
- Cortés, J.M., 1981. El sustrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 217-235.
- Cox, K. G., 1978. Flood basalts, subduction and the break up of Gondwanaland. *Nature*, 274:47-49.
- Cox, K.G., 1983. The Karoo province of southern Africa: origin of trace element enrichment patterns. En: Hawkesworth, C. J. y Norry, M. J. (eds.): *Continental Basalts and mantle xenoliths*. pp.139-157. Shiva Geology Series.
- Cox, K.G., 1987. The Karoo Province. En: Macdougall, J.D. (Ed.): *Continental Flood Basalts*. Kluwer Academic Publishers, pp. 239-271.
- Cox, K.G., 1989. Hot plumes from the mantle. *Nature*, 340: 341-342.
- Chebli, G.A., Nakayama, C. y Sciuto, J. C., 1979. Mapa Geológico de la Provincia del Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 639-655, Buenos Aires
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back arc Basin in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A* 300: 319-335

- Dalziel, I.W.D., Storey, B.C., Garret, S.W., Grunow, A.M., Herrod, L.D.B. y Pankhurst, R.J., 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwana. En: Coward, M.P. *et al.* (Eds.): *Extensional Tectonics*, Geological Society Special Publication 28, pp. 433-441, N. Ireland.
- Dessanti, R. N., 1956. Vetas metalíferas y fracturas en la mina "Angela", departamento Gastre, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11 (2): 116-142.
- Duncan, A. R., 1987. The Karoo Igneous Province- A problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32:13-34. Amsterdam.
- Feruglio, E. 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Vol: I, 334 p. Vol: II, 349p. Vol: III, 431p. Buenos Aires.
- Forsythe, R., 1982. The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 139 (6):671-682. Londres.
- Franchi, M. y Page, R.F.N., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2): 208-229.
- Franchi, M., Panza, J. y de Barrio, J., 1989. Depósitos triásicos y Jurásicos de la patagonia extraandina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. pp. 347-378. Serie Correlación Geológica 6. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán. Tucumán.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer Verlag, 358 p.
- Gurnis, M., 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, 332: 695-699
- Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. y Uliana, M.A., 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, 116:223-253. Amsterdam.
- Haller, M. y Lapido, O., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2): 230-247.
- Haller, M. y Lapido, O., 1982. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Patagonian Septentrional Andes. *Earth Science Reviews*, 18: 395-410
- Haller, M., Lapido, O., Lizuain, A. y Page, R.F.N., 1981. El mar tithono-neocomiano en la evolución de la Cordillera Norpatagónica. En: W. Volkheimer (Ed.): *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*; 1: 221-237, Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires.
- Hergt, J.M., Chappell, B.W., Faure, G. y Mensing, T. M., 1989. The geochemistry of Jurassic dolerites from Portal Peak, Antarctica. *Contribution Mineralogy Petrology*, 102: 298-305.
- Irvine, T.N. y Baragar, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-548.
- Irving, E. y Irving, G. A., 1982. Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana. *Geophysical Surveys* 5: 141-188. Reidel Publishing Co. Boston
- Kay, S. M., Maksiyev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1987. Probing the evolving Andean Lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30° 30' S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, 92: 6173-6189
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1988. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17: 324-328.
- Keith, S.B., 1978. Palaeosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America. *Geology*, 6: 516-521
- Lapido, O. y Page, R., 1979. Relaciones estratigráficas y estructura del Bajo de la Tierra Colorada (Provincia del Chubut), 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 299-313.
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: A.F. Leanza (ed.). *Geología Regional Argentina*. pp. 601-654. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lesta, P., Ferello, R. y Chebli, G., 1980. Chubut extraandino. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1307-1380. Córdoba.
- Lock, B.E., 1980. Flat Slab Subduction and the Cape Fold belt of South Africa. *Geology*, 8:35-39.
- Llambías, E.J. y Leveratto, M.A., 1975. El plateau riolítico de la provincia de La Pampa: Buenos Aires. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, 1:99-114. Buenos Aires.
- Mac Caskie, D.R., 1984. Identification of petrogenetic processes using covariance plots of trace-element data. *Chemical Geology*, 42: 325-341. Amsterdam.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1972. Geología y génesis del depósito de Manganeso Arroyo Verde, Provincia del Chubut, Rep. Arg. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202. Buenos Aires.
- Marsh, J. S., 1987. Basalt Geochemistry and tectonic discrimination within continental Flood basalt provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: 35-49. Amsterdam.
- McKenzie, D. y Weiss, N., 1975. Speculations on the Thermal and Tectonic History of the Earth. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 42:131-174.
- Medina, F. y Maisterrena, E., 1981. De las mineralizaciones de las minas El Solcito y El Abuelo y su relación con la eruptividad. Departamento Río Senguer, Provincia del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, San Luis. Actas 4: 571-581.
- Nakayama, C., 1973. Sedimentitas prebayocianas en el extremo austral de la sierra de Taquetrén, Chubut. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 269-277. Buenos Aires.
- Nullo, F., 1974. Reubicación estratigráfica de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (3): 377-378. Buenos Aires.
- Nullo, F., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia del Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158:1-88. Buenos Aires.
- Nullo, F., 1983. Descripción geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 199: 1-94. Buenos Aires.
- Nullo, F. y Proserpio, C., 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (2): 133-150, Buenos Aires.
- Page, R.F.N., 1980. The petrotectonic assemblage of a variscan plate junction in Patagonia. V Gondwana Symposium, Abstracts. Wellington.
- Page, R.F.N. y Page, S., 1990. La asimetría magmática del rift Atlántico. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 339-341, San Juan.
- Page, R.F.N., Page, S. y Salani, F., 1987. Estratigrafía de la sierra Pire Mahuida, Provincia del Chubut. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 345-350. Tucumán.
- Page, S., 1984. Los gabros bandeados de la sierra de Tepuel: Cuerpos del sector sudoeste, Provincia del Chubut. 9º Congreso Geológico Argentino, (Bariloche), Actas 2:584-599. Buenos Aires.
- Page, S., 1986. Petrología de las rocas básicas precretácicas de la sierra de Tepuel, provincia del Chubut. Tesis Doctoral. Facultad Ciencias Exactas y Naturales (Universidad de Buenos Aires), 256 p. (Inédito.)
- Page, S. y Page, R.F.N., 1990. Magmatismo Toleítico en el Intra-Arco Jurásico de la Precordillera del Chubut. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 98-100. San Juan.
- Panza, J.L. y Sacomani, L., 1980. La Secuencia Volcánico-Piroclástica Jurásica en el valle de Las Plumas. Servicio Geológico Nacional. Reunión E. Holmberg "Primeras Jornadas Patagónicas", Conferencia, Buenos Aires. (Inédito).

- Pearce, J., 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan Ophiolites. *Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus*: 261-272.
- Pearce, J., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at Active Continental Margins. En: C. J. Hawkesworth & M.J. Norry (Eds): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. pp. 230-249. *Shiva Geology Series*.
- Pesce, A., 1979. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los 43° 30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 257-270. Buenos Aires.
- Piccirillo, E. M., Melfi, A.J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Ernesto, M., Marques, L.S., Nardy, A.J.R., Pacca, I.G., Roisenberg, A. y Stofa, D., 1987. Continental Flood Volcanism from the Paraná Basin (Brazil). En: Macdougall, J.D. (Ed.): *Continental Flood Basalts*, pp.195-238. Kluwer Academic Publishers. Amsterdam.
- Ploszkiewicz, J.V. y Ramos, V.A., 1977. Estratigrafía y tectónica de la sierra de Payaniyeu (provincia del Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (3):209-226.
- Prestvik, T. y Goles, G.G., 1985. Comments on petrogenesis and the tectonic setting of Columbia River basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 72: 65-73. Amsterdam.
- Proserpio, C., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 159: 1-75.
- Rabinowitz, P.D. y LaBreque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*. 84:5973-6002.
- Ramos, V., 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut, República Argentina. Primer Congreso Geológico Chileno, Actas (A): 44-64. Santiago de Chile.
- Ramos, V., 1979. El vulcanismo del Cretácico Inferior de la Cordillera Patagónica. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 423-435. Buenos Aires.
- Rapela, C. y Kay, S. M., 1988. Late Paleozoic to Recent Magmatic Evolution of Northern Patagonia. *Episodes*, 11, (3):175-182.
- Ravazzoli, I., A. y Sesana, F. L., 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 148: 1-77.
- Robbiano, J. A., 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (1): 41-56.
- Salani, F. y Page R.F.N., 1987. El Complejo Volcánico Pire Mahuida, provincia del Chubut. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 165-167. Tucumán.
- Spalletti, L., Iñiguez Rodríguez, A. y Mazzoni, M., 1982. Edades radiométricas de piroclastitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (4): 483-485.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O.L., Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 67-98.
- Storey, B.C., Hole, M.J., Pankhurst, R.J., Millar, I.L. y Vennum, W., 1988. Middle Jurassic within-plate granites in West Antarctica and their bearing on the Break-up of Gondwanaland. *Journal of the Geological Society, London*, 145: 997-1007
- Thorpe, R. S., Francis, P.W. y O'Callaghan, L., 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, A 310: 675-692.
- Uliana, M. A. y Biddle, K., Phelps, D., y Gust, D., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4) : 231-253.
- Valencio, D.A., Vilas, J.F. y Pacca, I.G., 1983. The significance of the paleomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: Predrift movements, hairpins and magnetostratigraphy. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 73: 135-151.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del departamento de Cushamen (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (2): 85-107.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291: 645-648
- White, R.S. y McKenzie, D.P., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94, (B6): 7685-7730.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin & Hyman. 466p. Londres.
- Windhausen, A., 1921. Sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte nordeste del territorio del Chubut, con referencia especial a la cuestión de la provisión de agua a Pto. Madryn. Dirección General Minería, Geología e Hidrología, Serie B (Geol): 1-72. Boletín 24. Buenos Aires
- Wood, D.A., Joron, J.L. y Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45:326-336.

Recibido: 13 de diciembre, 1989

Aceptado: 16 de febrero, 1993

Lantánidos y otros oligoelementos en los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande (Provincia de Río Negro)

Juan Carlos M. ZANETTINI

Dirección General de Fabricaciones Militares, Casilla de Correo 32, 5519 San José de Guaymallén, Mendoza, Argentina

ABSTRACT. *Lanthanids and other trace elements in the ironstones of the Sierra Grande Formation, Río Negro Province.* The content of REE, Y and other trace elements in the ironstones of the Sierra Grande Formation is discussed. Values for REE and Y are available for only a small number of samples but they are anomalously high with respect to their average values in sediments. Positive correlation with P suggests that the majority of REE and Y are present in phosphate minerals. Of the trace elements analysed, Zn, Ni, Li and Co show standard values, whereas V, Pb and U are anomalously high compared with rank in sediment; V exhibits a positive correlation with Fe, and Pb and U with P. Lithological characteristics of the ironstones suggest a terrigenous source for the elements studied, and discount the possibility of volcanic processes.

Introducción

El presente trabajo es una contribución al Proyecto 277 del IGCP "Phanerozoic Oolitic Ironstones". Tuvo como objetivo la evaluación económica básica del contenido de ETR, ytrio y otros elementos minoritarios en los horizontes ferríferos silúricos de la Formación Sierra Grande (Harrington 1962).

La cuenca ferrífera de Sierra Grande se ubica en el extremo sudoriental de la Provincia de Río Negro, donde la localidad de Sierra Grande es el único centro poblado de importancia. Hasta 1991 la empresa HIPASAM realizó la explotación de los estratos de mena de hierro en el denominado Yacimiento Sur.

Estudios anteriores sobre la composición química de los horizontes ferríferos fueron ejecutados por Zöllner (1951), Valvano (1949, 1954 y 1957), DEMAG (1962, 1963a) y Cozzi (1977). La estratigrafía de la Formación Sierra Grande, portadora de dichos horizontes, fue analizada además por Navarro (1960), De Alba (1964), Gelós (1977) y Zanettini (1981).

Los horizontes ferríferos

Los horizontes ferríferos denominados Rosales, el inferior, y Alfaro, el superior (Zanettini), se sitúan tanto al norte como al sur de la localidad de Sierra Grande, en los llamados afloramientos Septentrional y Meridional (Fig. 1), formando parte de los Miembros San Carlos y Herrada (Zanettini) respectivamente.

Están constituidos por bancos de mena de hierro oolítico separados por intercalaciones "estériles" de areniscas finas ferruginosas.

El Horizonte Rosales, que se relaciona a un proceso sedimentario transgresivo, acusa una potencia máxima de 36 m. Contiene uno a dos bancos ferríferos de grano fino, con textura oolítica y color gris oscuro, que se torna pardo oscuro y rojizo por meteorización. Han sufrido una transformación textural y mineralógica por metamorfismo de contacto, causado por la intrusión de un stock granodiorítico neopaleozoico, en el Yacimiento Sur.

Las oolitas están compuestas por hematita primaria, clorita ferrífera (turingita) y magnetita; la matrix es clorita ferrífera, cuarzo, hematita y apatita. Limonitas y hematita secundaria se encuentran como minerales de oxidación.

En el Yacimiento Sur está integrado por magnetita y martita en matrix de clorita, cuarzo, apatita, granate, muscovita y feldespatos. En Loma del Rodeo contiene nódulos fosfáticos.

El Horizonte Alfaro, relacionado a un proceso sedimentario regresivo, tiene un espesor máximo de 42 m. Abarca hasta cuatro o cinco estratos ferríferos lenticulares, de grano fino a mediano, de colores ocre a pardo oscuro y negro con textura oolítica. La composición de oolitas y matrix es similar a la del Horizonte Rosales, siendo abundante el contenido de clastos de cuarzo. Se encuentran también nódulos de fosfato. Muestra los efectos del metamorfismo de contacto en el Yacimiento Este.

Tabla 1: Composición química de los estratos ferríferos de la Formación Sierra Grande

Oxidos Elementos	Horizonte Rosales				Horizonte Alfaro			Sed. Ferríferos Fanerozoicos (1)			Rango Sedimentos (2)
	Afl.Sept. 6 muestr.	Yac.Nort. 11 muestr.	Yac.Sur 12 muestr.	Promedio	Afl.Sept. 6 muestr.	Yac.Este 3 muestr.	Promedio	Rango	Promedio	Promedio Silúrico	
Mayoritarios											
% SiO ₂	7,93	5,31	5,48	5,99	22,08	4,81	17,76	2,6-42,8	14,10	12,70	5,18-78,65
Al ₂ O ₃	4,03	3,88	3,65	3,82	3,45	3,97	3,58	0,5-19,1	6,50	4,00	1,10-14,70
Fe ₂ O ₃ tot.	74,20	81,86	82,40	80,29	63,42	86,05	69,08	22,5-82,0	52,02	46,49	0,60- 6,73
CaO	2,97	2,45	2,81	2,71	1,66	1,48	1,61	0,1-26,3	8,00	15,20	3,12-42,60
Na ₂ O	1,22	1,04	1,78	1,38	1,25	0,81	1,14	0,01-0,96	0,30	0,01	0,05- 0,44
K ₂ O	0,39	0,25	0,28	0,29	0,61	0,22	0,51	0,02-1,94	0,48	0,10	0,32- 3,25
MgO	0,91	0,28	0,28	0,43	0,52	0,31	0,47	0,03-8,80	1,86	5,67	1,18- 7,91
Minoritarios											
% TiO ₂	0,35	0,19	0,25	0,25	0,45	0,31	0,41	0,01-1,73	0,50	0,18	0,07-0,73
P ₂ O ₅	2,59	2,50	2,91	2,68	1,28	1,56	1,35	0,13-6,33	1,31	1,13	0,04-0,30
MnO	0,27	0,12	0,16	0,17	0,13	0,10	0,12	0,01-4,50	0,57	0,33	0,02-0,17
S	0,22	0,19	0,18	0,19	0,14	0,21	0,16	0,03-0,87	0,19	0,06	0,03-0,80
Traza											
ppm V	1733,00	818,00	1050,00	1124,00	1133,00	1100,00	1125,00				2,00-300
Zn	212,00	250,00	211,00	225,00	133,00	102,00	125,00				4,00-300
Ni	67,00	75,00	57,00	66,00	57,00	50,00	55,00				2,00-100
Li	49,00	71,00	18,00	45,00	24,00	50,00	31,00				2,00- 50
Co	72,00	63,00	67,00	67,00	65,00	100,00	74,00				0,20- 50
Pb	1763,00	2070,00	1765,00	1876,00	332,00	980,00	494,00				5,00- 40
U	23,00	33,00	30,00	29,00	18,00	24,00					0,45- 9

(1) Kimberley 1977, tables. (SCOS-IF)

(2) Hawkes y Webb (1962), Maynard (1983), Nash *et al.* (1981), Rankama y Sahama (1962)

Tratamiento de la mena

En el Yacimiento Sur se trató el Horizonte Rosales explotándose un espesor de 14 m máximo con una ley media de 54,80 % Fe; para este depósito se estiman reservas de 200.000.000 t de mineral ferrífero. Como se dijo, en el sitio la mena es magnetítica. El ciclo de procesamiento de ella queda ilustrado en la Fig. 6.

A partir del mineral extraído de mina se obtuvo un concentrado de hierro para pelletización. Los residuos del proceso de concentración de hierro se elaboraron en una planta piloto en la que se logró un concentrado de fósforo con 16 % P como tenor óptimo.

Muestreo y métodos analíticos

Se tomaron muestras de superficie en todos los afloramientos de los Horizontes Rosales y Alfaro utilizando para ello las trincheras abiertas en oportunidad de los trabajos efectuados por Valvano y Zöllner. En el Yacimiento Sur se obtuvieron además muestras de subsuelo en la mina, teniéndose así disponible mineral no meteorizado.

En ambos casos cada muestra comprendió el espesor del horizonte manifiesto en el sitio aunque se dejaron de lado las intercalaciones "estériles". De esta

manera los resultados químicos alcanzados para cada punto se pueden considerar como valores promedios de la mena propiamente dicha.

Por otro lado se muestreó cada paso del proceso de tratamiento del mineral en planta con el objeto de controlar el comportamiento de los elementos de tierras raras y otros oligoelementos en el "estéril", en los concentrados de hierro y de fósforo y en los residuos.

Se lograron en total 44 muestras que se analizaron por elementos mayoritarios y minoritarios por espectrofotometría de absorción atómica (Perkin Elmer 3100) en los laboratorios de la Dirección General de Fabricaciones Militares (CEGM) y por fósforo y uranio en la Comisión Nacional de Energía Atómica (Regional Cuyo) utilizándose espectrofotometría de absorción molecular (Arolab MK1), para el primero y fluorescencia laser (Scintrex UA3), para el segundo. Solamente 10 muestras se analizaron por ETR-Y por espectrofotometría de emisión con plasma de argón (Allied ICP 300) en el laboratorio geoquímico de la Dirección General de Fabricaciones Militares (Sede Central). Los elementos praseodimio, terbio y tulio no fueron investigados por lo que los valores consignados en las tablas son especulativos, estimados en base a su proporción porcentual con respecto a ETRL y ETRP en el promedio para sedimentos.

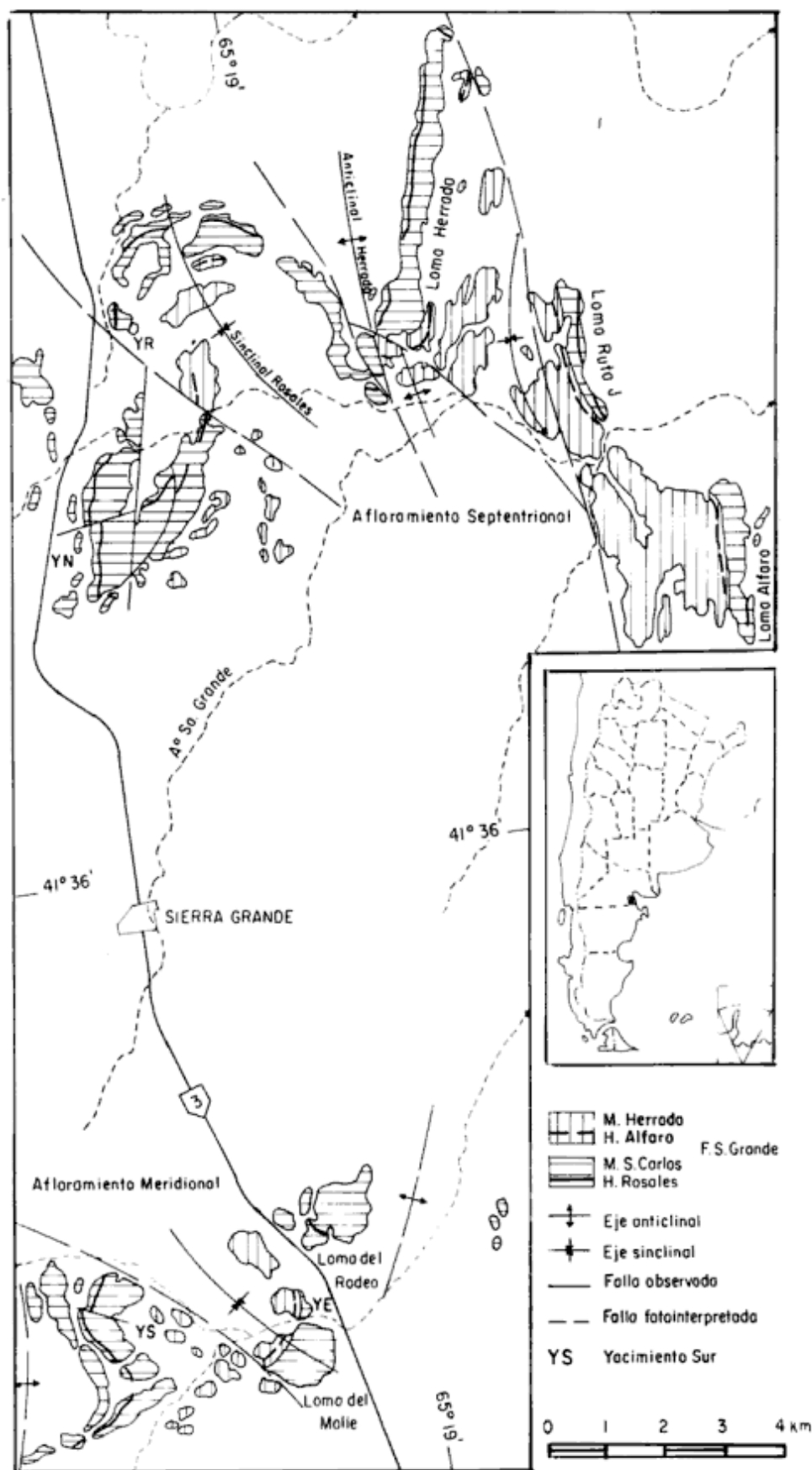


Figura 1: Afloramientos de la Formación Sierra Grande

Tabla 2: ETR-Y en los estratos de Mena de los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande

Elementos	Horizonte Rosales				Horizonte Alfaro			Fm. Lipeon	Promedio Sedimentos (2)
	Afl.Septentrional		Afl.Merid.	Promedio	Afl.Sept.	Afl.Merid.	Promedio	Horizonte Principal 1 muestra	
	L.Alfaro	Yac.Norte	Yac.Sur (mina)		Sinc.Rosales	Yac.Este			
ppm									
La	38,00	73,20	30,80	47,30	22,20	24,40	23,30	8,70	40,00
Ce	110,00	198,90	79,10	129,40	79,40	70,90	75,10	45,30	80,00
Pr (1)	13,40	23,50	9,40	15,40	9,10	8,30	8,70	4,60	9,50
Nd	61,60	109,50	42,80	71,30	48,30	37,80	43,00	19,30	37,00
Sm	18,20	22,00	10,60	16,90	3,80	8,40	6,10	5,10	6,40
Eu	4,00	3,00	0,50	2,50	4,30	3,20	3,70	0,50	1,30
Gd	20,90	7,60	10,10	12,90	29,30	14,10	21,10	4,50	5,50
Tb (1)	3,60	4,20	1,50	3,10	2,60	2,40	2,50	0,60	0,90
Dy	21,80	13,70	9,40	15,00	15,50	14,10	14,80	4,60	5,20
Ho	4,30	5,00	1,10	3,50	0,00	2,60	1,30	0,40	1,40
Er	13,20	28,10	5,00	15,40	5,50	9,30	7,40	0,50	3,40
Tm (1)	2,30	2,80	1,00	2,00	1,70	1,60	1,60	0,40	0,60
Yb	14,50	31,80	6,00	17,40	5,80	10,40	8,10	1,70	3,30
Lu	2,20	4,00	0,80	2,30	0,30	1,40	0,80	0,20	0,60
Y	147,20	271,03	48,30	155,50	49,10	89,00	69,00	7,00	35,00
Σ (La-Eu)	245,40	430,10	173,20	282,80	167,10	153,00	159,90	83,50	174,20
Σ (Gd-Lu)	82,80	97,20	34,90	71,60	60,70	55,90	57,60	12,90	20,90
Σ (La-Lu)	328,20	527,30	209,10	354,40	227,80	208,90	217,50	96,40	195,10
Σ (Ln-Y)	475,40	798,30	256,40	509,90	275,90	297,90	286,50	103,40	280,10
%									
P	0,70	1,46	1,21		0,57	0,68		0,33	

(1) Valores estimados para las formaciones Sierra Grande y Lipeón

(2) Herrmann (1970)

Lantánidos e ytrio

El estudio de lantánidos e ytrio en los estratos ferríferos se basó en el elevado contenido de fósforo de los mismos, considerando que esos elementos se asocian con éste para formar minerales de fosfatos de tierras raras (monacita, xenotima, apatita) que son mena para la obtención económica de ETR como productos o subproductos.

Dada la escasa cantidad de muestras analizadas por lantánidos e ytrio, los resultados que aquí se presentan son solamente indicativos con respecto a ellos.

En la Tabla 1 se indica la composición química promedio de los bancos de mena de los horizontes Rosales y Alfaro en distintos sectores de la cuenca sedimentaria que revela un significativo tenor de P_2O_5 , ya conocido con anterioridad por los análisis de Valvano (1949, 1957) y DEMAG (1962 y 1963 a) el cual refleja químicamente la existencia de apatita y lazulita, como así también de fosfatos de aluminio, aluminio-bario y aluminio-calcio no determinados (DEMAG 1963 b; Carpio 1990) formando parte de la matrix de la mena ferrífera. Localmente se encuentran nódulos de fosforita. Los mismos minerales se localizan además en el material de los horizontes considerados como "estéril" (areniscas ferruginosas).

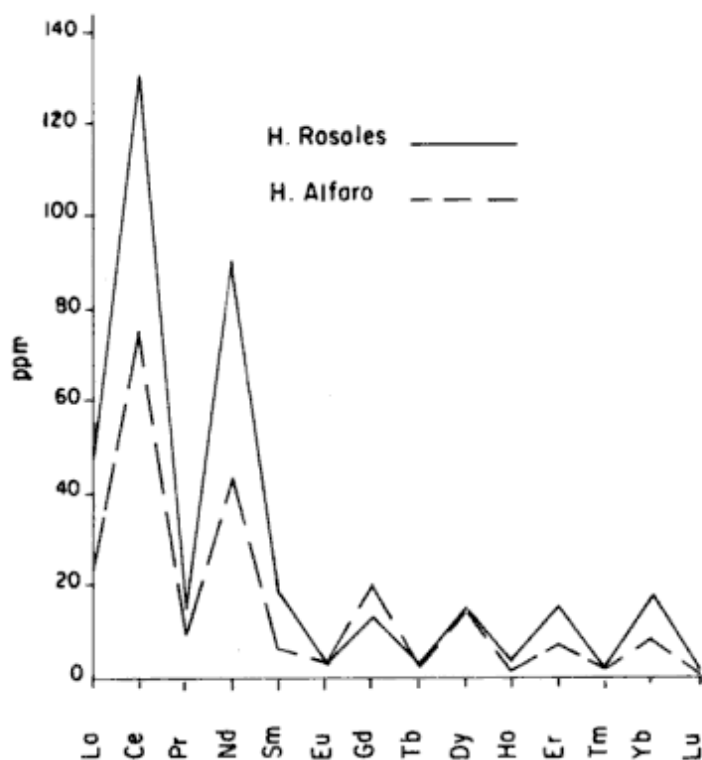


Figura 2: Abundancia de ETR en los estratos ferríferos.

La apatita se presenta en granos xenomorfo e idiomorfo, con tamaño variable entre 0,01 y 0,4 mm, distribuyéndose irregularmente, intercrecida con clorita, incluida en magnetita, en intersticios entre minerales de mena y formando pequeñas lentes. Los fosfatos no determinados son secundarios, de aspecto coloidal, y se alojan en fisuras de la roca tanto en superficie como en subsuelo. Los nódulos de fosforita, escasos, tienen de 3 a 5 mm de diámetro, compuestos por un material muy fino de color amarillo claro.

De acuerdo con DEMAG (1963 b) la apatita contiene el 85 % del fósforo de la mena, la lazulita y los fosfatos no determinados el 10 % y en silicatos y óxidos de hierro se halla el 5 % restante.

En la Tabla 2 (col. 5 y 8) se presentan los resultados promedio de los análisis de lantánidos e ytrio que se comparan con el promedio para sedimentos (según Herrmann 1970) y con valores logrados para el Horizonte Ferrífero Principal de la Formación Lipeón (Zapla, cuenca ferrífera del noroeste argentino). Se pone de manifiesto que el contenido de lantánidos livianos (La - Eu) es mayor que el de lantánidos pesados (Gd - Lu) en la mena de ambos horizontes, lo cual queda graficado además en la Fig. 2, en la que se notan curvas de abundancia de tipo apatítico (Goldschmidt y Thomassen, en Rankama y Sahama 1962).

La comparación de los contenidos promedio de los estratos de mena con los que ocurren en el promedio para sedimentos señala igual relación que en éstos entre lantánidos livianos y pesados y al mismo tiempo indican un enriquecimiento de ambos grupos en el Horizonte Rosales y mayoritariamente los pesados en el Horizonte Alfaro. Esto se aprecia también en la Fig. 3, en la que se grafica la abundancia de ETR en la mena de ambos horizontes de la Formación Sierra Grande y del Horizonte Principal de la Formación Lipeón con relación al promedio en sedimentos.

Con respecto a la mena del Horizonte Ferrífero Principal de la Formación Lipeón queda indicada, tanto en la Tabla 2 como en la Fig. 3, una disminución del 63 % en el contenido de ETR-Y con respecto al promedio en sedimentos y del orden del 80 % y 64 % con referencia a los Horizontes Rosales y Alfaro, respectivamente.

Este hecho sugiere diferencias en la composición mineralógica de los estratos ferríferos de las Formaciones Sierra Grande y Lipeón, por cierto conocidas, como así también divergencias en la composición litológica de la roca madre de los estratos de ambas cuencas cabiendo esperar en el caso de Sierra Grande y entre otras, rocas de origen magmático ricas en elementos de tierras raras e ytrio.

Las curvas indican, por otra parte, el carácter positivo del Ce propio de sedimentos de ambiente marino costero, a distinción de los depositados en mar profundo donde el Ce se halla deprimido. Esta diferencia se debería a una mayor riqueza de Ce en aguas cercanas a la costa con respecto a las aguas de mar abierto (Fleet 1984).

En la Tabla 2 se ilustra el contenido de ETR-Y en los estratos ferríferos de la Formación Sierra Grande. Considerados individualmente se advierte que los estratos ferríferos del Horizonte Rosales presentan los mayores tenores de lantánidos e ytrio en el afloramiento septentrional, sobrepasando notablemente el promedio para sedimentos, y que ellos aumentarían desde el sector proximal de la cuenca (Loma Alfaro) hacia el distal (Yacimiento Norte) guardando relación con el concordante aumento en el contenido de fósforo.

Sin embargo en el afloramiento meridional (Yacimiento Sur) se observa que ante un tenor de fósforo similar al del Yacimiento Norte el contenido de ETR-Y es semejante o poco mayor que el promedio para sedimentos.

Los valores para el afloramiento septentrional corresponden a muestras de superficie (zona de oxidación) mientras que los del afloramiento meridional corresponden a muestras de subsuelo (zona primaria). DEMAG (1963 a) realizó análisis de ytrio en muestras de superficie del Yacimiento Sur que indican 150 ppm, tenor que está acorde con los del mismo elemento en el afloramiento septentrional.

Este detalle sugiere la retención de ETR-Y en la zona de oxidación formando parte, posiblemente, de fosfatos hidratados asociados a limonitas y minerales de arcilla (Zhukova 1968). Los estudios de Nesbitt (1979) sobre el comportamiento de los ETR durante la meteorización de una granodiorita indican que esos elementos se hallan enriquecidos en la roca meteorizada en comparación con la roca fresca.

En la Fig. 4 se ilustran las curvas de ETR, con relación al promedio en sedimentos, correspondiente a mineral de hierro no meteorizado (Yacimiento Sur) y mineral meteorizado (Yacimiento Norte).

La comparación entre mena fresca y mena oxidada muestra un perfil semejante aunque el segundo notablemente acrecentado con respecto al primero, lo que avala la suposición de un aumento del tenor de ETR en la zona de oxidación por incorporación en minerales secundarios. Existe un enriquecimiento selectivo de ETRP (235 %) en relación con ETRL (161%) que podría estar controlado mineralógicamente y por una formación preferencial de complejos de ETRP (Nesbitt). De igual manera el ytrio se encuentra aumentado en un 462 %. Un incremento semejante tiene lugar en la muestra correspondiente a Loma

Alfaro.

Con respecto a los estratos ferríferos del Horizonte Alfaro exhiben valores similares dentro de la cuenca, en relación con un valor de fósforo homogéneo. Solamente se destaca el mayor contenido de ytrio en el Yacimiento Este. Comparativamente con el promedio para sedimentos se observa un preferente enriquecimiento en lantánidos pesados e ytrio; teniendo en cuenta que los datos corresponden a muestras de superficie es posible que estemos en presencia de un caso semejante al anterior.

En la secuencia correspondiente al procesamiento de la mena del Yacimiento Sur (Tabla 3 y Fig. 7) se aprecia que la mayor parte de los OTR-Y se eliminan con los residuos del concentrado de hierro (688,7 ppm) y de allí son enriquecidos en el concentrado de fósforo a razón de 2,182 kg/tn (0,218%), donde los lantánidos livianos se hallan en una proporción del 75 % con respecto a los pesados.

La correlación positiva entre ETR-Y y concentrado de fósforo corrobora la suposición inicial de que lantánidos e ytrio se encuentran asociados a la apatita y otros fosfatos en la mena original.

Sin embargo la cantidad de OTR-Y que se eliminan en los residuos finales (266,5 ppm), donde el fósforo es

bajo, es similar a la presente en la mena (303,7 ppm) en la que el fósforo es elevado. Esto sugiere una relación de parte de los lantánidos y el ytrio con otro elemento, posiblemente titanio, en la mena. La conjetura estaría avalada por lo que se advierte en el estéril de preconcentración donde se tiene, comparativamente con la mena, bajo tenor de fósforo, elevado contenido de titanio y mayor valor de OTR-Y (Tabla 2). Asimismo en la Fig. 4 se nota que la distribución de ETR en el "estéril", si bien anómala con respecto al promedio en sedimentos, es más homogénea que en la mena.

El titanio se encuentra presente como granos de ilmenita de 15 a 250 μm asociados a clorita y láminas del mismo bordean magnetita; en ambos casos están parcialmente alterados a rutilo y titanita (DEMAG 1963 b). Los minerales de este elemento son relativamente más abundantes en el "estéril" que en los estratos ferríferos.

Otros oligoelementos

Los elementos minoritarios y traza de los estratos ferríferos fueron estudiados por cuanto el tenor de

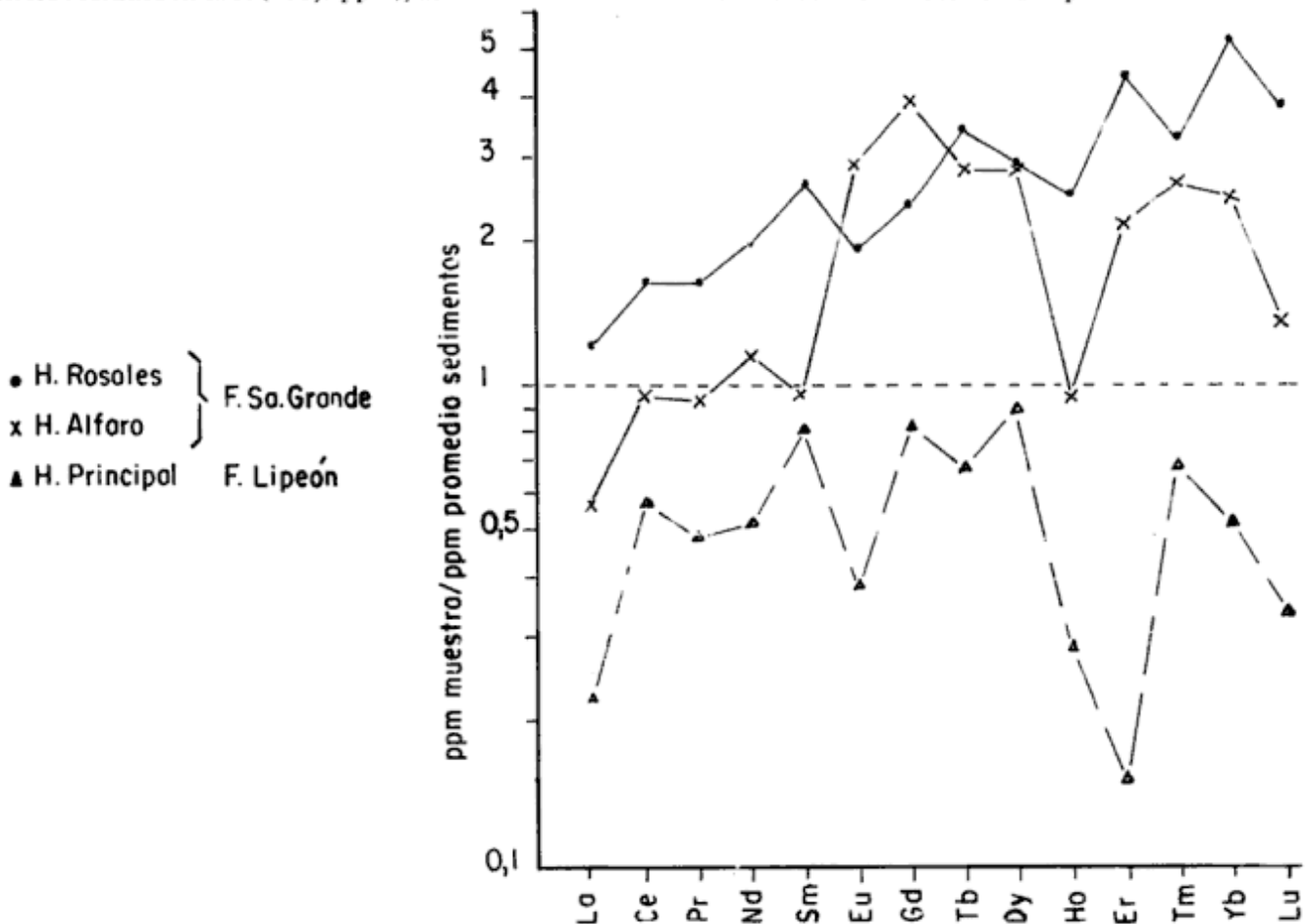


Figura 3: Abundancia de ETR en los estratos ferríferos de las Formaciones Sierra Grande y Lipeón en relación con el promedio en sedimentos.

ellos hace a la calidad metalúrgica de la mena.

La Tabla 1 muestra los valores, promediados por sectores de cuenca, correspondientes a elementos mayoritarios, minoritarios y traza de los estratos ferríferos del los Horizontes Rosales y Alfaro, indicándose además a los efectos comparativos el rango de valores para sedimentos ferríferos fanerozoicos (SCOS-IF), el promedio para éstos y para los de edad silúrica y el rango en sedimentos.

En ambos horizontes se observa que el fósforo se encuentra dentro del rango de valores para sedimentos ferríferos fanerozoicos, pero es anómalo con respecto al promedio de éstos y de los silúricos. Vanadio, plomo y uranio son notoriamente anómalos con referencia al rango de valores en sedimentos y están dentro de parámetros normales los tenores de otros elementos minoritarios y traza analizados (Ti, Mn, S, Zn, Ni, Li y Co).

En la Fig. 5 se indica la variación geográfica horizontal de los elementos anómalos en la cuenca. Se aprecia que con respecto al hierro los elementos P, Pb y U tienen una relación positiva en el sentido de que sus valores aumentan desde los sectores proximales (Loma Alfaro, Loma Ruta J, Loma Herrada, Sinclinal Rosales y Loma del Rodeo) hacia los sectores distales (yacimientos Norte, Sur y Este). El vanadio ocurre en

relación inversa decreciendo hacia las partes más profundas de la cuenca, aunque los valores en el Yacimiento Sur son mayores que en el Norte.

Los restantes elementos minoritarios y traza presentan una distribución homogénea aunque Ti, Mn, S, Ni y Co tienden a disminuir y Zn y Li a aumentar hacia los sectores distales de la cuenca.

La distribución de los oligoelementos en el proceso del tratamiento de la mena ferrífera (Tabla 3) señala valores anómalos de vanadio (1300 ppm) en el concentrado de hierro y de plomo (650 ppm) y uranio (120 ppm) en el concentrado de fósforo. Estos enriquecimientos en los concentrados sugieren la relación de la mayor parte del vanadio con el hierro y del plomo y uranio con el fósforo en la mena original. Asimismo con este elemento se enlaza la mayor proporción de calcio que, por otra parte, es de bajo tenor de la cuenca (Tabla 1).

Se observa, a la vez, la íntima conexión del uranio con los lantánidos e ytrio, aunque parte de él podría encontrarse asociado al titanio. El titanio presenta valores normales tanto de la mena como en el procesamiento de la misma. Sin embargo su contenido es anómalo (1,23% TiO_2) en el "estéril" separado en la preconcentración magnética.

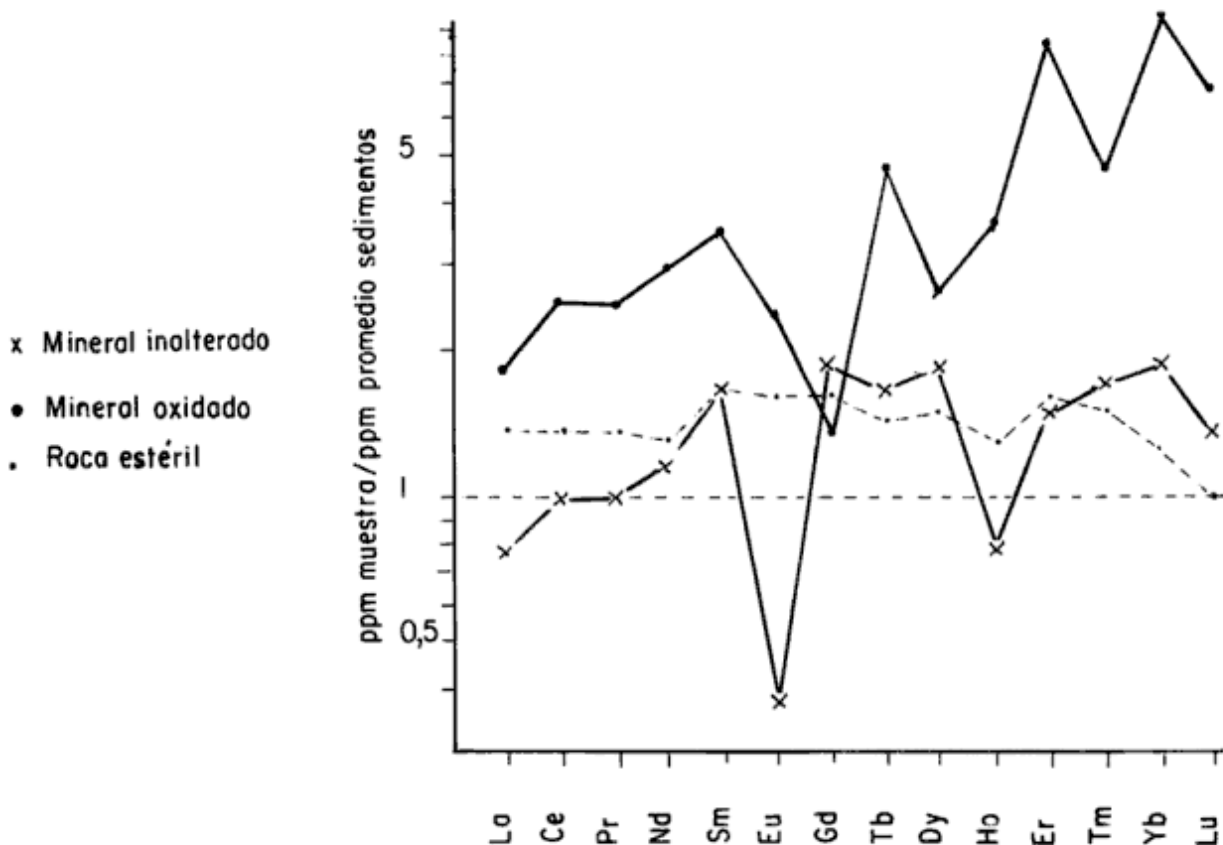


Figura 4: Abundancia de ETR en la mena ferrífera de los yacimientos Sur y Norte en relación con el promedio en sedimentos.

Consideraciones genéticas

Las particularidades genéticas de los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande fueron consideradas por Valvano (1954), Navarro, DEMAG (1962, 1963 a) y el autor del presente trabajo (1981). En aquella publicación dejamos argumentados los siguientes aspectos:

Los minerales de hierro oolítico y de fósforo serían precipitados químicos originales relacionados con procesos sedimentarios de moderada a baja energía, transgresivo uno (Horizonte Rosales) y regresivo el

otro (Horizonte Alfaro), desarrollados en una cuenca marina próxima a la costa, de circulación restringida por un relativo aislamiento del mar abierto que permitió un pH entre 7 y 7,8 y un Eh positivo favorables para la formación de los minerales considerados. Sobre la comarca imperó un clima cálido y húmedo que privilegió una meteorización química intensa en el área de aporte, en la que habrían existido rocas o depósitos ricos en hierro y fósforo, estando situada en baja latitud en el Silúrico superior - Devónico inferior.

Al mismo tiempo descartamos la participación de procesos volcánicos como fuente de aquellos elemen-

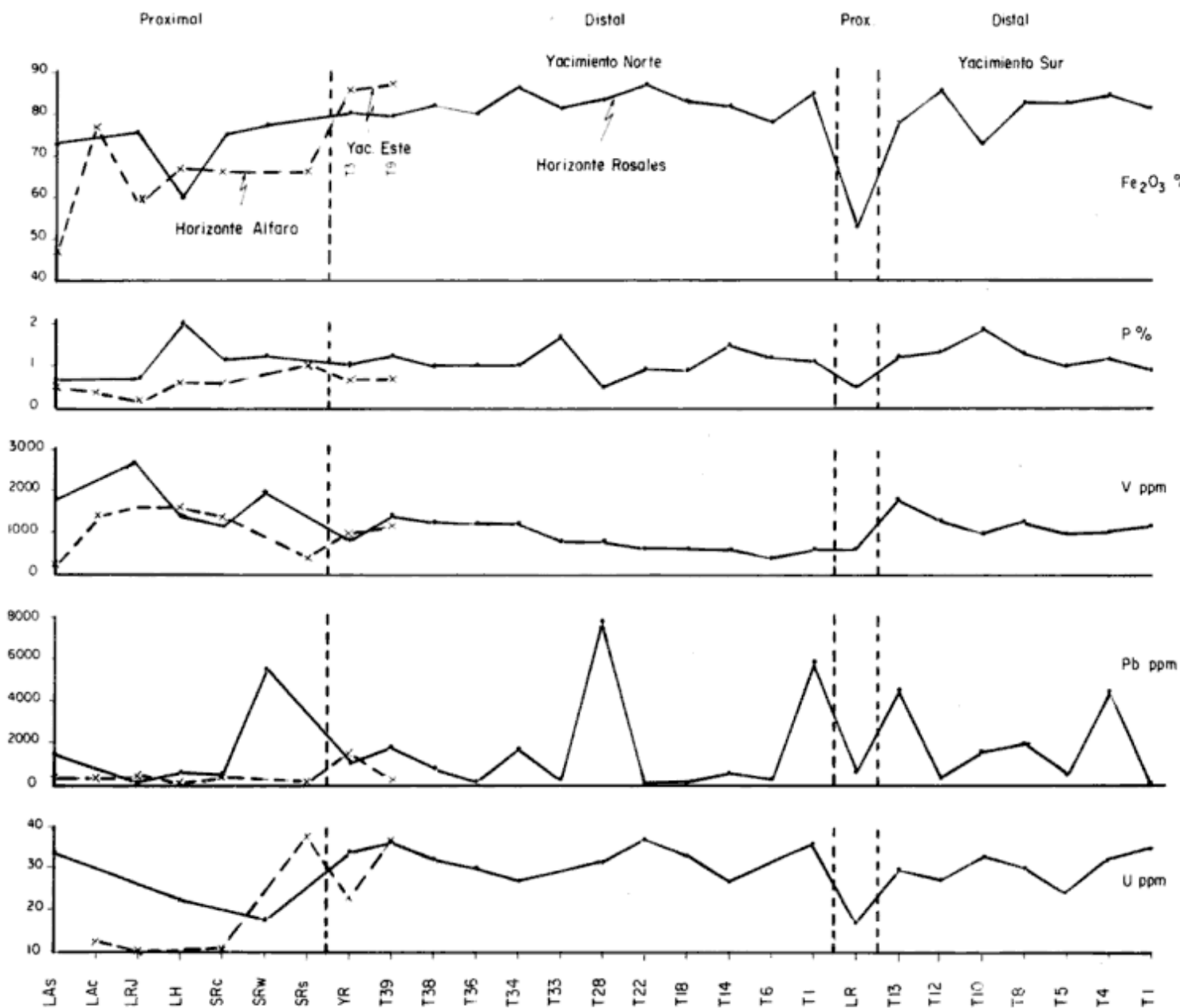


Figura 5: Variación geográfica horizontal de elementos anómalos en la cuenca (L, S e Y: lomas, sinclinales y yacimientos indicados en figura 1; T: trincheras).

tos. Se ha sugerido la posibilidad de un origen volcánico exhalativo para el hierro de la Formación Sierra Grande (DEMAG 1963 a; Avila 1980) por la existencia, en el sector del Yacimiento Sur, de bancos de esquistos clorítico granatíferos que DEMAG interpretó como rocas efusivas básicas sinsedimentarias, subacuáticas, metamorizadas. Estudios petrográficos orientados a dilucidar la inquietud señalan que dichos esquistos corresponden originalmente a sedimentos pelíticos (Santamaría 1977; Carpio y Santamaría 1988; M. Horak, comun. verb).

Las condiciones ambientales que se conocen para que se produzca el aporte de tierras raras, ytrio, uranio, plomo y vanadio a la cuenca de sedimentación corroboran las apreciaciones manifestadas. Las evidencias sugieren que dichos elementos pueden ser movilizados durante una meteorización química intensa, bajo condiciones de clima cálido y húmedo propio de regiones tropicales o subtropicales (Balashov *et al.* 1964; Robertson *et al.* 1978; Rankama y Sahama 1962).

Para que dicha movilización suceda tiene significativa influencia el pH del medio, ya que sus cambios posibilitan la solución, transporte y precipitación. Los elementos considerados son solubilizados en condiciones de acidez y removidos como complejos, coloides o iones libres por el agua fluvial, mientras que condiciones neutras o alcalinas facilitan su precipitación en la cuenca a la que han sido llevados (Vinogradov 1959; Balashov *et al.* 1964; Nesbitt 1979; Langmuir 1978; Nash *et al.* 1981; Wampler 1972; Rankama y Sahama 1962).

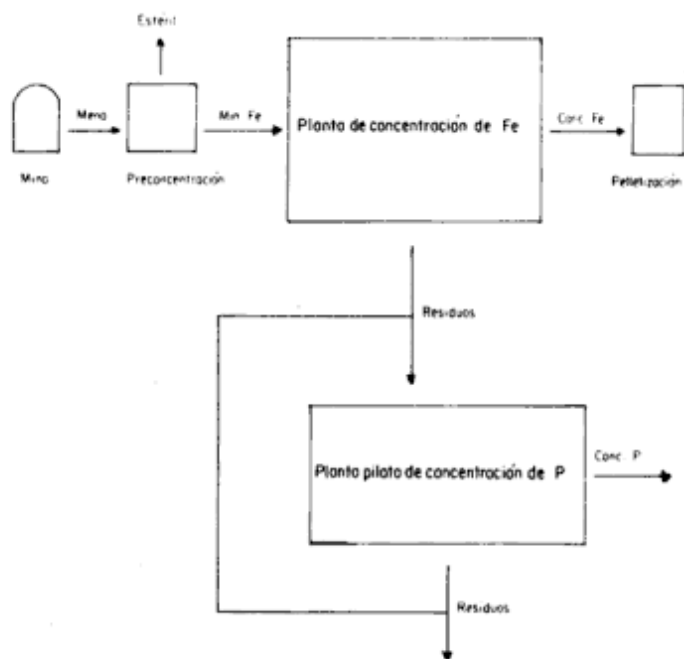


Figura 6: Flujo del mineral en planta de tratamiento.

Una elevada concentración de fosfato en el agua marina, dentro de una trampa favorable para la sedimentación de terrígenos cerca de la costa, ocasiona la formación de apatita por precipitación dentro de los sedimentos o en la interfase sedimento-agua (Cook y Mc Elhinny 1979; Arthur y Jenkyns 1981) en condiciones de pH y Eh como las propuestas y siempre que la concentración de carbonato sea inferior (Guldbrandsen 1969). La afinidad de los ETR-Y, U y Pb con el fósforo provoca que tomen parte en el proceso y se fijen en minerales autigénicos como la apatita marina, substituyendo isomórficamente al calcio en ésta (Altschuler 1980; Rankama y Sahama 1962; Vinogradov 1959). Si bien el vanadio también tiene afinidad con el fósforo, la Tabla 3 muestra que se hallaría incluido en la hematita y magnetita.

La relación positiva entre ETR-Y, uranio, plomo y fósforo que se observa en los estratos ferríferos de Sierra Grande sugiere que la concentración de ETR-Y, uranio y plomo fué singenética con la materia fosfática, como indica Kholodov (1968) para depósitos fosfáticos de la ex - URSS. El vanadio puede haber llegado a la cuenca ya asociado con los complejos ferríferos o bien unirse a éstos en ella.

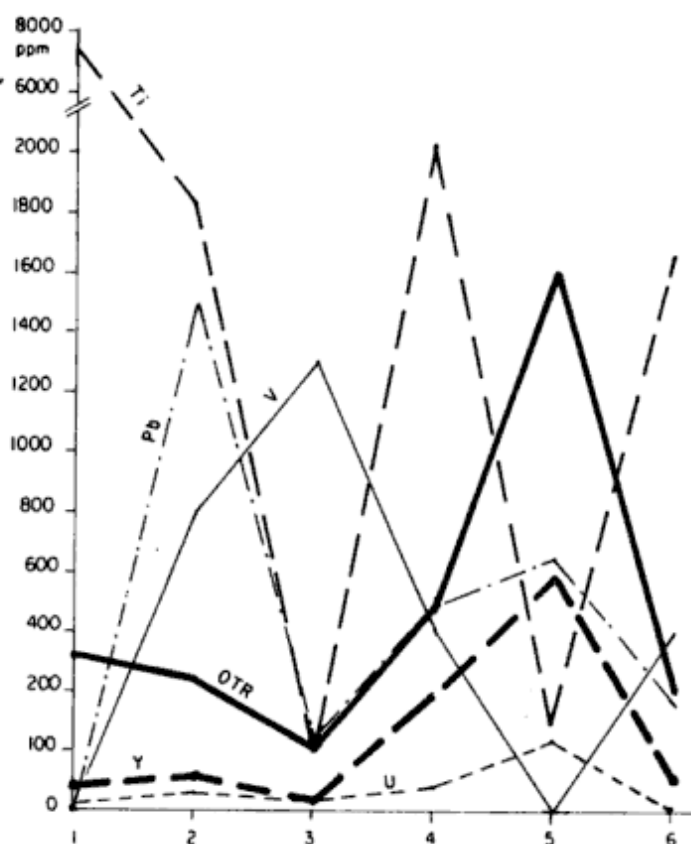


Figura 7: Distribución de OTR y otros oligoelementos en el proceso de la mena ferrífera del Yacimiento Sur: 1 estéril, 2 mena, 3 concentrado de hierro, 4 residuos del concentrado de hierro, 5 concentrado de fósforo, 6 residuos del concentrado de fósforo.

Tabla 3: Oligoelementos en el proceso de Planta Hipasam

Oxidos Elementos	Estéril	Mena	Concentrado Fe	Residuos Fe	Concentrado P	Residuos P
ppm La ₂ O ₃	63,00	36,10	16,40	73,10	194,40	29,20
Ce ₂ O ₃	126,80	92,60	33,80	163,90	530,50	70,30
Pr ₂ O ₃ (1)	15,10	11,00	4,30	20,60	65,20	8,80
Nd ₂ O ₃	56,90	49,90	18,70	89,50	296,00	40,60
Sm ₂ O ₃	12,20	12,30	4,30	25,40	89,00	10,80
Eu ₂ O ₃	2,40	0,60	0,20	5,00	20,50	1,50
Gd ₂ O ₃	10,30	11,60	4,40	24,80	95,70	10,80
Tb ₂ O ₃ (1)	1,50	1,70	1,10	4,70	17,20	2,20
Dy ₂ O ₃	8,80	10,80	4,20	29,00	110,50	12,70
Ho ₂ O ₃	2,10	1,30	9,60	6,10	21,90	7,70
Er ₂ O ₃	6,20	5,70	1,80	19,80	67,90	6,60
Tm ₂ O ₃ (1)	1,00	1,10	0,70	3,20	11,50	1,50
Yb ₂ O ₃	4,70	6,80	2,70	20,00	66,60	8,20
Lu ₂ O ₃	0,70	0,90	0,30	2,70	9,00	1,10
Y ₂ O ₃	47,90	61,30	25,60	200,90	586,10	54,50
Σ (La-Eu)203	276,40	202,50	79,70	377,50	1195,60	161,20
Σ (Gd-Lu)203	35,30	39,90	24,80	110,30	400,00	50,80
Σ (La-Lu)203	311,70	242,40	104,50	487,80	1595,90	212,00
Σ (Ln-Y)203	359,60	303,70	130,10	688,70	2182,00	266,50
V	ND	800,00	1300,00	400,00	ND	400,00
Zn	87,00	265,00	56,00	175,00	170,00	130,00
Ni	60,00	44,00	60,00	40,00	50,00	40,00
Li	36,00	17,00	ND	48,00	37,00	46,00
Co	20,00	68,00	70,00	40,00	30,00	40,00
Pb	ND	1480,00	120,00	500,00	650,00	180,00
U	7,80	30,00	18,00	42,00	170,00	5,30
Minoritarios						
% P	0,23	1,20	0,17	2,95	13,00	0,02
Ti	7400,00	1834,00	100,00	2100,00	150,00	1650,00
Mn	0,06	0,09	0,03	0,22	0,42	0,19
Mayoritarios						
% Fe	8,40	58,50	68,00	28,00	9,00	23,00
Al	6,80	1,92	0,85	5,55	2,90	5,00
Ca	0,65	2,10	0,40	4,70	28,00	4,70
Mg	0,31	0,15	0,08	0,35	0,30	0,35

(1) Valores estimados

El carácter regional de las anomalías desecha un origen hidrotermal para las mismas que, en este caso, estarían localizadas.

Tal como ocurre con los minerales de hierro presentes, los procesos diagenéticos posteriores no habrían afectado a los compuestos fosfáticos, aunque sí los de meteorización.

Conclusiones

Los estratos ferríferos de la Formación Sierra Grande

se hallan enriquecidos en ETR-Y con respecto al promedio en sedimentos.

El contenido de lantánidos livianos en los estratos ferríferos de los Horizontes Rosales y Alfaro es mayor que el de lantánidos pesados, dando por resultado composicional una curva de tipo apatítico.

La comparación de valores en superficie con los de subsuelo indica que el tenor de ETR-Y en superficie es superior, lo que sugiere una retención de ellos en minerales secundarios de la zona de oxidación con mayor enriquecimiento de ETRP-Y.

La correlación positiva entre fósforo y ETR-Y en los

análisis sugiere que estos están presentes en la apatita y otros fosfatos y que solamente una pequeña parte de ellos puede encontrarse asociada a otro elemento (titanio ?).

Durante el procesamiento de la mena la mayor parte del volumen de ETR-Y ocurrente en la misma pasa a los residuos del concentrado de hierro y se enriquece en el concentrado de fósforo. Sobre esta base los residuos del concentrado de hierro pueden ser una fuente de obtención de ETR-Y además de fósforo.

Los demás oligoelementos analizados se hallan dentro de parámetros normales excepto vanadio, uranio y plomo que se presentan con tenores anómalos, asociados al hierro el primero y al fósforo los segundos.

Se descarta la participación de procesos volcánogénicos o hidrotermales submarinos como fuente de aporte de los elementos estudiados.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por la Dirección General de Fabricaciones Militares. Nuestro agradecimiento también a la Comisión Nacional de Energía Atómica (Regional Cuyo) por el apoyo brindado y Mario Horak por su colaboración en tareas desarrolladas en HIPASAM.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Altschuler, Z.S., 1980. The geochemistry of trace elements in marine phosphorites, 1. Characteristic abundances and enrichment. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 20:19-30.
- Arthur, M.A. y Jenkyns, H.C. 1981. Phosphorites and paleoceanography. En: *Géologie des Océans. Oceanol. Acta, Colloque C4:83 - 96. París.*
- Avila, J.C., 1980 Estructura geológica del Yacimiento Sur de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Acta Geológica Lilloana*, 15 (2): 85 - 102, Tucumán.
- Balashov, Y.A., Ronov, A.B., Migdisov, A.A. y Turanskaya, N.V., 1964. The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earths during sedimentation. *Geochemistry International*, 10: 995 - 1014.
- Carpio, F.W., 1990. Informe petrográfico N° 370, área Comahue - Somuncurá. Informe Dirección General de Fabricaciones Militares, 12 p., Mendoza. (Inédito).
- Carpio, F.W. y Santamaría, G.R., 1988. Informe petrográfico N° 351, área Comahue - Somuncurá. Informe Dirección General de Fabricaciones Militares, 8 p., Mendoza. (Inédito).
- Cook, P.J. y Mc Elhinny, M.W., 1979. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of the plate tectonics. *Economic Geology*, 74 (2): 315 - 330.
- Cozzi, N.A., 1977. Estudio geológico-minero, zona Sierra Grande, depósito ferrífero Norte y Sur-Este. Provincia de Río Negro. Informe Dirección General de Fabricaciones Militares, 65 p., Mendoza. (Inédito).
- De Alba, E., 1964. Descripción geológica de la hoja 41j Sierra Grande (provincia de Río Negro). Dirección Nacional Geología y Minería, Boletín, 97:
- DEMAG, 1962. Estudio geológico del Yacimiento Norte de Sierra Grande, Río Negro, Argentina. (traduc. MISIPA-SG S.A.), Informe Hipasam, 105 p., Sierra Grande. (Inédito).
- DEMAG, 1963 a. Estudio geológico del Yacimiento Sur de Sierra Grande, Río Negro, Argentina (traduc. MISIPA-SG S.A.), Informe Hipasam, 131 p., Sierra Grande. (Inédito).
- DEMAG, 1963 b. Petrology of the Ore Formation and the Iron-Ore of the South Deposit of Sierra Grande, 117 p., Duisburg. (Inédito).
- Fleet, A.J., 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. En: Henderson, P. (Edit.): *Rare earth elements geochemistry*. Elsevier Sciences Pub. pp.343 - 370, Amsterdam.
- Gelós, E.M., 1977. Metamorfismo de contacto en el Yacimiento Sur de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (2): 99 - 110.
- Guldbrensen, R.A., 1969. Physical and chemical factors in the formation of marine apatite. *Economic Geology*, 64 (4): 365 - 382.
- Harrington, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 46 (10): 1773 - 1814, Tulsa.
- Hawkes, H.E. y Webb, J.S., 1962. *Geochemistry in mineral exploration*. Harper y Row, 415 p. New York.
- Herrmann, A.G., 1970. Yttrium and the lanthanides. En: Wedepohl, K.H. (Edit.): *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, 2 (5):39,57-71K1-6, Berlín.
- Kholodov, V.N., 1968. Rare elements in phosphorite deposits. En: Vlasov, K.A. (Edit.): *Genetic types of rare-element deposits*, pp. 667 - 684, Israel Prog. Scient. Transl., Jerusalem.
- Kimberley, M.M., 1977. Iron Formations and sedimentary uranium deposits. En: *Ore Deposits Workshop*. University of Toronto, Department of Geology, Section 3: 101 - 156.
- Langmuir, D., 1978. Uranium solution - mineral equilibria at low temperatures with application to sedimentary ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 547 - 569.
- Maynard, J.B., 1983. *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Springer-Verlag, 284 p., New York.
- Nash, J.T., Granger, H.C. y Adams, S.S., 1981. Geology and concepts of genesis of important types of uranium deposits. *Economic Geology*, 75 th aniv. vol.: 63 - 116.
- Navarro, H., 1960. Geología estructural de los Yacimientos Sur y Este de Sierra Grande, provincia de Río Negro. 1° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 151 - 172, Buenos Aires.
- Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279: 206 - 210.
- Rankama, K. y Sahama, T.G., 1962 *Geoquímica*. Edit. Aguilar, 862p.
- Robertson, D.S., Tilsley, J.E. y Hogg, G.M., 1978. The time-bound character of uranium deposits. *Economic Geology*, 73 (8): 1409 - 1419.
- Santamaría, G.R., 1977. Informe petrográfico N° 9, Sierra Grande, perforación N° 5 - Yacimiento Sur. Informe Dirección General de Fabricaciones Militares, 9 p. Mendoza. (Inédito).
- Valvano, J.A., 1949. Depósitos ferríferos de Sierra Grande. Informe Dirección General de Minería, 26 p. Buenos Aires. (Inédito).
- Valvano, J.A., 1954. Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Grande. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9(4): 193 - 209.
- Valvano, J.A. 1957 Los yacimientos de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. Informe Dirección General de Minería, 65 p. Buenos Aires. (Inédito).
- Vinogradov, A.P., 1959. The geochemistry of rare and dispersed chemical elements in soils. *Consultants Bureau*, 209 p., New York.
- Wampler, J.M., 1972. Lead: element and geochemistry. En: Fairbridge, R.W. (Ed.): *The encyclopedia of geochemistry and*

- environmental sciences . Van Nostrand Reinhold Co., pp. 642 - 645, New York.
- Zanettini, J.C.M., 1981. La Formación Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (2): 160 - 179.
- Zhukova, A.S., 1968. Rare elements in iron ores. En: Vlasov, K.A. (Edit.): *Genetic types of rare-elements deposits* . 650 - 666, Israel Prog. Scient. Transl., Jerusalem.
- Zöllner, W., 1951. Informe geológico económico del yacimiento ferrífero de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. Informe Dirección Nacional de Minería, 51 p., Buenos Aires. (Inédito).

Recibido: 11 de mayo, 1992

Aceptado: 23 de febrero, 1993

Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén

Héctor A. LEANZA

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Secretaría de Minería, Av. Julio A. Roca 651, 10º piso, 1067 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. *Mesozoic stratigraphy post-Intermalm Movements in the area of Cerro Chachil, Neuquén Province.* The distribution and stratigraphy of the Upper Jurassic and Cretaceous sedimentary rocks, cropping out in the area between meridians 70° and 70° 45'W and between parallels 39° and 39° 30'S, central western Neuquén Province, are described. The Mendoza Group, composed mainly by marine sedimentary rocks, comprising the Quebrada del Sapo, Vaca Muerta, Picún Leufú, Mulichinco and Agrio formations, ranges in age from Kimmeridgian s.s. to Hauterivian. It is conformably overlain by the Huitrín Group (La Amarga and Rayoso formations) of evaporitic and continental sedimentary rocks of Hauterivian-Barremian to Aptian-Albian age. As a result of the Patagonic Movements, these rocks were overlain unconformably by the continental Neuquén Group which, in the area, is represented by the lower part of the Limay Formation only and points to the first break with the Pacific transgressions in the Neuquén region.

Introducción

El objeto de esta contribución es revisar la estratigrafía de las unidades del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos aflorantes en la comarca dominada por el Cerro Chachil, en la región centro occidental de la provincia del Neuquén, Argentina. La presente entrega constituye un complemento descriptivo del mapa geológico del área comprendida entre los paralelos 39° y 39° 30'S y los meridianos 70° y 70° 45'O, cuya ubicación puede visualizarse en la Fig. 1. Este mapa fue publicado previamente por el autor (Leanza 1992) y es el resultado del levantamiento geológico de la Hoja 36 b, Cerro Chachil, de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina a escala 1:100.000, cuyo informe, que aún permanece inédito, fue presentado años atrás (Leanza 1985).

Dada la gran cantidad de información disponible en esta región se presenta un cuadro geológico de los fenómenos acaecidos en el contexto de las discordancias interregionales, tratando en todo momento de compatibilizar las informaciones propias con los antecedentes preexistentes, respetando al máximo las prioridades establecidas por anteriores colegas.

Estratigrafía

El intervalo estratigráfico del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la región conside-

rada está integrado por el Grupo Mendoza (Formaciones Quebrada del Sapo, Vaca Muerta, Picún Leufú, Mulichinco y Agrio, estas dos últimas en facies próximal), Grupo Huitrín (Formaciones La Amarga y Rayoso) y parte basal del Grupo Neuquén (Formación Río Limay) (ver Fig. 2).

Grupo Mendoza (Groeber 1946 *nom. subst.* Stipanovic *et al.* 1968)

Fue establecido por Stipanovic *et al.* (1968) al sustituir al Mendociano de Groeber (1946), otorgándole el rango de Grupo. Tiene amplia distribución en el área formando una faja sigmoidal que, a partir del arroyo Picún Leufú (Ruta Nac. N° 40) llega hasta las inmediaciones de Fortín 1º de Mayo. Se apoya en discordancia angular producida por los Movimientos Intermálmicos (Fase Kimmérica posterior) sobre entidades más antiguas de distinta edad y es cubierto concordantemente por sedimentitas del Grupo Huitrín. La sedimentación del Grupo Mendoza comienza en el Kimmeridgiano s.s. y culmina en el Hauteriviano medio, distinguiéndose en orden ascendente las Formaciones Quebrada del Sapo, Vaca Muerta, Picún Leufú, Mulichinco y Agrio. En las regiones de Caichigüe y Fortín 1º de Mayo se interdigitan en la Formación Vaca Muerta lenguas distales de la Formación Carrín Curá.

Trabajos sobre estratigrafía del Grupo Mendoza en

la comarca se deben, entre otros, a Weaver (1931), Herrero Ducloux (1946), Digregorio (1972), Leanza *et al.* (1977), Leanza y Hugo (1977), Dellapé *et al.* (1979), Leanza (1973, 1981), Digregorio y Uliana (1980) y Gulisano *et al.* (1984).

Formación Quebrada del Sapo (Digregorio 1972).
Kimmeridgiano s.s. - Tithoniano inferior bajo.

Corresponde a la base de la transgresión marina del Grupo Mendoza en esta región de la Cuenca Neuquina. Ha sido formalizada por Digregorio en base a informes inéditos de Parker (1965). Su localidad tipo se encuentra en la boca occidental de la Quebrada (o Cañadón) del Sapo, donde alcanza 38 m de espesor. Corresponde a los 20 m superiores del clásico perfil de Picún Leufú que habían sido atribuidos por Leanza (1973) al Caloviano, siguiendo a Groeber *et al.* (1953), es decir, al tramo cuspidal de la Formación Lotena (*cf.* Dellapé *et al.* 1979: 492).

Litológicamente consiste en un conglomerado donde predominan clastos polimícticos bien redondeados fuertemente cementados con una matrix arenotobácea granodecreciente, de fracción conglomerado-grueso a arenisca-mediana. El cemento es calcáreo, variando el color de la Formación entre gris y el pardo-verdoso. En general se conocen dos conglomerados superpuestos con estratificación entrecruzada, siendo el superior de carácter más discontinuo y de tonalidades ocre-amarillentas, dadas por lixiviación de la Formación Vaca Muerta suprayacente. Se dis-

tribuye saltuariamente como una angostísima faja interpuesta entre sedimentitas calovianas y tithonianas. Aparte de los citados afloramientos de Picún Leufú y Quebrada del Sapo, la entidad aflora en La Pileta, al sur del cerro Quinsicunoco, continuando al suroeste hasta tomar un decidido rumbo este-oeste y buzamientos de 21° al sur, 2 km al sur de la estancia Charahuilla. En esta localidad existen labores mineras para explorar manifestaciones de cobre (principalmente malaquita y azurita) emplazadas en la Formación Quebrada del Sapo. Otros afloramientos de la entidad se encuentran 1 km al sur del cerro El Sauce, en la margen izquierda del cañadón de estancia La Juana, donde se aprecian dos conglomerados superpuestos, el superior (Formación Quebrada del Sapo) de tonalidades gris claras, bien cementado por una matrix calcárea, y el inferior (Formación 1° de Mayo), de color morado, con clastos mas grandes y menor cementación y selección. La Formación Quebrada del Sapo es muy conspicua también en las inmediaciones de Fortín 1° de Mayo, donde aflora con pronunciados buzamientos a ambas márgenes del Catán Lil, justo a la altura del viejo puente que lo cruza aguas arriba de la localidad citada, siendo fácilmente relevable en ambas direcciones según el diseño establecido en el mapa. Los espesores registrados para la Formación Quebrada del Sapo son los siguientes: Picún Leufú = 20 m, Quebrada del Sapo = 38 m, La Pileta = 12 m, Charahuilla = 10 m, Cerro El Sauce = 30 m, Fortín 1° de Mayo = 7 m.

Según Digregorio (1972: 474), la Formación Quebrada del Sapo corresponde a sedimentos litorales

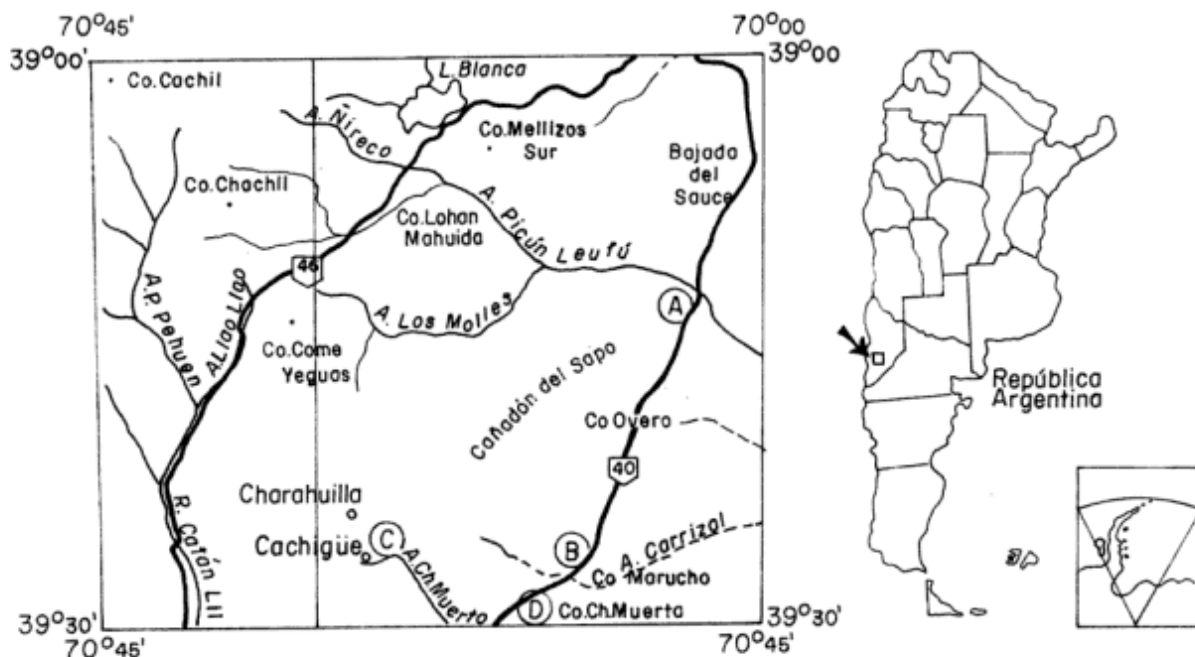


Figura 1: Mapa de ubicación de la región estudiada, mostrando la ubicación de los perfiles A, B, C y D y algunas localidades citadas en el texto.

depositados en una plataforma subsidente de tipo inestable que allanó el campo a la ingresión marina tithoniana.

Edad y correlaciones: Si bien en la Formación Quebrada del Sapo no se han encontrado fósiles, teniendo en cuenta su natural asociación con la Formación Vaca Muerta suprayacente y que ésta última comienza a depositarse en el Tithoniano inferior alto (Leanza 1980), se la asigna al Kimmeridgiano s.s. y al Tithoniano inferior bajo, siendo correlacionada con la Formación Tordillo (Groeber 1946) de regiones mas norteñas de la Cuenca Neuquina.

Formación Vaca Muerta (Weaver 1931). Tithoniano inferior a Tithoniano medio.

Esta entidad fue prolijamente descripta por Weaver (1931) para distinguir a un conjunto de pelitas calcáreas gris oscuras caracterizadas por ammonites de las Zonas de *Virgatosphinctes mendozanus*, *Pseudolissoceras zitteli* y *Windhausenicerias internispinosum*. En su clásica monografía, Weaver (1931) utilizó solamente en el cuadro estratigráfico *hors de text* el término Vaca Muerta Formation, mientras que en texto empleó la denominación de "Tithonien", "Tithonian strata", o, más usualmente "Tithonian calcareous shales" para identificar a las mencionadas sedimentitas. Merced a las descripciones de Weaver, puede considerarse como localidad de la entidad al área de la Sierra de Vaca Muerta.

En el área estudiada la Formación Vaca Muerta no sólo tiene amplia distribución, sino también excelentes afloramientos. Se dispone en concordancia sobre la Formación Quebrada del Sapo, que no es más que su conglomerado basal, mientras que cuando ésta yace en discordancia sobre la Formación Lotena, siendo cubierta en todos los casos por la Formación Picún Leufú. Esta unidad exhibe principalmente en los sectores australes, la interdigitación de numerosas lenguas distales de areniscas verdes atribuidas a la Formación Carrín Curá (Leanza *et al.* 1977) que se interpretan actualmente como cortejos sedimentarios de mar bajo (Lowstand Systems Tract) (Legarreta y Vail, comunic. verbal 1991). Litológicamente, la Formación Vaca Muerta está compuesta por pelitas y calizas, predominando arcilitas micríticas, micritas arcillosas y micritas con gran cantidad de materia orgánica bituminosa poseyendo, en general, tonalidades castaño oscuras, ocre y amarillentas. En su parte inferior son frecuentes bochones calcáreos de gran constancia regional en toda la Cuenca Neuquina.

La Formación Vaca Muerta aflora a partir del cerro Picún Leufú, contorneado el flanco sur del anticlinal homónimo y continúa ininterrumpidamente según un sigma inclinado hacia el poniente, hasta llegar a los contrafuertes australes del cerro Currú Charahuilla. Otro importante afloramiento se encuentra entre el cerro Agua Redonda y el cerro Mallín Verde, y a ambos márgenes del arroyo Fortín 1º de Mayo y en el arroyo de los Trozos. En la cubeta sinclinal al sur de Fortín 1º de Mayo, la entidad está muy bien expuesta,

ERA	PERIODO	EPOCA	EDAD	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS		LITOLOGIA	ESPESOR (en metros)	FASES DIASTRÓFICAS
				GRUPO NEUQUEN	GRUPO HUITRIN			
MESOZOICO	CRETACICO	Senoniano	Campaniano	F. Rio Limay	Conglomerados, areniscas, arcillas	56	Patagónica (Intercretácica)	
					discordancia			
		Cretácico temprano	Albiano Aptiano Barremiano	F. Rayoso	Conglomerados, areniscas, arcillas	60		
			Hauteriviano	F. La Amarga	Pelitas, calizas, evaporitas	152		
			Valanginiano	F. Agrio	Calizas, coquinas, pelitas	237		
			Berriasiano	F. Mulichinco	Conglomerados, areniscas, arcillas	480		
	JURASICO	Malm	Tithoniano	F. Picún Leufú	Calizas, calcarenitas	350	Catán LII	
				F. Vaca Muerta	Pelitas bituminosas	336		
				F. Qda. del Sapo	Conglomerados	38		
							Araucana (Intermálmico)	

Figura 2: Cuadro estratigráfico del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil.

aunque los componentes arenosos de la Formación Carrín Curá adquieren gran desarrollo.

Leanza (1973 : 121) ha descrito un perfil de la Formación Vaca Muerta en la comarca de Picún Leufú (ver Fig. 3, A), donde la entidad acusó 336 m de espesor, mientras que Volkheimer y Quattrocchio (1974 : 199) publicaron un perfil en la comarca de Caichigüe, donde la entidad en análisis arrojó 185 m de espesor.

La Formación Vaca Muerta se ha depositado en un ambiente marginal, poco profundo y oxigenado, con alto contenido de materia orgánica, donde los minerales de hierro sedimentados concomitantemente con los minerales terrígenos confieren a las litologías una coloración amarillo-ocrácea. El contenido faunístico indica condiciones marinas correspondientes a aguas de temperaturas templado-cálidas.

Contenido paleontológico: El tramo basal de la Formación Vaca Muerta está caracterizado por las Capas con Virgatosphinctinae, en las cuales predominan especies de amonites de los géneros

Virgatosphinctes, *Choicensisphinctes*, *Pseudinvoluticeras* y *Torquatisphinctes* que encuentran fácil correlación con la Zona de *Virgatosphinctes mendozanus* del cerro Lotena atribuida por Leanza (1980) al Tithoniano inferior alto. Más arriba se hallaron algunas especies de los géneros *Pseudolissoceras* y *Simocoscoceras*, siguiendo luego *Aulacosphinctes* y *Subdichotomoceras*, propias de las Zonas de *Pseudolissoceras zitteli* y *Aulacosphinctes proximus*, que indican el Tithoniano medio (ver Leanza 1973). En afloramientos situados al sur del casco de la Estancia Charahuilla se han hallado numerosos ejemplares de *Anditrigonia carrincurensis* (A.F. Leanza). En la región del cañadón de Estancia La Juana, al suroeste del cerro El Sauce, se hallaron restos de peces aún no estudiados. Volkheimer y Quattrocchio (1974) describieron procedentes del faldeo noroccidental del cerro Caichigüe las primeras microfloras del Tithoniano de Sudamérica. Quattrocchio (1980 : 36) describió de la Formación Vaca Muerta en Picún Leufú la presencia de 37

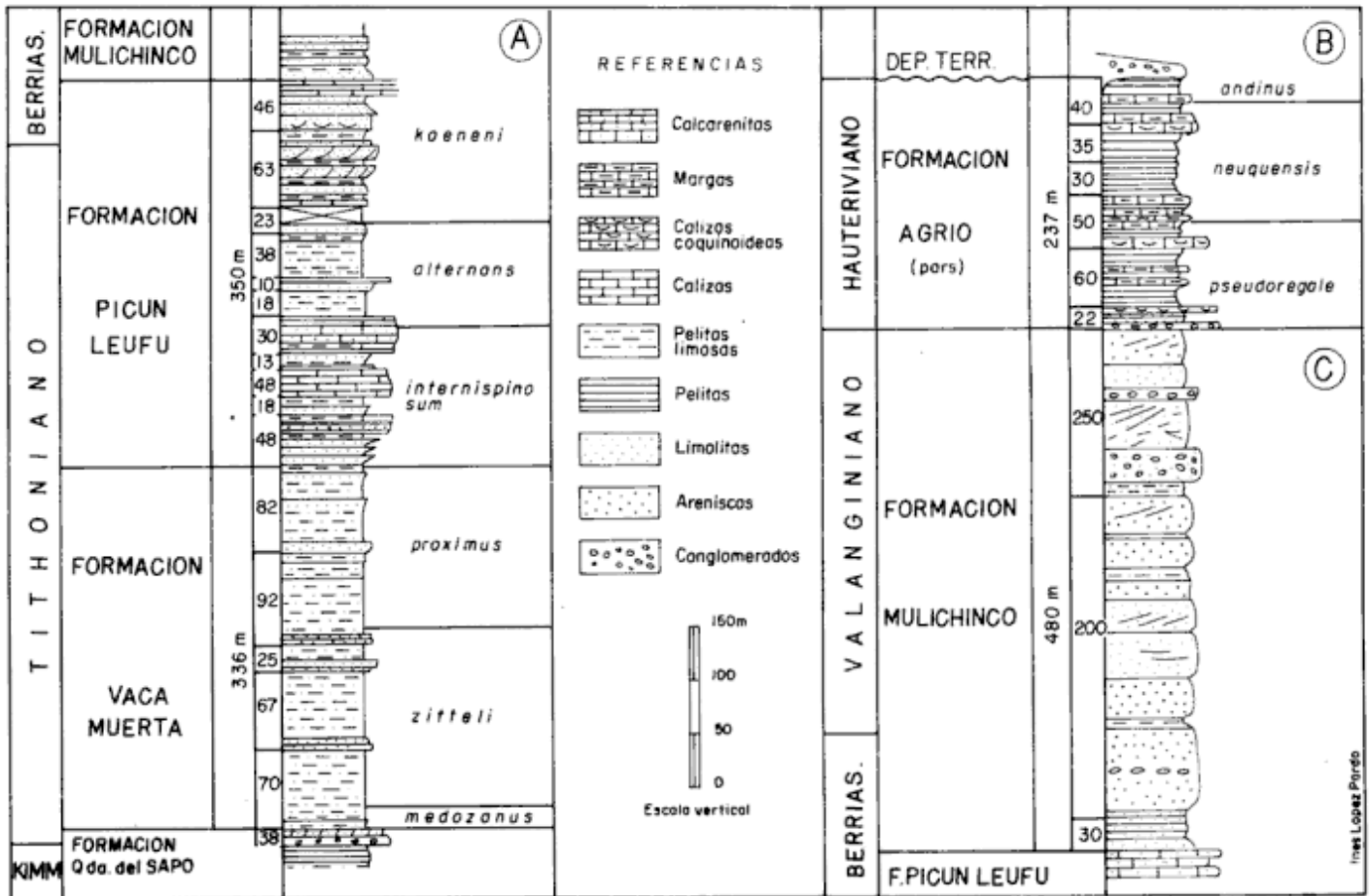


Figura 3: El Grupo Mendoza en la comarca del Cerro Chachil. A: perfil de las Formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú en el cruce del arroyo homónimo con la Ruta 40; B: perfil de la Formación Agrio en el arroyo Carrizal; C: perfil de la Formación Mulichinco en la confluencia de los arroyos Charahuilla y Huecú. Ver ubicación en la Figura 1.

especies de esporas y granos de polen y 17 especies de paleomicroplancton marino, características de pantanos costeros.

Edad y correlaciones: En la región estudiada, la Formación Vaca Muerta posee una edad referible al Tithoniano inferior alto (Zona de *Virgatosphinctes mendozanus*) y Tithoniano medio (Zonas de *Pseudolissoceras zitteli* y *Aulacosphinctes proximus*), como resulta de correlacionar el contenido faunístico de esta entidad con el que aflora en el cerro Lotena, cuya sucesión de amonites fue estudiada por Leanza (1980). La Formación Vaca Muerta con similar facies tiene gran constancia regional en toda la Cuenca Neuquina (cf. Leanza *et al.* 1977; Leanza 1981; Legarreta y Uliana 1991).

Formación Picún Leufú (Leanza 1973). Tithoniano medio alto-Berriasiano inferior.

Fue definida por Leanza (1973 : 118) para designar a las calizas, arcilitas y areniscas de tonalidades blanquecinas y verdosas que se interponen concordantemente entre la Formación Vaca Muerta o las lenguas distales de la Formación Carrín Curá y la Formación Mulichinco. Su localidad tipo se encuentra en la comarca del cruce de la Ruta Nacional N° 40 con el curso medio del arroyo Picún Leufú. La Formación Picún Leufú resulta equivalente al Miembro Quintuco de Marchese (1971) o bien al tramo superior de la Formación Vaca Muerta + Quintuco de Parker (1965) y Cangini (en Digregorio 1972 : 475). Pese a las objeciones formuladas por Rolleri *et al.* (1984 : 517) en el sentido de no utilizar el término Formación Picún Leufú en reemplazo de la Formación Quintuco de Weaver (1931), el autor la considera válida. Las litologías presentes en las comarcas Picún Leufú y Quintuco, esta última cercana a los cerros Mulichinco y Mocho, en nada se asemejan, inclusive como puede apreciarse hoy en día muy nítidamente en las fotos satelitales. Tras la lectura detenida de los trabajos de Weaver (1931, 1942), como bien señalan Rolleri *et al.* (1984 : 517) "... se pone de relieve que en su concepto originario la Formación Quintuco no abarcaba exclusivamente pelitas negras y gris oscuras, sino que comprendía también como componente litológico importante areniscas, calcipelitas y calizas masivas especialmente en el sector austral (en perfiles tales como el Cerro Lotena, o el cruce del Picún Leufú y la Ruta 40)". Era evidente pues la necesidad de introducir un nuevo nombre formacional para identificar a esa tan característica facies proximal, tal como lo hiciera quien escribe 20 años atrás. En trabajos de estratigrafía secuencial (Gulisano *et al.* 1984) o de

reconstrucciones paleogeográficas (Legarreta y Uliana 1991) se aprecia claramente a la facies calcárea de la Formación Picún Leufú en posiciones proximales, contorneando el borde sudoriental de la Cuenca Neuquina, quedando siempre la comarca de Quintuco en áreas depocentrales, naturalmente con otra facies litológica, mas bien semejante a la de la Formación Vaca Muerta.

En el área mapeada (ver Leanza 1992) los afloramientos de la Formación Picún Leufú están ampliamente extendidos, especialmente al sur del arroyo homónimo, donde merced a su suave buzamiento forman una estructura de tipo monoclinal, no cubierta por sedimentos más modernos, dando como resultado una superficie mapeada de mas de 500 km². Gracias a su color blanquecino es fácilmente identificable en las fotografías satelitales. El citado afloramiento comienza en la ladera austral del cerro Picún Leufú y, contorneando la alta cornisa del flanco austral del anticlinal homónimo, se extiende al suroeste, siendo disectada por algunos profundos cañadones como los del Sapo o La Pileta, para torcer decididamente al oeste bajo las coladas basálticas del cerro Caichigüe, donde adopta buzamientos pronunciados. A partir de allí hacia el oeste, la Formación Picún Leufú es la primera entidad que logra transponer el macizo de Chacaico con el que choca en contacto tectónico de rumbo este-oeste, aunque con el consiguiente volcamiento de sus estratos por el empuje a que se vio sometida. Una vez superado el escollo del zócalo Chacaico-Piedra Santa, la entidad tuerce rápidamente al sur, buscando el cerro Mallín Verde. Otros importantes afloramientos de la entidad se encuentran inmediatamente al sur de Fortín 1° de Mayo, a ambos márgenes del Catán Lil y, merced a repeticiones tectónicas, en ambas riberas del arroyo Fortín 1° de Mayo y al este del arroyo de Los Trozos.

La Formación Picún Leufú se observa también al oriente de Laguna Blanca, en tres pequeños asomos separados por detritos cuartarios, visibles en una ventana dejada al descubierto por las coladas basálticas de los cerros Los Mellizos y Tape. Estos afloramientos habían sido erróneamente asignados al Liásico por Marcolín (1968), y en ellos es posible coleccionar ejemplares de *Anditrigonia eximia* y otros bivalvos. Al oriente de la Ruta Nacional N° 40, unos 3 km al sur de la Bajada del Sauce, existe también un asomo con rumbo noroeste-sureste e inclinaciones de 20° al noreste, que puede interpretarse como perteneciente a relictos del flanco septentrional del anticlinal de Picún Leufú. Los afloramientos picunleufuenses circundan en parte a la elevación de forma de domo constituida por la Formación Lajas (Cerro Panza de Burro según nuestra denominación informal) la cual

se interpreta como una isla jurásica no cubierta por las sedimentitas del Grupo Mendoza, y constituye un punto a tener en cuenta en reconstrucciones paleogeográficas (Legarreta, comunic. verbal 1990).

Sedimentológicamente la entidad en análisis se destaca por el predominio de micritas y arcilitas, con variaciones que van desde micritas arcillosas a arcilitas micríticas. En orden de abundancia decreciente siguen subesparitas, esparitas con diferentes porcentajes de aloquímicos (oolitas, nódulos, intraclastos, restos fosilíferos y calciesferas), coquinas, limolitas, areniscas y escasas dolomitas. El contenido litológico y faunístico denota un ambiente marino de aguas poco profundas, oxigenadas y de energía dinámica alternante entre moderada y baja (cf. Leanza *et al.* 1978).

El perfil típico de la entidad fue ilustrado y descripto años atrás por el autor (Leanza 1973 : 119), por lo cual no se considera oportuno volver a transcribirlo aquí, pero un esquema del mismo se ilustra en la Figura 3, A.

Contenido paleontológico: La Formación Picún Leufú es rica en restos de bivalvos, pues su facies responde a un paleoambiente ideal para la vida de bivalvos. Los afloramientos fosilíferos más importantes se encuentran 4 km al sudeste de Laguna Blanca, 3 km al suroeste de Bajada del Sauce, y en las comarcas de Picún Leufú, El Overo, Cañadón del Sapo, al sur del cerro Quinsicunoco, Caichigüe, Fortín 1º de Mayo y arroyo de Los Trozos. Entre los cefalópodos se destaca la presencia de *Simocoscoceras adversum andinum* Leanza y Olóriz en el afloramiento al sudeste de Bajada del Sauce y de *Windhausenicerias humphreyi* A.F. Leanza en la cornisa que enfrenta por el este al arroyo Los Molles. En Picún Leufú (Ruta 40) se hallaron, entre otros cefalópodos, *Corongoceras lotenoense* Spath, *Subdichotomoceras araucanense* Leanza, *Substeuerocheras* sp. y *Berriasella* sp.

Es interesante destacar la asociación de bivalvos trigónidos característicos de esta unidad, entre los que pueden mencionarse *Anditrigonia eximia* (Philippi), *A. carrincurensis* A.F. Leanza, *A. lamberti* Levy, *Antutrigonia groeberi* (Weaver), *An. frenguelli* (Mariñelarena), *Steinmanella haupti* (Lambert), *S. erycina* (Philippi), *Trigonia carinata* Agassiz, *T. fortinesis* Lambert y *Pterotrigonia (Scabrottrigonia) transatlantica* (Behrendsen). También los equinodermos *Stomechinus pulchellus* Frenguelli, *Pygurus* sp. y *Hemicidaris* sp. proceden de esta Formación. Existe asimismo una interesante fauna de corales y vermes. Quattrocchio y Volkheimer (1983) proveyeron datos palinológicos de la Formación Picún Leufú en su localidad tipo describiendo 17 especies

marinas, mientras que Musacchio (1978 : 149) describió, procedente de niveles correspondientes al Berriasiano, una asociación de foraminíferos y ostrácodos.

Edad y correlaciones: Los ammonites obtenidos en la Formación Picún Leufú y su correlación con la comarca del cerro Lotena (Leanza 1980), permiten referirla al Tithoniano medio alto (Zona de *Windhausenicerias internispinosum*) y Tithoniano superior (Zona de *C. alternans* y *S. koeneni*) siendo posible que abarque parte del Berriasiano inferior (cf. Leanza 1973). Esta entidad engrana lateralmente en dirección norte con las pelitas de la Formación Vaca Muerta en las inmediaciones de la sierra homónima, estando ausente en regiones situadas en el depocentro de la Cuenca Neuquina.

Formación Mulichinco (Weaver 1931). Berriasiano-Valanginiano

Esta entidad está compuesta por un conjunto de areniscas con intercalaciones de conglomerados que se disponen concordantemente sobre la Formación Picún Leufú y están cubiertos por la Formación Agrio. Originalmente esta unidad formacional fue definida por Weaver (1931 : 33) considerando como localidad tipo al Cerro Mulichinco, en el centro oeste de la provincia del Neuquén. La cúspide de este cerro, así como también la del cerro Mocho, está coronada por depósitos de esta Formación.

La Formación Mulichinco tiene amplia distribución en la región sudoriental del área mapeada, especialmente al sur del arroyo Picún Leufú, donde se extiende prácticamente sin solución de continuidad con rumbo noroeste-sudoeste, acampañando a la Ruta Nacional N° 40 hasta el arroyo Carrizal. A partir de allí, con la sola interrupción del mallín de La Amarga o el cauce del arroyo China Muerta, se extiende hacia el poniente hasta alcanzar el cañadón de la Media Luna. En este tramo es sólo cubierta por reducidos asomos de la Formación Agrio, o bien por relictos lávicos de la Formación Palaoco (cerros Caichigüe, del Viento, de la Tiza, Media Luna), con sus correspondientes escombreras. Al oeste del Catán Lil, debajo del cerro Mesa del Rincón y al sur de la localidad de Fortín 1º de Mayo, camino a Las Coloradas, también han sido carteados depósitos pertenecientes a la entidad. Otro afloramiento se encuentra constituyendo el zócalo del cerro Negro, en la margen derecha del arroyo Picún Leufú, 6 km aguas abajo de la intersección de éste con la Ruta Nacional N° 40. Areniscas referibles a la entidad en análisis han sido carteadas también inmediatamente al este de la mencionada ruta, 2 km al sur de la Bajada del Sauce.

En la confluencia de los arroyos Charahuilla y Huecú y en dirección sur, sobre la margen derecha de las nacientes del arroyo China Muerta, se describe el siguiente perfil (ver Fig. 3, C):

Techo: Formación Agrio: Pelitas gris parduscas, fosilíferas.

discordancia erosiva

Formación Mulichinco: Espesor total: 480 m.

250 m. Areniscas de grano fino, bien seleccionadas, de color rojo ladrillo, muy llamativas. Presencia de abundantes niveles conglomerádicos de 10 a 15 m de espesor, con rodados gruesos y medianos, entre los que se intercalan areniscas con estratificación entrecruzada. En todo el espesor se hallan gran cantidad de restos de troncos opalizados de hasta 1 m de diámetro.

200 m. Areniscas gris ocráceo claras, con estratificación entrecruzada y diagonal en bancos regulares muy gruesos. A 40 m de la base hay un banco con geodas de cuarzo rellenas con calcita. A partir de allí hacia arriba comienzan a aparecer troncos opalizados.

30 m. Areniscas color gris azuladas, regularmente estratificadas en bancos finos incluyendo en la base niveles opalizados lenticulares.

concordancia

Base: Formación Picún Leufú. Areniscas calcáreas o calcarenitas ligeramente margosas, de color blanco amarillentas a pardo claras, con fauna deivalvos típica.

El litotipo superior, compuesto por areniscas y conglomerados rojos, tiene amplia distribución y es característico de la Formación Mulichinco en esta región de la cuenca. En la zona de cerro Overo, si bien con composición similar, presenta coloraciones ocráceas y gris amarillentas.

Sedimentológicamente, la unidad se forma principalmente por areniscas y areniscas conglomerádicas. Las areniscas varían entre muy finas a muy gruesas, correspondiendo texturalmente al grupo de las arenitas. Según Leanza *et al.* (1977) sus granos presentan formas subangulosas, subredondeadas y escasas angulosas. En la composición intervienen fundamentalmente cuarzo con extinción ondulosa, plagioclasas ácidas y mesosilícicas y plutonitas ácidas subordinadas. El material aglutinante es de naturaleza química, predominando en orden de abundancia decreciente clorita, zeolita, cuarzo secundario y calcita, que participan frecuentemente como elementos asociados. Las areniscas, más o menos cementadas, sobresalen de la falda de los cerros formando picos y fuertes escarpas, como la que se observa en la margen norte del cañadón del arroyo del Overo, en el lugar donde se encuentran las minas de arcilla "Ramona" y "César Eduardo", 1,5 km al este del almacén de Agua del Overo.

Las sedimentitas de la unidad en análisis denotan

que fueron depositadas en un ambiente continental deltaico de energía muy alta a moderada, donde es frecuente encontrar abundantes troncos de madera silicificada.

Contenido paleontológico: Aparte de los troncos opalizados, se han hallado al norte y este de Agua del Overo (Mina "Ramona") restos de reptiles terrestres, los que por su tamaño no pudieron ser coleccionados.

Edad y correlaciones: En el área estudiada la Formación Mulichinco se atribuye al lapso Berriasiano-Valanginiano, por cubrir sedimentitas de la Formación Picún Leufú asignadas al Tithoniano superior-Berriasiano inferior y ser cubierta por sedimentos marinos de la Formación Agrio, atribuida en esta región de la Cuenca al Hauteriviano (*cf.* Leanza 1973). La Formación Mulichinco engrana lateralmente en el sur de Mendoza con el Miembro o Formación Chachao. Cabe consignar, asimismo, que la entidad que aflora en el área estudiada tiene características bastante diferentes respecto a aquéllas de su localidad tipo, en el cerro Mulichinco. Sin embargo, se opta por mantener el término de Weaver, aunque consignando que se trata de su facies proximal (*cf.* Leanza 1981 : 71).

Formación Agrio (Weaver, 1931). Hauteriviano

Corresponde a las sedimentitas marinas comprendidas entre la Formación Mulichinco y la Formación La Amarga, constituyendo la unidad más joven del Grupo Mendoza. Weaver (1931) la definió originalmente estableciendo su localidad tipo en las márgenes del río Agrio, inmediatamente al oeste de la vieja Ruta Nacional N° 40. Según la concepción del citado autor, la Formación Agrio contenía también las capas del Yeso de Transición de Groeber (1929 : 35), más tarde llamado Huitriniano (Groeber 1946 : 187). Posteriores investigadores excluyeron de la Formación Agrio original las citadas capas de transición (*cf.* Herrero Ducloux 1946; de Ferrariis 1968; Marchese 1971; Digregorio 1972; Uliana *et al.* 1975; etc.) quedando el término exclusivamente restringido a las sedimentitas de origen marino aflorantes en esa localidad comprendidas entre la Formación Mulichinco y la Formación Huitrín, conforme a una mayor homogeneidad conceptual.

Los afloramientos de la Formación Agrio se encuentran más o menos dispersos en la región central del área mapeada. El más septentrional está ubicado, un tanto oculto bajo las coladas de la meseta de Santo Domingo, al este de la Ruta Nacional N° 40, 3 km al sudoeste de la Bajada del Sauce, dispuesta sobre la Formación Mulichinco. Allí asoma con tonos rojizos

portando *Acanthodiscus* cf. *radiatus* (Bruguière) y *Lyticoceras pseudoregale* (Burckhardt), además de trigonias, equinodermos y otros característicos invertebrados marinos de la entidad. Más al sur aflora en el cerro Negro Chico de Picún Leufú, ya con sus característicos tonos pardo-blanquecinos, con gran cantidad de *Rutitrigonia agrioensis* (Weaver).

La localidad fosilífera más importante se encuentra en el cerro Bayo de Agua del Overo, 2 km al noreste del paraje homónimo, formando una cubeta sinclinal con su parte sur truncada, donde son comunes otra vez los característicos bivalvos y gasterópodos agrioenses. Partiendo del cerro Marucho, la entidad se extiende al noreste, según un plano subhorizontal, dejando en medio una región de salitrales al norte de los bañados de Caichigüe.

La Formación Agrio puede ser examinada un par de kilómetros al sur de Las Cortaderas, acompañando a la Ruta nacional N° 40 hasta la localidad de Aguada de Florencio. La entidad aparece también constituyendo el basamento del cerro China Muerta, o bien como relictos preservados bajo las coladas basálticas de los cerros de la Tiza y Media Luna.

Sobre la margen izquierda del arroyo Carrizal, unos 4 km aguas arriba de su intersección con la Ruta Nacional N° 40, comienza un perfil que culmina en el cerro Marucho, de acuerdo con el siguiente detalle (ver Figura 3, B):

Techo: Cubierto por los Depósitos Terrazados.

discordancia

Formación Agrio pars. Espesor: 237 m.

40 m. Calcáreos dolomíticos grises, muy diaclasados y triturados, afectados por cocción a partir del neck basáltico del cerro Marucho.

35 m. Calcáreos amarillentos hasta pocas decenas de metros de la cumbre principal del cerro Marucho, con fauna de bivalvos entre los que predomina *Myoconcha transatlantica* Burckhardt y gasterópodos entre los que se destaca *Tylostma jaworskii* Weaver.

30 m. Niveles arcillosos fisiles, verde parduzcos a grisáceos, con amonites heteromorfos del grupo de *Crioceratites* (*Paracrioceratites*) *andinum* (Gerth), *Holcoptychites neuquensis* (Douville) y *Weavericeras vacaense* (Weaver), algunos de los cuales alcanzan 30 cm de diámetro.

50 m. Margas calcáreo-arcillosas, fuertemente impregnadas con limonita que le confiere una coloración amarilla intensa. En la base existen calcáreos coquinoideos blanquecinos con una rica fauna de bivalvos, gasterópodos y equinodermos, a saber: *Prohinnites leymeriei* (Deshayes), *Exogyra coultoni* (d'Orbigny), *Steinmanella* (*Transitrigonia*) *transitoria* (Steinmann), *S.* (*Macrotrigonia*) *vacaensis* (Weaver), *Pterotrigonia coihuicoensis* (Weaver), *Pecten robinaldinus* d'Orbigny, *Pholadomya gigantea* Sowerby, *Clypeopygus robinaldinus* d'Orbigny y *Pygaster gerthi* Weaver.

60 m. Pelitas y margas amarillentas, aparentemente estériles, dispuestas con fina estratificación en delgados banquitos, muy poco competentes.

3 m. Coquitas con abundantes restos de pequeños bivalvos triturados y, en especial, el equinodermo *Pentacrinites* apilado como monedas.

8 m. Areniscas gris blanquecinas, de grano mediano y cemento calcáreo, dispuestas en bancos delgados.

6 m. Areniscas bandeadas, con tonos grises y rojizos, en parte conglomerádicas, algo friables.

5 m. Conglomerado basal castaño rojizo oscuro, con rodados porfiríticos y de areniscas de la Formación Mulichinco, de hasta 10 cm de diámetro, con cemento calcáreo y estratificación entrecruzada. Conforman un resalto sobre las sedimentitas infrayacentes.

discordancia suave

Base: Formación Mulichinco: Areniscas y areniscas conglomerádicas de tonos amarillentos y ocráceos, con estratificación entrecruzada, con rodados de porfiritas y abundantes troncos silicificados.

Con algunas variantes litológicas, el conglomerado basal es visible en toda la región cercana al cerro Marucho.

Contenido paleontológico: Aparte de los invertebrados mencionados en la descripción del perfil entre los cefalópodos son comunes en el área considerada *Lyticoceras pseudoregale* (Burckhardt), *Eutrephoceras marucoense* (Giovine), *Cymatoceras perstriatum* (Steuer) y "*Desmoceras*" *agrioensis* Weaver. Entre los bivalvos debe mencionarse también a *Rutitrigonia agrioensis* (Weaver), *Steinmanella* (*T.*) *raimondii* (Lisson), *Trigonia aliexpandita* Leanza y Garate, *Pholadomya agrioensis* Weaver, *Panopaea dupiniana* d'Orbigny, *Ptychomya koeneni* Behrendsen y *Eriphyla argentina* Burckhardt. Entre los gasterópodos hallados en la Formación Agrio pero no mencionados en el perfil pueden citarse *Pleurotomaria gerthi* Weaver, *Turritella* aff. *lineolata* Roemer y *Cerithium* cf. *C. heeri* Pictet y Campiche y entre los equinodermos a *Holactypus planatus numismalis* Roemer, *Cidaris* sp. y *Solenia* sp.

Según Volkheimer (1978) existen microfloras en ambientes neríticos depositados en asociación con la fauna citada, predominando las Cheirolepidaceae (plantas productoras de *Classopollis*) y en segundo lugar las Podocarpaceae y Araucariaceae. Musacchio (1978) describió ostrácodos de la Formación Agrio en China Muerta y Picún Leufú, consignando que han sido halladas especies bentónicas de foraminíferos, entre las que abundan los nodosariáceos.

Edad y correlaciones: La Formación Agrio se atribuye habitualmente al Hauteriviano y Barremiano inferior (cf. Weaver 1931, Groeber 1946; Leanza et al. 1977; Leanza 1981). No obstante, en el área considerada en este estudio sólo alcanza, como lo indican sus amonites, el Hauteriviano inferior y medio y la parte baja del Hauteriviano superior. La Formación Agrio presenta litologías diferentes respecto a las que caracterizan a la entidad en su localidad tipo, donde predominan pelitas negras con bancos calcáreos su-

bordinados, con abundantes fósiles marinos. Los fósiles son los mismos que en la localidad tipo, pero las pelitas están subordinadas a las calizas y calcarenitas con fósiles, a la vez que las tonalidades dominantes son blanco amarillentas. Por tal razón, Leanza (1981 : 72) distinguió una facies marina poco profunda denominada Facies proximal de la Formación Agrio, de otra Facies distal de la Formación Agrio depositada en un ambiente nerítico de energía moderada a baja, correspondiendo la primera a la que aflora en nuestra área de estudio.

Grupo Huitrín (sensu Loomis en Herrero Ducloux 1946)

Se denomina así a las sedimentitas comprendidas entre el techo del Grupo Mendoza y la base del Grupo

Neuquén. Loomis (1940) en un forme inédito, como puede cotejarse en Herrero Ducloux (1946 : 266) consideró como Formación Huitrín al conjunto de sedimentitas situadas entre la Formación Agrio y los Estratos de Candeleros, que constituyen la unidad basal del Grupo Neuquén. Leanza y Leanza (1973) emplearon esa misma concepción aplicándole el rango de Grupo, el cual se consideró constituido por las Formaciones Huitrín y Rayoso. Idéntica concepción, pero empleando el término Grupo Rayoso en lugar de Grupo Huitrín fue sugerida posteriormente por Uliana et al. (1975).

**Formación La Amarga (Musacchio 1970).
Hauteriviano superior-Barremiano**

Está constituida por sedimentitas de ambiente mixto comprendidas entre el techo de la Formación Agrio

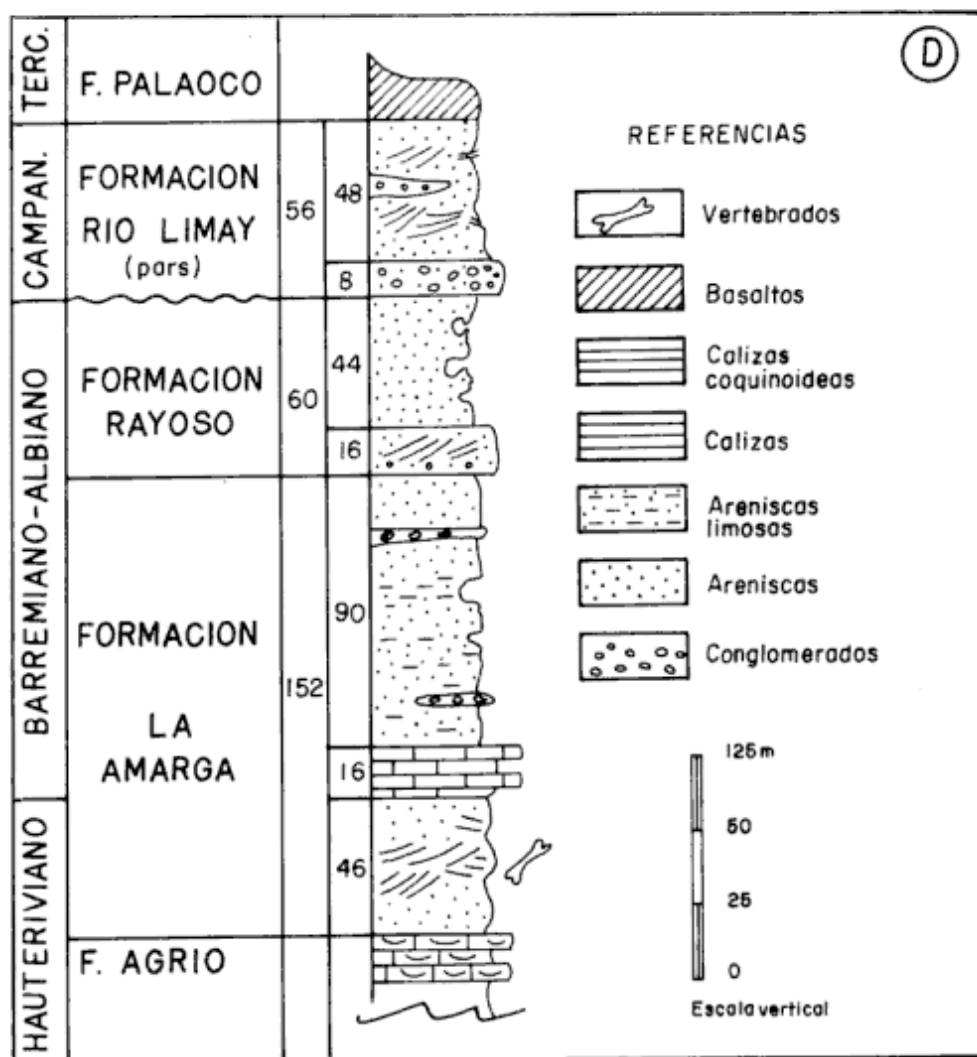


Figura 4: El Grupo Huitrín en la comarca del cerro Chachil. D: perfil de las Formaciones La Amarga, Rayoso y la parte basal del Grupo Neuquén en el faldeo septentrional del cerro China Muerta. Ver ubicación en la Figura 1.

y la base de la Formación Rayoso. Parker (1965), en un trabajo inédito, describió esta entidad bajo la denominación de Grupo de La Amarga, mientras que Musacchio (1970, 1971 a y b), Marchese (1971), Volkheimer (1978) y Leanza y Leanza (1979) emplearon la denominación de Formación La Amarga. Por haber sido Musacchio (1970) el primero en publicar esa denominación, debe ser considerado el autor de la unidad en análisis.

La localidad tipo se encuentra en los faldeos del cerro China Muerta, situado 2500 m al sur del arroyo La Amarga, muy poco al este de la Ruta Nacional N° 40. Los afloramientos de la Formación La Amarga se extienden según una delgada faja que, a partir del cerro China Muerta, se dirige al noreste hasta pasar a la Hoja 36 c, Cerro Lotena.

En el faldeo septentrional del cerro China Muerta se describe un perfil que abarca al Grupo Huitrín en forma completa (ver Fig. 4, D):

Techo: Basaltos del cerro China Muerta (Formación Palaoco).

discordancia

Formación Río Limay pars. Espesor: 56 m.

48 m. Areniscas de grano grueso, limosas y arcillosas, interestratificadas alternadamente, con estratificación muy gruesa, en partes torrencial y entrecruzada, con lentes intercalados de conglomerados distribuidos caóticamente, de colores rosa carne a rojo intenso. Las areniscas son bastante friables y los niveles arcillosos son yesíferos.

8 m. Conglomerado polimítico no muy cementado, con clastos de hasta 10 cm de diámetro de porfiritas y volcanitas ácidas y mesosilíceas, de color gris pardusco, algo rojizo, con estratificación muy gruesa a torrencial, de carácter muy lenticular.

discordancia intersenoniana

Formación Rayoso. Espesor: 60 m.

44 m. Areniscas conglomerádicas rosa pálidas, con estratificación torrencial y entrecruzada, con rodados de hasta 2 cm de diámetro de rocas porfíricas y cuarzo. Se destacan clastos de arcillas de colores pardos que al ser erosionadas dejan oquedades características en las superficies rocosas.

16 m. Areniscas rojizas de grano grueso hasta finamente conglomerádicas, consistentes, con estratificación torrencial, alternando hacia arriba con bancos arcillosos bastante vesíferos.

concordancia

Formación La Amarga. Espesor: 152 m.

99 m. Arenisca de grano mediano a grueso, friables, con estratificación entrecruzada y en parte torrencial, con matrix arcillosa de tonalidad rojiza. Hay frecuentes niveles de areniscas verdosas. En forma subordinada existen arcillas rojas que alojan delgados banquitos de areniscas calcáreas de colores claros. Son depósitos que corresponden a una planicie de inundación.

16 m. Calizas y concreciones calcáreas muy duras, con estratificación fina, alojadas en margas verdes. El techo de este paquete constituye un excelente banco guía que puede ser seguido unos 15 km al noreste, destacándose claramente de las sedimentitas infra y suprayacentes. También hay pequeñas vetas de cuarzo y zeolitas. Su color es blanco amarillento. De este paquete procede una abundante microfauna de origen lagunar.

46 m. Areniscas conglomerádicas y conglomerados finos de colores ocráceos y castaños con rodados de hasta 3 cm de diámetro. Las fracciones están ubicadas por lo general cerca de la base, siendo frecuentes los entrecruzamientos de estratos. Parker (1965) encontró en este tramo restos de dinosaurios.

Concordancia

Base: Techo de la Formación Agrio pars.

8 m. Calizas margosas amarillentas con la típica fauna de invertebrados hauterivianos, es especial *Columastrea antiqua* Gerth, *Pecten robinaldinus* d'Orbigny y *Pholadomya agriensis* Weaver.

Según Levin *et al.* (1975) las calizas fueron depositadas en ambiente continental. A igual conclusión había llegado anteriormente Musacchio (1970), consignando que se trataba de depósitos fuertemente oxigenados. Volkheimer (1978) y Volkheimer *et al.* (1977), señalan que las microfloras provienen de sedimentitas pelíticas intercaladas entre las calizas o que han sido depositadas en aguas marinas. De tal modo, se concluye que el miembro calcáreo de la Formación La Amarga fue depositado en ambiente mixto de transición.

Contenido paleontológico: La Formación La Amarga ha brindado una variada gama de microfloras. Musacchio (1971 a y b, 1978, 1981) ha descrito procedentes de las margas y calizas límnicas del cerro China Muerta varios géneros y especies de ostrácodos y carófitas, consignando que el pasaje entre las Formaciones Agrio y La Amarga es transicional y está caracterizado por una fauna de mezcla. Volkheimer (1978) y Volkheimer *et al.* (1977) mencionan una extensa lista de palinomorfos de la entidad, indicando (1977) condiciones marinas restringidas, asociadas con una microflora terrestre derivada de coníferas, con predominio de *Classopollis* y menor cantidad de Araucariaceae y Podocarpaceae. Bonaparte (1986) describió precedente de sedimentitas de la parte basal de la Formación La Amarga a *Vincelestes neuquenianus* Bonaparte, considerado como el primer representante de los mamíferos del Cretácico inferior de América del Sur.

Edad y correlaciones: Parker (1965) consideró que la Formación La Amarga se apoya concordantemente sobre la Formación Agrio y "representa el subciclo Huitríniano al sur de la dorsal Cerro Lotena". Según Musacchio (1971 a), Volkheimer *et al.* (1977) y Leanza

(1981) la Formación La Amarga es considerada de edad hauteriviana superior-barremiana. Se correlaciona ampliamente con la Formación Huitrín del centro de la Cuenca Neuquina. Considerando la edad barremiana o aptiano-albiana (*cf.* Groeber 1929, Volkheimer y Salas 1975) de la Formación Huitrín y la edad hauteriviana superior-barremiana de la Formación La Amarga, se concluye que ambas entidades forman una misma facies de carácter diacrónico en la Cuenca Neuquina.

Roll (1939) paralelizó a las sedimentitas de la actual Formación La Amarga que afloran en las inmediaciones del cerro China Muerta con aquéllas que lo hacen en el Bajo Ortiz (Río Negro). Sin embargo, las sedimentitas de la localidad rionegrina pertenecen al Tithoniano-Berriasiano, tal como lo demostrara Pozzo (1956). Más recientemente, Rolleri *et al.* (1984) agruparon a estas sedimentitas en el Grupo Fortín Nogueira, al que consideraron como un equivalente lateral de la sección inferior del Grupo Mendoza, pudiendo correlacionarse al Miembro (o Formación) Ortiz con la Formación Picún Leufú.

Formación Rayoso (Weaver 1931 emend. Herrero Ducloux 1946). Aptiano-Albiano

En las referencias al mapa de la comarca del Cerro Chachil (ver Leanza 1992) y en el cuadro estratigráfico de la Hoja 36 b, Cerro Chachil (Leanza 1985), la unidad comprendida entre la Formación La Amarga y el Grupo Neuquén había sido identificada como Formación Bajada Colorada. Sin embargo, Foucault *et al.* (1987) han demostrado, sobre la base de estudios sismoestratigráficos y observaciones previas de Pozzo (1956) y Parker (1965), que la Formación Bajada Colorada, definida por Roll (1939) en la localidad homónima, donde no se observan relaciones de base y techo, pertenece al Grupo Mendoza. Esta concepción invalida la equivalencia de la Formación Bajada Colorada con la Formación Rayoso del centro de la Cuenca Neuquina sostenida años atrás por Pozzo (1956) y aceptada por Digregorio (1972). Por esa razón, se prefiere utilizar para la comarca que nos ocupa la denominación de Formación Rayoso.

Esta entidad fue establecida en su momento por Weaver (1931 : 80) como "Rayosa Formation" para identificar una serie de areniscas y arcilitas yesíferas de tonalidades rojizas aflorantes en el Cerro Rayoso y en el río Pichi Neuquén que se apoyan sobre el primer banco de yeso por encima de la Formación Agrio. Es sin embargo Herrero Ducloux (1946) quien interpretó a la Formación Rayoso como el conjunto de sedimentitas situadas por encima del Yeso de transi-

ción y por debajo de la discordancia intersenoniana. Con esa acepción fue y es utilizada por numerosos autores, pues justamente identifica a las capas rojas comprendidas entre la Formación Huitrín y el Grupo Neuquén en la región norte de la Cuenca Neuquina.

Los afloramientos de la Formación Rayoso se restringen al ángulo sudoriental del mapa (ver Leanza 1992), donde, a partir del cerro China Muerta, se dirigen al noreste, en correspondencia con sus menores alturas. La entidad considerada se sobrepone concordantemente a sedimentitas de la Formación La Amarga y es cubierta en discordancia angular leve - Movimientos Intersenonianos - por el Grupo Neuquén. En Piedra Parada es intruída por diques basálticos de rumbo sureste-noroeste que apuntan al cerro Marucho. En la región de la bañados de Caichigüe es cubierta por los Depósitos Terrazados Superiores.

En el cerro China Muerta (véase perfil descrito en páginas anteriores y Fig. 4), tiene 60 m de espesor.

La Formación Rayoso está compuesta por areniscas conglomerádicas rojizas, violáceas y, en parte, verdosas. En los niveles arcillosos es frecuente la presencia de delgadas intercalaciones de yeso secundario. En la parte próxima al techo de la unidad existen clastos de arcillas que al ser erosionados dejan oquedades características en la superficie rocosa. La sedimentología de esta unidad ha sido estudiada por Di Paola y Marchese (1970). La Formación Rayoso corresponde a un ambiente definitivamente continental y paleoambientalmente se interpreta que corresponde a una llanura de inundación recorrida por ríos maduros (ver Digregorio 1972 : 485).

Edad y correlaciones: La Formación Rayoso no ha brindado restos fósiles que permitan su exacta ubicación cronológica. Considerando la edad hauteriviana superior-barremiana de la Formación La Amarga y teniendo en cuenta que la Formación Rayoso se dispone concordantemente sobre ella, es posible que haya comenzado a depositarse a fines del Barremiano, extendiéndose su límite superior hasta el momento en que tuvo lugar la discordancia intersenoniana que puso en contacto angular a esta sedimentitas con las del Grupo Neuquén.

Grupo Neuquén (Roll en Fossa Mancini *et al.* 1968)

El conjunto de unidades litoestratigráficas que integran actualmente el Grupo Neuquén fueron conocidas de antaño como Formación de Dinosaurios (Roth 1899), o Dinosaurier Schichten (Keidel 1917) o Estratos con Dinosaurios (Keidel 1925), pero sin dudas es

Roll (1939) quien, en un informe inédito, ofreció una excelente descripción del Grupo, al que denominó Formación del Neuquino o, posteriormente, Neuquén Schichten (Roll 1941). Las precisas observaciones de Roll fueron avaladas y dadas a conocer parcialmente por Herrero Ducloux (1946). Stipanovic *et al.* (1968) fueron los primeros en emplear la denominación de Grupo Neuquén.

Con posterioridad a la depositación de la Formación Rayoso tienen lugar los Movimientos Intersenonianos (Fase Subhercínica) que influyen en todo el ámbito de la Cuenca Neuquina invirtiendo el sentido del buzamiento regional. A ellos siguió un intenso período erosivo y luego tuvo lugar la depositación de una espesa secuencia de sedimentitas continentales. No obstante, se interpreta que en el área el Grupo Neuquén está sólo representado por los 56 m inferiores del Miembro Candeleros de la Formación Río Limay.

Formación Río Limay (Cazau y Uliana 1973).
Campaniano inferior

Cazau y Uliana (1973) designaron formalmente esta entidad para agrupar a los Miembros Candeleros, Huincul y Lisandro. En el área considerada está circunscripta al cerro China Muerta y a reducidos asomos al este del mismo. Se asienta en suave discordancia sobre la Formación Rayoso, principiando con un conglomerado basal de 8 m de potencia y continúa con areniscas de grano grueso, limosas y arcillosas de colores rojo morado intenso a rosa carne, cuyos detalles se transcriben en el perfil del cerro China Muerta (ver Fig. 4 D).

La alternancia de sedimentos poco consolidados (limos a arcillas) con otros competentes (conglomerados y areniscas) confieren a la morfología del paisaje un aspecto muy especial, con grandes mesetas con superficies cuspidales planas, sostenidas por bancos duros, y taludes muy pronunciados hasta casi verticales.

Según Cazau y Uliana (1973) las sedimentitas de la Formación Río Limay denotan un paleoambiente en el que a los cursos fluviales les correspondió un rol importante en la dispersión de los detritos, o que apunta al gradual desarrollo de llanuras aluviales, atravesadas por cursos de agua de moderado a escaso gradiente, con pequeña carga de partículas transportadas en condiciones hidráulicas que sólo ocasionalmente lograron un alto régimen de flujo.

Edad y correlaciones: Consecuentemente con su

posición sobre la discordancia intersenoniana y la primera fase del Primer Movimiento Andino, se ubica al Grupo Neuquén en el Senoniano superior *sensu lato*. En el área estudiada sólo se observa la parte inferior del Miembro Candeleros de la Formación Río Limay. Se la asigna cronológicamente al Campaniano inferior.

Conclusiones

El intervalo estratigráfico analizado en la región considerada está integrado por el Grupo Mendoza (Formaciones Quebrada del Sapo, Vaca Muerta, Picún Leufú, Mulichinco y Agrio, estas dos últimas en facies proximal), Grupo Huitrín (Formaciones La Amarga y Rayoso) y parte basal del Grupo Neuquén (Formación Río Limay).

La distribución areal de las unidades tratadas fue presentada en el mapa oportunamente publicado por el autor (Leanza 1992), dándose a conocer en esta oportunidad distribución geográfica, perfiles estratigráficos, contenido paleontológico, edad y correlaciones de las mismas.

Se prefiere utilizar Formación Quebrada del Sapo en vez de Formación Tordillo, considerándosela en la comarca como el conglomerado basal de la Formación Vaca Muerta, y se la acopla al Grupo Mendoza.

Pese a objeciones formuladas por algunos autores, la Formación Picún Leufú establecida por el autor (Leanza 1973) se considera válida, dándose argumentos para ello.

Se acepta que la Formación Bajada Colorada pertenece al Grupo Mendoza según estudio de Foucault *et al.* (1987), utilizándose el nombre de Formación Rayoso para las sedimentitas comprendidas entre la Formación La Amarga y el Grupo Neuquén.

Agradecimientos

Se deja constancia de mi agradecimiento a las autoridades de la Dirección General de Minería de la provincia del Neuquén y, especialmente, a Martín H. Palacios por las facilidades brindadas durante la estadía del autor en Zapala. A la colega Alicia T. Spiegelman expreso mi reconocimiento por efectuar el estudio de un elevado número de muestras petrográficas del área mapeada. A Susana Damborenea expreso mi gratitud por el prolijo trabajo editorial efectuado y sus interesantes sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bonaparte, J.F., 1986. Sobre *Mesungulatum houssayi* y nuevos mamíferos cretácicos de Patagonia, Argentina. Actas 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 2: 48-61. Mendoza.
- Cazau, L.B. y Uliana, M.A., 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 3: 131-163. Buenos Aires.
- De Ferrariis, C., 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 121-144. Buenos Aires.
- Dellapé, D., Pando, G., Uliana, M. y Musacchio, E., 1979. Foraminíferos y Ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del Arroyo Picún Leufú y la Ruta 40 (provincia del Neuquén, Argentina), con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 2: 489-507. Buenos Aires.
- Digregorio, J.H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. pp. 439-505. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. pp. 985-1032. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Di Paola, E. y Marchese, H.G., 1970. Relaciones litoestratigráficas entre las Formaciones Rayoso, Candeleros y Huincul, Provincia del Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25(1): 111-120.
- Keidel, J., 1917. Über das patagonische Tafeland der patagonische Gerölle und ihr Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen in Argentinischen Andengebiet und Litoral. Zeitschrift der Deutschen Wiss. Ver., 3(5-6): 219-245. Stuttgart.
- Keidel, J., 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Publicaciones, Dirección General de Minería y Geología (Argentina), 8: 5-67.
- Foucault, J.E., Vaillard, L.C. y Viñez, R.F., 1987. Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del río Limay, provincias del Neuquén y Río Negro, República Argentina. Actas, 10° Congreso Geológico Argentino, 1: 139-142. Tucumán.
- Giovine, A.T., 1950. Algunos cefalópodos del Hauteriviense de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5(2): 35-76.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Publicaciones, Dirección General de Minería, Geología e Hidrología (Argentina), 58: 1-109.
- Groeber, P., 1946. Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1(3): 177-208.
- Groeber, P., Stipanovic, P.N. y Mingramm, A.G., 1953. Jurásico. En: Geografía de la República Argentina, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 2(1): 143-347. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, R. y Digregorio, R.E., 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1: 221-235. Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras, 23 (226): 245-282.
- Leanza, A.F. y Leanza, H.A., 1973. *Pseudofavrella* gen. nov. (Ammonitina) del Hauteriviense de Neuquén, sus diferencias con *Favrella* R. Douvillé, 1909, del Aptiano de Patagonia austral y una comparación entre el Geosinclinal Andino y el Geosinclinal Magallánico. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 50(1-4): 127-145. Córdoba.
- Leanza, A.F. y Leanza, H.A., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 37c, Catán Lil, provincia del Neuquén. Boletín, Servicio Geológico Nacional (Argentina), 169: 1-65. 1 mapa.
- Leanza, H.A., 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén República Argentina, y su posición estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27(1): 63-70.
- Leanza, H.A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia de Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28(2): 97-132.
- Leanza, H.A., 1980. The Lower and Middle Tithonian ammonite fauna from Cerro Lotena, province of Neuquén, Argentina. Zitteliana, 5: 3-49. München.
- Leanza, H.A., 1981. The Jurassic-Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonites zones. Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen, 161(1): 62-92. Stuttgart.
- Leanza, H.A., 1985. Descripción geológica de la Hoja 36b, Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Informe Servicio Geológico Nacional (Argentina), Buenos Aires, 144 p. (Inédito).
- Leanza, H.A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la Comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45(3-4): 272-299.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A., 1978. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l. S. Cuencas Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32(4): 248-264.
- Leanza, H.A., Marchese, H.G. y Riggi, J.C., 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los Paralelos 35° y 40° l. S. Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32(3): 190-208.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back arc basin fill, Central Argentine Andes. Special Publication, International Association of Sedimentologists, 12: 429-450. London.
- Levin, M., Musacchio, E. y Salati, E., 1975. Condiciones ambientales de algunas calizas del Cretácico neuquino en base al estudio de las relaciones C^{13}/C^{12} y O^{18}/O^{16} . Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 6(3-4): 89-101.
- Loomis, H.P., 1940. Reconocimiento geológico de la región de Chos Malal. Informe Gerencia de Exploración, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 45 p. (Inédito).
- Marchese, H.G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26(3): 343-410.
- Marcolin, A.A., 1968. Estudio geológico preliminar del Parque Nacional Laguna Blanca. Anales Parques Nacionales, 11(2): 99-127. Buenos Aires.
- Musacchio, E.A., 1970. Ostrácodos de las superfamilias Cytheracea y Darwinulacea de la Formación La Amarga (Cretácico inferior), provincia del Neuquén, Argentina. Ameghiniana, 7(4): 301-316.
- Musacchio, E.A., 1971a. Charophytes de la Formación La Amarga (Cretácico inferior), provincia del Neuquén, Argentina. Revista del Museo de La Plata, (n.s.) Paleontología, 6(37): 19-38.
- Musacchio, E.A., 1971b. Hallazgo del género *Cypridea* (Ostracoda) en Argentina y consideraciones estratigráficas sobre la Formación La Amarga (Cretácico inferior). Ameghiniana, 8(2): 105-125.
- Musacchio, E.A., 1978. Microfauna del Jurásico y del Cretácico inferior. En: Geología y Recursos Naturales del Neuquén, Relatorio del 7° Congreso Geológico Argentino, pp. 147-161.
- Musacchio, E.A., 1981. South American Jurassic and Cretaceous Foraminifera, Ostracoda and Charophyta of the Andean and

- Subandean regions. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. (Eds.): Cuenas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2: 461-498. Buenos Aires.
- Parker, G., 1965. Relevamiento geológico escala 1:25.000 entre el arroyo Picún Leufú y Catán Lil, a ambos lados de la ruta N° 40. Informe Gerencia de Exploración, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 32 p. (Inédito).
- Pozzo, A., 1956. Relevamiento geológico de la zona Bajo de Ortiz-Cañadón Lonco Vaca, provincia de Río Negro. Informe Gerencia de Exploración, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 41 p. (Inédito).
- Quattrocchio, M.A., 1980. Contribución al conocimiento de la palinología estratigráfica del Jurásico superior de la Cuenca Neuquina. *Opera Lilloana*, 31: 1-59. Tucumán.
- Quattrocchio, M.A. y Volkheimer, W., 1983. Datos palinológicos de la Formación Picún Leufú (Jurásico superior) en su localidad tipo, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(1): 34-48.
- Roll, A., 1939. La cuenca de los Estratos con Dinosaurios al sur del río Neuquén. Informe, Gerencia de Exploración Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 73 p. (Inédito).
- Roll, A., 1941. Über die Ortiz und Roca Schichten. Oberen Kreide der Río Negro Senke (Nord Patagonien). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 85(B): 144-190. Stuttgart.
- Roth, S., 1899. Aviso preliminar sobre mamíferos Mesozoicos encontrados en Patagonia. *Revista del Museo de La Plata*, 9: 1-56.
- Rolleri, M.O., Manceñido, M.O. y Dellapé, D.A., 1984. Relaciones estratigráficas y correlación de la Formación Ortiz en el sur de la Cuenca Neuquina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 1: 129-207. Buenos Aires.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2): 367-388.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A. y Pando, G.A., 1975. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). *Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 1: 177-196. Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1978. Microfloras fósiles. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio del 7° Congreso Geológico Argentino*, pp. 147-161. Buenos Aires.
- Volkheimer, W. y Quattrocchio, M.A., 1974. Palinología estratigráfica del Titoniano (Formación Vaca Muerta) en el área de Caichigüe (Cuenca Neuquina). Parte A: Especies terrestres. *Ameghiniana*, 12(3): 193-241.
- Volkheimer, W. y Salas, A., 1975. Die älteste Angiosperm-Palynoflora argentinienens von der typuslokalität der unterkretazischen Huitrín-Folge des Neuquén Beckens. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte H7*: 424-436. Stuttgart.
- Volkheimer, W., Caccavari de Filice, M.A. y Sepúlveda, E., 1977. Datos palinológicos de la Formación Ortiz (Grupo La Amarga), Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina (República Argentina). *Ameghiniana*, 14(1-4): 59-74.
- Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. *Memoir, University of Washington*, 1: 1-469. Seattle.
- Weaver, C., 1942. A general summary of the Mesozoic of South America and Central America. *Proceedings, 8° American Science Congress (1940), Geology*, 4: 149-193. Washington.

Recibido: 25 de enero, 1990

Aceptado: 11 de marzo, 1993

Radiolarios de un testigo cuaternario del talud continental argentino, interpretación paleoclimática

Marta Inés ALPERIN

Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n.
1900 La Plata. Argentina

ABSTRACT. Radiolarians from a Quaternary core on the Argentine continental slope, palaeoclimatic interpretation. A quantitative study of radiolarians recovered from a piston core taken in Quaternary sediments on the Argentine continental slope at 40° 04'S, 54° 40'W, defines four palaeoclimatic events. 1. Between 470 and 380 cm, spongy radiolarians (*Spongostrochus glacialis* and *Spongodiscus resurgens*) predominate over the nassellarians, suggesting relatively cold climatic conditions. 2. Between 380 and 100 cm nassellarians are very abundant, especially *Antarctissa denticulata*-*Antarctissa strelkovi* and *Theocalyptra davisiana*, whereas the spumelarians are subordinate. This section of the core represents colder (probably glacial) conditions than those prevailing in the area at present. 3. From 100 to 20 cm spongy spumelarians predominate but there is a gradual reduction in the number of radiolarians in general. This suggests a gradual amelioration of a cold climate. 4. In the upper part of the core radiolarians are replaced by foraminifera, representing similar climatic conditions to those of the present day.

Introducción

Durante los últimos dos millones de años se produjeron cambios climáticos muy importantes en todo el mundo. En el transcurso de los períodos fríos el nivel del mar descendió debido a la transferencia de agua a los continentes, donde fue tomada para formar mantos de hielo y glaciares. Estas variaciones del nivel del mar fueron acompañadas por cambios en la temperatura de las aguas oceánicas y en su circulación, las que afectaron la distribución de la microfauna.

La distribución geográfica de los organismos planctónicos, especialmente de los radiolarios, está principalmente influenciada por la temperatura y la circulación de las aguas, de modo que variaciones en su abundancia pueden utilizarse como indicadores de cambios de temperatura de las mismas, y por ende de cambios climáticos ocurridos en el pasado (Griggs *et al.* 1970; Morley 1977; Blucford 1983; Kruglikova 1989).

El objetivo del presente trabajo es reconocer los cambios climáticos ocurridos durante la depositación de los sedimentos de un testigo cuaternario extraído del talud continental argentino (40° 40' S; 54° 40' O), a partir de las variaciones de la fauna de radiolarios contenida en el mismo.

Los radiolarios de la región han sido exiguamente estudiados, se cuenta sólo con los trabajos de D. Boltovskoy (1980), referido a biogeografía de los radiolarios, y de Morley (1977), quien analiza los cambios paleoclimáticos ocurridos en el Atlántico Sur.

Particularmente el estudio sistemático de los radiolarios presentes en este testigo fue efectuado por Alperin (1987) y el análisis sedimentológico del mismo testigo fue realizado por Cortelezzi y Mouzo (1979).

Marco geológico-oceanográfico

El testigo fue extraído de la parte alta del talud continental (Fig.1). En esta región las aguas superficiales y profundas corresponden al Agua Subantártica (Thomsen 1962; E. Boltovskoy 1970, 1973), su movimiento es hacia el noreste, dominado por la corriente de Malvinas.

Es importante destacar que muy próximo al lugar de extracción del testigo, hacia el este, aproximadamente a los 53° O, se halla el límite occidental de la Zona de Convergencia Subtropical. En esta zona se mezclan las aguas templadas de la corriente de Brasil, que fluyen hacia el sur, y las aguas frías de la corriente de Malvinas, que se desplazan hacia el norte bordeando la costa argentina. Desde el punto de vista de los microorganismos la Convergencia Subtropical está caracterizada por su gran diversidad específica (D. Boltovskoy 1980).

La circulación de las aguas en esta región durante el Cuaternario, específicamente a los 18000 años a.p., fue similar a la actual; el sector occidental de la Zona de la Convergencia Subtropical presentó un leve desplazamiento hacia el sur (Morley 1977).

Material y métodos

Se extrajeron 41 muestras del testigo AU₄C₁₂ (40° 04' S; 54° 40' O). Se identificaron y contaron 9973 especímenes de radiolarios, con un promedio de 250 ejemplares por muestra; los resultados se estandarizaron como porcentajes.

El estudio de la distribución de los radiolarios a través del testigo se efectuó de la siguiente manera:

1) análisis de las variaciones de abundancias relativas de naselarios y spumelarios en general y de las especies más significativas;

2) cálculo de diversidad específica (Shannon y Weaver 1949);

3) análisis de agrupamiento. Los grupos de muestras y de especies se definieron incorporando sólo aquellas especies cuya representación superó al 1% del conjunto total en una o más muestras. La similitud entre especies y muestras se cuantificó con el coeficiente de correlación de Pearson y ligamiento promedio (Sneath y Sokal 1973); y

4) análisis de nodos para evaluar las afinidades entre los grupos de muestras y los grupos de especies (Boesch 1977).

Resultados

Características generales de la fauna

Se registraron en total 68 especies (Alperín 1987); de éstas, 48 presentaron abundancias menores al 1% del conjunto total, y de las 20 restantes *Antarctissa denticulata* (Ehrenberg) y *Spongodiscus resurgens* Ehrenberg son las que poseen las frecuencias más altas observadas (53% y 31%, respectivamente), Fig. 2.

En general, los radiolarios más abundantes pertenecen a los complejos faunísticos antártico y subantártico descritos por D. Boltovskoy (1980), las restantes son cosmopolitas; no se hallaron especies



● Testigo estudiado

Figura 1: Mapa de ubicación.

características de la Zona de Convergencia Subtropical.

Los spumelarios constituyen más del 50% de la fauna total en 16 muestras. Este predominio se localiza en los 110 cm superiores y en los 100 cm inferiores del testigo, en tanto el sector comprendido entre los 110 y 380 cm, posee mayor abundancia de naselarios (Fig. 3a).

Los valores de diversidad encontrados son bajos, el valor promedio de la diversidad total (HT) es de 1, oscilando entre 1,19 y 0,77; el coeficiente de variación no superó el 10%. La diversidad de los spumelarios (HS) es siempre mayor que la de los naselarios (HN) y ambas están inversamente correlacionadas ($r = -0,548$; $P < 0,01$) (Fig. 3b).

Distribución de la fauna a través del testigo

Si bien las especies son aproximadamente las mismas a lo largo de todo el testigo, la abundancia relativa de cada una de ellas cambia en cada muestra. Las especies más abundantes de spumelarios, *Spongotrochus glacialis* (Popofsky) - *Spongodiscus resurgens* Ehrenberg están inversamente correlacionadas con los naselarios *Antarctissa denticulata* (Ehrenberg) - *Antarctissa strelkovi* Petrushevskaya y con *Theocalyptra davisiana* (Ehrenberg) ($r = -0,6795$; $P < 0,00001$ y $r = -0,5662$; $P < 0,0001$; respectivamente) (Fig. 3c). En tanto, *A. denticulata* - *A. strelkovi* y *T. davisiana* están directamente correlacionadas ($r = 0,3536$, $p < 0,02$) (Fig. 3c).

Con el análisis de agrupamiento se reconocieron 4 grupos de muestras (A, B, C y D) a un nivel de similitud de 0,10 (Fig. 4), en tanto las especies se asocian también en 4 grupos (1, 2, 3 y 4) a un nivel de similitud de 0,20 (Fig. 5).

Las muestras del grupo A, ocupan la totalidad del segmento superior del testigo y algunas muestras del tramo inferior (por debajo de los 410 cm), los spumelarios, grupos 1, 2 y 3 presentan valores altos de ocurrencia (constancia) y abundancia relativa (fidelidad) en estas muestras (Fig. 6).

Los miembros del grupo D (18) están distribuidos aproximadamente en el intervalo comprendido entre los 140 y 360 cm, en este tramo predominan las especies del grupo 4, *Nassellaria* (constancia y fidelidad muy altas, Fig. 6).

Las 7 muestras del grupo B se hallan intercaladas entre las del grupo D, presentando, sin embargo, un ligero predominio de spumelarios sobre naselarios (Fig. 6). Por último, el grupo C, está formado por sólo tres muestras, las inmediatas a los extremos superior e inferior del grupo D, también con mayor abundancia de spumelarios (Fig. 6).

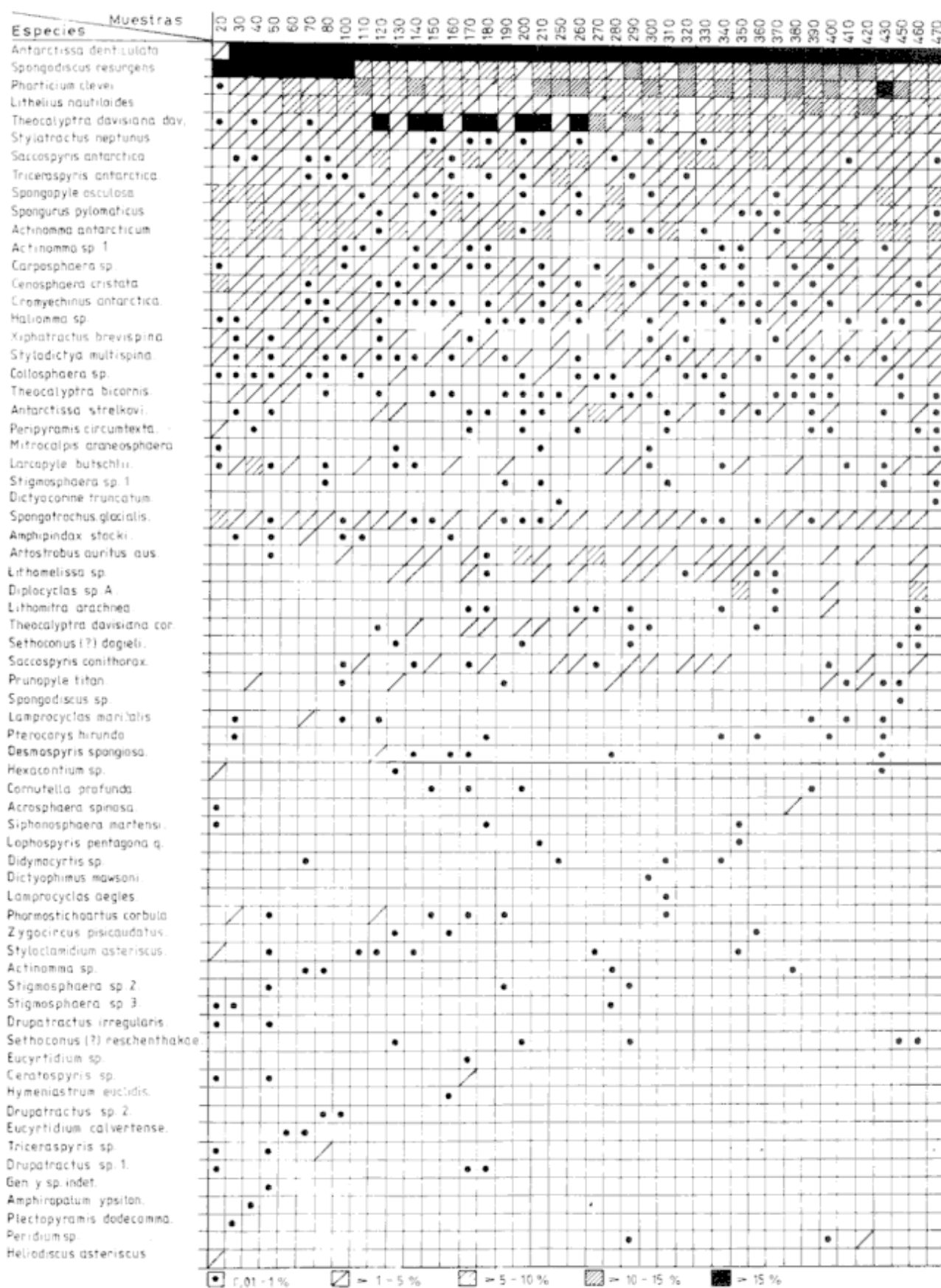


Figura 2: Distribución y abundancia relativa de radiolarios.

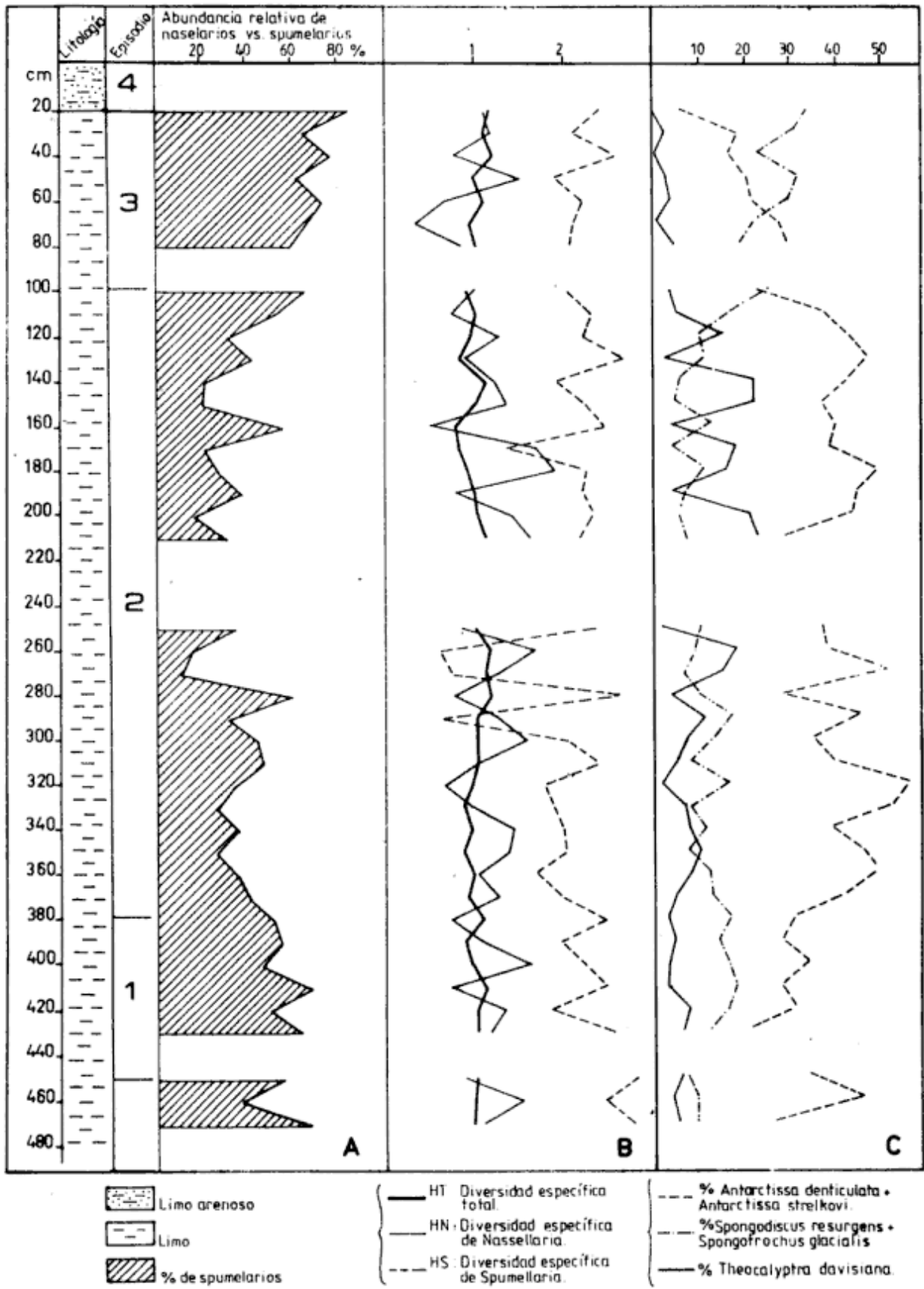


Figura 3: Distribución de la diversidad y la abundancia relativa de nasselarios y spumellarios en general y de las especies más significativas.

Consideraciones acerca de la distribución de la fauna

En los últimos años se realizaron numerosos trabajos que utilizaron a los radiolarios para efectuar reconstrucciones paleoambientales. Entre ellos Hays (1965) Hays *et al.* (1976), Blueford (1983) utilizaron las variaciones de abundancia de una o varias especies con este objetivo. En tanto Riedel *et al.* (1982) y Kruglikova (1989) reconocieron las variaciones de abundancia de los radiolarios a nivel genérico o aún supragenérico.

En el presente trabajo se presentan los resultados de las variaciones de abundancia tanto de especies particulares como de los dos subórdenes, comparando los mismos.

Las especies presentes en el testigo son, en su mayoría, subpolares o polares. Las condiciones oceanográficas de esta región determinan la presencia de la fauna, con predominio de especies subpolares. Incrementando el aporte de especies frías, probablemente se encuentre un efecto de traslado post-mortem de las tecas causado por la corriente de Malvinas que fluye hacia el noreste. Este hecho se sucedería, aparentemente, durante todo el tiempo de depositación, ya que las especies halladas son siempre las mismas. D. Boltovskoy (1987) notificó un fenómeno similar en el Pacífico, que atribuyó a traslados de plancteres expatriados desde sus lugares de origen en dirección hacia el ecuador causados por efectos de submersión y transporte hacia el ecuador.

Los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario aparentemente no afectaron cualitativamente a la fauna presente, ya que en ningún momento se hallaron especies subtropicales.

El estudio cuantitativo de los radiolarios reveló que la abundancia relativa de las especies varía de muestra en muestra. Los spumelarios, principalmente los esponjosos, y las especies *Spongotrochus glacialis* y *Spongodiscus resurgens*, predominan en el sector comprendido entre la base del testigo (470 cm) y los 380 cm aproximadamente. Los naselarios en general, *Antarctissa denticulata* - *Antarctissa strelkovi* y *Theocalyptra davisiana* particularmente, se tornan en componentes importantes aproximadamente entre los 380 cm y los 100 cm; desde allí existe un cambio gradual de naselarios nuevamente hacia radiolarios esponjosos hasta los 20 cm donde los radiolarios en general disminuyen marcadamente y son reemplazados por foraminíferos (Alperin y Cusminsky 1992).

Respecto a *Theocalyptra davisiana* en particular, se hallaron variaciones de abundancia en aguas subantárticas y antárticas. Las curvas de abundancia de esta especie muestran un máximo muy marcado

datado a los 18000 años a.p. (Hays *et al.* 1976, Morley 1977). Actualmente *Theocalyptra davisiana* habita aguas polares y subpolares de ambos hemisferios y es menos común en aguas templado frías (D. Boltovskoy

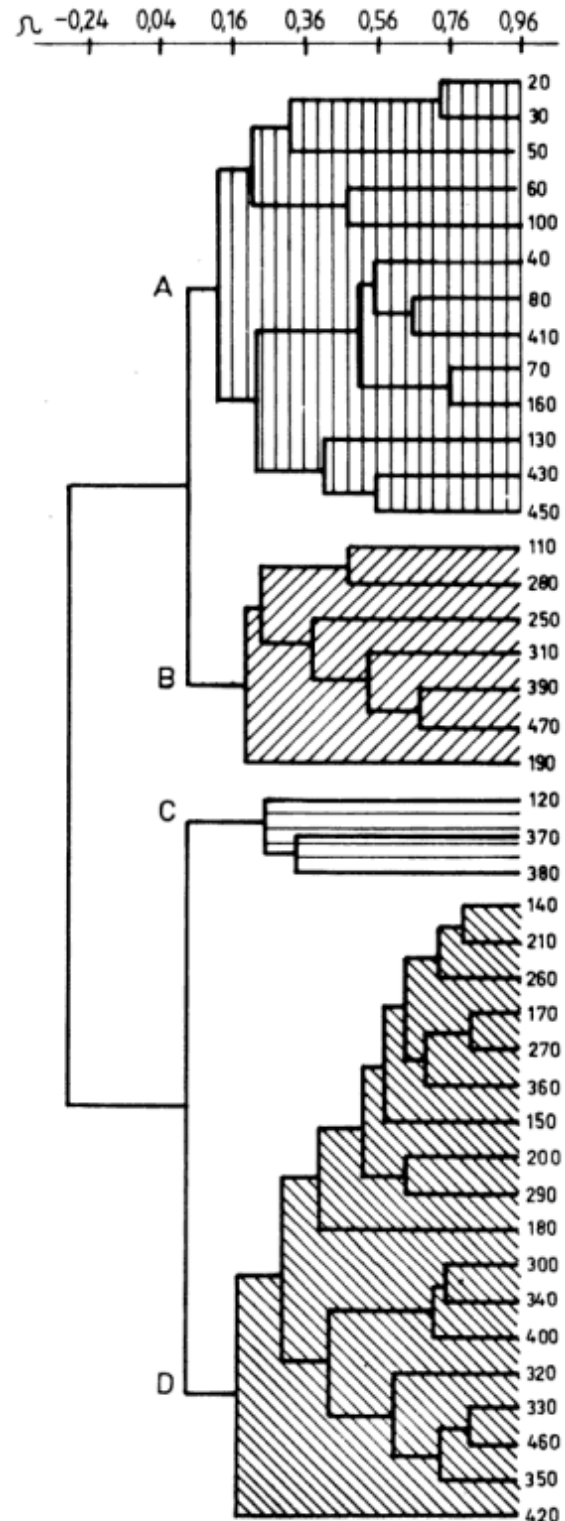


Figura 4: Grupos de muestras. Los números de la derecha indican cada muestra. CCC = 0,81970.

1980), y se halla principalmente en aguas profundas (Hays *et al.* 1976). Hays *et al.* (1976) proponen que las variaciones de abundancia de esta especie se relacionan con cambios en las características de las aguas intermedias a profundas, en tanto Robertson (1975) supone que altas concentraciones de esta especie pueden atribuirse a ambientes de baja salinidad en las aguas superficiales. Cualquiera sea la causa de estos cambios de abundancia, es evidente que en el testigo estudiado el tramo comprendido entre los 380 cm y los 100 cm, con grandes abundancias de *Theocalyptra davisiana* indica un cambio en la circulación de las aguas profundas y/o superficiales. Este cambio está relacionado con cambios climáticos, probablemente con un evento frío ya que se trata de una especie típicamente de aguas frías. Por otra parte *Theocalyptra davisiana* se correlaciona positivamente con *Antarctissa denticulata* - *Antarctissa strelkovi*, ambas exclusivas de áreas polares-subpolares, reafirmando esta suposición.



Figura 5: Grupos de especies: 1- *Actinomma antarcticum*; 2- *Actinomma* sp.1; 3- *Carposphaera* sp.; 4- *Cenosphaera cristata*; 5- *Cromyechinus antarcticum*; 6- *Haliomma* sp.; 7- *Stylatractus neptunus*; 8- *Xiphatractus brevispina*; 9- *Stylodictia multispina*; 10- *Spongodiscus resurgens*; 11- *Spongopyle osculosa*; 12- *Spongurus pylomaticus*; 13- *Spongotrochus glacialis*; 14- *Lithelius nautiloides*; 15- *Phorticium clevei*; 16- *Antarctissa denticulata*; 17- *Tricerapyspis antarctica*; 18- *Theocalyptra davisiana*; 19- *Artostrobos auritus australis*; 20- *Sacospyris antarctica*. CCC= 0,8728.

En cuanto a *Spongotrochus glacialis*, actualmente habita aguas polares siendo más abundante en aguas subantárticas, principalmente en los primeros 200 m (Dworetky y Morley 1987), *Spongodiscus resurgens*, en cambio, es una especie cosmopolita que habita aguas superficiales entre 50 y 100 m (D. Boltovskoy, 1980). De esta manera el predominio de los radiolarios esponjosos podría señalar el comienzo de corrientes superficiales más fuertes o transporte desde la plataforma (Blueford 1983) marcando de cualquier modo un cambio en la circulación de las aguas, en este caso seguramente superficiales, respecto al tramo 380 cm - 100 cm.

Los naselarios en general son más abundantes cuando las temperaturas de las aguas son relativamente bajas, coincidiendo con Kruglikova (1989). Los spumellarios, en tanto se tornan predominantes cuando la temperatura de las aguas es relativamente mayor y/o cuando las corrientes superficiales son más fuertes.

Por otra parte, en general, la diversidad total presenta valores constantemente bajos a lo largo del

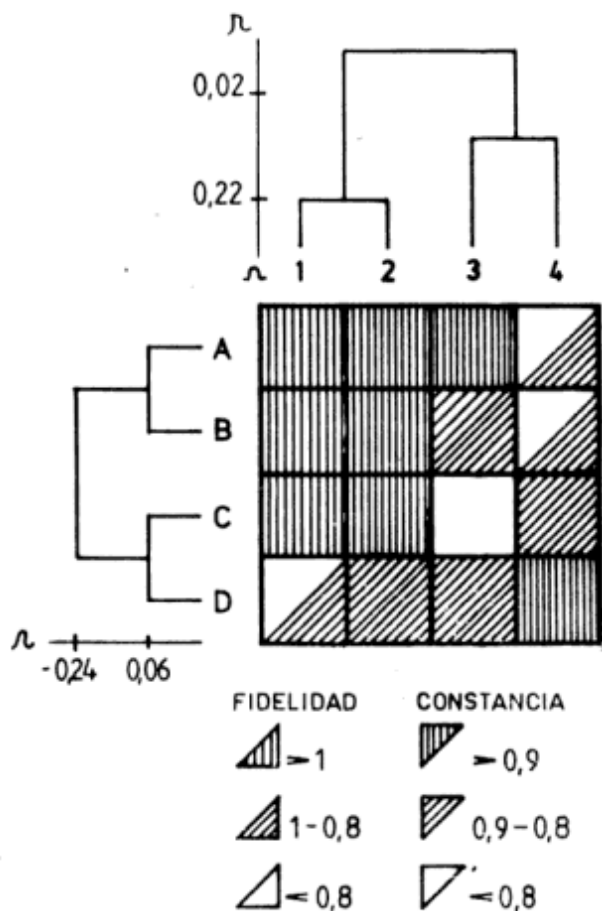


Figura 6: Análisis de nodos.

testigo, diferentes fenómenos podrían combinarse para proponer una explicación a este hecho:

a) para el tramo comprendido entre los 380 cm y los 100 cm, ser causado por un evento frío; es bien conocido que las asociaciones de aguas templadas y frías son menos diversas que las tropicales (eg. D. Boltovskoy 1980; Casey 1989);

b) para los segmentos infrayacente y suprayacente al anterior, en tanto, responder a condiciones neríticas similares a las actuales en la región del testigo. Estos valores bajos de diversidad son similares a los hallados por Casey (1989) quien destaca que una moderada influencia nerítica que disminuye aún más la diversidad en la región.

Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos cuantitativamente de los radiolarios se identifican cuatro episodios: el primero, abarca desde los 470 cm hasta los 380 cm, con condiciones climáticas similares a las actuales, predominio de radiolarios esponjosos, *Spongotrochus glacialis* y *Spongodiscus resurgens*, y naselarios subordinados. El segundo, que comprende desde los 380 cm hasta los 100 cm, donde las condiciones climáticas se tornan progresivamente más frías, lo que queda señalado por el gran número de naselarios, especialmente *Theocalyptra davisiana* y *Antarctissa denticulata* - *Antarctissa strelkovi*. Particularmente el nivel de los 140 cm, que presenta un porcentaje muy elevado de *Theocalyptra davisiana*, podría correlacionarse con el máximo avance de la última glaciación (Alperin 1986). El tercer episodio comprende desde los 100 cm hasta los 20 cm, al que correspondería clima frío pero no tan riguroso como aquél del tramo infrayacente, nuevamente con predominio de spumelarios y reducción paulatina de radiolarios en general. Los 20 cm superiores del testigo representarían un cuarto episodio donde los radiolarios son reemplazados por foraminíferos indicando condiciones climáticas similares a las actuales en la región.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alperin, M., 1987. Radiolarios de un testigo cuaternario del talud continental argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(3-4):290-315.
- Alperin, M. y Cusminsky, G., 1992. Variaciones paleoclimáticas sobre la base de foraminíferos y radiolarios de un testigo del talud continental argentino. *Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas:109-111. La Plata.
- Blueford, J., 1983. Distribution of Quaternary radiolaria in Navarin Basin geologic province, Bering Sea. *Deep Sea Research*, 30(7A):763-781.
- Boesch, D., 1977. Applications of numerical classification in ecological investigations of water pollution. Virginia Institute of Marine Science, Special Scientific Report, 77, 114p.
- Boltovskoy, D., 1980. Morfología esquelética, sistemática, distribución y sus condiciones abióticas en Polycystina del Atlántico Sudoccidental. Tesis de doctorado, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales 289p. (inédito).
- Boltovskoy, D., 1987. Sedimentary record of radiolarian biogeography in the equatorial to antarctic western Pacific Ocean. *Micropaleontology*, 33:267-281.
- Boltovskoy, E., 1970. Masas de agua (características, distribución, movimientos) en la superficie del Atlántico Sudoeste, según indicadores biológicos. *Foraminíferos*. Servicio de Hidrografía Naval H., 643:1-99, Buenos Aires.
- Boltovskoy, E., 1973. Estudio de testigos submarinos del Atlántico Sudoccidental. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, Geología, 7(4), 340 p.
- Casey, R.E., 1989. Model of modern Polycystine Radiolarian shallow-water zoogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74:15-22. Amsterdam.
- Cortezzi, C. y Mouzo, F. 1979. Estudio sedimentológico de testigos del margen continental argentino sobre un perfil a los 40° de Latitud Sur. *Actas del 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca)*, 2:249-264. Buenos Aires.
- Dworetzky, B.A. y Morley, J.J., 1987. Vertical distribution of radiolaria in the eastern equatorial Atlantic: analysis of multiple series of closely-spaced plankton tows. *Marine Micropaleontology*, 12:1-19.
- Griggs, G.B., Kulm, L.D., Duncan, J.R. y Fowler, G.A., 1970. Holocene faunal stratigraphy and paleoclimatic implications of deep-sea sediments in Cascadia Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 7(1970):5-12. Amsterdam.
- Hays, J.D., 1965. Radiolaria in late Tertiary and Quaternary history of Antarctic seas. En: *Biology of the Antarctic Seas II*. Antarctic Research Serie, 5, American Geophysical Union, 2 pp.125-184. Washington, D.C.
- Hays, J.D., Lozano, J.A., Shackleton, N. y Irving, G., 1976. Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18,000 B.P. Antarctic Ocean. *Geological Society of America Memoir*, 145:337-375.
- Kruglikova, S.B., 1989. Certain aspects of radiolarian data as evidence of the paleoenvironment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 69(1989):303-320.
- Morley, J.J., 1977. Upper Pleistocene climatic variations in the south Atlantic derived from a quantitative radiolarian analysis: accent on the last 18,000 years. Thesis of P. in Faculty of Pure Science. Columbia University. 344p. (inédito).
- Riedel, W.R., Westberg-Smith, M.J. y Budai, A.J. 1985. Late Neogene Radiolarian and Mediterranean paleoenvironment. En: Stanley y Wetzel (Ed.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer, pp.:487-523. New York.
- Robertson, J.H., 1975. Glacial to interglacial oceanographic changes in the northwest Pacific, including a continuous record of the last 400,000 years. Ph.D. Thesis diss., Columbia Univ., USA, 355p. (inédito).
- Shannon, C. y Weaver, W. 1949. *The mathematical theory of communications*. University Illinois Press, 125p. Urbana.
- Sneath, P.H.A. y Sokal, R.R., 1973. *Numerical taxonomy*. W.H. Freeman and Co., 573 p. San Francisco.
- Thomsen, H., 1962. Masas de agua características del Océano Atlántico. Parte Sudeste. *Publicación del Servicio de Hidrografía Naval*, H.632:1-22. Buenos Aires.

Recibido: 5 de julio, 1992

Aceptado: 19 de marzo, 1993

NOTA NECROLOGICA

Derek Victor Ager

(†1923-1993)



Segundo hijo de Richard George Ager y de Violet Victoria Green, el Prof. Dr. Derek Victor Ager nació en Harrow, al noroeste de Londres (Inglaterra), el 21 de abril de 1923 y falleció en Swansea (País de Gales, Gran Bretaña) el 8 de febrero de 1993. Cursó sus estudios juveniles en la John Lyon School de su ciudad natal, hasta 1939 y, después de la Guerra, recibió su formación académica en geología en el Politécnico de Chelsea (1951), prosiguiendo su carrera docente en el Imperial College of Science and Technology (Londres) donde obtuvo sucesivamente su Ph.D., D.I.C. y D.Sc. (entre 1954 y 1969), contándose entre sus mentores H.H. Read y H.M. Muir-Wood.

El tema de su tesis doctoral —la naturaleza y distribución de las faunas de braquiópodos en el Domeriano británico— proporcionó suficiente material para una pormenorizada "Monografía sobre Rhynchonellidae liásicos" y numerosos artículos adicionales continuaron fluyendo de su pluma, más allá de su jubilación formal, algunos de índole descriptiva, otros de importancia paleogeográfica. Además de sus significativas contribuciones acerca de la sistemática y evolución de los braquiópodos (como su recordado capítulo en el "Treatise on Invertebrate Paleontology", 1965) ganó

asimismo merecida reputación en otros campos: Como uno de los fundadores de los enfoques paleoecológicos modernos (autor del primer texto en inglés sobre la materia, 1963 y pionero en estudios de morfología funcional e icnología paleoambiental). Como escritor de brillantes libros generadores de ideas que incluyen "The Nature of the Stratigraphical Record" (calificado como uno de los cinco textos más influyentes en geología moderna, con tres ediciones), "The New Catastrophism" (de similar repercusión, pese a su aparición póstuma) y "The Geology of Europe" (una obra de síntesis muy personal). Como editor en jefe de la prestigiosa publicación periódica "Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology" a la que dirigiera durante más de veinte años fomentando la producción científica en esas disciplinas, meritoria labor que fuera reconocida por Elsevier al dedicarle en homenaje el volumen 100 (1-2) de esa revista. Como Jefe del Departamento de Geología en la Universidad de Gales en Swansea (1969-1985), el cual se convirtiera bajo su tutela en uno de los mejores ámbitos para la capacitación de geólogos de campo en Gran Bretaña y donde fuera, a su retiro, distinguido como Profesor Emérito. Además, en dicha Universidad, desde el Departamento a su cargo promovió la Oceanografía hasta que ésta logró alcanzar nivel departamental independiente, y también se desempeñó como Decano de la Facultad de Ciencias durante un trienio.

En virtud de su sobresaliente trayectoria académica, a través de los años, se hizo acreedor a más de media docena de premios y distinciones honoríficas de nivel internacional, entre las que se destacan: la Medalla Charles Lyell de la Sociedad Geológica de Londres (1979) y la Medalla Raymond C. Moore de la Sociedad Americana de Paleontólogos y Mineralogistas Económicos (1989). Sin embargo, su simpleza de carácter jamás se vio ensoberbecida por tales galardones y quienes llegamos a conocerlo de cerca sabemos de su proverbial amplitud de criterio en el trato con personas, más allá de la extracción étnica o posición social de las mismas. Esta actitud le ha valido la estima y el respeto tanto de alumnos como del personal universitario a su cargo, y el explícito reconocimiento por parte de colegas de todo el mundo.

Ha tenido además una destacada participación en numerosos Congresos y Simposios a nivel mundial, actuando a menudo como Chairman o Editor de los mismos, y ha formado parte asimismo de importantes organismos de promoción científica tales como cuerpos asesores de la UNESCO, Comité Internacional de Estratigrafía, sección Geología de la Asociación Británica para el Avance de la Ciencia, Asociación de Docentes de Geología, Asociación de Geólogos de Gran Bretaña y otros, llegando a ejercer la presidencia de varios de ellos.

Fue autor de artículos didácticos y educativos sobre geología y paleontología, y acostumbraba a amenizar sus clases: las de estratigrafía mediante ejemplos derivados del análisis de la basura, ya fuese siguiendo la evolución de los recipientes de cerveza y sus tapas, o bien considerando la hipotética división de los depósitos Holocenos en "Lower y Upper Dustbinian" (según contuviesen, o no, material plástico); las de biogeografía, ejemplificándolas mediante los patrones de distribución del tipo de buzones que se emplean en diversas regiones de la Europa actual. Apasionado defensor y difusor de los principios de la eventoestratigrafía, sostuvo la necesidad de definir convencionalmente sólo la base de cada unidad estratigráfica (ya que de tal modo queda automáticamente establecido el techo de la unidad infrayacente), procedimiento éste habitualmente conocido como "Golden Spike Method", pero al cual él también solía referirse como "topless", dando otra muestra más de su refinado sentido del humor, que todos le hemos admirado.

En sus excursiones geológicas, aún a sitios remotos, acostumbraba a llevar entre los implementos indispensables un vaso de vidrio, el cual sería extraído de su mochila en el momento oportuno con el infaltable comentario: "el vino no debe ser bebido de un recipiente plástico ni de un jarro metálico pues se estropea su sabor".

Empirista e intuitivo, su actividad científica se caracterizó por una curiosidad casi insaciable, un saludable escepticismo hacia proposiciones dogmáticamente impartidas, un profundo aprecio por las propias observaciones de campo, que lo constituyeron en un paladín del "ver las cosas por sí mismo" antes que someterse dócilmente al punto de vista dominante o más en boga. Fue así siempre fiel a la máxima de su antiguo profesor H.H. Read "A igualdad de otras condiciones, será mejor geólogo aquél que haya observado más rocas". En aras de la misma visitó personalmente casi 60 países de Europa, Asia, Africa, Oceanía y América del Norte, prefiriendo en muchos casos el espíritu aventurero de un campamento a la comodidad rutinaria de un hotel, y si bien no llegó a concretar su deseo de conocer

directamente el Mesozoico Andino, estimuló de diversas maneras el desarrollo de investigaciones vinculadas a su especialidad en la Argentina.

Poseía una férrea voluntad, sólidas convicciones y un auténtico coraje, evidenciados en diversos actos de su existencia. Fue así que en su juventud, ni bien tuvo edad suficiente, se enroló voluntariamente para servir a su patria durante la Segunda Guerra Mundial, y fue, curiosamente, cavando una trinchera en depósitos terciarios que descubrió su primer fósil, un magnífico ejemplar de pectínido que conservó toda su vida. O cuando, años después, en el ámbito universitario, enfrentó con valentía resoluciones autoritarias de sus superiores por entender que las mismas respondían a motivos extraacadémicos. También se atrevió a expresar por escrito, que entre las motivaciones no explícitas del Reino Unido en el conflicto bélico de Malvinas se hallarían las perspectivas de potenciales reservas de hidrocarburos en cuencas submarinas aledañas al archipiélago. Pero sin dudas la prueba cabal de su entereza y determinación fue la valerosa actitud con que encaró una década afectada por serios problemas de salud, logrando así, con el auxilio de los adelantos de la medicina y el apoyo permanente de su esposa, no sólo sobrellevar tales padecimientos, sino mantener, merced a un esfuerzo virtualmente sobrehumano, un flujo increíble de producción científica.

Lo sobreviven su señora, Renée, y sus dos hijos, Kitty y Martin, quienes, de conformidad con sus últimos deseos, el 16 de febrero de 1993 procedieron a esparcir sus cenizas desde la cima de Cleve Hill, punto culminante de los Cotswolds y de todo el sudeste británico (330m), y uno de sus sitios favoritos para excursiones geológicas, por el peculiar desarrollo de las calizas fosilíferas del "Inferior Oolite", cerca de Cheltenham. Su deceso ha dejado, en los corazones de familiares, colegas y amigos, un enorme vacío por las aquilatadas cualidades humanas y científicas que lo caracterizaron. Sin embargo la esencia de su espíritu ejemplar ha de perdurar en sus libros, en sus numerosas publicaciones, en las fecundas ideas que fue capaz de sembrar en las mentes de discípulos y seguidores de generaciones más jóvenes.

S.E. Damborenea y M.O. Manceñido

Código Argentino de Estratigrafía, Comité Argentino de Estratigrafía, Asociación Geológica Argentina, Serie Didáctica y Complementaria 20, 1992.

Un cierto grado de reglamentación en geología es necesario y el nuevo Código Argentino de Estratigrafía (CAE) suple esta necesidad. El CAE, impreso en un formato cómodo, incluye una Introducción donde se da información histórica y se definen varios conceptos fundamentales, unas 40 páginas de normativa, y un detallado índice alfabético. Un código suele ser el fruto de un consenso y raramente contiene sorpresas. A primera vista esto es así con el CAE, donde tres cuartas partes describen las unidades estratigráficas clásicas: lito-bio- y crono-, y dan una minuciosa normativa para su definición y nomenclatura. Además, el CAE mantiene las unidades edafoestratigráficas red denominándolas pedoestratigráficas, e incorpora las unidades mangetoestratigráficas, bien conocidas ya a través del código norteamericano de estratigrafía. Del texto general extraigo tres sugerencias que considero importante adoptar. Una es distinguir 100 Ma de 100 m.a., es decir edad de tiempo. La segunda es distinguir Cretácico Temprano de Cretácico Inferior, o sea un intervalo en la escuela de tiempo de un intervalo en la escala de espacio. Y la tercera es distinguir Devónico Inferior de Devónico inferior, es decir una porción específica de la escala cronoestratigráfica de estratos en la parte baja del Devónico.

La sorpresa llega, sin embargo, al descubrir que el CAE define una clase enteramente nueva de unidad estratigráfica: las unidades limitadas por discontinuidades. En la Introducción, es cierto, el CAE dice que estas unidades comprenden a las "unconformity-bounded units" y a "las secuencias depositacionales de la estratigrafía secuencial".

Sin embargo, ellas no son análogas a las "unconformity-bounded units" porque la Fig. 11 claramente especifica que discontinuidad y discordancia son términos excluyentes. El texto (Art. 67.1) no clarifica las posibles dudas. Las nuevas unidades tampoco son análogas a las "depositional sequences" en primer lugar porque éstas están limitadas por discontinuidades (en un sentido que incluye discordancias) pero también por concordancias, mientras que las unidades del CAE sólo están limitadas por discontinuidades (Art. 67). En segundo lugar no se puede establecer analogía con las "depositional sequences" porque éstas tienen un complejo arreglo interno que las unidades del CAE no parecen compartir. En tal contexto la incorporación formal al CAE de las parasecuencias, un término propio de la

estratigrafía de secuencias, no está justificada. En conclusión, se trata de una clase nueva de unidades. Su definición es, por cierto, insatisfactoria, hasta el punto que la subdivisión fundamental puede denominarse tanto secuencia como miosintema, una duplicidad no tolerada para las otras clases.

El grueso del CAE contiene una normativa que debemos conocer y tratar de cumplir. En cuanto a las unidades limitadas por discontinuidades, sugiero que no se empleen hasta tanto se clarifique su definición. En rigor, el CAE tampoco parece muy entusiasmado por esta clase de unidades ya que dice: "Art. 67.3. Utilidad. Son útiles donde cubren una necesidad que no puede ser atendida por otras clases de unidades estratigráficas".

G. González Bonorino

Geologic and tectonic development of the North America - Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. P. Mann, G.D. Raper y J.F. Lewis (editores) Geological Society of America, Special Paper 262 (1991): 1-401 p., 5 láminas.

Esta obra es una excelente síntesis de la geología y la evolución tectónica de una pequeña microplaca que integra la actual Puerto Rico, en la región del Caribe. La obra se concentra principalmente en la geología de la República Dominicana, con algunas referencias a Haití. Está dedicada a la memoria del Dr. Pedro J. Bermúdez (1905-1979), eminente micropaleontólogo cubano, uno de los grandes pioneros de la micropaleontología y de los estudios estratigráficos de la región del Caribe.

La importancia de esta obra es que analiza en detalle los dos grandes estadios de evolución de la placa caribeana. Si bien se dirige a analizar principalmente el límite norte de la misma y sus relaciones con la placa de Norteamérica, es de importancia para los estudiosos de las posibles conexiones temporales entre América Central y Sudamérica.

La otra obra está encarada como una serie de estudios específicos producidos por diversos autores. La primer parte es una síntesis del conocimiento actual de la Isla Hispaniola, elaborado por los editores del trabajo. En este capítulo se puede encontrar un resumen de la constitución geológica de la isla, sus diferentes terrenos tectonoestratigráficos y un ensayo de evolución tectónica.

La segunda parte de la obra que comprende 10 capítulos, está destinada a describir el desarrollo del arco islándico de Hispaniola entre el Cretácico y el Eoceno. Especial atención se brinda a los cinturones metamórficos y a la presencia de esquistos glaucofánicos, los que son descritos en diversos capítulos por distintos autores. Las rocas máficas y ultramáficas, así como los productos magmáticos reciben un pormenorizado estudio, en los capítulos siguientes. Las características geoquímicas tanto de las rocas involucradas como de seleccionados minerales índices, así como las petrológicas, se ven complementadas con un moderno análisis termocronológico realizado mediante dataciones AR⁴⁰³⁹. Los aspectos económicos no son descuidados, presentándose una buena descripción de las diatremas portadoras de minerales preciosos.

La tercera parte de la obra está dedicada en sus siete capítulos a un exhaustivo análisis estructural de las relaciones transcurrentes entre la Hispaniola, y por ende de la placa caribeana, con la norteamericana. Esta parte de la obra se concentra en la evolución estructural terciaria posteoceana, y en los distintos escenarios tectónicos que llevan a la estructura actual, donde el contacto entre ambas placas está caracterizado por una unión con desplazamiento de rumbo.

Comienza con una síntesis de las diferentes cuencas sedimentarias involucradas, datadas por su contenido en nannofósiles, los que aparecen listados e ilustrados. Los siguientes capítulos se refieren principalmente a la estructura, la que documentada con líneas sísmicas e información de campo, muestra un buen equilibrio entre datos y modernas interpretaciones.

Las ilustraciones fuera de texto se concentran en la República Dominicana, presentando mapas geológicos de los diferentes sectores a escalas adecuadas. La preparación de estas ilustraciones desde punto de vista cartográfico, no tiene la calidad ni la claridad de las incluidas en el texto. Es una lástima que la falta de mapas en colores, hace que muchos de estos mapas sean de difícil lectura, aunque la información sea buena.

La lista bibliográfica de los diferentes capítulos es extensa con un predominio de trabajos en inglés, aunque hay referencias a trabajos en español y francés.

Como conclusión se puede afirmar que esta obra presenta una información actualizada para todos aquellos interesados en la placa caribeana, en especial de su sector noroccidental, del que a la fecha se contaba con escasa información y de difícil acceso.

Víctor A. Ramos

COMENTARIO DE ACTUALIDAD

29th International Geological Congress. Lake Deposits (Simposio), Agosto 28, 1992

En el marco del 29th International Geological Congress realizado recientemente en Kyoto (Japón), tuvo lugar el simposio sobre depósitos lacustres. El simposio se desarrolló el 28 de agosto, efectuándose las sesiones orales por la mañana y las de posters, por la tarde. Se presentaron un total de 20 contribuciones (6 orales y 14 posters), participando especialistas de Alemania, Argentina, EE.UU., Italia, Francia, Japón, Australia, Suiza, Marruecos, CIS e Irlanda.

Las sesiones fueron coordinadas por G.M. Ashley, K. Takemura y S. Horie. El temario abarcó distintos tópicos, analizándose tanto lagos actuales como ejemplos del registro geológico. Se prestó particular atención a la sedimentación en el lago Biwa, intensamente estudiado por los geólogos locales, efectuándose in-

cluso una excursión corta al mismo.

El temario de las sesiones se centró en el reconocimiento de controles tectónicos y climáticos sobre la sedimentación lacustre. Este tema se encuentra indudablemente en el foco de las investigaciones sobre sistemas lacustres y constituirá el núcleo de las discusiones en la próxima reunión del proyecto IGCP-324 en Pensilvania durante agosto de 1993. Cabe destacar que J. Parnell actuó en representación del mencionado proyecto, efectuando un breve resumen de las actividades del mismo. Las sesiones fueron inauguradas por P. Olsen, quien dictó una conferencia sobre los ecosistemas lacustres del Triásico-Jurásico del oeste de EE.UU.

Luis Alberto Buatois
María Gabriela Mángano

La impresión de este número de la
Revista de la Asociación Geológica Argentina
ha sido posible gracias al apoyo financiero del
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
institución que no se hace responsable de su contenido.



La **Asociación Geológica Argentina** agradece
el apoyo económico recibido de los siguientes socios benefactores:

Secretaría de Minería
Yacimientos Petrolíferos Fiscales
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Compañía General de Combustibles S.A.
Trend Argentina S.A.
Compañía Naviera Pérez Companc



La publicación de este número se ha visto facilitada gracias a
las contribuciones especiales de:

S. Damborenea
E. Linares
V. Méndez
P. Nabel
A. Riccardi

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087 3º 10, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 15 de junio de 1994
en Graficsur SRL
Giribone 832, Avellaneda

INTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para su publicación artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la **Revista de la Asociación Geológica Argentina** serán propiedad de la Asociación.

Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica Argentina", publicado en el número 1 del tomo 47.

Sólo se recibirán manuscritos que se adecúen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

El texto del manuscrito mecanografiado, incluidas las explicaciones de las figuras y tablas, se entregará por triplicado. Se presentará además el original de cada figura y tabla y dos copias adicionales de cada una de ellas, reducidas al tamaño de publicación.

Los manuscritos serán enviados a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1º piso 1006 Buenos Aires

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión del texto, excluida la bibliografía, no deberá ser mayor de 30 páginas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada seis páginas de manuscrito.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse el nombre del editor y el lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp.797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

Se entregarán sin cargo 25 separados de cada artículo publicado. Los autores podrán encargar separados extras en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

Los costos por exceso de ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados extras deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Autores

Los autores de los artículos publicados deberán ser Socios de la Asociación Geológica Argentina.

Rev.Asoc.Geol.Argent.

Tomo 48, N° 1

CONTENIDO

Malvicini, L. y Brogioni, N.	3
<i>Petrología y génesis del yacimiento de sulfuros de Ni, Cu y platinoideos "Las Aguilas Este", Provincia de San Luis.</i>	
<i>Petrology and genesis of the Las Aguilas Este nichel-copper and platinum minerals deposit, San Luis Province.</i>	
Martino, R.D.	21
<i>La faja de deformación "Guamanes": petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba.</i>	
<i>Guamanes shear zone: petrology, internal structure and tectonic significance, Sierra Grande de Córdoba.</i>	
Nullo, F.E., Haller, M.J., Panza, J.L., Marín, G. y Pardo, M.I.	33
<i>Basaltos alcalinos eocenos y miocenos de algunas localidades de la Patagonia (Chubut y Santa Cruz).</i>	
<i>Eocene and Miocene alkaline basalts from Patagonia (Chubut and Santa Cruz).</i>	
Page, R. y Page, S.	41
<i>Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central.</i>	
<i>Petrology and tectonic meaning of Jurassic volcanic rocks from central Chubut.</i>	
Zanettini, J.C.M.	59
<i>Lantánidos y otros oligoelementos en los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande (Provincia de Río Negro).</i>	
<i>Lanthanids and other trace elements in the ironstones of the Sierra Grande Formation, Río Negro Province.</i>	
Leanza, H.A.	71
<i>Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén.</i>	
<i>Mesozoic stratigraphy post-Intermalm Movements in the area of Cerro Chachil, Neuquén Province.</i>	
Alperín, M.I.	85
<i>Radiolarios de un testigo cuaternario del talud continental argentino, interpretación paleoclimática.</i>	
<i>Radiolarians from a Quaternary core on the Argentine continental slope, palaeoclimatic interpretation.</i>	
Nota necrológica: Dr. Derek V. Ager (1923-1993)	92
Comentarios bibliográficos	94
Comentario de actualidad	95

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina
deberá ser dirigida a:
Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina**