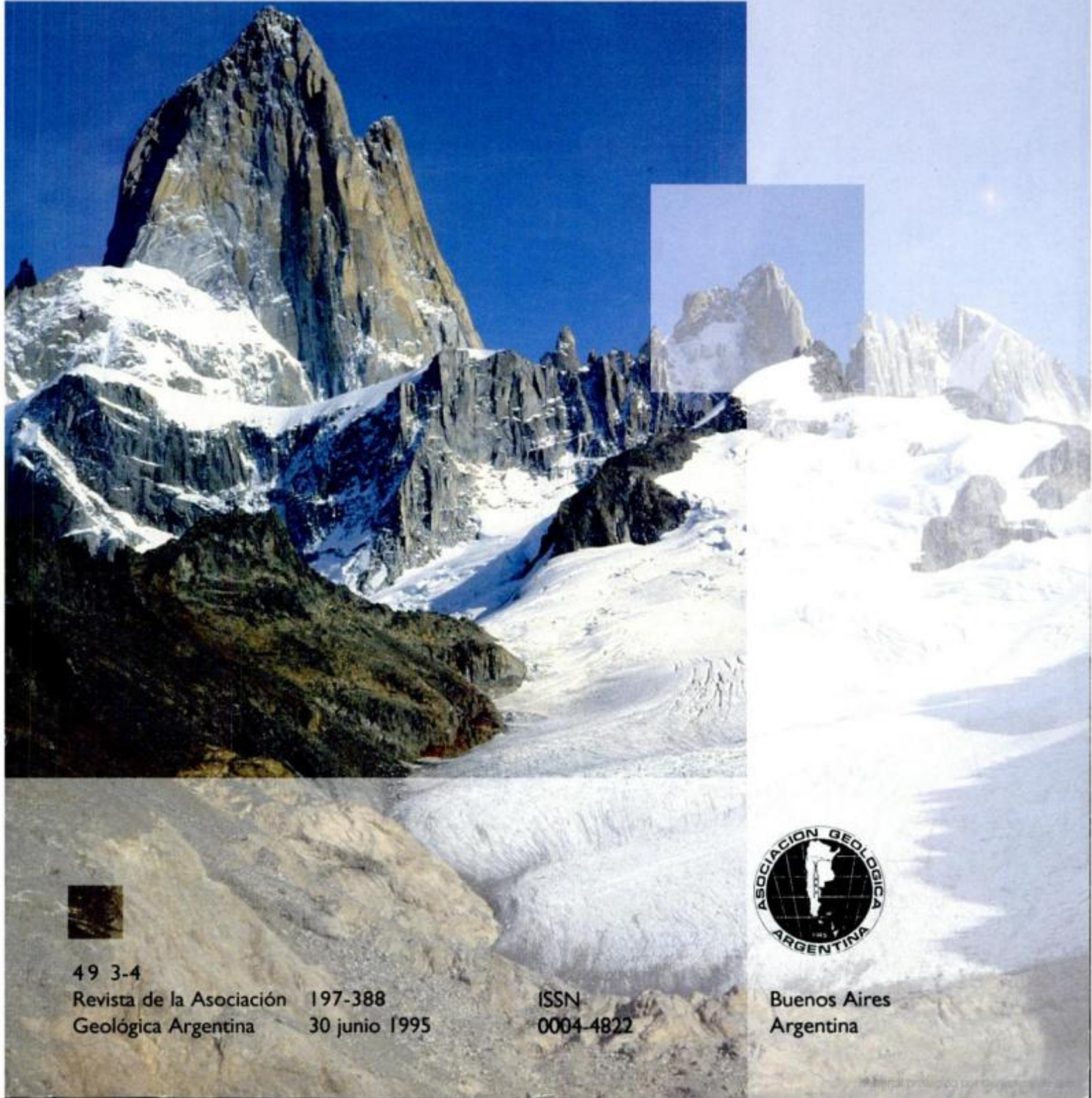


REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 49 N° 3-4 1994



49 3-4

Revista de la Asociación Geológica Argentina 197-388
30 junio 1995

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

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

COMISION DIRECTIVA
(1993-1995)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Vicente Méndez.
Secretaria: Dra. Paulina Nabel.
Tesorero: Lic. Norma E. Pezzutti.
Vocales titulares: Dra. Susana Damborenea.
Dr. Sergio Matheos.
Dr. Haroldo Vizán.

Vocales suplentes: Dra. Milka K. de Brodtkorb.
Dr. Belarmino Antelo Pérez.
Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.
Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.
Dr Sergio D. Matheos.
Dr. Haroldo Vizán.

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 Malumián, 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: Dra. 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: Lic. A. Benialgo, 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: Dra. Matilde Beresi, CRICYT, C.C. 131, 5000 Mendoza, Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.
Neuquén: Lic. Nélica Casali, Lab. Suelos y Hormigones, Fac. Ingeniería, U.N. Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén.
Plaza Huincul: Lic. M.A. Rebasea, 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. Pedro Tiberi, Manchuria 50, 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 Ruzycki 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 Casadío, 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

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. Alberto Caselli, 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. P. Nabel, Av. Ángel 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. Mario L. Assine, Depart. Geologia, Univ. Federal do Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.
Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

Cerro Fitz Roy (3375 m), Cordillera Patagónica, provincia de Santa Cruz (lat. 49° 17' S, long. 73° 05' O), stock granítico de edad miocena. Foto Juan Luis Gorse/Focus.
Fitz Roy Mt. (3375 m), Patagonian Cordillera, Santa Cruz province, Argentina (lat. 49° 17' S, long. 73° 05' W), Miocene granitic stock. Photo Juan Luis Gorse/Focus.

Evolución comparada de bahías de la península Mitre, Tierra del Fuego

Federico Ignacio ISLA

Centro de Geología de Costas y del Cuaternario (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad Nacional de Mar del Plata), c.c. 722, 7600 Mar del Plata, Argentina.

ABSTRACT. Comparative evolution of bays of Mitre Peninsula, Tierra del Fuego. Tierra del Fuego has been glaciated several times during the Quaternary, the last glaciation (Wisconsin) being the least widespread. Peninsula Mitre is dominated by glacial valleys with fossil nunatks in the southern portion, and a more rounded relief towards the Atlantic Ocean. *Sphagnum* bogs cover the top of the ranges whereas *Nothofagus* forests extend lower to the sea level. Wave dynamics and sand availability at Bahía Valentin permit sand ramps to extend 2 km inland, burying the forests on the mountain slopes. Bahía Buen Suceso (microtidal) has a shorter fetch and is constituted by a fine-sand barrier now vegetated and misfit. At Caleta San Mauricio, dune scarps indicate another misfit barrier. To the north of Estrecho Le Maire, gravel beaches and wide abrasion platforms dominate. Bahía Thetis (mesotidal) faces onto thousands of kilometres of the South Atlantic Ocean. It is a tectonic coastal lagoon with the development of a flood tidal delta of fine gravels in the outer embayment, and mudflats in the inner embayment. Beach drift towards the east has closed off several lagoons (Centenario, Colorado, San Diego) in this area. Oblate and rounded gravels within the cliffs (Bahía Thetis Gravels) indicate a possible Holocene beach deposit whose top is 1.8 m above mean high-tide level.

Introducción

Tierra del Fuego posee una ubicación única para investigar los cambios globales a altas latitudes del Hemisferio Sur. Respecto a las oscilaciones del nivel del mar, ya desde las primeras descripciones sistemáticas de Feruglio (1950) se reconocen diferencias entre los comportamientos relacionados al canal de Beagle (Rabassa *et al.* 1986; Gordillo *et al.* 1992) de aquéllos del norte de la isla que siguen los patrones de las terrazas marinas patagónicas (Auer 1974; Codignotto y Malumian 1981; Rutter *et al.* 1989; Bujalesky y González Bonorino 1990; Isla *et al.* 1991).

Existen muy pocas descripciones específicas de la península Mitre (Fig.1). Darwin (1845) describió por primera vez bahía Buen Suceso (17.12.1832) como "una bella balsa de agua rodeada a medias por montañas redondeadas y de poca altitud de esquisto arcilloso que está recubierto hasta el borde del agua por una espesa selva" (*sic*, aunque debería haber sido traducido como "bosque").

El presente trabajo describe las formas litorales, los sedimentos actuales y los depósitos cuaternarios reconocidos con el objeto de analizar comparativamente la evolución de las distintas bahías en relación a la configuración costera, regímenes de olas y mareas y al relieve.

Clima, morfología y geología

El clima de la región es frío, húmedo y ventoso, semejante al de isla de los Estados. No obstante, las precipitaciones disminuyen sensiblemente desde el canal de Beagle al Océano Atlántico (sur a norte). Debido

a la configuración costera, la bahía Valentin es significativamente más ventosa que la bahía Buen Suceso protegida de los vientos dominantes del sudoeste (Kuhneman: 1976). Por comparación entre los datos de isla Observatorio y Ushuaia, la isla de los Estados es más fría, con inviernos más benévolos y veranos más desfavorables (Caminos y Nullo 1979). En isla Año Nuevo, se registraron precipitaciones (lluvias y nieve) 20-25 días/mes.

El relieve también cambia sensiblemente: los altos picos sobre la costa sur (Fig.3) gradan a un paisaje suavemente ondulado en el norte (Fig. 9).

De acuerdo al mapa geológico de Caminos (1980), en la península Mitre afloran principalmente sedimentitas y vulcanitas jurásicas y cretácicas (Fig.1).

La Formación Alvear, lutitas y pizarras oscuras asociadas a vulcanitas ácidas riolíticas y riolodácicas, y básicos basaltos y andesinas (Caminos 1980), fue citada para bahía Aguirre y bahía Buen Suceso (Furque 1966).

La Formación Lemaire es característica de la isla de los Estados aunque se ha reconocido una faja que se extiende por península Mitre hacia el sur del lago Fagnano, y fácil de confundir con la Formación Alvear. Corresponde a tobas y lavas ácidas, además de tufitas, lutitas pizarreñas y areniscas tobáceas (Caminos 1980).

En isla de los Estados se ha reconocido la transición entre la Formación Lemaire y la suprayacente Formación Beauvoir. Estas pizarras, grauvacas y lutitas carbonosas fueron citadas para bahía Thetis, cabo San Diego y caleta San Mauricio (Caminos 1980).

Contemporánea con la Formación Beauvoir, se ha asignado a la Formación Yahgan. Si bien las áreas tipo de esta formación se encuentran en Ushuaia o Puerto Harberton, también ha sido citada para bahía Aguirre (Furque 1966).

This One



XLFU-4LS-T6PW

Ya en el Cretácico superior, y en los acantilados al oeste de bahía Thetis, afloran las areniscas grises de la Formación Policarpo y de la Formación Leticia (Camino 1980).

Los depósitos cuaternarios más característicos son los tills y morenas asociadas a viejas glaciaciones que habrían cubierto gran parte de la península Mitre (Caldenius 1932; Fig. 2). Durante estadios interglaciales, los depósitos relacionados a deslizamientos y derrumbes (al menos muy comunes durante el presente interglacial) son muy abundantes debido a la concurrencia de abundantes precipitaciones en rocas de gran fisilidad.

Bahía Valentín

La bahía Valentín se ha originado por una conjunción de viejos valles glaciares, hoy modificados en valles fluviales convergentes. Por otro lado, la acción de tormentas provenientes del sur ha logrado que la amplia

playa se continúe como rampas de dunas que alcanzan a penetrar unos 2 km y hasta cotas significativas. La playa tiene una longitud de unos 3,8 km sólo interrumpida por la desembocadura de los ríos Sudamérica y otro sin nombre. Estos ríos, a pesar de la evidente infiltración que sufren al recorrer esta rampa de arenas, logran desembocar de modo que disectan la playa en tres tramos. Las fotografías aéreas indican que algunos de estos sectores de estas rampas han sido colonizados por pastos (Fig. 3).

La bahía Valentín es sumamente ventosa, de gran dinámica oceánica por tener un alcance muy extenso hacia el sur, al punto de ser destino de numerosos naufragios (Fray Mocho 1960).

Hacia el oeste de bahía Valentín se observó por trechos significativos que las dunas de arena fina están sepultando el bosque (Fig. 4a). Esto manifiesta que a pesar de que la transgresión postglacial ha finalizado, en el sentido de que hay playas holocenas a mayor cota que el nivel medio actual (Porter et al. 1984; Rabassa et al. 1986), hay en bahía Valentín una disponibilidad de arena tal para que estas rampas permanezcan activas.

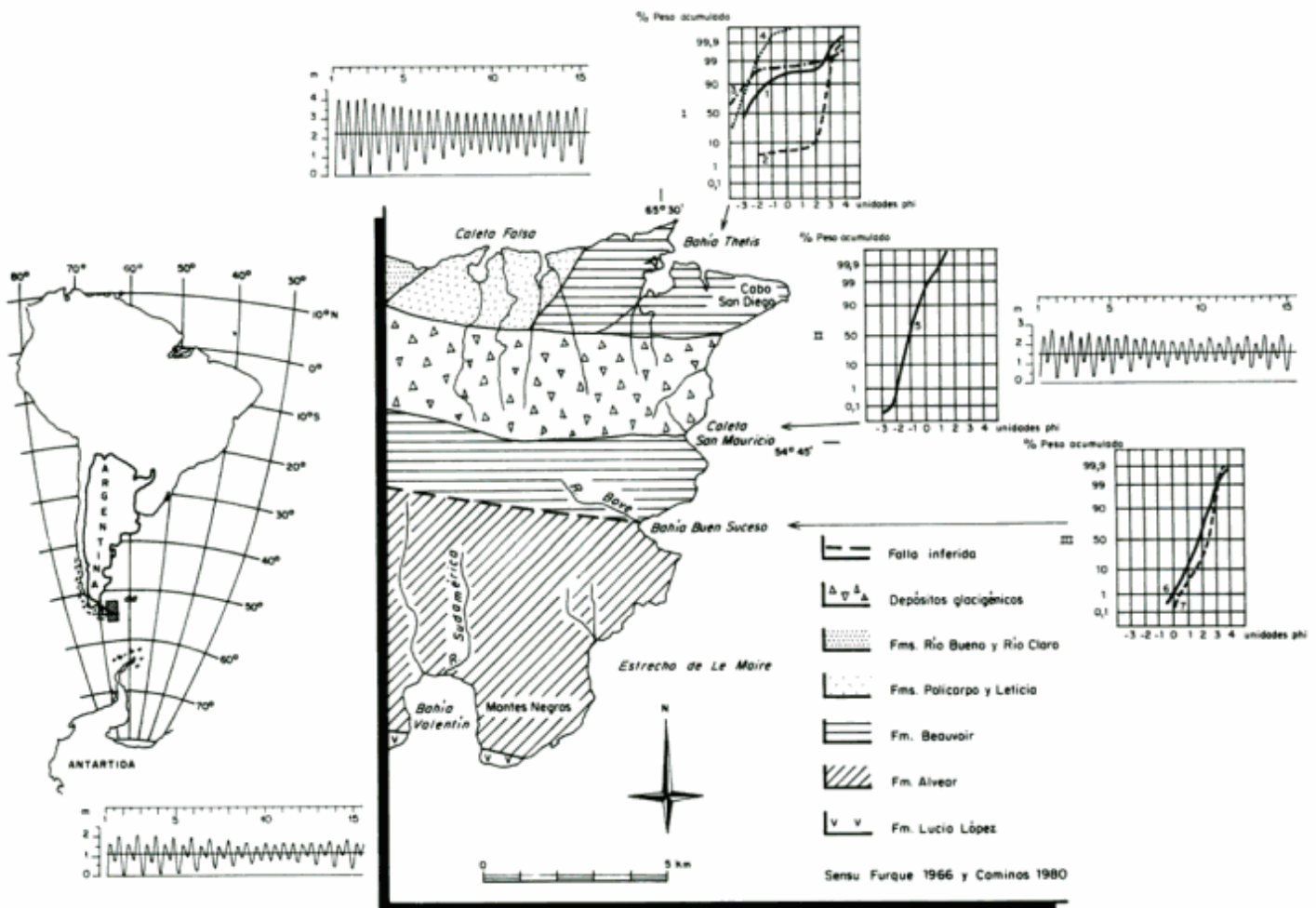


Figura 1: Geología regional de la península Mitre (según Camino 1980), curvas probabilísticas de las arenas muestreadas y regímenes mareales de algunas de las bahías descritas (SHN 1980).

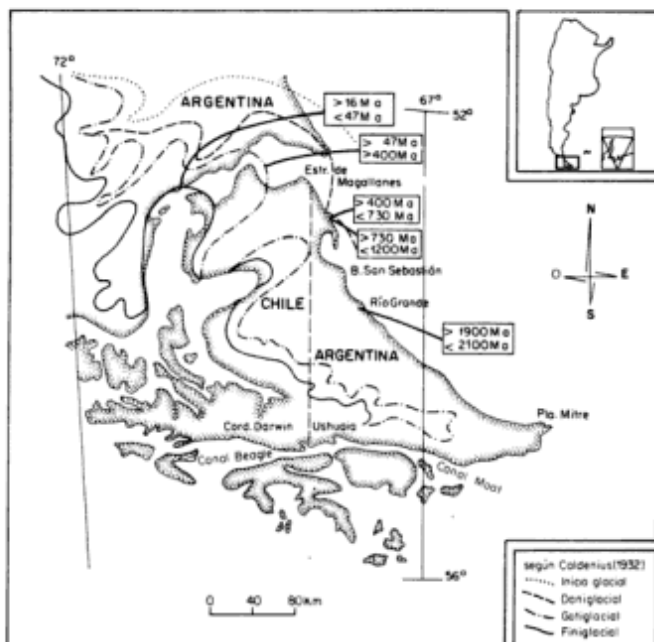


Figura 2: Glaciaciones pedemontanas según Caldenius (1932) con dataciones aportadas por Meglioli *et al.* (1990).

Cien clastos de playa fueron muestreados en la playa entre el río Sudamérica y el límite este de la bahía. Muchos presentaban los efectos de meteorización por acción del hielo (Fig. 4b). Los clastos medidos poseían las características tabuladas en la Tabla 1.

El diagrama de Zingg demostró una tendencia a las geometrías obladas y tabulares (Fig. 5).

Tramo bahía Valentín - bahía Buen Suceso

En el trayecto entre bahía Valentín y bahía Buen Suceso existen pocas oportunidades de reconocer la costa, de muy difícil acceso. Las fotografías aéreas de 1970 (SHN: 1/20.000) indican que no existen playas ni bahías. La costa es sumamente escarpada. El régimen micromareal tampoco permite el desarrollo de plataformas de abrasión de consideración. En algunos pocos lugares existen superficies aterrazadas. El bosque de *Nothofagus* es dominante, aunque resaltan los deslizamientos originados principalmente por la incli-

nación y poca capacidad portante de la Fm. Yahgan. Esta inestabilidad de las laderas se incrementa por las pendientes y régimen climático (persistentes precipitaciones de nieve y lluvia).

Hacia el tope de las montañas, el bosque se va achaparrando hasta hacerse arbustivo. Las crestas se encuentran redondeadas por las glaciaciones que cubrieron casi toda la península Mitre (Fig. 6a). Todos los topos son cubiertos por el turbal de altura (*Sphagnum*), salvo algunos mogotes de vulcanitas de la Fm. Alvear que se destacan escarpados como viejos nunatacs.

Bahía Buen Suceso

En esta costa tan escarpada y de bosque cerrado, verdaderamente esta bahía constituye un muy buen suceso. Esto se debe a que constituye una entrante de más de 3 km y protegida de los vientos del oeste por elevadas montañas. Estos factores la hacen imprescindible como abrigo dentro del peligroso Estrecho de Le Maire y etapa obligada para toda navegación hacia isla de los Estados.

La playa de la bahía tiene un largo de 1300 m y un ancho de unos 100 m. No obstante, por detrás de la cadena de dunas litorales, se extienden más de 1000 m de terrenos arenosos que habrían constituido el relleno del valle glaciario original. De la interpretación de las fotografías aéreas se reconocen lineaciones en el norte de la bahía que corresponderían a viejas líneas de costa cubiertas por material eólico y vegetación.

La estructura de la Fm. Yahgan origina muy comunes deslizamientos de tierra que arrastra al bosque, y que se destacan como cicatrices en la montaña. El grado de recolonización por la vegetación permitiría establecer una cronología relativa de estos deslizamientos. En la ladera sur de la bahía se reconocen ondulaciones del tope del bosque de 120 m de longitud de onda y perpendiculares a un rumbo ONO-ESE. Estas ondulaciones, persistentes de 1970 (fotografías) a 1985 (observaciones de campo), podrían estar condicionadas por la inestabilidad de la Fm. Yahgan, o por un efecto de los persistentes vientos sobre la cubierta canópea. Este último origen parece más plausible.

Tabla 1: Características morfométricas de los clastos medidos (n=100).

	a	b	c	b/a	c/b	c/a	TAM	OP
media (mm)	97	72	22	0,75	0,33	0,24	64	13,55
mínimo	51	37	9	0,44	0,11	0,09	34	-0,92
máximo	248	161	44	0,97	0,76	0,54	146	56,35
d.estándar	38	26	9	0,11	0,12	0,09	22	9,2

TAM: Tamaño aritmético medio; OP: índice oblado-prolado.

Al sur de bahía Buen Suceso corre un río cuya desembocadura se encuentra muy cerca de los restos de una cabaña de antigua data. En la foto de 1970 se reconoce que el río Bove desembocaba 300 m al norte del extremo sur de la bahía; en 1985, este curso había sido embancado por diques construidos por castores (introducidos desde Canadá en 1950) y que habrían ahogado el bosque en este sector plano.

Los sectores submareales de las salientes que limitan la bahía Buen Suceso poseen desarrollo de "bosques" de algas (principalmente *Macrocystis pirifera*), siendo mucho más importante este desarrollo sobre el límite norte.

Se efectuó un muestreo de arenas correspondientes a la cresta del berma (a 80 m de la línea de bajamar). Una

escarpa de médano se muestreó 20 m por detrás de la cresta del berma; algo más atrás se muestreó un depósito arenoso fosilizado. La cresta de berma estaba constituida por arena fina ($Mz=2,46$ unidades phi), mientras que los depósitos eólicos eran de arena media (media aritmética de 1,86 phi), todas bien seleccionadas (entre 0,55 y 0,66). Las curvas probabilísticas demuestran un neto dominio del transporte por saltación en todos los casos (Fig. 1).

Tramo bahía Buen Suceso - caleta San Mauricio

Particularidades estructurales (plegamientos) de la Fm. Yahgan permiten que este trayecto (de sólo 6 km en

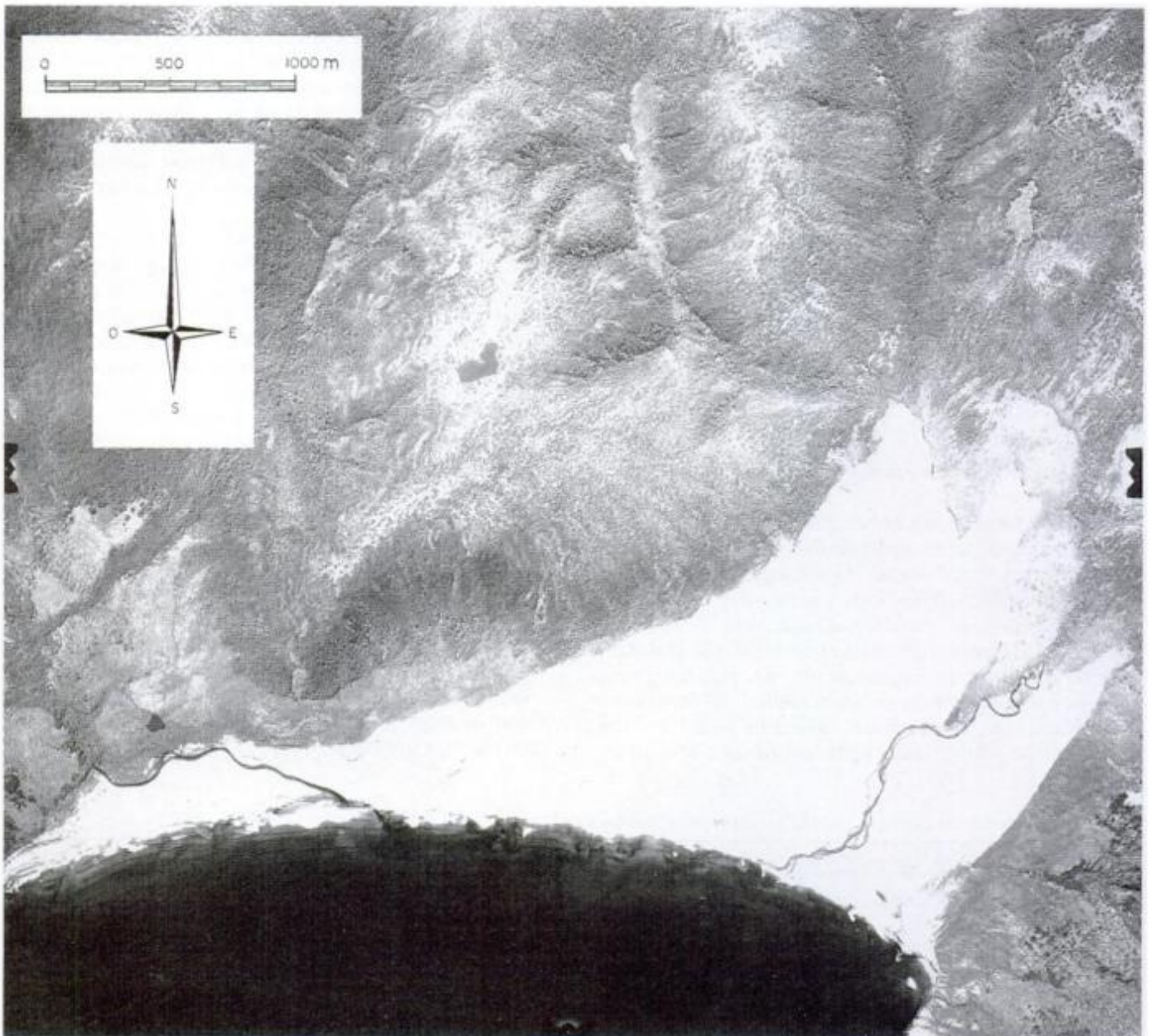


Figura 3: Fotografía aérea vertical de la bahía Valentín. La rampa de dunas ha trepado las laderas de los Montes Negros (norte).

línea recta pero varios más a lo largo de la costa) tenga mayor desarrollo de las plataformas de abrasión y acantilados relativamente bajos. Además, la presencia de bosques de macroalgas a lo largo de todo el trayecto indica aguas poco profundas y de relativa estabilidad dinámica.

A unos pocos km al norte de bahía Buen Suceso, un acantilado permite reconocer un depósito de 1,5 m de espesor muy redondeado de gravas obladas de hasta 7 cm de largo (normalmente menos de 4 cm) dispuestos subhorizontalmente, y algunas pocas conchillas (Fig. 6b). El grado de redondeamiento y forma de estas gravas bien seleccionadas indican que este depósito constituye una playa fósil que fue cubierta por depósitos de pendiente y luego colonizada por el bosque y al nivel de mareas extraordinarias.

En este tramo, la caleta Herradura constituye una entrante (de sólo 400 m de profundidad) cuya forma de herradura estaría controlada por la estructura. La playa



Figura 4: a. Dunas de arena sepultando el bosque (bahía Valentín) en evidencia de una disponibilidad de arena que migra hacia el continente (norte). b. Rodados de playa meteorizados, en su mayoría de vulcanitas de la Fm. Alvear (bahía Valentín). La acción del hielo se hace muy evidente dado que las vulcanitas son rocas homogéneas.

es más arenosa en su extremo sur y los rodados más redondeados. El berma de tormenta poseía pendiente pronunciada con cúspides de playa de 2 m de distanciamiento. En el extremo norte de la caleta dominan clastos oblados de lutitas.

Caleta San Mauricio

La caleta San Mauricio es una entrante de 1000 m que posee una playa de bolsillo de 600 m de largo y 160 m en su porción más ancha. Un río desembocaba en la mitad de la playa en 1970, aunque ese curso no llegaba a la costa en 1985.

Durante la visita (1985), se constató que tiene una forma curvada y constituida esencialmente de gravas redondeadas similares a las reconocidas en las playas fósiles del tramo bahía Buen Suceso - caleta San Mauricio. Cúspides de playa de 2 m de distanciamiento formados en grava caracterizaban la porción sur de la playa. En la porción central, por detrás de la playa, se ubicó una terraza elevada unos 10 m por encima del nivel supralitoral (Fig. 7). En el extremo norte se ubicaron "arenas negras".

De acuerdo a las arenas muestreadas, esta playa de bolsillo está constituida por arenas medias ($Mz=1,98$) de buena selección ($S=0,41$), con predominio del transporte por saltación (Fig. 1).

Tramo caleta San Mauricio - bahía Thetis

Dado lo escarpado que es por intervalos este tramo y con el objeto de evitar el rodeo por el cabo San Diego, la

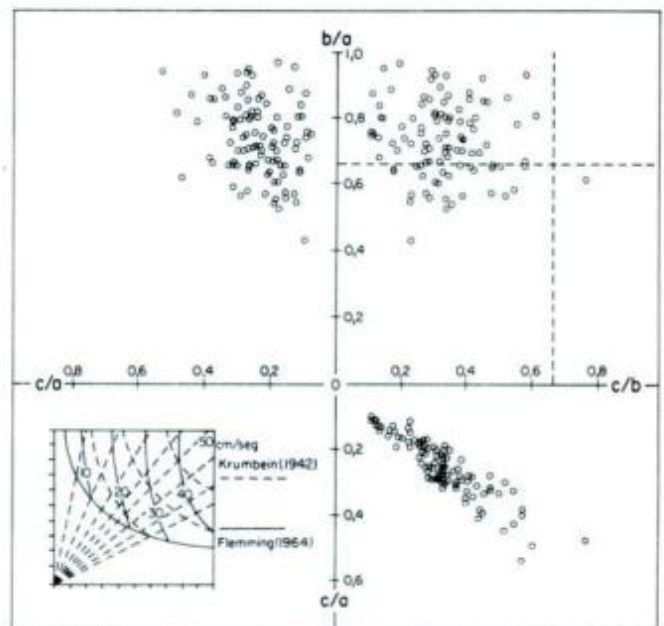


Figura 5: Diagramas de Zingg (b/a vs. c/b), $b/a - c/a$ y $c/b - c/a$ de las gravas muestreadas en bahía Valentín.



Figura 6: a. En bahía Buen Suceso, las crestas de las montañas han sido redondeadas por la deglaciación y cubiertas por el turbal de *Sphagnum*. Al bajar al valle glaciario, el bosque de renovales de *Nothofagus* cubre las laderas. b. Depósitos de playa fósil en el acantilado al norte de bahía Buen Suceso. Las gravas están redondeadas, oblatas y constituyen un depósito seleccionado.

travesía se realizó a través de los montes. En parte este camino resulta menos dificultoso ya que a medida que nos dirigimos hacia el norte el bosque se va abriendo y dominando los arbustos en la región de bahía Thetis.

En las fotografías de 1970, se destaca la presencia de dos niveles o plataformas sumergidas, la más alta de las cuales mantiene rasgos estructurales que coinciden con cursos de agua en tierra. Dado el estado de la marea sólo pudo constatar que en este tramo son sensiblemente más frecuentes y más anchas las plataformas de abrasión.

Al este de bahía Thetis existe una laguna costera ciega (obstruida por una cresta de playa), fenómeno común puesto que también existen crestas de playa endicando la caleta Centenario (oeste de bahía Thetis).

Bahía Thetis

Bahía Thetis constituye en realidad dos engolfamientos con un evidente condicionamiento estructural. El

engolfamiento exterior está dominado por arenas, mientras que el interior es una planicie mareal fangosa surcada por canales de marea (Fig. 9). En estos ambientes mareales los afloramientos rocosos conforman plataformas de abrasión (Fig. 8a), pequeñas islas y "escolleras" naturales que condicionan la sedimentación interior (Fig. 8b). Entre ambos engolfamientos un delta de flujo marca el límite de la acción de las olas (Fig. 9). Esta rampa de flujo está constituida por gravas redondeadas que conforman dunas (3D) intermareales (1,5 - 3 m de longitud de onda y 0,2-0,3 m de altura) de crestas planas. En determinados sectores entre estas gravas de 3-6 mm de diámetro se emplazan mejillones en posición de vida. Ya en el límite interior de este delta de flujo (*spillover lobe*) se ubicaron formas transversales de mesoescala (de 0,40 m de alto) con marcada asimetría hacia el este. Estas otras formas de diferente orientación también estaban constituidas por gravas redondeadas de 3-9 mm con mejillones en posición de vida y algunos sectores arenosos.

De acuerdo a los muestreos realizados, la granometría de la playa de la factoría (de lobos marinos que funcionó durante los años 50), de considerable pendiente, varía de acuerdo a los procesos actuantes. Por ejemplo, en una zona de cúspides de playa de 4-6 m de distancia entre cresta y seno, se muestrearon gravas finas ($Mz=-2,78$ phi) mal seleccionadas ($S=1,09$) con un 96 % de los clastos depositados por procesos de tracción en coincidencia con la cúspide de playa. En cambio, en el seno, se presentaba arena fina ($Mz=2,54$ phi) de buena selección ($S=0,67$) con sólo un 6% depositado por tracción, mientras el restante 94% debido a la convergencia del flujo durante el retrolavado (*backwash*) se movía por saltación (Fig.1).

Las playas fósiles muestreadas en el perfil de bahía Thetis de 0,6 m de espesor, están constituidas por gravas imbricadas, de distinta proveniencia y bien re-



Figura 7: La playa de la caleta San Mauricio tiene una forma curvada. En 1985, estaba constituida de gravas conformando cúspides de playa. En el fondo, se observa la terraza de más de 10 m por encima del nivel de la playa.

dondeadas tanto en su nivel inferior como superior ($Mz = -4,36$ y $-3,32$ unidades phi respectivamente). Las diferencias se reconocieron en su desvío estándar, mal seleccionado el nivel inferior ($S=1,23$) y de mejor selección en el nivel superior ($S=0,56$). En ambos casos, la tracción representaba más del 99 % de la distribución (Fig. 1). El tope de esta secuencia se ubicaba 1,8-2m sobre el nivel de la pleamar. La distinta proveniencia de los rodados confirma los aportes por corrientes litorales, rasgo que no se da en las restantes bahías descriptas (Valentín, Buen Suceso y caleta San Mauricio)

Discusión

Dado que Tierra del Fuego constituye el único lugar del planeta donde puede evaluarse el comportamiento del nivel del mar a altas latitudes del Hemisferio Sur y carentes de englazamiento actual, resulta importante aclarar el alcance que debe otorgarse a algunos resultados anteriores (incluidos los del presente trabajo ya que no se pudo confirmar la edad de las playas fósiles).

Las primeras referencias de niveles litorales elevados carecían de las dataciones radiocarbónicas necesarias para definir su edad (Darwin 1845; Nordenskjöld 1899). Las primeras dataciones provinieron de Ushuaia (Urien 1966). El primer estudio acabado dio resultados demasiado regionales al combinarse datos del estrecho de Magallanes, costa atlántica y canal de Beagle (Porter *et al.* 1984).

Los trabajos realizados en el canal de Beagle indican una clara componente tectónica, al menos en la costa norte del "paleofiordo" (Rabassa *et al.* 1986; Gordillo *et al.* 1992) que estuvo englazado repetidas veces (Rabassa y Clapperton 1990). Si bien muchas conchillas eran removilizadas, existe un minucioso control arqueológico de las acumulaciones.

En bahía San Sebastián, las conchillas datadas en su mayoría se obtuvieron de depósitos litorales (Codignotto y Malumián 1981; Vilas *et al.* 1987) vinculados a eventos episódicos (*cheniers*), lo que relativiza tanto las edades de los depósitos como la importancia relativa de las cotas en relación al nivel medio del mar. La aparente estabilidad eustática en la que evolucionó la espiga El Páramo fue propuesta a partir de las cotas máximas que alcanzaban las tormentas durante su crecimiento, supuesto en 5000 años (Bujalesky y González Bonorino 1990). La clave para establecer los niveles más altos de la transgresión postglacial está en un análisis de las cotas máximas de las playas de grava que se extienden hacia el oeste (camino de San Sebastián al límite fronterizo). Esta planicie de gravas posee la posición más distal dejada por la fluctuación holocena del nivel del mar (Isla *et al.* 1991).

Del mismo modo, en estas rápidas descripciones de playas fósiles del norte de península Mitre no es posible confirmar su edad dada la carencia de material datable.

De todos modos, las cotas máximas reconocidas para el alcance de olas (niveles de tormenta) no se ubicarían más de 2 m por encima del nivel de pleamares ordinarias. Como estos depósitos no tienen rasgo morfológico definido y están aplacados contra laderas o en escarpas de acantilados, tampoco se descarta que los niveles de playas fósiles reconocidos a través de fotografías aéreas algo más al oeste no posean cotas máximas sensiblemente superiores a los depósitos de bahía Thetis y caleta San Mauricio.

Respecto al alcance que debe otorgarse a la abundancia de depósitos eólicos (activos o no) en las bahías analizadas, no deben efectuarse lecturas paleoclimáticas falsas: La abundancia de arena en bahía Valentín obedecería a aportes morrénicos acarreados a través del "antiguo valle glacial Beagle" y depositados más allá de la boca actual del canal (Rabassa y Clapperton 1990). Una gran energía de ola sumada a vientos hacia la isla Grande, causó la formación de rampas de dunas que persisten no obstante que el nivel del mar estaría descendiendo. En cambio, en la vertiente norte (Bahía



Figura 8: a. En la costa de bahía Thetis se da un desarrollo importante de plataformas de abrasión labradas en la Fm. Yaghan de muy pronunciada inclinación. El límite de las tormentas está constituido por laderas abruptas donde los árboles llegan prácticamente a niveles supramareales. b. La estructura de la Fm. Yaghan presenta alineaciones perpendiculares a la línea de costa dentro del primer engolfamiento (bahía Thetis) y permitiendo (como escollera natural) la estabilidad de la planicie mareal arenosa.

Thetis), durante la glaciación, los glaciares pedemontanos deben haber alcanzado grandes extensiones a pesar de que sus cuencas de aporte cordilleranas eran pequeñas. De este modo, los aportes sedimentarios habrían sido sensiblemente menores y hoy se encuentran sumergidos y distantes de la línea de costa actual. La transgresión postglacial entonces encontró poco sedimento morrénico que retrabajar o que se consumió rápidamente o fue transportado por deriva litoral.

Conclusiones

Las tres bahías consideradas (Valentín, Buen Suceso y Thetis) no obstante su relativa proximidad han evolucionado según condiciones diferentes de energía oceánica, disponibilidad de arena, régimen de mareas, historia geológica y comportamiento tectónico.

Bahía Valentín se caracterizaba por una disponibilidad de arena que permite la operabilidad de rampas de

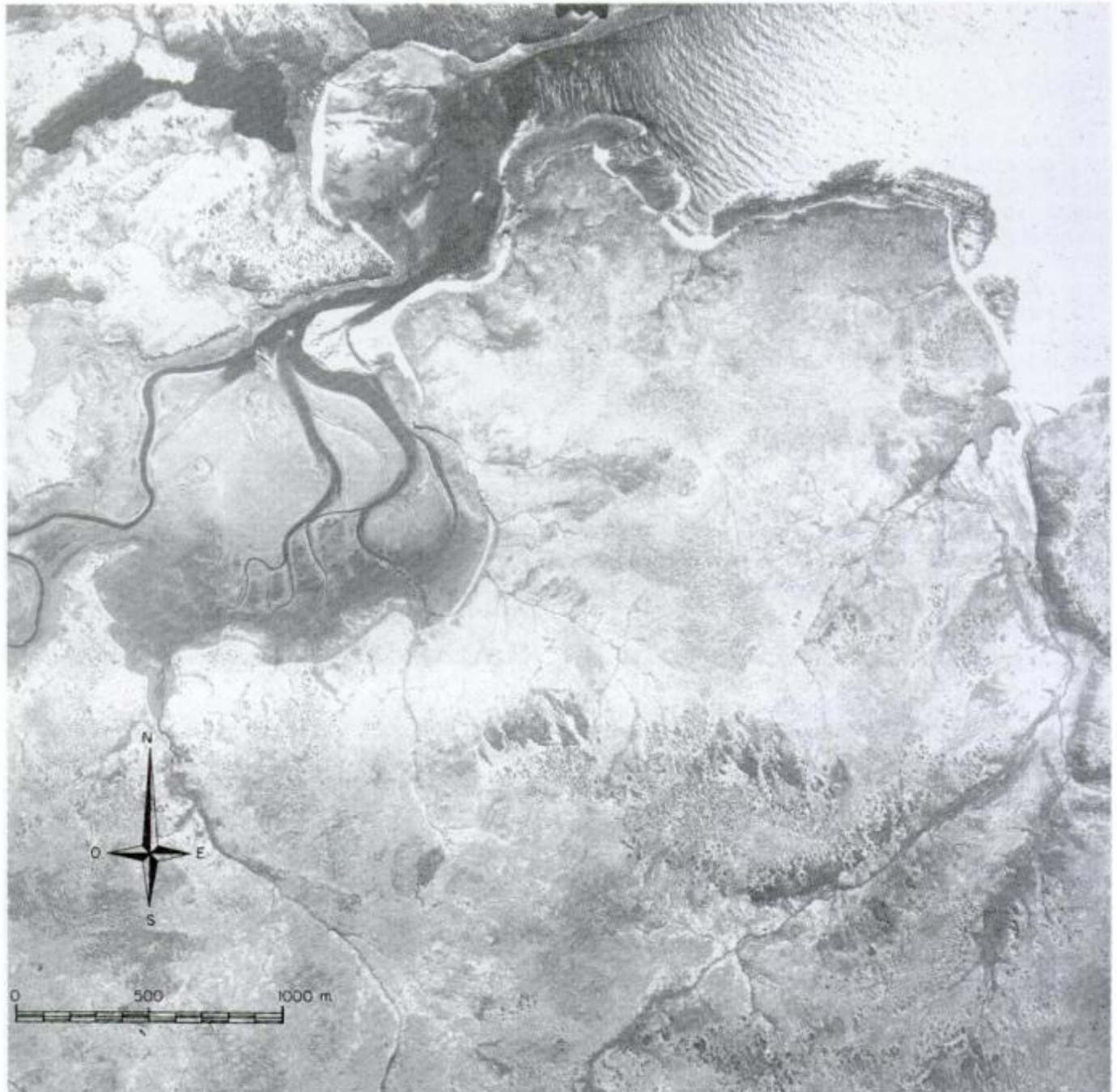


Figura 9: Fotografía aérea vertical de bahía Thetis. El delta de flujo en el enangostamiento de bahía Thetis está constituido por dunas de grava (3D) de crestas arrasadas durante la bajante. Un canal separa el delta de flujo de la planicie de fango y arena.

dunas en una playa sometida a intensas tormentas.

En bahía Buen Suceso, dada su condición protegida de olas y vientos, la abundante vegetación ha logrado fijar una barrera medanosa. Algo más al norte, en caleta San Mauricio, otra barrera medanosa presenta evidentes procesos actuales de erosión litoral.

En bahía Thetis no existen acumulaciones eólicas. La configuración estructural ha provocado dos embahiamientos, el interior ocupado por una planicie fangosa mareal, el exterior con evidentes rasgos de un dominio del flujo de mesomareas. La mayor proporción relativa de gravas en la región norte se ha utilizado en la migración litoral de espigas.

Dadas las condiciones de relieve y precipitación del sector sur de península Mitre, los depósitos holocenos son coluvios y flujos de detritos. En cambio, en el sector norte, fue posible reconocer gravas fósiles oblatas correspondientes a depósitos litorales del máximo alcance de la transgresión holocena en cotas inferiores a 2 m por sobre nivel de pleamares.

Las cotas máximas de tan sólo 2 m por encima del nivel de pleamares de las playas fósiles no permiten asegurar que fenómenos endógenos (tectónica, glaciostasia) estuvieran afectando las componentes puramente glacioeustáticas o dinámicas reconocidas en similares depósitos holocenos patagónicos.

Agradecimientos


El autor desea expresar su agradecimiento a todos aquellos que compartieron lluvias, hambre, cansancio, heridas, bromas y dientes rotos durante la IX Expedición Científica a península Mitre: S. Lendaro, M. Zárate, J. Fasano, G. González Bonorino, F. Vilas, P. Zanola y G. Giordanengo. Esta expedición fue organizada por autoridades del Museo del Territorio, Gobernación del Territorio, CADIC (Ushuaia), CGCC (Mar del Plata), CONICET, Armada Nacional y CSIC (España). S. Serra y M.E. Trassens tamizaron las muestras. M. Farenga, M. Tomás y M.J. Bo realizaron las figuras. E. Schnack y H. Vidal ayudaron en las tareas de organización. G. Bujalesky realizó interesantes aportes.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Auer, V., 1974. The isorhythmicity subsequent to the Fuego-Patagonian and Fennoscandian ocean level transgressions and regressions on the latest glaciation. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, series A*, 3 Geologica-Geographica, 115, 88 p., Helsinki.
- Bujalesky, G.G. y González Bonorino, G., 1990. Evidence for stable sea level in the late Holocene in San Sebastián Bay, Tierra del Fuego, Southernmost Argentina. En: Schnack, E.J. *et al.* (eds): International Symposium on Quaternary Shorelines: evolution, processes and future changes, IGCP 274-INQUA: 19-20 Nov, 9. La Plata.
- Caldenius, C.C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geogr. Annaler*, 14 (1-2): 164 p.
- Caminos, R., 1980. Cordillera Fueguina. *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias*, 2: 1463-1501. Córdoba.
- Codignotto, J.O. y Malumián, N. 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54 Sur de la Isla Grande de la Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (1): 44-88.
- Darwin, Ch., 1845. Viaje de un naturalista alrededor del mundo. Librería El Ateneo, 1942, 617 p. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 3, 200 p. Buenos Aires.
- Fray Mocho, 1960. En el mar austral. EUDEBA, 205 p. Buenos Aires.
- Furque, G., 1966. Algunos aspectos de la geología de Bahía Aguirre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21: 61-66.
- Gordillo, S., Bujalesky, G.G., Pirazzolli, P.A., Rabassa, J.O. y Saliege, J.F., 1992. Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 99: 41-54.
- Isla, F.I., Vilas, F.E., Bujalesky, G., Ferrero, M., González Bonorino, G. y Arche Miralles, A., 1991. Gravel drift and wind effects over the macrotidal San Sebastián Bay, Tierra del Fuego. *Marine Geology*, 97: 211-224.
- Kuhnemann, O., 1976. Observaciones ecológicas sobre la vegetación marina y terrestre de la Isla de los Estados (Tierra del Fuego, Argentina). *Ecosur*, 2 (4): 153-183.
- Meglioli, A., Evenson, B.E., Zeitler, P.D. y Rabassa, J., 1990. Cronología relativa y absoluta de los depósitos glaciares de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan*, 2: 457-460.
- Nordenskjöld, O., 1899. Über die posttertiären Ablagerungen der Magellander. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedisch Expedition nach den Magelländern 1895-1897*, Stockholm.
- Porter, S., Stuiver, M. y Heusser, C.J., 1984. Holocene sealevel changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, Southernmost South America. *Quaternary Research*, 22: 59-67.
- Quensel, P.D., 1910. On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia. *Bulletin, Geological Institute University of Upsala*, 9 (17-18) 1908-1909: 60-92.
- Rabassa, J. y Clapperton, Ch.M., 1990. Quaternary glaciations on the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9: 153-174.
- Rabassa, J., Heusser, C. y Stuckenrath, R., 1986. New data on Holocene sea transgression in the Beagle Channel: Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4: 291-309.
- Rutter, N., Schnack, E.J., Fasano, J.L., Isla, F.I., Del Río, L. y Radke, U., 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 8: 213-234.
- Urien, C.M., 1966. Edad de algunas playas elevadas en la Península de Ushuaia y su relación con el ascenso costero glaciario. *Actas, 3º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 35-41.
- Vilas, F., Arche, A., Ferrero, M., Bujalesky, G., Isla, F.I. y González Bonorino, G., 1987. Esquema evolutivo de la sedimentación reciente de la Bahía de San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Thalassas, Universidad de Santiago de Compostela*, 5 (1): 33-36.

Recibido: 3 de agosto, 1993

Aceptado: 27 de abril, 1994

 Contribución al Proyecto IGCP 367 "Late Quaternary coastal records of rapid change".

Surface alteration and lithogeochemical indicators in the Angela mine District, Chubut Province

María Eugenia VARELA

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Departamento de Geología,
Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina*

RESUMEN. Alteración superficial e indicadores litogeoquímicos en Mina Angela, Provincia de Chubut. La distribución y variación de elementos mayoritarios y minoritarios fue examinada en muestras de roca hospedante tomada de afloramientos superficiales. Los cambios mineralógicos que tienen lugar durante la alteración se producen como resultado de la destrucción de feldspatos primarios y minerales ferromagnesianos originando zonas de silicificación, cloritización y sericitización. Los métodos semicuantitativos de difracción de rayos X son útiles para detectar gradaciones de la alteración hidrotermal. Los modelos de alteración litogeoquímica pueden ser delineados mediante elementos sulfófilos (Ag) e indicadores de alteración hidrotermal (ya sea como óxidos o como relación de elementos) K_2O/Na_2O , CaO/MgO , $Fe + Mg/Na+Ca$. Las relaciones K_2O/Na_2O y $Fe+Mg/Na+Ca$ podrían ser guías litogeoquímicas confiables para la identificación de zonas mineralizadas.

Introduction

Previous works on rock geochemical indicators (Newall and Newall 1989, Appleton *et al.* 1989a, b; Boyle 1974, 1982 a, b; Ridgway and Appleton 1990; Ridgway *et al.* 1990, 1991), indicated that certain metals as Ag, As, Cu, Pb, etc. together with hydrothermal alteration indicators can be effectively used in some cases to estimate proximity to mineral veins. In proximal polymetallic deposits, such as Brunswick N° 12 (Goodfellow 1975) and Woodlawn (Ayres *et al.* 1976) the host rock supports a strong pervasive alteration with a complete destruction of feldspar and a replacement by quartz, chlorite and sericite. In chemical terms, according to Dunlop *et al.* 1978, this implies a depletion of Na and Ca and an enrichment of Mg, Fe and to a lesser extent K. The present contribution describes the potential use of the hydrothermal surface alteration and the lithogeochemical indicators as an exploration tool in the Angela mine District. Selected traverse sections (Fig. 1.) A-A' (profile 1), B-B' (profile 2) and C-C' (profile 3), oriented perpendicular to veins were sampled, by taking rock chips over sampling intervals of 30, 50 and 100 μ m. Samples were collected over a radius of 5 m around each sampling point. Composite chip samples were crushed to less than 5 mm using a jaw-crusher. A representative split of the crushed sample was then crushed to 400 μ m. Samples were analysed for Ag by atomic absorption spectrometry, while Mg, Ca, Na, K and Fe, were determined by ICP analysis. All the samples were digested using a hot nitric-perchloric solution.

Hydrothermal alteration

The analysis of hydrothermal alteration is based on Meyer and Hemley (1967) and Heald *et al.* (1987). The

main alteration minerals are quartz, sericite and chlorite with lesser amounts of hematite, muscovite, calcite pyrite and kaolinite. This deposit is characterized by the abundance of chloritic alteration and silicic alteration near veins.

Petrographical and semiquantitative X-ray diffraction method on bulk sample was found to be the best index in assessing the degree, the type and distribution of hydrothermal alteration associated with the mineralization. The X-ray diffraction study was carried out by the comparison of peak intensities of minerals such as plagioclase, feldspar, quartz, chlorite and sericite. The presence of abundant sericite and minor quantities of kaolinite were attributed to a sericite-argillic alteration.

According to Bassi and Rochefort (1979) the ore veins and the emplacement of rhyolitic dykes are controlled by N 20 - 50° E tensional faults.

The hydrothermal alteration pattern consists of belts of different intensity degrees parallel to each other (Fig. 2). It has a clear structural control as its design is coincident with the principal fault strike.

Lithogeochemistry

The validity of any geochemical alteration study is dependent on establishing the composition of the rocks prior to alteration. At Angela mine, this was accomplished by analyzing rocks from outside the area of mineralization which display minor signs of the regional chloritic alteration that affects these andesite rocks (Taquetrén Formation).

In a particular deposit, a suite of elements is concentrated because of certain intrinsic chemical properties that depend essentially on their atomic

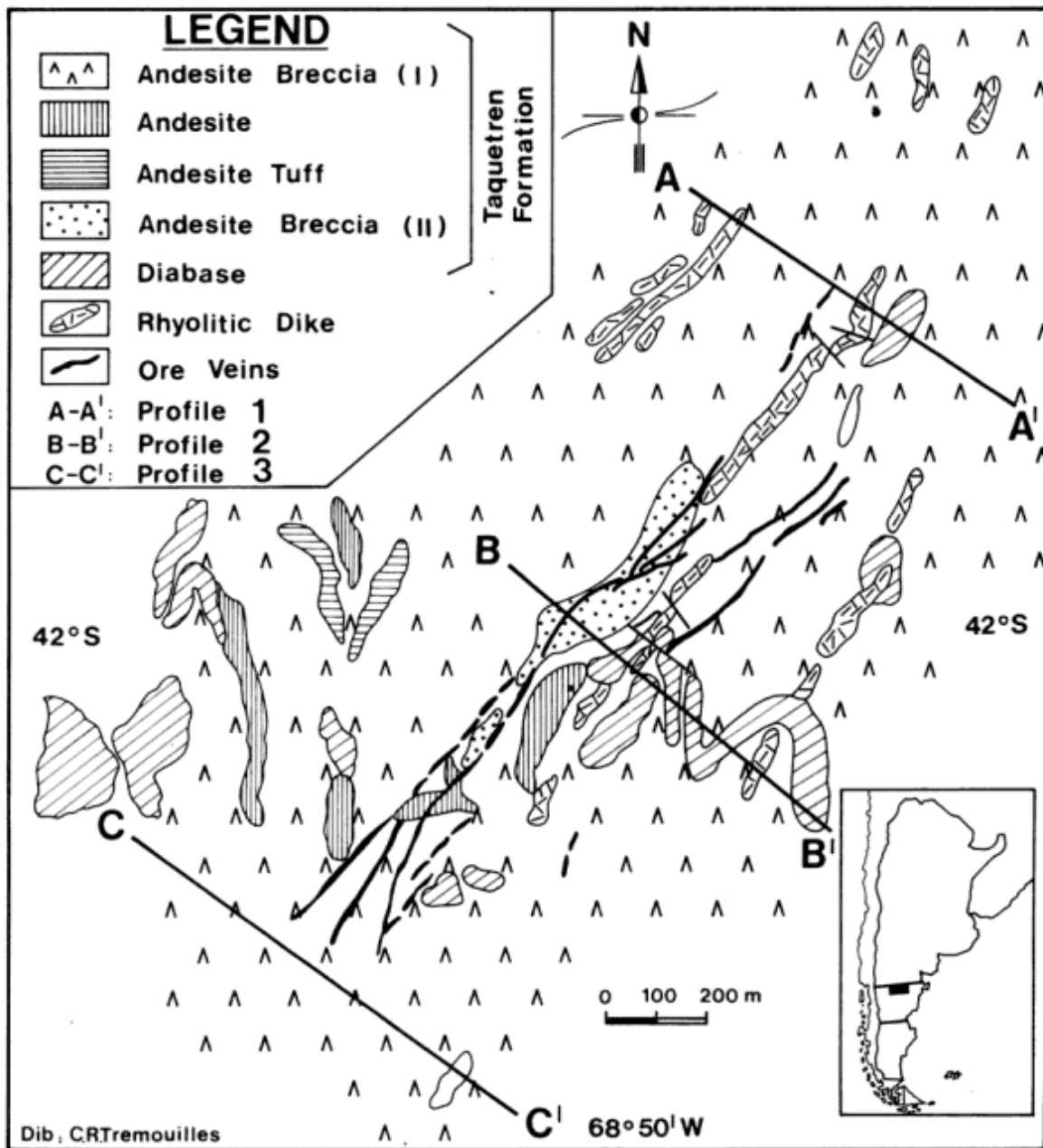


Figure 1: Schematic surface geological map of the Angela mine district (after Bassi and Rochefort 1979)

constitution. Among these elements, there are some which, because of their relative high abundance or their ease and economy of analytical determination serve as indicators of, or pathfinder for, specific ore elements (Boyle 1974). In the veins surroundings, the alteration process gives rise to the development of hydrated phyllosilicated minerals such as sericite and chlorite. During this process there is an exchange reaction between potassium and sodium. The former increases uniformly toward the ore and the latter shows an important decrease. Therefore, the ratio K_2O/Na_2O registers a consistent increase as ore is approached. The

development of this indicator is dependent on the composition of the rock type into which the vein is injected. Govett *et al.* (1974) give evidence to suggest that removal of Na_2O and possible addition of K_2O is a characteristic feature of acid volcanic rocks in the vicinity of massive sulfide deposits. The K_2O/Na_2O ratio behaviour is shown in profiles 1 and 2 (Fig. 3 a-b). This indicator should be used with caution in areas of advanced argillic alteration where extreme leaching of both K_2O and Na_2O has occurred (Appleton *et al.* 1989 a). The distribution of Mg in rock chips can be correlated with variations in chlorite contents about the main mineralized zone. In

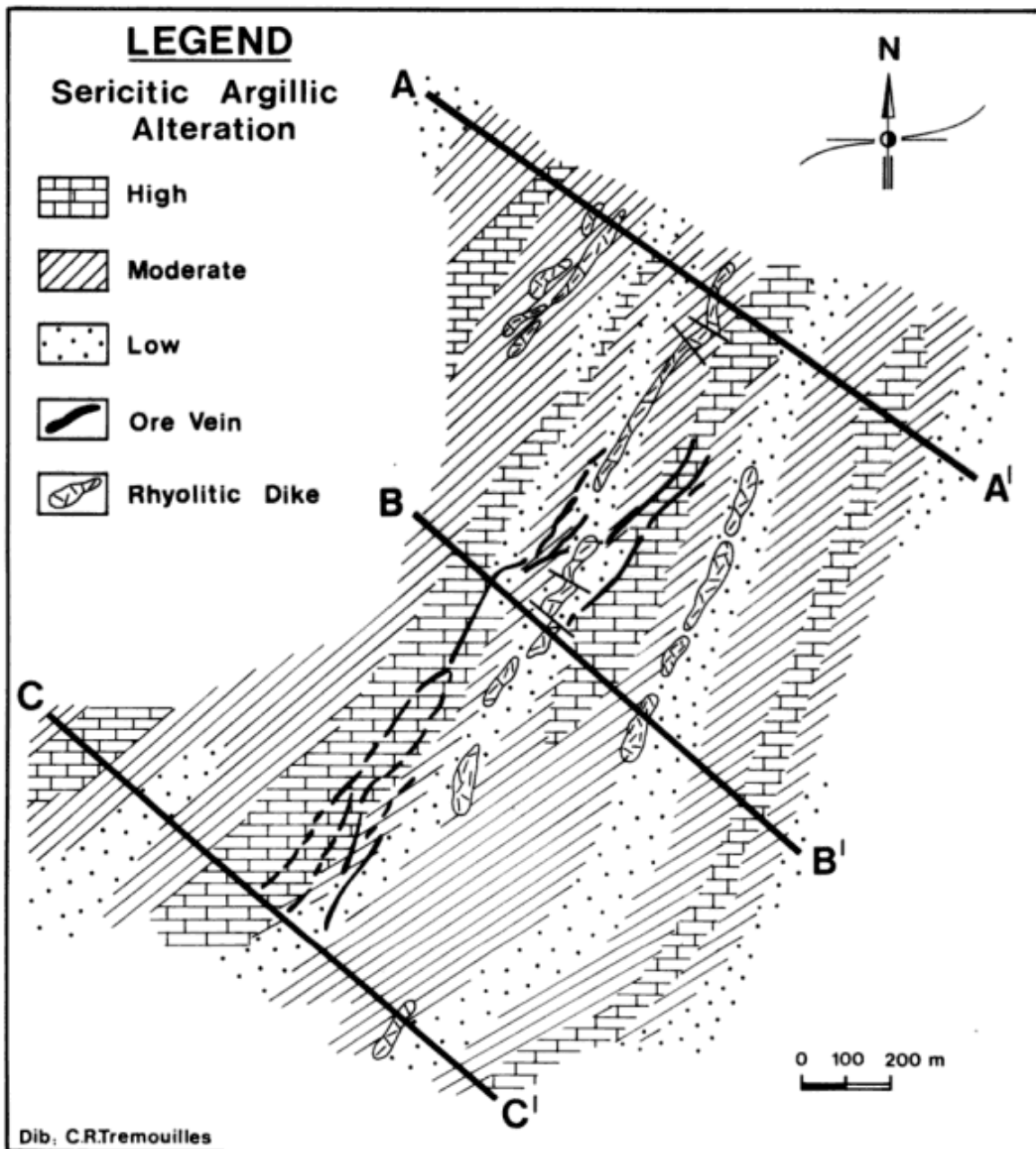


Figure 2: Distribution and zonation of surface sericitic-argillic alteration.

profiles 1 and 2 the CaO/MgO ratio is significantly lower close to the veins, as a result of a strong depletion of CaO and an enrichment of MgO as a result of a chloritic alteration. The depletion of MgO close to the veins, can be explained as a consequence of a replacement of chlorite by sericite and the CaO may be slightly enriched possibly due to the introduction of calcite giving prominent CaO/MgO anomalies. A similar behaviour is mentioned by Appleton *et al.* (1989 a). In profile 2 these anomalies can be seen between veins. The use of ratios such as $Mg+Fe/$

$Na+Ca$ and K_2O/Na_2O is effective as lithogeochemical indicator in Angela mine since alteration was sufficiently intense to cause feldspar destruction, and hence, significant depletion of Na and Ca.

Anomalies shown by Ag distribution, are coincident not only with mineral veins, but also with their surface mineral manifestation and are well developed in profile 1. In profile 3 (Fig.3 c) the weak development of these indicators shows a minor evolution in alteration coincident with a decrease in mineralization in southward direction.

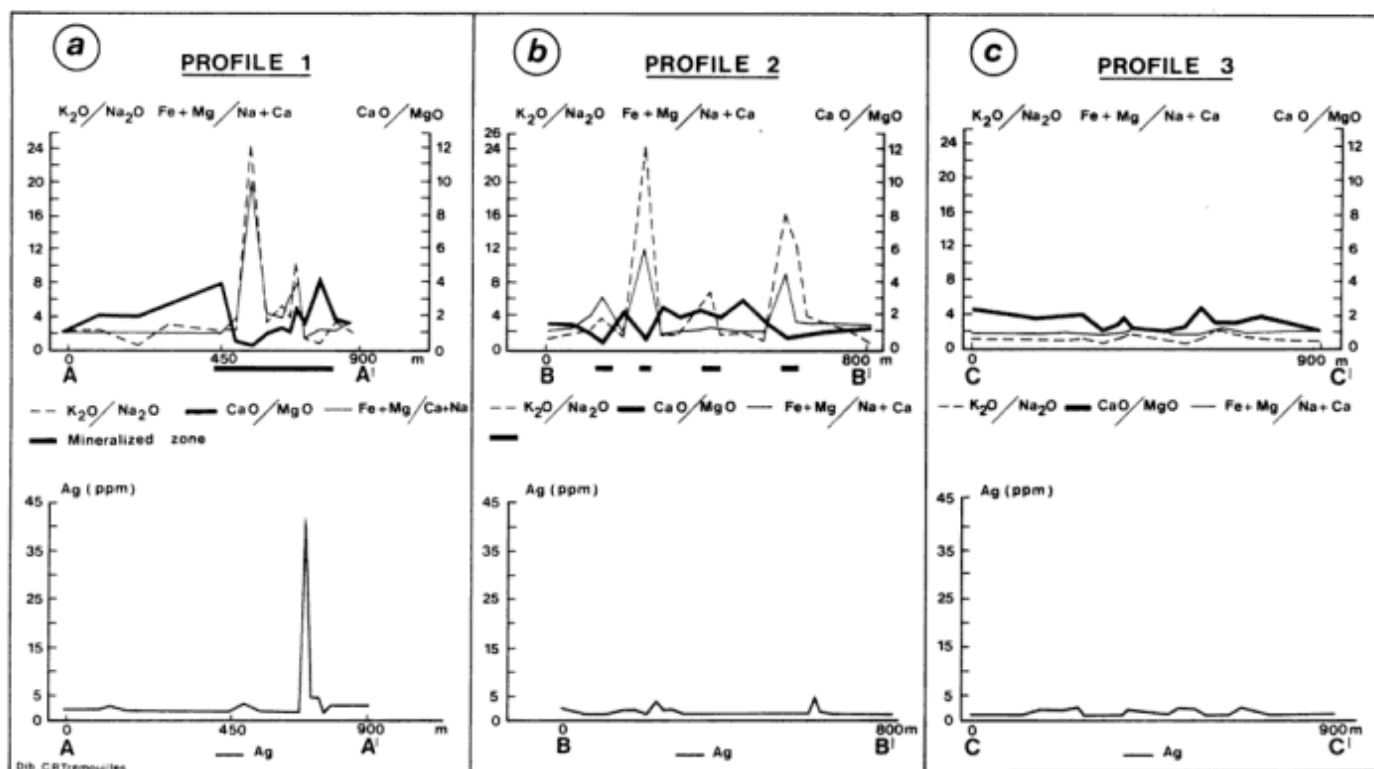


Figure 3: Comparison of major element ratios and Ag from surface rock chips samples from traverses across Angela Deposit. a) Profile 1, b) Profile 2, c) Profile 3.

Conclusions

The results of this study illustrate that in some cases, lithochemical alteration patterns associated with polymetallic veins can be delineated by hydrothermal alteration indicators.

It can be concluded that on a mine scale the surface hydrothermal alteration pattern is the result of a clear structural control with its main direction in accordance with faults strike (N 20° E - N 50° E).

There is a relatively high possibility of locating major vein mineralization and surface mineral manifestations by geochemical indicators such as K_2O/Na_2O and $Fe+Mg/Ca+Na$ and with less precision by CaO/MgO and Ag.

Acknowledgements

The author wishes to thank L.A. Bengochea for his constant interest and D.A. Gregori for his constructive review. Financial support was provided by Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

REFERENCES

- Appleton, J.D., Claros, J. and Rodríguez, W., 1986. Comparison of rock geochemistry and mineralogical alteration as exploration guides for Cordilleran epithermal precious and base metal vein-type deposits in Bolivia and Peru. In: Elliot, I.L. and Snee, B.W. (Eds.): *Exploration in the North American Cordillera*, Geological Association of Canada. *Geoexpo' 86*: 83-93.
- Appleton, J.D., Claros, J. and Rodríguez, W., 1989 a. Lithochemical and mineralogical indicators of Andean precious-metal and polymetallic vein mineralization. *Journal of Geochemical Exploration*, 32:359-368.
- Appleton J.D., Ridway, J., Claros, A., Gómez Caballero, W. Rodríguez and Villaseñor M.G., 1989 b. Lithochemical exploration for silver mineralization in Bolivia, Mexico and Peru. *Transactions Institute of Mining and Metallurgy (section B: Applied Earth Science)*, 98: 201-212.
- Ayres, D.E., Lambert, I.B. and Peterson, M.D., 1976. Geochemical and mineralogical setting of the Woodlawn Zn-Pb-Cu orebody. *Abstract 25th International Geologic Congress, Sydney*: 150-151.
- Bassi, H. and Rochefort, G., 1979. Estudios geológicos de la Mina Angela, con énfasis en sus características estructurales. *Actas 2^o Congreso Geológico Chileno*, 2: C419-C435.
- Boyle, R.W., 1974. The use of major elemental ratios in detail geochemical prospecting utilizing primary halos. *Journal of Geochemical Exploration*, 3:345-369.
- Boyle, R.W., 1982 a. Geochemical methods for the discovery of blind

- mineral deposits. Part 1. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 844 (75):123-142. Canada.
- Boyle, R.W., 1982 b. Geochemical methods for the discovery of blind mineral deposits. Part 2. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 845 (75): 113-132. Canada.
- Boyle, R.W., 1984. The prospect for geochemical exploration predictable advances and new approaches. *Journal of Geochemical Exploration*, 21: 1-18.
- Dunlop, A.C., Ambler, E.P. and Avila, E.T., 1979. Surface lithochemical studies about a distal volcanogenic massive sulphide occurrence at Limerick, New South Wales. *Journal of Geochemical Exploration*, 11: 285-297.
- Goodfellow, W.D., 1975. Major and minor element halos in volcanic rocks at Brunswick N° 12 sulphide deposit, New Brunswick Canada. In: Elliot I.L. and Fletcher W.K. (Eds.): *Geochemical Exploration 1974*, pp. 279-295.
- Govett, G.J.S., Whitehead, R.E.S., Crosby, R.M. and Austria, V.B., 1974. Exploration geochemistry in New Brunswick. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Bulletin 67: 76-84.
- Heald, P., Foley, N.K. and Hayba, D.O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulphate and Adularia Sericite types. *Economic Geology* 82: 1-26.
- Malone, E.J. 1976. Nature distribution and relationship of the Woodlawn deposit. Abstr. 25th International Geologic Congress, Sydney, 1: 174.
- Meyer, C. and Hemley, J.J., 1967. Wall rock alteration. In H.L. Barnes (Eds.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, pp. 166-235. New York.
- Newall, P.S. and Newall, G.C., 1989. Use of lithochemical as an exploration tool at Redmoor Sheeted-vein Complex, east Cornwall, southwest England. *Transactions Institute of Mining and Metallurgy (Section B: Applied Earth Science)* 98: 162-174.
- Ridgway, J. and Appleton, J.D., 1990. Ammonium geochemistry in mineral exploration a comparison of results from the American cordilleras and the southwest Pacific. *Applied Geochemistry*, 5: 475-489.
- Ridgway, J., Martiny, A., Gómez-Caballero, C., Macías-Romo and Villaseñor-Cabral, M.G., 1991. Ammonium geochemistry of Mexican silver deposits. *Journal of Geochemical Exploration* 40: 311-327.

Recibido: 12 de octubre, 1993

Aceptado: 10 de agosto, 1994

Zunyita asociada a alunita y pirofilita del yacimiento Mi Vida, Provincia de Catamarca. Características mineralógicas y significado paragenético

Magdalena KOUKHARSKY¹ y Orquídea MORELLO²

¹Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria Pabellón 2, 1428 Buenos Aires, Argentina.

²Gerencia de Exploración. Comisión Nacional de Energía Atómica. Avenida del Libertador 8250, 1429 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT.- *Zunyite associated to alunite and pyrophyllite from Mi Vida ore deposit, Catamarca Province: Mineralogical characteristics and paragenetic significance.* In Mi Vida ore deposit (Cu-Mo), a small area within the Carudo Breccia (an Upper Miocene diatreme with abundant metamorphic fragments) was affected by an episode of advanced argillic alteration characterized by the quartz-pyrophyllite-alunite-zunyite-rutile association. The conditions proposed for this alteration are temperatures within the range 350-400°C and pressures below 1 kbar in the presence of F and absence of Ca. These rocks can be related to those of Capillitas ore deposit (Cu-Pb-Zn, As-Sb-Au-Ag), but the former were formed under higher temperature conditions. The presence of zunyite could be useful for detecting this type of alteration zones by remote sensing methods.

Introducción

Hace 18 años se describió una zonación de la alteración hidrotermal en el área del Proyecto Mi Vida (Cu-Mo), ubicado al noreste de Andalgalá, Provincia de Catamarca (Fig. 1), en la que una subzona, dentro de la zona sericitica-cuarzosa, estaba caracterizada por la presencia de zunyita y alunita. La subzona zunyita-alunita se alojaba en la Brecha Carudo, unidad litológica asignada al Plioceno (Koukharsky y Mirré 1976). Dada la naturaleza de aquel trabajo, dedicado a consideraciones geológicas regionales, metalogénicas y económicas, los minerales fueron brevemente descriptos y su determinación se había logrado a través de algunas propiedades ópticas. Si bien los autores no dudaban de la presencia de zunyita y alunita, en nota de pie de página (pág. 856) aclaraban que parte de la sericita podría tratarse de pirofilita, en razón de la imposibilidad de discernir entre ambos minerales en las secciones petrográficas.

El presente trabajo está dedicado a la verificación de tal asociación mineral, señalando su importancia al permitir caracterizar, con criterios actualizados, un episodio hidrotermal de la secuencia paragenética del mencionado yacimiento.

Los minerales estudiados proceden de dos muestras de la Brecha Carudo, cuerpo formado por fragmentos de variadas litologías y tamaños, interpretado por Koukharsky y Mirré (1976) como genéticamente relacionado con actividad volcánica ácida, anterior al último episodio de alteración hidrotermal. Posteriormente Navarro (1986) la considera una diatrema, separando en ella un gran sector de brecha pre-hidrotermal y dos brechas co-hidrotermales, a las que denomina "Alumbrera" y "Cuerpo Chico" y señalando para la

última una datación isotópica de 5,9 Ma, lo que la ubicaría cerca del límite Mioceno-Plioceno (5,3 Ma), de acuerdo con la escala compilada por Cowie y Bassett (1989).

Este estudio forma parte de los trabajos que se realizan en el marco del proyecto "Cuerpos subvolcánicos cenozoicos del Noroeste Argentino y mineralizaciones asociadas" (PID-CONICET).

Métodos de trabajo

Los minerales estudiados fueron extraídos de dos cortes petrográficos pertenecientes a muestras de superficie en la denominada sub-zona alunita-zunyita (Fig. 1), preparando espigas (o agujas), con las que se obtuvieron los diagramas de difracción de rayos X, por el método del polvo, empleando una cámara Debye-Scherrer de 114,6 mm y utilizando ánodo de Cu ($K\alpha = 1,5418 \text{ \AA}$) y filtro de Ni. Los valores de los espaciados obtenidos para la zunyita y la pirofilita se presentan en la Tabla 1. Para la alunita y el rutilo, por tratarse de minerales más comunes, solo se mencionan los correspondientes a las líneas principales. El índice de refracción de la zunyita se determinó por el método de inmersión, con un refractómetro de Abbe y luz blanca.

Características de los minerales y resultados obtenidos

Los cortes petrográficos estudiados pertenecen a rocas intensamente alteradas de colores blanquecinos

hasta ocre y aspecto terroso con sectores coherentes debidos al cemento silíceo, que fueron interpretadas como derivadas del brechamiento de filitas. Al microscopio están formadas predominantemente por cuarzo con texturas granoblásticas algo diferentes, probablemente debidas a diferencias en los protolitos. En la muestra 1 el cuarzo forma un agregado granoblástico aproximadamente equigranular (75 a 90 μm), con bordes de crecimiento secundario remarcados por concentración de inclusiones fluidas (Fig. 2a), y algunas lentes de cristales anhedrales más desarrollados (hasta 300 μm). En la muestra 2 es inequigranular, con granos de 20 a 90 μm , inmersos en agregados de pirofilita, atravesados por abundantes lentes y venillas cuarzosas de granos suturados de hasta 1,2 mm y sectores de morteros, los que llegan a formar bandas de grano muy fino (alrededor de 4 μm). La extinción es ondulante, más acentuada en los cuarzos de las venillas de la muestra 2. Pirofilita, diseminada y muy escasa en la muestra 1, es abundante en la muestra 2, en la que aparece concentrada formando bandas y agregados de contorno irregular. En ambas muestras hay alunita y zunyita distribuidas entre los agregados de cuarzo granoblástico o de pirofilita y en bordes de las lentes cuarzosas. Cristales idiomorfos de rutilo con hábito prismático corto, de hasta 40 μm , aparecen incluidos en todos los minerales mencionados. En la muestra 2, un fragmento conserva relictos de

sericita asociada a rutilo capilar y óxidos de hierro que remarcen anteriores líneas de clivaje de biotitas anhedrales.

Zunyita $[\text{Al}_{13}\text{Si}_5\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_{18}\text{Cl}]$ según Fleischer y Mandarino (1991)

Se presenta en cristales incoloros, isótopos, de hábito tetraédrico con vértices truncados por el tetraedro negativo, a veces zonales, idiomorfos o subidiomorfos de hasta 0,7 mm, formando grupos de pocos individuos asociados a cuarzo o a alunita (Fig. 2a), límpida y con contactos netos con los minerales mencionados, o ligeramente irregulares con pirofilita (Fig. 2b). En detalle suele incluir laminillas de cuarzo, que se identifican ópticamente y se reflejan en los diagramas de rayos X. La zunyita participa en proporciones (en volumen) del orden del 2 al 8% de las rocas.

El índice de refracción medido con luz blanca es 1,594(5). De acuerdo con la tabla presentada por Konta y Mráz (1961) correspondería al mineral con tenores de F del orden de 5,5 % en peso, 10 % de H_2O y 2,5 % Cl, cuya densidad está comprendida entre 2,87 y 2,89.

El diagrama de Debye-Scherrer obtenido es de excelente calidad. Sus detalles se presentan en la Tabla 1, en la que por razones de claridad se excluyeron las mencio-

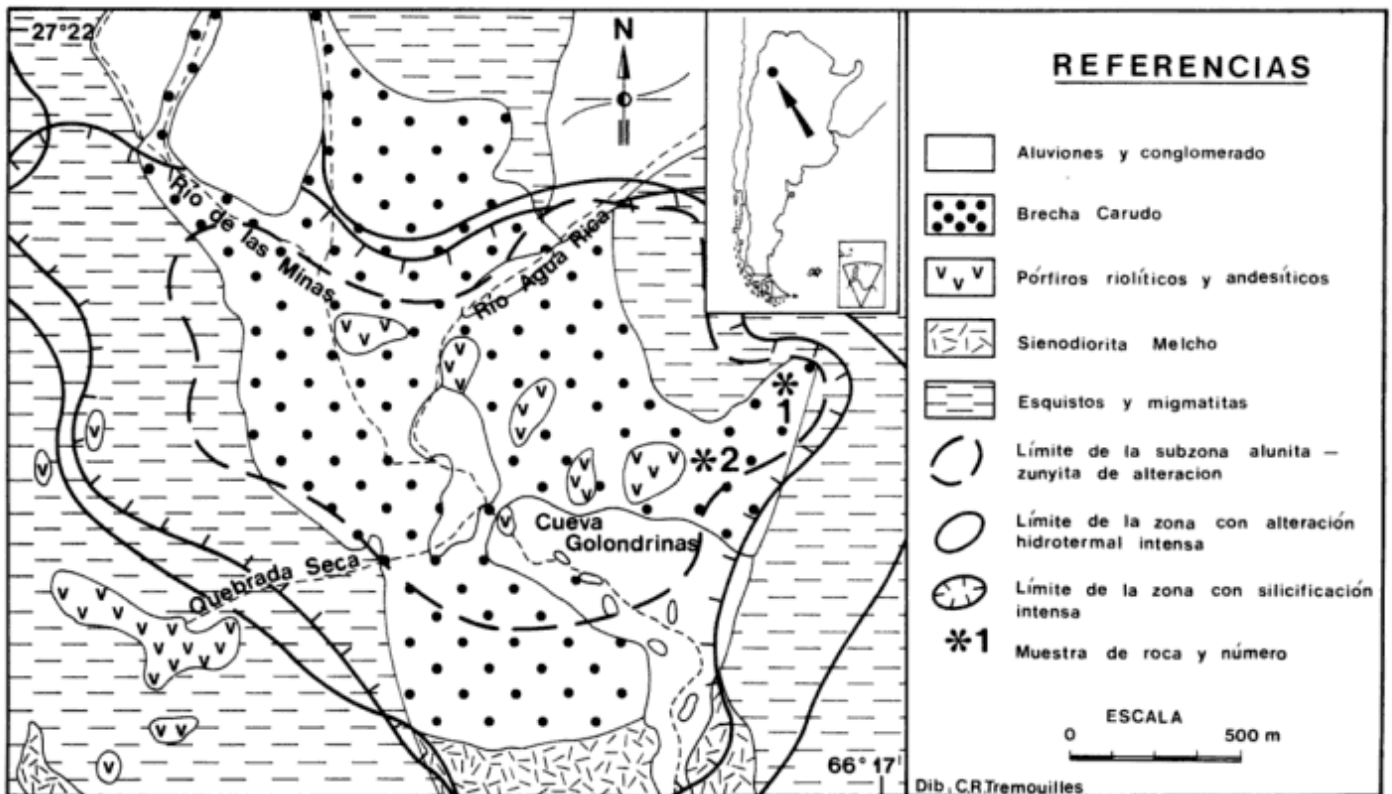


Figura 1: Esquema de la distribución de la alteración hidrotermal según Koukharsky y Mirré (1976), con la ubicación de las dos muestras de las que proceden los minerales estudiados en este trabajo.

nadas líneas de cuarzo. Algunas de las líneas pertenecerían a la hidrozunyita de Baumer (1975) (una zunyita sintética con alto contenido de agua) y existen otras dos que no están mencionadas en los diagramas consultados (Dietrich 1965 y Turco 1962). El parámetro a calculado es 13,86(3) Å, inferior al calculado por Baumer (1975) para la zunyita rica en agua sintetizada a 360°C y 0,5 kbar (13,904(5) Å). Al respecto dicho autor señala la disminución de este parámetro con el aumento de la temperatura.

Alunita

Más abundante que la zunyita, la alunita forma cristales anhedrales a veces claramente intersticiales entre el cuarzo granoblástico, o subhedrales de hábito tabular en lentes o venillas irregulares, alcanzando excepcionalmente 0,8 mm de largo y llegando a componer hasta un 20% del volumen de algunas muestras. Su aspecto está ilustrado en la Fig. 2a. Su presencia se ha confirmado con el diagrama de Rayos X, cuyas líneas principales corresponden a d : 2,98; 2,276; 1,907; 1,490; 4,96 y 1,740 Å, en orden decreciente de intensidad.

Pirofilita

Se presenta en laminillas decusadas concentrada en algunos sectores o bordeando cristales de cuarzo del

agregado granoblástico. De aspecto semejante al que comúnmente presenta la sericita, su identificación se logró mediante el diagrama de rayos X cuyas intensidades y espaciados de líneas se detallan en la Tabla 1.

Rutilo

Su presencia fue confirmada a través del diagrama de rayos X, con valores de d : 3,23; 1,68; 2,48 y 1,626 Å, en orden decreciente de intensidad.

Discusión

La presencia de pirofilita y cuarzo, así como la ausencia de caolinita, en las dos muestras estudiadas indicaría, de acuerdo con Hemley *et al.* (1980), temperaturas por encima de los 275°C para 1 kbar de presión, en tanto que la coexistencia de alunita sugiere un tope en el orden de los 400°C (Hemley *et al.* 1969). La alunita caracteriza la alteración del tipo sulfato-ácido y, sumando el cuarzo, la paragénesis corresponde a la alteración argílica avanzada de Hemley y Jones (1964) y específicamente a la alteración argílica avanzada de alta temperatura señalada por Pirajno (1992).

La textura del cuarzo acompañante, de granos equidimensionales y anhedrales con abundantes inclusiones fluidas podría indicar, según Fournier (1986) su

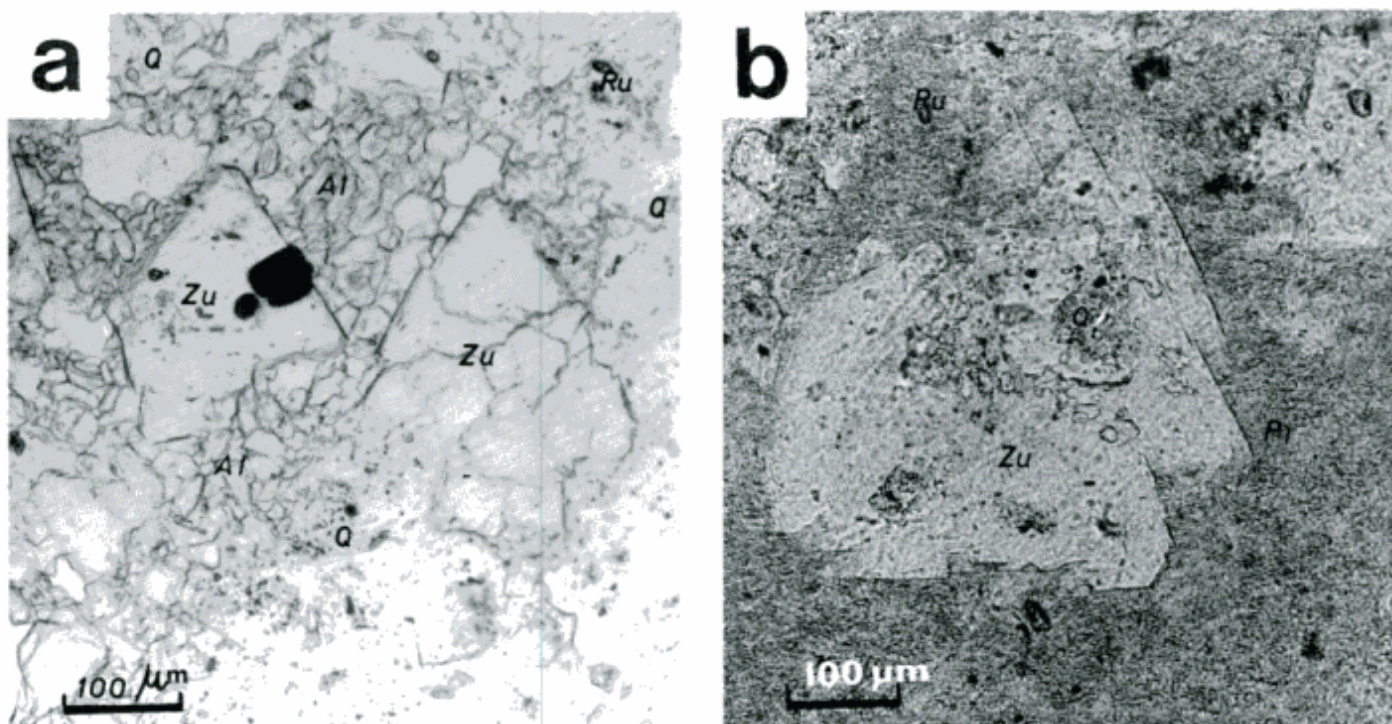


Figura 2: a) Zunyita asociada a alunita y cuarzo con crecimiento secundario en la muestra 1. El cristal oscuro es rutilo. b) Zunyita asociada a pirofilita y cuarzo en la muestra 2. Abreviaturas: Zu: zunyita; Pi: pirofilita; Al: alunita; Ru: rutilo; Q: cuarzo.

Tabla 1. Valores de los espaciados en diagramas Debye-Scherrer, radiación $\text{CuK}\alpha$, de la zunyita y la pirofilita. Los indicados con un asterisco son característicos de la hidrozunyita de Baumer (1975). Las líneas indicadas con un signo de interrogación no aparecen en los diagramas incluidos en la bibliografía consultada.

Zunyita				Pirofilita			
dÅ	I/I ₁	dÅ	I/I ₁	dÅ	I/I ₁	dÅ	I/I ₁
8,02	85	1,600	25	9,21	85	1,626	15
6,92	5*	1,52	40	4,62	20	1,583	10
4,93	5*	1,453	30	4,396	60	1,537	5
4,18	70	1,415	30	4,25	40	1,488	30
3,98	50	1,393	40	4,02	50	1,469	10
3,466	5?	1,339	35	3,80	10	1,375	15
3,175	20	1,263	15	3,466	15	1,284	10
2,97	10	1,254	15	3,164	10	1,264	10
2,825	40	1,225	20	3,06	100	1,236	10
2,66	100	1,213	15	2,96	20		
2,55	5?	1,177	15	2,706	10		
2,45	15	1,154	5	2,54	70		
2,344	10	1,124	5	2,416	80		
2,114	25	1,082	10	2,344	10		
2,06	20*	1,060	10	2,29	10		
2,00	40	1,035	15	2,15	20		
1,945	20	1,015	5	2,06	20		
1,854	30	0,9704	20	1,99	5		
1,807	35	0,9446	20	1,89	5		
1,735	10	0,8356	40	1,83	5		
1,680	10	0,7827	50	1,687	10		
1,630	75			1,647	10		

derivación de soluciones altamente supersaturadas en sílice, a altas temperaturas. Según dicho autor, uno de los posibles mecanismos de generación de la supersaturación, es la brusca disminución de la presión de fluidos, fenómeno que podríamos vincular con el brechamiento que caracteriza a estas rocas. Rose y Burt (1979) citan la presencia de minerales de sílice y zunyita en alteraciones del tipo argílico avanzado cercanas a la superficie en zonas de alto gradiente geotérmico. Resulta razonable entonces mantener las condiciones de poca profundidad y posterioridad de esta alteración con respecto a la formación del cuerpo de brecha, que habían sido sugeridas por Koukharsky y Mirré (1976).

Por contar con diferentes trabajos experimentales que han logrado sintetizarla, la zunyita contribuye a acotar las condiciones de formación de esta paragénesis. Turco (1962) obtuvo zunyitas con características idénticas a las naturales, delimitando su dominio de estabilidad entre 400 y 600°C, sin que la presión influyera mayormente por debajo de 1 kbar. Estableció también el importante rol desempeñado por el F y verificó la influencia negativa del Ca en su ambiente de formación. Posteriormente Baumer *et al.* (1974) obtuvieron zunyita en rangos de temperaturas más bajos, entre 350 y 400°C a menos de 1 kbar de presión. El diagrama de rayos X de una de estas zunyitas rica en agua fue publicado por Baumer (1975) y, como ya se expresara, es comparable

al del mineral de Mi Vida. Hsu (1986) cuestionó los valores obtenidos por estos investigadores en razón de que la escasa duración de las experiencias de laboratorio hacían dudoso el alcance de condiciones de equilibrio. Este autor repitió las experiencias para tiempos comprendidos entre 2 y 5 meses comprobando que los tres componentes gaseosos F, Cl y H₂O, son indispensables para la obtención de zunyita; que en razón de ser común el Cl en los fluidos hidrotermales, la disponibilidad de F es crítica para su formación y que, para concentraciones 1M de HCl, si la concentración de HF es superior a 2M se obtiene topacio acompañado por AlF₃. Aún para concentraciones muy bajas de HF, a 1 kbar, obtuvo zunyita en el rango de temperaturas comprendido entre 300 y 450°C.

De lo expuesto, la paragénesis cuarzo-pirofilita-alunita-zunyita-rutilo de Mi Vida se habría formado a menos de 1 kbar de presión, en el rango de temperaturas comprendido entre los 300 y 400°C (tope fijado por la alunita). Los valores son compatibles con los que presenta Pirajno (1992, pág. 111), en el gráfico que resume los tipos de alteraciones en función de las temperaturas y actividades de K⁺ e H⁺ para presiones de 1 kbar. Pero si se consideran representantes de alteración fílica a los relictos de fina mica incolora encontrados en una de las muestras, los valores se inclinan hacia los 400°C, dado que en el mencionado gráfico, la alteración argílica

avanzada vecina a la alteración fílica abarca el rango comprendido entre los 400 y 510°C. Por ello se estima como más probable el rango 350-400°C, para la paragénesis con zunyita de Mi Vida.

La brecha mineralizada de Mi Vida en algunos aspectos es comparable al yacimiento Capillitas (Cu-Pb-Zn, As-Sb-Au-Ag) también asociado a vulcanismo ácido y ubicado unos 12 km al ONO de ella. Según los datos aportados por Marquez Zavalía (1990), las edades son semejantes ($5 \pm 0,5$ Ma para el vulcanismo de Capillitas) y entre las 92 especies minerales que cita, algunas son compartidas con las mencionadas por el presente trabajo (cuarzo-alunita-rutilo) y por Koukharsky y Mirré (1976), no apareciendo citados pirofilita ni zunyita, justamente las que caracterizan la asociación de alta temperatura. Sobre la base de estudios microtermométricos, dicha autora determinó entre 200 y 300°C la temperatura principal de formación del yacimiento de Capillitas, por lo que puede suponerse que en Mi Vida existen asociaciones correspondientes a temperaturas más elevadas.

Conclusiones

Se ha verificado la presencia de zunyita y de alunita en dos muestras de un sector de la brecha Carudo del yacimiento Mi Vida y se presentan, para el primero de estos minerales, sus características ópticas y los valores de los espaciados d en Å, de su diagrama de rayos X.

Mediante otro difractograma de rayos X se determinó que en dichas muestras, la casi totalidad del material de aspecto micáceo fino es pirofilita y no sericita como se había supuesto anteriormente sobre la base de las propiedades ópticas. Con ello se abre la posibilidad de que sea pirofílica también, la zona que bordea exteriormente a la alteración con alunita y zunyita (Fig. 1).

La paragénesis estudiada (cuarzo-pirofilita-alunita-zunyita-rutilo) corresponde a alteración argílica avanzada de alta temperatura y representaría el primer episodio de alteración hidrotermal posterior a la formación de la brecha Carudo.

Sus condiciones de formación estarían acotadas en el intervalo de 350-400°C, presiones inferiores a 1 kbar, en presencia de Cl, concentraciones moderadas de F y ausencia de Ca.

El yacimiento puede ser correlacionado y comparado con el de Capillitas, de similar edad y que cuenta con estudios mineralógicos detallados, presentando diferencias que señalan para Mi Vida condiciones de temperaturas más elevadas.

Finalmente puede agregarse que la estructura cristalina peculiar de la zunyita da como resultado un espectro de absorción infrarrojo característico para algunas bandas, fenómeno estudiado por Turco (1962) y por Crowley

(1984), quien sugiere utilizar esta propiedad para la teledetección de rocas aluminosas resultantes de alteración hidrotermal.

Agradecimientos

Las autoras agradecen a Ricardo Rodano su colaboración en las determinaciones por rayos X; a Laura Kleiman la traducción del resumen al idioma inglés; a Milka Brodtkorb el aporte de referencias bibliográficas y a M.F. Márquez Zavalía su indicación acerca de la fórmula de la zunyita.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baumer, A., 1975. Données de diagramme de poudre d'une hydrozunyite de synthèse de formule $Al_{12}Si_{3,7}O_{14,8}(OH)_{14,8}F_{9,7}$. Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 98 (4): 257-258. Paris.
- Baumer, A., Giménez, H., Caruba R. y Turco, G., 1974. Remplacements de regroupements atomiques dans la structure zunyite. Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 97 (2-5): 271-277. Paris.
- Cowie, J.W. y Bassett, M.G. 1989. Global Stratigraphic Chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration. Episodes, 12 (2): hoja suplementaria. Herndon, Virginia.
- Crowley, J.K., 1984. Near Infrared Reflectance of Zunyite: Implications for Field Mapping and Remote-Sensing Detection of Hydrothermally Altered High Alumina Rocks. Economic Geology, 79: 553-557.
- Dietrich, J.E., 1965. Zunyite D'Azrou-Melloul. En: Description provisoire des espèces minérales du Maroc. Morocco Service Géologique Notes et Mémoires 183: 105-107.
- Fleischer, M. y Mandarino, J.A., 1991. Glossary of Mineral Species 1991. The Mineralogical Record Inc. (Ed.). Tucson. Arizona.
- Fournier, R.O., 1986. The behavior of silica in hydrothermal solutions. En: Berger, B.R. y Bethke, P.M. (Eds.): Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology, 2: 45-61. New Mexico.
- Hemley, J.J. y Jones, W.R., 1964. Chemical Aspects of Hydrothermal Alteration with Emphasis on Hydrogen Metasomatism. Economic Geology, 59 (5): 538-569.
- Hemley, J.J., Hostetler, P.B., Gude, A.J. y Mountjoy, W.T., 1969. Some Stability Relations of Alunite. Economic Geology, 64 (6): 599-612.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. y Luce, R.W., 1980. Equilibria in the System Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and Some General Implications for Alteration/Mineralization Processes. Economic Geology, 75 (2): 210-228.
- Hsu, L.C., 1986. The Stability Relationships of Zunyite Under Hydrothermal Conditions. Mining Geology, 36 (3): 219-230.
- Konta, J. y Mráz, L., 1961. Dillnite and its relation to zunyite. American Mineralogist, 46: 629-636.
- Koukharsky, M. y Mirré, J.C., 1976. Mi Vida prospect: A Porphyry Copper-Type Deposit in Northwestern Argentina. Economic Geology, 71 (5): 849-863. Lancaster, Pennsylvania.
- Marquez Zavalía, M.F., 1990. Mineralogía y génesis del Yacimiento Capillitas - Catamarca - República Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 344-347.

- Navarro, H., 1986. Geología General y Económica del Pórfido de Cu-Mo "Mi Vida". Revista del Instituto de Geología y Minería, 6: 127-154. Jujuy.
- Pirajno, F., 1992. Hydrothermal Mineral Deposits. Springer-Verlag. 710 p., New York.
- Rose, A.W. y Burt, D.M., 1979. Hydrothermal Alteration. En: Barnes, H. (Ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: 173-235. John Wiley & Sons. New York.
- Turco, G., 1962. La zunyite; recherches expérimentales physico-chimiques en liaison avec l'étude du nouveau gisement de Beni-Embark. Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 85 (4): 407-458. Paris.

Recibido: 28 de marzo, 1994

Aceptado: 11 de agosto, 1994

Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina)

Juan Pablo MILANA^{1,2} y Oscar ALCOBER¹

¹Universidad Nacional de San Juan, Museo de Ciencias Naturales, Lib. San Martín 315 Oeste, 5400, San Juan, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT. *Tectosedimentary model of the triassic Ischigualasto Basin (San Juan, Argentina).* A growth-fault half-graben model is proposed for the accumulation of the Triassic Ischigualasto Basin. A compressive Palaeozoic structure -the Valle Fértil Fault- is interpreted to have been reactivated as a tensional fault during Triassic times and to be responsible for most of the accumulation during rift phases and for the final geometry of the Triassic megasequences. Four major tecto-sedimentary sequences have been recognized as composing the basin filling. They are interpreted as two synrift phases, each one followed by a post-rift or sag sequence. During rifting (proved by basaltic flows), the footwall depositional systems were favoured as fault movements increased their slopes, while during post-rift phases, the hanging wall systems were the best suited for development, as they normally have much larger drainage basins. A direct consequence of this basin dynamic is the migration of basin axis in opposite directions as tectosequences progressed in their accumulation. Major differences in both synrift sequences and postrift sequences have been observed. Synrift sequences are not similar because the initial conditions of accommodation space and the drainage basin network when each cycle started were different: near zero accommodation space and a poorly developed drainage basin in the first rifting, but an inherited value of accommodation and a developed drainage network from the earlier phase for the second. Postrift sequences show different grain size trends, that are ascribed to the incomplete development of the first post-rift (truncated by the second synrift). Although both postrift sequences are different in their mode of accumulation (a progradational vs. a vertical accretion mode), their initial tendency to coarsening upward is similar.

Introducción

La cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (denominación reducida en este aporte a Ischigualasto, dado que es el centro de nuestras investigaciones), es ampliamente conocida por la presencia de numerosos restos de vertebrados y en particular de los dinosaurios más antiguos. Una extensa cita de las contribuciones paleontológicas que se han realizado a través de material de esta cuenca es brindada por Stipanovic y Bonaparte (1979). Paralelamente a estos trabajos paleontológicos se han hecho otros de síntesis regional y sedimentológicos que en general sugieren que esta cuenca en particular estuvo asociada a procesos de distensión (Criado Roque *et al.* 1981, Uliana y Biddle 1988, Uliana *et al.* 1989, Baraldo *et al.* 1990). Tales interpretaciones deben ser las más acertadas, si se tiene en cuenta la efusividad básica sinsedimentaria asociada a varios pisos de esta cuenca (Andreis 1969, véase texto), así como también, la filiación tensional de cuencas del mismo rango estratigráfico cercanas, como la normendocina y la de Barreal-Calingasta (*cf.* Strelkov y Alvarez 1984, Kokogian y Mancilla 1989, Ramos y Kay 1991).

La estratigrafía de la cuenca que nos ocupa no es simple, y ya ha sido cuestionada en numerosas ocasiones la posibilidad que diferentes unidades litoestratigráficas (formaciones) sean en realidad equivalentes cronoeestratigráficos (*cf.* Ortiz 1968, Stipanovic y Bonaparte 1979). Otra situación que puede parecer un poco confusa

es la existencia de probables discordancias muy localizadas, y no observadas en otros sectores de la cuenca. En esta contribución se tratará de brindar un esquema orgánico de funcionamiento de la cuenca, con el fin de explicar la existencia de tales discordancias y de su distribución. Otro aspecto relevante del esquema que se propone es la capacidad de mostrar cómo algunas discrepancias entre lito y crono-estratigrafía, son producto de variaciones de los sistemas depositacionales que caracterizaron la historia de la cuenca, y que fueron adaptándose en forma diferencial a las distintas condiciones impuestas por los procesos tectónicos reinantes.

Como ya se indicó, la mayoría de las interpretaciones tectónicas de esta cuenca sugieren una dinámica tensional que condujo a la generación de una fosa de tipo rift (Rolleri y Criado Roque 1968, Stipanovic y Bonaparte 1979, Baraldo *et al.* 1990). En este trabajo se interpreta que la cuenca se generó como un hemigraben (*half-graben*), dada la existencia de una notable asimetría en sentido perpendicular a su eje, reflejada en las tendencias isopáquicas (*cf.* Stipanovic y Bonaparte 1979, véase Fig. 1). La asimetría de los hemigrabens es un elemento de gran influencia en los sistemas depositacionales, ya que la misma determina en gran medida las pendientes y los tamaños de las áreas de drenaje de los sistemas sedimentarios alimentados en los bloques yacente y colgante (borde pasivo y activo respectivamente, Fig. 2) (Leeder y Gawthorpe 1987, Leeder *et al.* 1988, Lambiasse 1991, Schlische 1991).

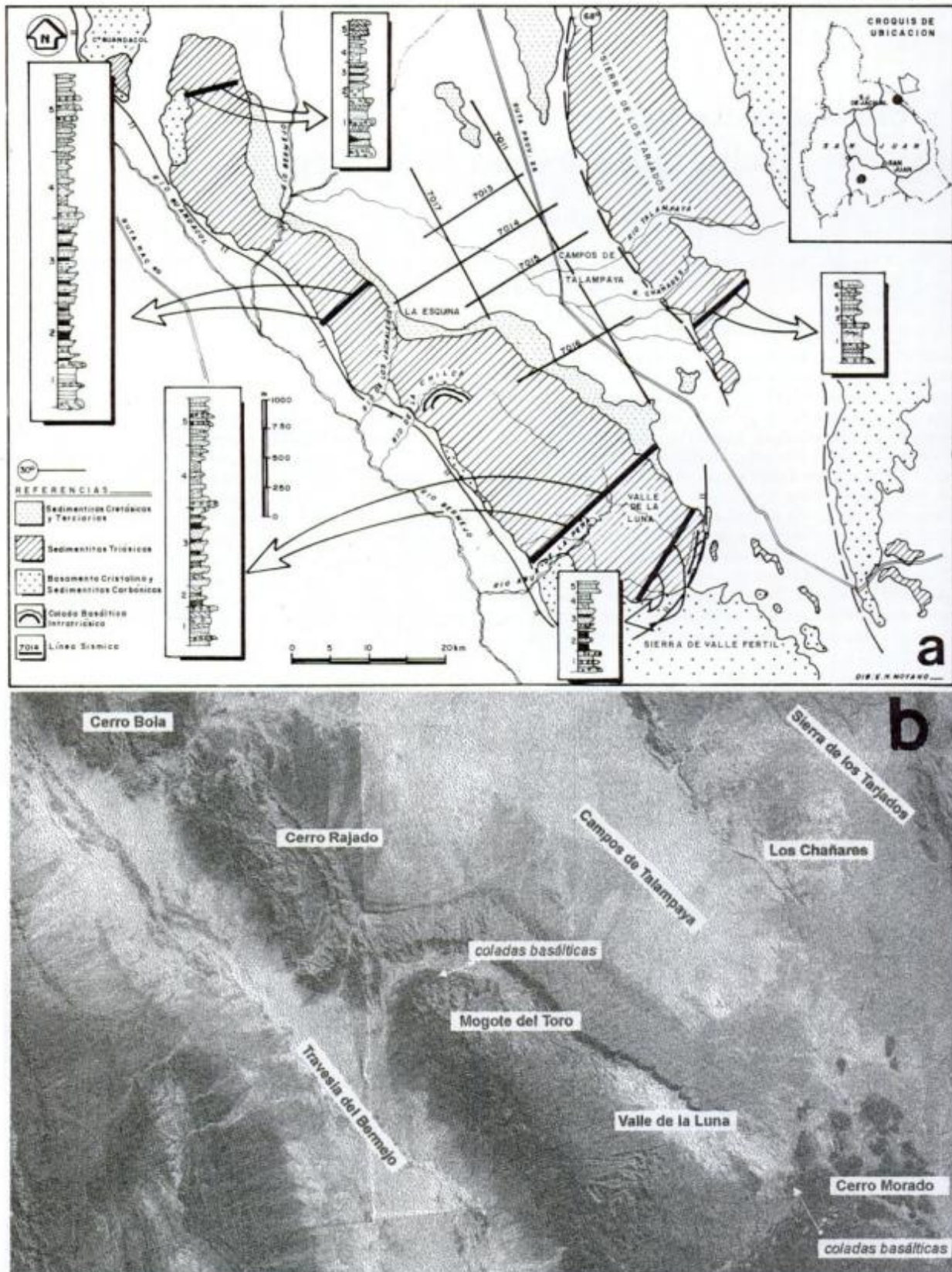


Figura 1: a) Mapa regional de la Cuenca de Ischigualasto, espesores, sucesiones estratigráficas locales y ubicación geográfica de líneas sísmicas. Los números en las columnas corresponden a: 1: Formaciones Talampaya y Tarjados, 2: Formación Ischichuca, 3: Formación Los Rastros, 4: Formación Ischigualasto y 5: Formación Los Colorados. b) Imagen satelital TM editada del área de Ischigualasto. Nótese la distribución estratigráfica irregular de mantos de basaltos en el área de la Chilca, donde se concentran en base de Formación Ischichuca y de Formación Ischigualasto

Esta asimetría también influye en gran medida sobre el relleno sedimentario, tanto bajo tectonismo constante (cf. Schlische 1991), como cuando existen marcadas etapas en la evolución tectónica de la cuenca. Tanto es así, que en las fases de sinrift la cuenca tiende a contraerse, localizándose el hundimiento en las áreas adyacentes a las principales estructuras de rifting. En cambio durante las etapas de *sag* o post-rift, la cuenca tiende a ampliarse arealmente debido a que el hundimiento (marcadamente más lento) está relacionado a subsidencia termotectónica y al efecto de carga de los sedimentos acumulados en la etapa anterior. Esta mecánica de funcionamiento ocasiona que durante las etapas de sinrift, los sistemas depositacionales asociados al borde de cuenca activo sean favorecidos, dado que las pendientes de tales sistemas son permanentemente rejuvenecidas. Ocurre lo contrario en las etapas de subsidencia térmica (*sag*), ya que en ausencia de tal rejuvenecimiento tectónico, los sistemas de los bordes pasivos tienden a desplazar a los de borde activo debido a su mayor desarrollo areal. Un efecto lógico que se produce, es la migración de los depocentros, los cuales si bien siempre están localizados cerca del borde de cuenca activo, sufren migraciones que a veces pueden ser comprobadas como se indicará para la secuencia de Ischigualasto.

Información independiente que ha servido para comprobar la hipótesis propuesta, es el desarrollo de las sedimentitas triásicas en subsuelo. La escasa información sísmica publicada del área (Georgieff 1992), permite apreciar que la geometría depositacional de las secuencias triásicas (Fig. 3) muestra una tendencia al engrosamiento hacia el margen activo (falla de Valle Fértil). También se puede apreciar un engrosamiento de las secuencias hacia el SSE, indicando que la cuenca tuvo un control secundario a lo largo de su eje, probablemente canalizado a través de movimientos tensionales

del sistema de fallas de rumbo ENE que se observan cerca de la entrada del Parque Ischigualasto (Valle de la Luna) y que denominaremos falla del Alto (Fig. 1). La tendencia al engrosamiento hacia el borde activo inferido también surge al controlar los espesores de las secuencias triásicas a ambos lados de la prolongación austral del Valle de Villa Unión (Fig. 1). En cambio, no se encuentran secuencias correlacionables a éstas en el borde occidental del Valle del Bermejo, lo que sugiere su rápido acuñaamiento en tal dirección. Otro control que se ha utilizado en forma independiente al relleno sedimentario, es la actividad magmática asociada a los diferentes estadios evolutivos. Es ampliamente conocido que durante las etapas de sinrift se favorece la extrusión de materiales básicos procedentes de niveles subcorticales. Este proceso se puede apreciar también en esta cuenca, muy evidente para la primera fase de sinrift por los basaltos olivínicos en el "Paganzo III" (Andreis 1969) y los efusivos básicos en los tramos basales y medios de la Formación Ischichuca, asociados al primer rifting. Para la segunda etapa de rifting se conocen cuerpos basálticos concordantes en diferentes localidades, asociados principalmente al sector basal de la Formación Ischigualasto (de la Mota 1949, Stipanovic y Bonaparte 1979, Vallecillo 1986), interpretados por Stipanovic y Bonaparte (1979) como filones capa mesocretácicos, pero cuya génesis como mantos lávicos es altamente probable (Monetta, com.verb., véase texto), en cuyo caso su edad sería triásica superior bajo, y corroborarían el proceso de rifting activo asociado a la Formación Ischigualasto (segundo sinrift).

El relleno sedimentario

Siguiendo criterios de análisis estratigráfico asociados a tectonismo activo (análisis tectosedimentario de

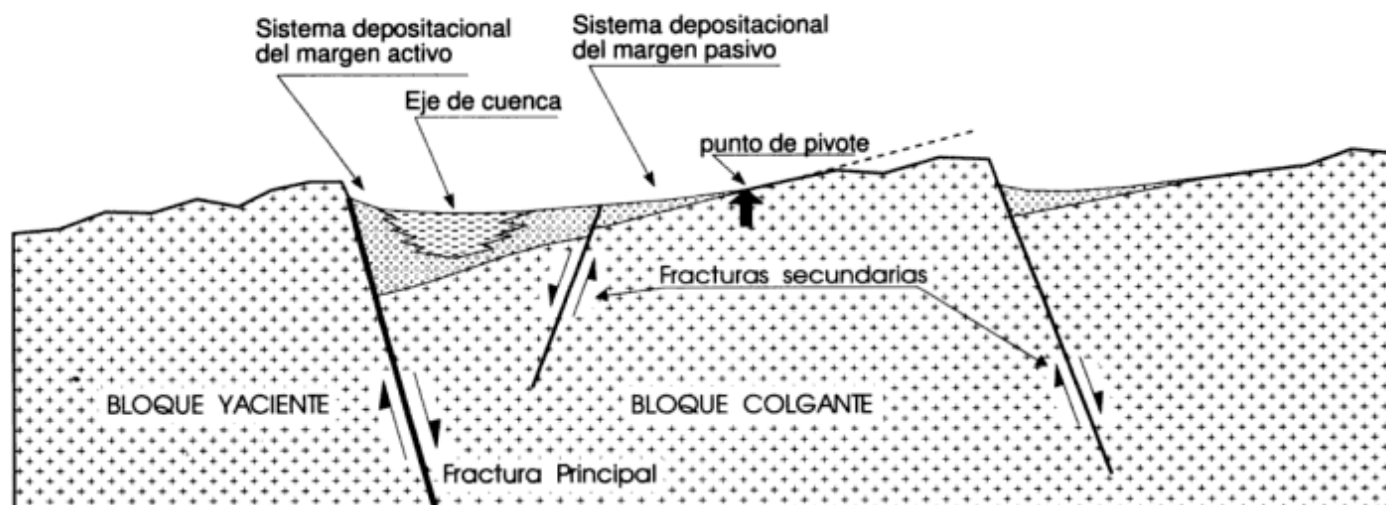


Figura 2: Perfil simplificado de un semi-graben tipo

facies, Leeder y Gawthorpe 1987, Leeder *et al.* 1988), se subdividió la columna triásica en tecto-secuencias. Como ya se indicó en el punto anterior, se han reconocido cuatro grandes fases de acumulación, subdividibles en 7 sub-secuencias que componen el relleno de esta cuenca triásica, cuya diferenciación básica se ha efectuado en el área de Ischigualasto, dado que la mayoría de ellas adquiere su mayor desarrollo allí. En este trabajo no se efectúa una descripción detallada de las secuencias depositacionales de menor orden, dado que se interpreta que las mismas no están tan ligadas a los procesos geodinámicos asociados a la cuenca, sino que parecen responder a eventos de variaciones del nivel de base, de probable filiación climático-hidrológica.

1. Secuencias asociadas a la primera fase sinrift (Triásico inferior a medio bajo)

Corresponden a esta primera fase, las secuencias sedimentarias asociadas al *rifting* inicial que configuró las características básicas, a partir de las cuales luego se adaptaron las secuencias subsiguientes. Al igual que lo indicado para la cuenca Triásica cuyana (Strelkov y Alvarez 1984, Kokogian y Mancilla 1989, Ramos y Kay 1991), la acumulación asociada a la fase de sinrift se registra en áreas mucho más localizadas que en el caso de las secuencias que sobrevienen en la segunda fase. Las características citadas son muy compatibles con lo que se conoce para los depósitos del Triásico inferior: Formaciones Talampaya y Tarjados (también el denominado "Paganzo III") (*cf.* Stipanovic y Bonaparte 1979) y en menor grado Formaciones Ischichuca-Chañares.

La sedimentación asociada a esta primera fase se puede subdividir en dos: la inicial, de corte netamente aluvial-fluvial, constituyendo las secuencias de grano más gruesas de la cuenca y la segunda, principalmente lacustre y en menor parte de planicie aluvial. Si bien la tendencia general de ambas secuencias es granodreciente, existe una fuerte diferencia entre ambas que como se indicará luego, es producto de la evolución normal de un hemigraben.

Secuencia Talampaya-Tarjados (primer sinrift, etapa a):

Se han reunido dentro de la primera secuencia, como un único ciclo depositacional tecto-inducido a las Formaciones Talampaya y Tarjados (correlativas al informal "Paganzo III"), dado que suprayacen estratigráficamente al Grupo Paganzo (*sensu* Azcuy y Morelli 1971), y siempre por encima de ellas se encuentran depósitos de la próxima secuencia. Se ha citado la presencia de una discordancia interna en esta secuencia (límite Formación Talampaya-Tarjados, Stipanovic y Bonaparte 1979, p.533), pero ella parece ser una superficie erosiva de

mayor magnitud, naturalmente amplificadas en los sectores marginales de la cuenca, pero mostrando una continuidad lateral notable dentro del ámbito de la cuenca. Particularmente, la inspección en sentido lateral de este contacto desde los afloramientos de río del Peñón hasta los de Agua de la Peña, evidenció la ausencia de angularidad asociada a esta superficie erosiva.

Como ya se indicó, el sistema depositacional que caracterizó a estas unidades fue de tipo aluvial. Particularmente, la revisión del sistema en el área de Ischigualasto, sugiere que el mismo (al menos localmente) estuvo conformado principalmente por una red de ríos entrelazados con gran cantidad de carga de lecho eminentemente arenosa, y menormente conglomerádica, y con un casi nulo desarrollo de facies de planicie de inundación péltica. El aparente incremento de facies arenosas y a su vez la disminución del tamaño máximo de clastos hacia las áreas de Sierra de Talampaya-Tarjados, sugiere que las mismas se comportaron como áreas distales de este sistema depositacional aluvial. Ello ha sido corroborado con la medición de paleocorrientes (indicadas por entrecruzamientos) que muestran un rango de direcciones hacia el noreste y este (Fig. 4).

La gran cantidad de arena de este sistema y el alto grado de redondeamiento de los clastos que se observan en esta secuencia (en Ischigualasto), no apoyan la idea de una fase de sinrift (compárese en cambio con los conglomerados de Formación Río Mendoza, Triásico de Mendoza norte). Sin embargo, los conglomerados basales de esta secuencia presentan esas características, con bloques angulosos de basamento de hasta 60 cm. La madurez de los conglomerados en los sectores superiores de esta secuencia (Talampaya-Tarjados), y la gran arenosidad de los sistemas podría ser el resultado del retrabajo de la cubierta sedimentaria paleozoica superior. Adicionalmente, el *rifting* asociado a estos depósitos es indicado por la existencia de mantos de basalto intercalados en este ciclo en la zona de Cerro Bola (Andreis 1969, Stipanovic y Bonaparte 1979).

Las observaciones indicadas son elocuentes acerca de la filiación de este sistema depositacional con una línea de aporte de material (sedimentos + vulcanitas), representada por la megafactura de Valle Fértil. Es altamente probable que la Formación Talampaya corresponda a depósitos sinrift muy tempranos, inicialmente desconectados, y más estrechamente asociados a la estructura Famatina-Tarjados-Paganzo, que probablemente fue reactivada durante las fases de *rifting* temprano. Este fenómeno podría deberse a herencia del *rifting* asociada a los basaltos mesopérmicos de La Torre (Thompson y Mitchel 1972).

A medida que el área de sedimentación se expandía durante las etapas más avanzadas de *rifting*, la progradación de las secuencias asociadas a la ruptura principal (falla de Valle Fértil), alcanzó y cubrió las secuencias asociadas a rupturas secundarias. Esta

dinámica sedimentaria es aparentemente visible en líneas sísmicas ya que las secuencias reconocidas como la Talampaya-Tarjados, tienden a afinarse hacia el ENE (Georgieff 1992), mientras que al entrar a afloramientos de Sierra de Tarjados, el espesor de las mismas parece incrementarse abruptamente (Fig. 1).

Secuencia Chañares-Ischichuca (primer sinrift, etapa b):

Se reúnen dentro de esta fase a los depósitos que suprayacen al ciclo anterior, iniciado en áreas marginales por un conspicuo banco de ftanita, y cuyo límite superior es transicional hacia los depósitos predominantemente arenosos y con arreglo progradante de la Formación Los Rastros. Por lo tanto, esta secuencia está compuesta por dos Formaciones: Ischichuca y Chañares.

Como se indicará, si bien estas dos unidades conforman un mismo sistema deposicional, y por ende una misma unidad cronoestratigráfica, la subdivisión en

Formaciones se considera acertada ya que las mismas evidencian muy diferentes posiciones dentro del sistema deposicional, y por lo tanto son litológicamente bien diferenciables (aunque con engranes laterales transicionales).

Es destacable la existencia de un banco silíceo (de ftanita) en la base de esta megasecuencia, ya que se observa en varios lugares de la cuenca (en general marginales), lo que descarta la idea original de filiación hidrotermal (cf. Romer y Jensen 1966). La distribución de este banco, y su estructura particular sugiere que el mismo se formó como un depósito de "silcrete" asociado a un prolongado período de no deposición, dada la asociación de estos silcretos con períodos (generalmente largos) en donde se efectúa una profunda meteorización de las capas superficiales (Twidale y Milnes 1983). Actualmente se reconocen dos principales tipos de silcretos, los pedogenéticos y freáticos (Thiry y Milnes 1991). La disposición de la ftanita conformando láminas horizontales, a veces lenticulares, sugiere que se formaron por lavado de sílice luego acumulada en el límite de

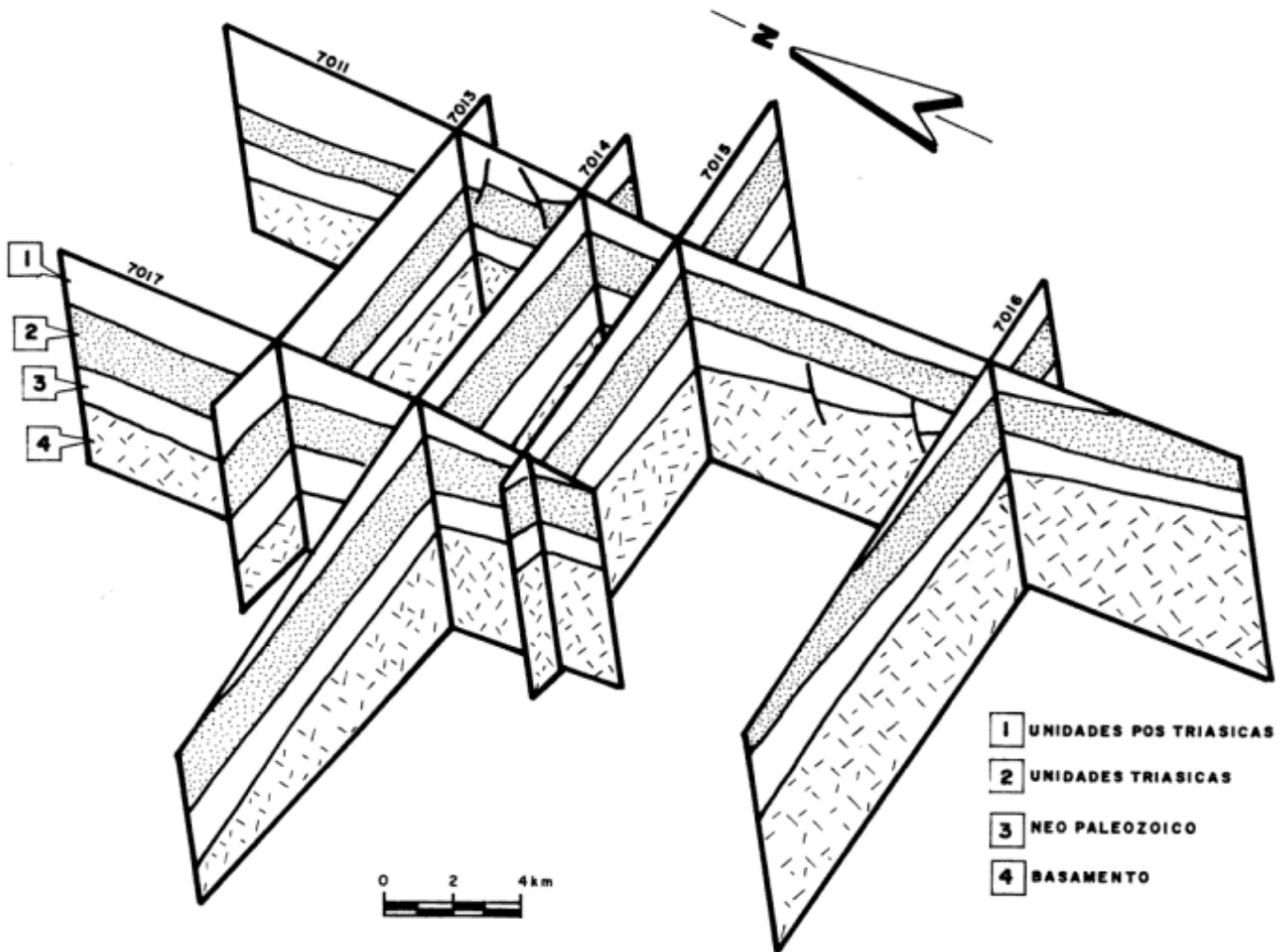


Figura 3: Bloque diagrama mostrando la disposición geométrica de las unidades geológicas y estructuras interpretadas en líneas sísmicas al sur del Campo de Talampaya. Modificado de Georgieff (1992).

la superficie freática (cf. Thiry y Milnes 1991, Simon-Coincon 1992), aunque se requiere un estudio micromorfológico para sustentar esta hipótesis. A pesar de esta incertidumbre, esta superficie evidencia un período de *stasis* (cf. Kraus y Bown 1986), asociado a climas semi-húmedos y cálidos.

Esta superficie es particularmente importante ya que evidencia una época de "cuenca hambrienta" (*underfilled basin*), estado que generalmente sucede a las primeras etapas de *rifting*. Debe destacarse sin embargo, que esta situación comenzó a observarse en los tramos cuspidales de la Formación Tarjados, dada la creciente bioturbación de areniscas y conglomerados, hasta la obliteración total de estructuras, fenómeno que requiere que el depósito permanezca mayor cantidad de tiempo cercano a la superficie. La situación de cuenca hambrienta es corroborada por las secuencias que suceden al "silcrete", de corte netamente pelítico. Así, esta secuencia presenta gran cantidad de lutitas lacustres (en general negras) con areniscas subordinadas, en las áreas cercanas a la estructura principal (falla de Valle Fértil), mientras que en las zonas marginales se observan arenas finas limosas tobáceas asociables a planicie de inundación madura, característica de la Formación Chañares.

Como se indicará en el modelo tectosedimentario propuesto, la existencia de un subciclo pelítico es muy común en secuencias sinrift. El progresivo aumento del espacio depositacional causa que la cuenca pase de un estado inicial de sobrealimentación (secuencia Talam-paya-Tarjados) a un estado de cuenca infraalimentada (esta secuencia, Chañares-Ischichuca), pudiéndose registrar un episodio de no depositación en sectores marginales de la cuenca (= silcrete).

Puede parecer extraño relacionar una unidad tan pelítica como la Formación Ischichuca a una secuencia sintectónica. Sin embargo, ciertas observaciones adicionales avalan su asignación a una fase sinrift y precisamente relacionada a la estructura Valle Fértil. La revisión de esta formación en el área de Mogote del Toro (Fig. 1), indicó que presenta varias capas de basalto intercaladas en su sección media que se adelgazan y desaparecen hacia el ENE, a veces mostrando estructuras almohadilladas. Estos basaltos no sólo comprueban una época de sinrift sino que también señalan su proveniencia desde la falla Valle Fértil, mientras que su enfriamiento subcúneo evidencia su extrusión hacia el fondo de un lago.

2. Secuencias asociadas a la primera fase post-rift (Triásico medio-alto)

La Formación Los Rastros es la única representante de esta fase de post-rift. Su diferenciación con la anterior secuencia (Formación Ischichuca-Chañares) es bastante difícil ya que en los perfiles recorridos, se observa un pase transicional entre ambas, que es probablemente

la razón por la que se haya postulado la unificación de ambas unidades (cf. Ortiz 1968). Esta fase post-rift está conformada por una única secuencia, lo que puede deberse al truncamiento del ciclo normal (compare con secuencias Los Colorados inferior y Los Colorados superior), por efecto del inicio de la segunda fase sinrift.

Secuencia Los Rastros (primer postrift, etapa a)

En el área de Ischigualasto-Los Colorados, esta unidad (Formación Los Rastros) es eminentemente arenosa y con tendencia general granocreciente. Algunas paleocorrientes medidas en niveles cercanos al techo de esta unidad (Fig. 4), sumada a la vergencia de estructuras de deformación asociadas a fenómenos de desli-

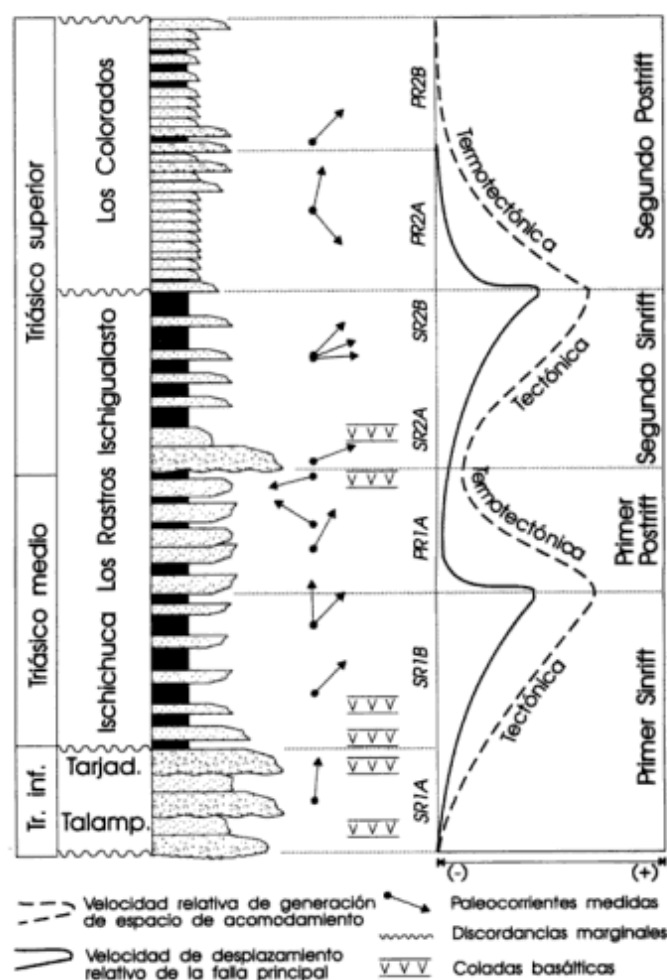


Figura 4: Modelo conceptual donde se relacionan las tectosecuencias marcadas en la columna esquemática de la Cuenca de Ischigualasto y las posibles velocidades de desplazamiento de la falla principal y la de generación de espacio de acomodamiento. Nótese que en las etapas postrift, a pesar que la actividad de la falla principal es limitada, la generación de espacio de acomodamiento no lo es tanto debido a la subsidencia termotectónica y por efecto de carga de sedimentos que continúan arribando a la cuenca.

zamiento sin sedimentarios tipo *slump*, sugieren que los sistemas responsables de la acumulación de esta unidad progradaron principalmente desde el este o margen pasivo (bloque colgante) del hemigraben (cf. Fig. 2). Es probable que la progradación de los sistemas depositacionales del borde pasivo se deba a una menor actividad de los sistemas del borde activo. Los sistemas de los bordes pasivos en cuencas tipo hemigraben, presentan normalmente un menor gradiente y áreas imbríferas mucho mayores (Leeder *et al.* 1988, Lambiasi 1991, Schlische 1991). Esta particularidad es la que parece favorecer la actividad de los sistemas del borde pasivo cuando termina la subsidencia asociada a la estructura, y continúa la termotectónica sumada al efecto del peso de sedimentos.

La secuencia Los Rastros es un buen ejemplo de este fenómeno, ya que representa un gran ciclo de progradación de los sistemas de borde pasivo, hacia la antigua línea de fracturación. Ello se observa mejor en las áreas cercanas a la falla de Valle Fértil, ya que fueron los sectores más distales del sistema depositacional preservado, indicando la existencia de un cuerpo lacustre con facies más centrales en la zona de Ischigualasto y más litorales hacia el este. La existencia de facies más litorales y proximales de Formación Los Rastros en las áreas de Talampaya-Gualo, comprueba el esquema propuesto. Por otra parte la existencia de restos de vertebrados fósiles en las áreas marginales (Chañares) y no en las centrales, es una evidencia indirecta acerca de las difíciles condiciones de vida para la fauna terrestre en los sectores más lacustres del sistema.

La inspección más detallada de este sistema depositacional sugiere que el lago asociado a la Formación Los Rastros fue somero, y con nivel muy variable. Esto se puede deducir de los espesores medios de los ciclos de progradación (≈ 15 m). Cada ciclo de progradación se inicia por una capa de carbón o lutita carbonosa que representa un pequeño intervalo condensado asociado a déficit detrítico producto de la elevación del nivel de base (es materia carbonosa principalmente transportada, y no formada *in situ*, dada la ausencia de bioturbaciones y alteraciones químicas, comúnmente asociadas a depósitos de carbón autóctono). A medida que se incrementa el aporte detrítico del ciclo, la materia orgánica se diluye progresivamente observándose una gradación cromática (de gris a verde) de estructuras y texturas, lutitas y areniscas finas limosas laminadas, pasan a mostrar ondulitas a veces con estratificación ondulada o *flaser*, y luego pasan a areniscas medias, ocasionalmente gruesas con entrecruzamientos y laminación plana de alto régimen de flujo.

Estos ciclos de progradación en el área de Agua de la Peña parecen provenir desde el este, aunque algunas estructuras de otros ciclos pueden oponerse a esta dirección (esto puede considerarse normal dado que es un lago el portador de estas estructuras de corriente). Los *slumps* asociados al tramo cuspidal de la Formación Los Ras-

tros, sugieren que la pendiente depositacional de estos ciclos de progradación deltaica fue hacia el oeste (Fig. 2 y 4). La existencia de corrientes opuestas en el área de Ischigualasto, sugiere que la Formación Los Rastros casi representaba el eje de la cuenca (no el área de mayor subsidencia, sino la más deprimida topográficamente).

La progradación general de la secuencia a través de esta fase post-rift, tendiente a rellenar finalmente el lago de Los Rastros, podría relacionarse al decaimiento progresivo de la velocidad de subsidencia implicando la disminución del espacio de acomodamiento. A pesar que durante esta fase la subsidencia no estuvo determinada por la actividad efectiva de estiramiento tectónico, sí se puede observar una clara dependencia de la misma con la megaestructura Valle Fértil. La tendencia de los espesores de esta secuencia es claramente decreciente hacia el noreste, desde un eje de máxima subsidencia entre quebrada de la Peña y quebrada de Ischichuca. Estas observaciones implican que una parte de la subsidencia termotectónica y por carga debió haber sido canalizada a través de discretas reactivaciones de la megaestructura Valle Fértil.

3. Secuencias asociadas a la segunda fase sinrift (Triásico superior bajo)

La segunda fase de *rifting* está representada por la unidad denominada Formación Ischigualasto. Al igual que las demás megasecuencias, la Formación Ischigualasto presenta cambios laterales y verticales muy importantes (Alcober 1993) que de haber sido reconocidos originalmente hubieran justificado diferentes términos formacionales para la misma unidad cronoesstratigráfica. Al igual que en la primera fase sinrift, en ésta también se han reconocido dos etapas: una de sobrealimentación, temporalmente corta, seguida rápidamente por una secuencia de cuenca infraalimentada. Los espesores de ambas secuencias no guardan relación con los del primer sinrift dado que, en este caso, el proceso de *rifting* no produce la apertura de la cuenca, sino que la reactiva. La primera etapa, denominada secuencia La Peña, está conformada por los depósitos asociados al informal "Conglomerado de la Peña". La segunda secuencia (Ischigualasto) está representada por las sedimentitas típicas de la Formación Ischigualasto.

Secuencia La Peña (segundo sinrift, etapa a)

Está representada por el sistema depositacional particular asociado al Conglomerado de la Peña. El estudio detallado del mismo, localizado en un sector de transición entre la Formación Los Rastros e Ischigualasto, sugiere que tal conglomerado es el mejor nivel para marcar la base de la Formación Ischigualasto (en coincidencia con otros autores: Ortiz 1968, Yrigoyen y Stover

1970, Stipanovic y Bonaparte 1979), ya que indica el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario (y en menor grado, la culminación del ciclo anterior).

La asociación de este conglomerado con todo el ciclo depositacional de la Formación Ischigualasto es más clara si se estudia la proveniencia del mismo. A pesar que en la base de la Formación Ischigualasto hay una zona de transición litológica y de proveniencias (paleocorrientes opuestas en 180 grados: Fig. 4), el Conglomerado de La Peña pertenece al sistema depositacional del borde activo, y por lo tanto representa una fuerte reactivación de la estructura Valle Fértil. Esta filiación es aún más clara si tenemos en cuenta que el espesor de dicho conglomerado se incrementa en las cercanías de tal falla (casi 100 m en cerro Bola, Yrigoyen y Stover 1970), afinándose en Ischigualasto (2-4 m, a unos 15 km de la falla), y cuyas paleocorrientes medidas en varias localidades a través de 40 km (desde la entrada al Parque Ischigualasto hasta El Salto), en dirección perpendicular al flujo indicaban sentidos muy coherentes hacia el este. Tales observaciones sugieren que este conglomerado caracterizó un manto continuo, pero de espesor y texturas irregulares, interpretable como una bajada aluvial producto de la reactivación del borde activo (falla de Valle Fértil).

Esta interpretación puede contraponerse con la aparente madurez de este conglomerado. Sin embargo, como se hiciera notar en parte de la secuencia Talampaya-Tarjados (Formación Tarjados), tal madurez puede ser el resultado de un proceso de remoción de una cubierta sedimentaria, sin alcanzar a erosionar el basamento cristalino, que es el que aportaría clastos más angulosos dado que las sedimentitas tienden a aportar grandes cantidades de arena y pelitas, y en menor cantidad clastos ya trabajados, debido a que se desagregan fácilmente. Sin embargo, es lógico suponer que a medida que progresa la fase de sinrift, sean expuestas a la erosión litologías cada vez más antiguas, principalmente cerca de los bordes activos. Esta suposición es fácilmente constatable a través del estudio de la composición de las arenas gruesas y conglomerados que se observan ocasionalmente a través del desarrollo de la Formación Ischigualasto en el subciclo siguiente (secuencia Ischigualasto).

El escaso espesor y tamaño de clasto tan contrastante del Conglomerado de la Peña es explicable por la dinámica reinante en la cuenca. La velocidad de generación de espacio de acomodamiento había ido en descenso durante la secuencia anterior (Los Rastros), por lo que al iniciarse nuevamente el *rifting* se produjo un corto episodio de cuenca sobrealimentada en donde se favoreció la generación del conglomerado y las secuencias arenosas (amarillento-verdosas) asociadas a la transición Los Rastros-Ischigualasto. Este funcionamiento (sobrealimentación asociada al inicio del tectonismo) sólo puede ser explicado en relación a un modelo de falla de crecimiento, que en sus primeras etapas de activación

no se asocia a grandes volúmenes de generación de espacio de acomodamiento.

Es justamente en este intervalo en donde se observan capas de basaltos en el área de Cerro Morado (en niveles de arenas guijarrosas correlativas al Conglomerado de La Peña, y en los primeros niveles pelítico-tobáceos de la secuencia siguiente, conformada por la Formación Ischigualasto típica) interpretados como efusivos (Monetta, com. verb.). Prueba de esta efusividad, es la existencia de rodados de los basaltos en niveles casi inmediatamente suprayacentes. También en el área del río la Chilca (Fig. 1), se ha reconocido una intensa actividad efusiva basáltica asociada a los tramos basales de la Formación Ischigualasto. En este sector la presencia de coladas también se registra en la Formación Los Rastros (postrift), pero con una densidad notablemente menor que la de Formaciones Ischichuca e Ischigualasto (sinrift) (Fig. 1b). La notable abundancia de coladas en este sector está probablemente relacionada a la cercanía a la falla principal, y al posible cruce de fallas que determina el límite noroccidental de las serranías de Ischigualasto.

Secuencia Ischigualasto (segundo sinrift, etapa b)

Esta secuencia comienza con las facies típicas de la Formación Ischigualasto, generalmente pelitas masivas marrón y morado oscuro (con concreciones), tobas blancas y en menor medida, capas de areniscas finas a medias. El sistema depositacional de la Formación Ischigualasto, que está siendo estudiado en detalle (Alcober y Milana, en prep.), fue de tipo aluvial, con planicies de inundación medianamente a mal drenadas (dependiendo de la localización del perfil, cf. Bossi 1970) favoreciendo depósitos de fangos oscuros, y alimentadas por sistemas de fajas de canales entrelazados concentradas en ciertas áreas, y cuyas cuencas imbríferas estuvieron localizadas al oeste de la falla de Valle Fértil. No se ha podido revisar la litología y sedimentología de esta unidad en el área de Talampaya-Tarjados, pero se estima que el eje de cuenca al momento de depositarse la Formación Ischigualasto se localizó cerca del eje de la depresión Baldecitos-Villa Unión, y por lo tanto, los sistemas depositacionales del borde pasivo debieron aún ser efectivos en tales sectores aunque con características de planicie aluvial madura.

Dentro de algunos cuerpos de canales se pueden observar niveles conglomerados finos, muy diferentes a los del subciclo anterior (secuencia La Peña). Se aprecia: a) un progresivo incremento de las fracciones angulosas en desmedro de fracciones de clastos redondeados y b) un progresivo incremento de fragmentos de feldespato rosado anguloso, que en un clima húmedo y cálido como el hipotetizado para la Formación Ischigualasto (en base a la flora, tipo de planicies de inundación, etc., Bonaparte 1969, Bossi 1971, Stipanovic y Bonaparte 1979, entre

otros), sólo pueden explicarse por la erosión y depositación rápida asociada a bloques de basamento elevados (cf. Dickinson y Suczeck 1979, Basú 1985).

Esta secuencia también ha sido acompañada por vulcanismo básico, dado que en las áreas de Mogote del Toro y La Chilca hemos podido cotejar la presencia de numerosos cuerpos de composición basáltica (cf. de la Mota 1949, Stipanovic y Bonaparte 1979) muchos de ellos con características de coladas (alteración y fragmentación en su tope), localizados preferentemente en los sectores inferiores de la secuencia (además de los basaltos pertenecientes a la secuencia anterior). Por otra parte, la geometría depositacional de esta unidad muestra una neta dependencia de la estructura madre (falla de Valle Fértil) y de la secundaria (falla del Alto), dado que la información de campo indica que el espesor de la Formación Ischigualasto en la línea Ischigualasto-cerro Bola, varía de 900 a 600 m, reduciéndose a unos 175 m en el área de Talampaya (Stipanovic y Bonaparte 1979), y a un espesor de unos 200-300 m en las cercanías de la falla del Alto (Vallecillo 1986). Desafortunadamente, la escasa información sísmica del área no es la original (Georgieff 1992) y en la misma no se han indicado los reflectores internos del paquete triásico. La revisión de las líneas originales permitiría reconocer las características isopáquicas detalladas de esta secuencia.

Al igual que la secuencia Chañares-Ischichuca, ésta caracteriza la segunda etapa en la evolución de una época sinrift, normalmente asociada a un estado de cuenca infraalimentada (cf. Schlische 1991). El proceso de *rifting* activo puede monitorearse a través de la evolución textural de las gravas (ya indicada), las tendencias isopáquicas y la filiación con vulcanismo básico coetáneo. Las condiciones de infraalimentación son reflejadas en el corte neto de la litología al iniciarse las secuencias típicas de la Formación Ischigualasto, determinado en este caso por el fuerte incremento de las pelitas. Esta evolución es similar a la observada durante el primer *rifting*, aunque se diferencia de tal secuencia (Chañares-Ischichuca) en que no se instala un sistema lacustre ni se observa un período de no acumulación tan marcado (sí se observaron paleosuelos de menor importancia en el sector basal). Si bien no se observa un sistema lacustre, es muy posible que grandes áreas de la planicie de inundación de la Formación Ischigualasto fueran de tipo palustre. Esta diferencia puede deberse a que esta fase sinrift, se llevó a cabo en un momento en que la cuenca ya presentaba un sistema de drenaje mucho más organizado que el del primer sinrift. Esta importante particularidad parece ser la que luego influye en la evolución de las secuencias del segundo postrift.

4. Secuencias asociadas a la segunda fase postrift (Triásico superior alto)

La cuarta y última etapa del relleno de esta cuenca según el modelo de semi-graben propuesto, corresponde

al desarrollo de la Formación Los Colorados. Probablemente, esta unidad es una de las menos conocida en relación a sus variaciones laterales y verticales. La localización de su límite inferior es bastante indefinida, ya que al menos para la zona de Ischigualasto, se manifiesta como una transición litológica y paleoambiental. Sin embargo, debe destacarse que en otros sectores de la cuenca se ha citado una importante discordancia erosiva en su base (Ortiz 1969, Yrigoyen y Stover 1970, Stipanovic y Bonaparte 1979). La presencia de una discordancia erosiva traducida lateralmente en concordancia y gradación es compatible con la interpretación de esta secuencia, asociada a una fase postrift. Es muy probable que la citada discordancia esté relacionada a los depósitos gruesos que coronan la primera secuencia (Los Colorados inferior) y no al inicio de la misma, estando ausente en aquellas localidades el primer intervalo granocreciente de la Formación Los Colorados. Se han diferenciado dos principales secuencias: la primera caracterizada por ser granocreciente (Los Colorados inferior), mientras que la segunda (portadora de la fauna de Los Colorados) presenta tendencia granodecreciente (Los Colorados superior).

Secuencia Los Colorados inferior (segundo postrift, etapa a)

El inicio de esta secuencia se ha hecho coincidir con la base de la Formación Los Colorados. Esta medida es útil pero algo arbitraria, ya que tal límite es cromático (no relacionado a un estadio tectosedimentario), y por otra parte, ya en el techo de la Formación Ischigualasto se observa una tendencia granocreciente asociable a esta secuencia, lo que sugiere que este ciclo no comienza estrictamente con los depósitos rojos de la Formación Los Colorados. Las diferencias litológicas que se observan claramente entre la primera fase postrift (Los Rastros) y la segunda (Los Colorados), parecen ser fundamentalmente atribuibles a un proceso de cambio climático en la cuenca. En esta contribución no se tratará de hipotetizar acerca de cambios globales o regionales del clima (compare con Dubiel *et al.* 1991), sin embargo es evidente que ellos ocurrieron dentro del área de sedimentación de esta cuenca.

Durante la secuencia anterior (Ischigualasto), se demostró que durante la segunda fase de sinrift, los bloques de basamento comenzaron a ser erosionados y a aportar material a la cuenca, lo que se produjo sin provocar alteraciones cromáticas en los sedimentos de la planicie aluvial. Ello indica que es erróneo interpretar el enrojecimiento de las secuencias como asociado a aporte de material oxidado producto de levantamiento tectónico. Por el contrario, un levantamiento tectónico cercano a la cuenca, inhibe la profunda oxidación de los componentes ya que son rápidamente erosionados, transportados y soterrados en la cuenca. Adicionalmente, los

conglomerados asociados a los tramos cuspidales de esta secuencia muestran nuevamente caracteres muy maduros (clastos preferentemente de cuarzo, bien redondeados), lo que contradice la interpretación tectónica del enrojecimiento. Por el contrario, un cambio climático (aridización o acentuamiento de la estación seca) producirá un déficit hidrológico en el sistema, permitiendo que los sedimentos permanezcan más tiempo en la zona de oxidación por arriba de la superficie freática (zona vadosa), fenómeno frecuentemente indicado para casos de enrojecimiento de secuencias a nivel regional.

Esta diferencia climática, con una deuda hídrica mayor, es la que en parte pudo inhibir la formación de un sistema lacustre como el que se formara en el caso de la primera fase sinrift (Talpaya-Tarjados). Por otra parte, el pasaje de cementos calcáreos (son los más extendidos en la Formación Ischigualasto), a yesos (muy abundantes en la secuencia Los Colorados inferior, de la Formación Los Colorados), es otro indicador climático de una creciente aridez, tal como ha sido señalado para las secuencias Miocenas de este área (Malizzia 1987, Damanti y Jordan 1989).

El estudio de los paleoambientes sedimentarios asociados a esta secuencia apoyan la existencia de un cambio climático. El sector basal es netamente arenoso, observándose una planicie de inundación dominada por crecientes de alta energía (arenosa), formando secuencias heterolíticas muy bioturbadas. Intercalados, se encuentran depósitos de canales con rellenos multiepisdicos, de tipo laminar, que considerados junto con la planicie aluvial heterolítica sugieren un sistema fluvial efímero (Lawrence y Williams 1987). No se reconocieron grietas de desecación, debido posiblemente a la arenosidad de esta formación.

Hacia el tope de las barrancas formadas por la Formación Los Colorados comienzan a aparecer delgadas intercalaciones de gravilla, gradación que culmina con conglomerados de 2 a 3 m de espesor, con clastos redondeados principalmente silíceos, de hasta 17 cm, y que sugieren un sistema de ríos entrelazados, cuyo carácter efímero no pudo ser comprobado.

La ausencia de un nivel de base determinado por una superficie de un lago en esta secuencia postrift, provoca que todo el perfil depositacional asociado al tiempo de Los Colorados (postrift) se adapte a las pendientes heredadas del ciclo anterior. En tal sentido, como durante la etapa postrift la subsidencia suele disminuir paulatinamente y las áreas de sedimentación se expanden, las secuencias verticales que suelen observarse tienden a ser granocrecientes inicialmente y luego granodecrecientes. El escaso gradiente del sistema depositacional inicial de esta secuencia parece estar indicado por la diversidad de direcciones de paleocorrientes, mientras que adquieren más coherencia hacia los términos cuspidales de la secuencia, debido a un avance del sistema depositacional, en este caso el del borde activo, por efecto de herencia del ciclo anterior. La progradación

de los conglomerados durante una etapa de relativa inactividad tectónica, fue seguramente facilitada por la progresiva reducción de espacio de acomodamiento. Tal hipótesis (conglomerados en tiempos de calma) es comprobada por modelos sintetizados de acumulación (Paola 1988).

Secuencia Los Colorados superior (segundo postrift, etapa b)

La tendencia granodecreciente del sector cuspidal de la Formación Los Colorados es bastante conocida y citada por algunos autores (Gentili 1968, Stipanovic y Bonaparte 1979). Si bien se citan algunas gravillas en esta secuencia, los tamaños máximos de grano suelen ser menores a los indicados para el sector medio de la Formación Los Colorados (que son los que coronan las barrancas de Los Colorados, por su mayor resistencia). En condiciones de estabilidad tectónica la disminución del tamaño de clasto suele ser indicador de una mayor distancia de transporte (Rust y Koster 1984, Miall 1985).

El alargamiento de los cursos, proceso normal bajo régimen de estabilidad (retroceso del relieve), es lo único que explicaría esta tendencia granodecreciente final. De no modificarse los sistemas depositacionales, la progresiva reducción del espacio depositacional, debería traer aparejada como resultado un depósito final grueso muy retrabajado. Sin embargo, el progresivo achatamiento del relieve generado en la etapa sinrift, llevado a cabo durante la primera secuencia (Los Colorados inferior), generó el citado alargamiento y disminución del gradiente del perfil depositacional, alcanzando un grado probablemente similar al de los ríos pampeanos.

Concomitantemente a la disminución de la granulometría en esta secuencia, aparecen algunas litologías no tan oxidadas, que sugieren la posición más superficial de la freática (seguramente asociada al bajo gradiente de los sistemas), impidiendo así la oxidación temprana de los sedimentos. A su vez, estas mismas condiciones fueron las que seguramente favorecieron la existencia y preservación de la fauna de Los Colorados, típica de este intervalo cuspidal.

Modelo tectosedimentario

En los puntos anteriores se ha indicado la relación de cada paquete sedimentario con una determinada etapa evolutiva de la cuenca. En este ítem trataremos de profundizar sobre las relaciones existentes entre los procesos tectónicos asociados a la formación de la cuenca, las características del relleno sedimentario y su evolución. Este tipo de análisis ha comenzado a efectuarse en las últimas décadas, y algunos autores han propuesto el término de *tectono-sedimentary facies analysis*

(Leeder y Gawthorpe 1987). Muchos modelos sintetizados muestran la clara relación entre los procesos sedimentarios y la tectónica activa (cf. Bridge y Leeder 1979, Alexander y Leeder 1987, Heller *et al.* 1988, Paola 1988, Flemings y Jordan 1989, entre otros). Es destacable que, en muchos casos, los modelos predicen situaciones opuestas a lo que se opinaba originalmente (por ejemplo, aumento de la granulometría como indicativo de actividad tectónica, cf. Steel *et al.* 1977). Tal es el caso de los conglomerados arealmente muy extendidos, asociables a etapas de calma tectónica (cf. Paola 1988).

Particularmente, existen modelos de funcionamiento tectosedimentario de cuencas extensionales de tipo hemigraben, en donde se relacionan las velocidades de extensión, espacio creado, geometría de la cuenca y secuencias sedimentarias resultantes (cf. Leeder y Gawthorpe 1987, Leeder *et al.* 1988, Schlische 1991). Sin embargo, como sucede en los modelos sintetizados o conceptuales, generalmente no son evaluadas todas las variables simultánea o correctamente, por lo que dichos modelos sólo presentan un valor importante comparativo (cf. Schlische 1991).

Para comprender bien cómo es el funcionamiento de una cuenca hemigraben, cabe recordar que al activarse la falla principal (falla de Valle Fértil, en nuestro caso), el 90 % del desplazamiento se traduce en hundimiento del bloque colgante (cuenca), mientras que el 10 % restante se convierte en elevamiento del bloque piso (cf. Jackson y McKenzie 1983, Leeder *et al.* 1988). Estos modelos se basan en observación de deformaciones modernas provocadas por sismos asociados a este tipo de estructuras (Stein y Barrientos 1985) (véase Fig. 5).

En el tipo y evolución del relleno sedimentario de un hemigraben tiene fundamental importancia la clase de estructura asociada al mismo. Existen tres tipos básicos de estructuras tensionales asociadas a hemigrabens (cf. Schlische 1991). El sistema más conocido y simple es el estilo de fallamiento en bloques tipo dominó, descrito originalmente para la provincia de Basin and Range (EE.UU.) (Emmons y Garrey 1910). El segundo tipo de hemigraben es el generado a partir de un despegue horizontal o de bajo ángulo, y el tercero es el asociado a fallas de crecimiento (Fig. 6). Los dos primeros modelos consideran un esquema de deformación planar constante que implica un desplazamiento constante a lo largo de la estructura y transferido entre depocentros por "fallas de transferencia". El tercer modelo, de falla de crecimiento, considera la dependencia del tamaño de falla con su desplazamiento (que se incrementa progresivamente), y a su vez asume un vector desplazamiento no uniforme a lo largo de la traza de la fractura. Esta dinámica de desplazamientos en fracturas parece ser el más acertado dado que se ha comprobado para varias escalas de fallas (Watterson 1986, Walsh y Watterson 1988).

Schlische (1991) ha sintetizado estos tres modelos, mostrando cómo evoluciona el espacio (cuenca) generado por el desplazamiento de las fracturas. En el primer modelo, la cantidad de espacio de acomodamiento generado a desplazamiento constante disminuye, en el segundo se mantiene aproximadamente constante (asumiendo balances de áreas para las estructuras), mientras que para el tercer caso (fallas de crecimiento), el área de acomodamiento se incrementa. Tal incremento del área depende a su vez de la ley que se utilice para relacionar el desplazamiento (D) y la longitud (L) de la traza de la fractura (*scaling law*: véase Schlische 1991). Watterson (1986) y Walsh y Watterson (1987, 1988) sugirieron una ley universal que relaciona estas dos variables ($L \sim VD$), mientras que Cowie y Scholz (1990) sugieren que la relación también depende del tipo de roca y ambiente tectónico ($L \sim D/e$). Independientemente de la ley que se utilice, es evidente que este tipo de ruptura es la más común en la naturaleza, tal como ha sido indicada para casos de neotectónica en hemigrabens (Chapman *et al.* 1978, Stein y Barrientos 1985, Wernicke y Axen 1988), como probablemente en hemigrabens antiguos dada la frecuencia con que se observan isópacas semiconcéntricas. Esta geometría también se puede

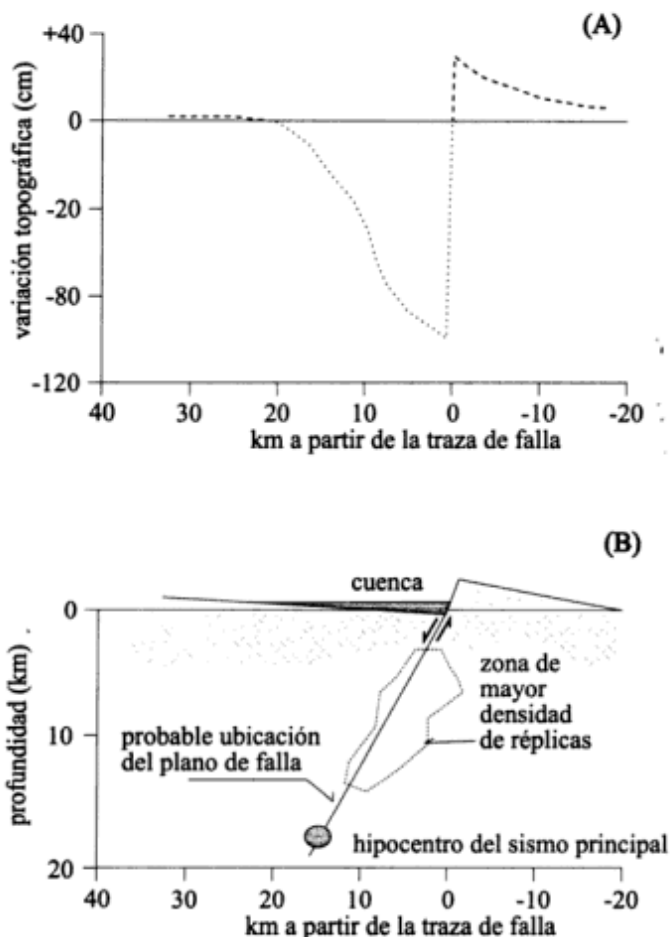


Figura 5: A) Variación del perfil topográfico de un sistema de semigraben en relación al sismo de Borah Peak (1983) causado por el movimiento de la falla Lost River en Idaho (EE. UU.). B) Localización del hipocentro y réplicas en relación a la geología superficial esquematizada. Modificado de Stein y Barrientos (1985), Leeder *et al.* (1988) y Schlische (1991).

extrapolar de la escasa información existente en la Cuenca de Ischigualasto: los espesores se reducen hacia el este (sierra de los Tarjados), al nornoroeste (cerro Bola), y abruptamente hacia el sur (río del Peñón), a partir de áreas de máxima subsidencia localizadas un poco al noroeste de Ischigualasto (Fig. 1).

El estudio tridimensional de los hundimientos y elevamientos relativos asociados a este tipo de modelo tectónico (Schlische 1991), indica que el incremento de espacio de acomodamiento va a provocar una natural tendencia al pasaje desde ambientes aluviales a lacustres (con la lógica evolución granodecreciente), tal como se observa en muchas cuencas rift (Schlische y Olsen 1990). Sin embargo este modelo debe tomarse conceptualmente ya que postula una entrada de sedimentos constante a la cuenca, sin dar cuenta del natural rejuvenecimiento de los sistemas sedimentarios que se produce durante la tectónica activa, y tampoco simula cómo evoluciona el espacio de acomodamiento durante las etapas de post-rift.

Schlische y Olsen (1990) investigaron varias cuencas rift indicando que en general el relleno es tripartito (aluvial-lacustre-fluviodeltaico, Tabla 2). Es importante destacar que el modelo de Schlische (1991) sólo puede simular la evolución desde aluvial hasta lacustre, no así la cuña fluviodeltaica cuspidal. Se interpreta que esta

falencia es debida a que el modelado se efectuó únicamente en tiempos de crecimiento de la falla (en donde el desplazamiento y la longitud de su traza se incrementan), que no permite apreciar lo que ocurriría en tiempos de postrift. Un ensayo de lo que sucedería en las primeras épocas de un período de postrift (Schlische 1991) sugiere que las condiciones continuarán siendo lacustres (compare con el inicio del primer postrift: gradación Ischichuca²² Los Rastros), pero con una fuerte tendencia a la ampliación del área de sedimentación (con figuras de *onlap*). Es evidente que, de continuar esta situación (no generación de espacio depositacional), el resultado lógico será la aparición de secuencias fluvio-deltaicas.

Para explicar detalladamente las relaciones entre factores geodinámicos y secuencias sedimentarias resultantes, se han tomado como referencia dos variables que parecen sintetizar bastante bien el estado dinámico-evolutivo de la cuenca: espacio de acomodamiento y velocidad de desplazamiento en el borde activo, y se las ha modelado cualitativamente según el esquema de fallas de crecimiento (*fault growth model II*, Schlische 1991) (Fig. 6).

Durante las etapas de *rifting* puro, la velocidad de desplazamiento de la falla aumenta a medida que se alarga su traza, y el espacio de acomodamiento crece

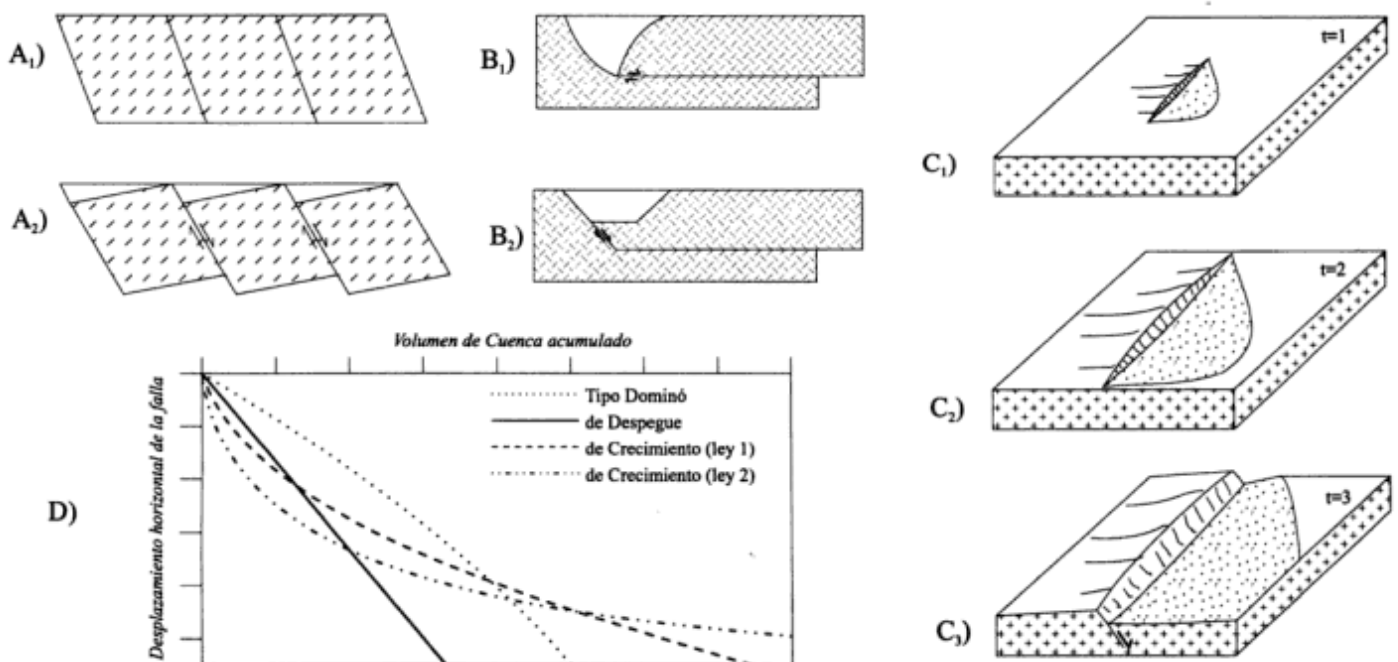


Figura 6: Los tres principales modelos de cuencas extensionales tipo semigraben: **A)** Modelo de fallas en dominó, i.e. Emmons y Garrey (1910). **B)** Sistemas de fallas con despegue basal: el relleno del espacio generado es producido por el colapso del bloque desplazado a lo largo de fallas verticales en el sistema lístrico y fallas antitéticas a 45° en el sistema planar. Modificado de Gibbs (1983), Groshong (1989) y Schlische (1991). **C)** Modelo evolutivo de un sistema asociado a una falla de crecimiento tridimensional (a diferencia de los anteriores A y C, que son bidimensionales). **D)** Relación entre el volumen de cuenca acumulado y el desplazamiento horizontal de la falla principal para cada uno de los modelos anteriores. En el caso de fallas de crecimiento, la ley 1 y 2 se refiere a la relación longitud de falla vs. desplazamiento (véase texto). Nótese que el incremento progresivo del volumen de la cuenca es máximo para sistemas de crecimiento, nulo para los de despegue y negativo para los dominó (modificado de Schlische 1991).

Tabla 1: Síntesis de la evolución paleoambiental de algunas cuencas tipo semigraben descritas en la literatura (basada en Lambiasse 1991 y Schlische 1991)

Cuenca	Ubicación	Edad	Sucesión estratigráfica
Keweenawa	EE.UU./Canadá	Precámbrica	Fluvial-lacustre-fluvial
Morondava	Madagascar	Permo-triásica	Fluvial-deltaica-lacustre profunda-fluvio deltaica-fluvial
Mombasa	Kenya	Permo-triásica	Lacustre-fluvio deltaica
Deep River	Este de EE.UU.	Triásica	Fluvial-lacustre-fluvial
Dan River	Este de EE.UU.	Triásica	Fluvial-lacustre profundo
Richmond	Este de EE.UU.	Triásica	Fluvial-lacustre profundo
Culpeper	Este de EE.UU.	Triásica-jurásica	Fluvial-lacustre-fluviolacustre-lacustre profunda
Gettysburg	Este de EE.UU.	Triásica-jurásica	Fluvial-lacustre
Newark	Este de EE.UU.	Triásica-jurásica	Fluvial-lacustre profunda-lacustre somera/fluvial lacustre profunda-lacustre somera
Hartford/Deerfield	Este de EE.UU.	Triásica-jurásica	Fluvial-lacustre profunda-lacustre somero-fluvial
Fundy	Este de Canadá	Triásica-jurásica	Fluvial-lacustre-lacustre somero; lacustre profunda
Reconcavo	Brasil	Cretácica	Lacustre profunda-deltaica-fluvial
Gabón-Angola	Oeste de Africa	Cretácica	Fluvial-lacustre profunda deltaica
Sudán	Sur de Sudán	Cretácica	Fluvio lacustre-lacustre profundo-fluvial; lacustre-deltaica fluvial
Sumatra	Sumatra Central	Paleógena	Lacustre somero-lacustre profunda-fluvio deltaica

rápida (geoméricamente) desde un valor nulo o un valor heredado del ciclo anterior. Por el contrario, durante las etapas de postrift (*sag phase*), lo que determina el hundimiento en la cuenca es la subsidencia termotectónica y la producida por la carga de sedimentos (Wernicke y Axen 1988, Schlische 1991, Ramos y Kay 1991). A pesar que esta subsidencia puede ser en parte canalizada a través de la estructura principal, el hundimiento es más regional, permitiendo la acumulación de los depósitos postrift en áreas mucho más extensas que antes (cf. Kokogian y Mancilla 1989). Las figuras de tipo *onlap* que se indican para estas etapas son comunes, aunque también se pueden observar en las etapas sinrift, en casos de acumulación regulada por un nivel de base localizado por encima de la superficie depositacional. Sin embargo, la figura más común en etapas sinrift es denominada *fanning wedge*, donde las terminaciones tienden a converger a un punto (cf. Schlische 1991).

Utilizando los conceptos vertidos, se ha tratado de sintetizar en los siguientes párrafos la evolución

cronológica de cada tectosecuencia, en relación a los factores geodinámicos impuestos (espacio de acomodamiento, y desplazamiento en el borde activo), representada en la Fig. 4.

1. Primera fase de sinrift

Secuencia Talampaya-Tarjados: Al comenzar a producirse el estiramiento de la región, las estructuras son inicialmente pequeñas, por lo que sus desplazamientos no son muy grandes, lo que favorece el estadio inicial de sobrealimentación: el aporte de sedimentos es mayor que el espacio generado. Como resultado, observamos las secuencias aluviales areno-conglomerádicas de Formaciones Talampaya y Tarjados. Esta activación inicial de las fallas tensionales fue irregular geográfica y temporalmente. Las fallas más activas durante esta primer época parecen haber sido las asociadas al sistema Famatina-Tarjados-Paganzo (quizás por herencia del

rifting pérmico denotado por los basaltos de La Torre), ya que allí adquiere mayor espesor esta secuencia, particularmente para la época de la Formación Talam-paya. Temporalmente, esta secuencia es muy heterogénea, reflejando épocas de reactivaciones y de disminución del desplazamiento de las fallas y por ende del espacio de acomodamiento. Esta razón es la que explica las dos secuencias granodecrecientes (Talam-paya y Tarjados), mientras que los conglomerados del tope de la Formación Tarjados, se relacionarían con el pasaje a la secuencia siguiente.

Secuencia SR1b: La transferencia del desplazamiento tectónico hacia la estructura de Valle Fértil durante las últimas etapas de la acumulación de la Formación Tarjados, produce que esta falla crezca y se incremente rápidamente el espacio de acomodamiento. De esta forma, los sedimentos son captados preferencialmente por los principales depocentros, adyacentes a esta estructura, lo que provoca que se reduzca notablemente la sedimentación en áreas marginales (tiempo de generación de silcretos). Los depósitos que sobrevienen reflejan este período de rápida generación de espacio de acomodamiento, y estado de "cuenca hambrienta". De esta manera, se deposita la secuencia lacustre de la Formación Ischichuca, con términos marginales en las áreas de Talam-paya (Formación Chañares) y al sur de Ischigualasto. Esta apreciación es comprobada por las tendencias isopáquicas: mientras esta unidad puede llegar a 800 m en Mogote del Toro (donde también se intercalan lavas básicas), sólo alcanza unos 150 m en Talam-paya.

2. Primera fase de postrift

Secuencia Los Rastros: Como se destaca en los modelos ya citados, el fin de la actividad de la fractura de crecimiento, no trae aparejadas modificaciones directas, debido a que la cuenca hereda un estado de infraalimentación. Esta razón ocasiona que la secuencia de postrift presente un inicio gradacional y muy difícil de localizar (límite Formación Ischichuca-Los Rastros). Sin embargo, en esta época se revierte la tendencia granodecreciente (reflejo del incremento del "hambre" de la cuenca durante el sinrift), y se comienza a apreciar una gradual secuencia progradante, con evidentes ritmos deltaicos cada vez más proximales, denotados por el característico incremento de la arenosidad y del tamaño medio del grano. Esta tendencia granocreciente-progradante, es el resultado de la progresiva disminución de espacio depositacional, dado que la subsidencia termotectónica que caracteriza esta etapa, generalmente decae con el tiempo. El cese de la actividad de la falla de Valle Fértil durante esta época causa también una modificación en los sistemas depositacionales. El sistema alimentado desde el borde activo, favorecido durante la sedimentación sinrift, deja de ser reactivado, ocasionando

que el sistema del borde pasivo prevalezca en el proceso de relleno del lago. Como resultado, el eje de la cuenca tiende a migrar hacia el oeste, evento monitoreado por paleocorrientes (Fig. 4).

3. Segunda fase de sinrift

Secuencia La Peña: La reactivación de la falla principal, tuvo como consecuencia la generación de un "tectoconglomerado" (cf. Paola 1988) de poca extensión en dirección al flujo, gran continuidad lateral, y fuerte acuífamiento. El Conglomerado de La Peña conformó una verdadera bajada aluvial desde el oeste (dada la coherencia de sus paleocorrientes en sentido lateral, por unos 40 km) que es evidencia directa de una línea de aporte tectónicamente activa. Por otra parte, fluyó en dirección opuesta a como lo hicieran los sistemas lacustres progradantes de la Formación Los Rastros. Durante esta secuencia (conglomerados y zona arenosa basal de la Formación Ischigualasto -transición-) se observa que los sistemas de borde pasivo y activo pugnan por el espacio de acomodamiento (véase paleocorrientes, Fig. 4). En el final de esta secuencia predominan los sistemas de borde activo (debido al constante rejuvenecimiento por la actividad de la falla), empujando al eje de cuenca hacia el este. Las litologías comparativamente gruesas asociadas al inicio de este *rifting* se deben a que el espacio de acomodamiento generado en esta etapa todavía era poco y la cuenca se hallaba parcialmente sobrealimentada (compare con Talam-paya-Tarjados). La corta duración de este episodio, se explica porque al estar activa la cuenca con anterioridad al inicio del *rifting* el espacio de acomodamiento no creció desde un valor nulo sino desde un valor heredado.

Secuencia Ischigualasto: Esta secuencia es predominantemente fina, y evidentemente alimentada desde el borde activo. El incremento de la cantidad de finos en esta secuencia (representada casi enteramente por la Formación Ischigualasto), nuevamente indica que la cuenca entró en un estado de infraalimentación producto del fuerte aumento del espacio de acomodamiento. La continua activación del borde activo se puede detectar en el incremento de la inmadurez de los componentes clásticos. Las fracciones más gruesas no alcanzaron las áreas de afloramientos, ya que se quedaron entrampadas cerca de la falla de Valle Fértil. Esta secuencia no muestra una definida tendencia granulométrica, aunque los depósitos de menor gradiente depositacional parecen ubicarse en la sección media de la misma.

4. Segunda fase de postrift

Secuencia Los Colorados inferior: al igual que en la primera fase de postrift, esta secuencia presenta un comienzo sutil, probablemente ubicado en el sector

superior de la Formación Ischigualasto, pero localizado por razones prácticas en el límite Formación Ischigualasto-Los Colorados. También esta secuencia presenta un esquema granocreciente, aunque en este caso no se trata de secuencias prográdantes como en la secuencia Los Rastros. El paulatino decaimiento de la subsidencia termotectónica produce una reducción del espacio de acomodamiento, por lo que la cuenca tiende a convertirse en sobrealimentada, explicando la tendencia granocreciente. La inactividad de la falla de Valle Fértil y los mayores índices de retrabajo (característico de cuenca sobrealimentada) parecen estar reflejados en el incremento de la madurez de los conglomerados en esta secuencia. En ésta no se observa un favorecimiento de los sistemas de borde pasivo como en el caso de la secuencia Los Rastros, lo que puede deberse a que en este caso no se desarrolló un sistema lacustre, y por lo tanto la presente secuencia heredó las pendientes depositacionales de la anterior. Probablemente, el déficit hídrico en estos tiempos, indicado por perfiles de planicies de inundación oxidados, no favoreció la generación de un lago.

Secuencia Los Colorados superior: La progresiva expansión del área depositacional de la cuenca produce un progresivo alargamiento de los perfiles fluviales, disminuyendo sus gradientes y capacidades de carga. Como resultado, se favorece la generación de una secuencia granodecreciente (parte superior de la Formación Los Colorados), a pesar que la cuenca sigue manteniendo su situación de sobrealimentación. Esta situación no se llegó a observar en la primer fase de postrift, dado que el comienzo del segundo sinrift no lo permitió. El escaso gradiente depositacional de estas secuencias parece favorecer períodos con niveles freáticos altos lo que permitió la preservación de litologías menos oxidadas que en la secuencia anterior, y la existencia de una fauna más desarrollada.

Discusión

Los resultados del análisis tecto-estratigráfico efectuado permiten interpretar coherentemente la mayoría de las discontinuidades que se observan en esta cuenca. Particularmente, se observa una alta correlación entre las áreas para las cuales están citadas discordancias o disconformidades con aquellas posiciones marginales asociadas a menor subsidencia. Por otra parte, el esquema propuesto permite también explicar las tendencias sedimentarias observadas dentro de cada tectosecuencia. Uno de los efectos más interesantes que se ha podido comprobar en el caso de las primeras fases tectosedimentarias, y que sucede entre intervalos de *rifting* y estabilidad, es la migración del eje de cuenca. A la fecha no se conocen citas de efectos similares, en parte quizás por la dificultad de que los términos cercanos al

plano de falla afloren en alguna ocasión. La situación de esta cuenca estuvo favorecida por la reactivación del mismo plano, como falla inversa durante la tectónica andina.

La localización de la cuenca en este área no fue casual. La actividad paleozoica de la fractura madre (falla de Valle Fértil) ha sido citada por varios autores (Baldis *et al.* 1982, Fernández Seveso *et al.* 1993). Particularmente, Ramos y Kay (1991), sugieren que la megafractura de Valle Fértil, directa en tiempos triásicos, conformaba un plano de debilidad dado que pudo ser una zona de sutura entre dos terranes (Precordillera/Pié de Palo y Sierras Pampeanas). Una idea similar fue esbozada por Milana (1992) al interpretar que las secuencias depositacionales del ciclo sedimentario eopaleozoico de Precordillera, estuvieron asociadas a una tectónica compresiva localizada hacia el este, posiblemente canalizada en gran parte por la falla de Valle Fértil.

El comportamiento paleozoico inverso de esta fractura no inhibió que luego fuera directa durante la extensión triásica (y posiblemente durante el resto del Mesozoico), y nuevamente compresiva durante el Neógeno. Relictos de esta fase de extensión son numerosas fallas directas que pierden rechazo verticalmente dentro de los estratos mesozoicos (Alcober 1993), observadas también en líneas sísmicas (Georgieff 1992). Evidencias indirectas de este proceso de rifting son los mantos lávicos basálticos asociados principalmente a los estratos de tipo sinrift. Es de particular importancia la posición de los diques basálticos que alimentaron las lavas triásicas. La revisión de los mismos en el área del Mogote del Toro indicó que existen dos juegos principales, que al ser rotados y representados en una red estereográfica indican una dirección de extensión máxima en sentido perpendicular a la traza de la falla de Valle Fértil.

Tal como lo indicaran Ramos y Kay (1991), existiendo esta importante zona de debilidad, la consecuencia normal de una etapa de distensión fue la generación de fosas de tipo hemigraben. Probablemente, los sistemas de graben completo fueron favorecidos en áreas de corteza más homogénea, pero no en este caso donde es evidente la preexistencia de una corteza altamente estructurada (comprobada para sectores más australes: Comínguez y Ramos 1990). El sistema de hemigraben propuesto para este área difiere en gran manera con el propuesto por Ramos y Kay (1991) para la cuenca de Cuyo. Esto puede explicarse porque allí, la asimetría de los depósitos no parece haber sido tan evidente como la que se observa en la cuenca estudiada. Aparentemente, no hubo muchas fracturas subsidiarias a la principal (falla de Valle Fértil), salvo en las primeras etapas, en donde el lineamiento de Famatina-Tarjados-Paganzo, parece haber favorecido la sedimentación de la Formación Talampaya en un depocentro desvinculado de la estructura principal.

Otro punto a tener muy en cuenta es la situación de los

depocentros. Parece existir una tendencia a que los mismos se ubiquen próximos al área de Ischigualasto, ya que es allí donde se registran los mayores espesores. Si bien ésta es la tendencia general, durante las etapas de *rifting*, la irregularidad de los desplazamientos de la falla principal, pudieron causar una irregular distribución de las facies, y por ejemplo mayores espesores de algunas secuencias en particular (por ejemplo los 100 m de espesor del Conglomerado de La Peña que concuerda con la efusividad del *rifting* precedente). Estas irregularidades son altamente correlacionables con el modelo de fracturación elegido (desplazamiento lateral variable).

El modelo de fracturación debido a fallas de crecimiento también explica la irregular disposición de depocentros triásicos a lo largo de esta megafalla. Tales depocentros no compartieron necesariamente el mismo sincronismo de fases tectónicas, ya que el modelo en particular es coherente con una deformación plana no uniforme, cuya resolución temporal fue también no uniforme. Comprobación de esta hipótesis es el diacronismo entre las tectosecuencias observadas en la cuenca Cuyana (Kokogian y Mancilla 1989, Ramos y Kay

1991) y las indicadas para esta cuenca. Estas observaciones sugieren por lo tanto, que sería erróneo correlacionar discordancias entre estas cuencas continentales y estructuralmente desvinculadas, como ha sido esbozado en varias ocasiones (cf. Yrigoyen y Stover 1970, Stipanovic y Bonaparte 1979).

Otro efecto de gran importancia del modelo de fracturación propuesto en esta cuenca, es la evolución del espacio de acomodamiento. Desafortunadamente, en tales modelos no se han considerado efectos de subsidencia termal o por carga. Sin embargo, su aplicación conceptual a las tecto-secuencias de esta cuenca, ha sido bastante interesante, ya que se ha demostrado que existe gran correlación entre las tendencias granulométricas, y el estado geodinámico de la cuenca, sintetizado por los desplazamientos de la estructura y por el espacio de acomodamiento. Llama la atención la existencia de dos fases de *rifting*, cuando en la mayoría de las cuencas extensionales se reconoce sólo una (cf. Schlische y Olsen 1990, Schlische 1991). Esta particularidad podría sugerir que un análisis tecto-sedimentario más detallado de otras cuencas puede permitir diferenciar más de una fase de *rifting*, o que, por el contrario, el caso

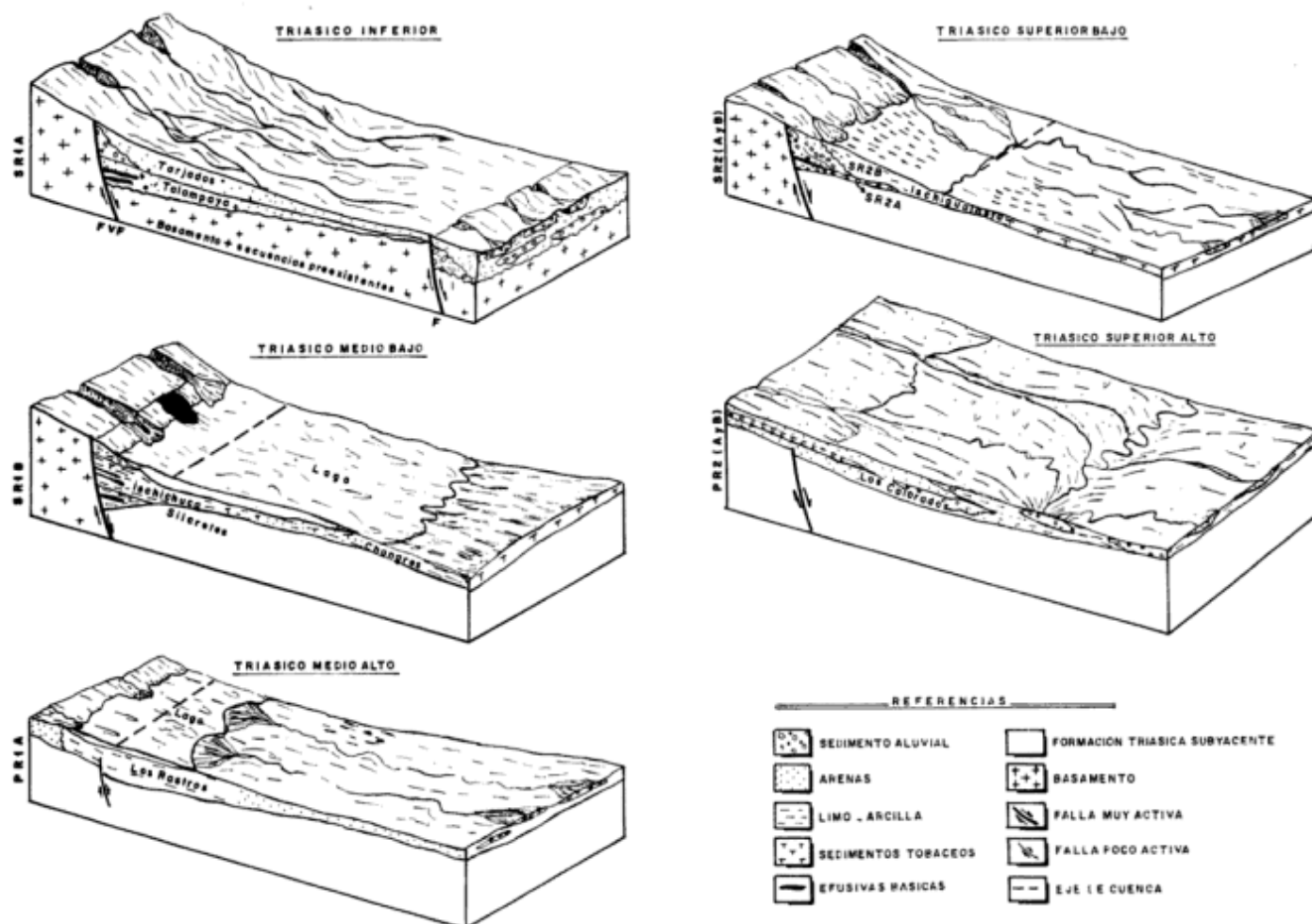


Figura 7: Bloques diagrama esquemáticos de la evolución paleoambiental de la cuenca.

analizado conforma una situación anormal. Los autores se inclinan por la primer hipótesis, dada la existencia de numerosas anomalías en los rellenos de los rifts estudiados por Schlische y Olsen (1990) (véase Tabla.1).

Debe destacarse la similitud de las secuencias observadas con igual filiación tectónica, a pesar de ocurrir bajo condiciones y ambientes sedimentarios diferentes. La mayor influencia durante las etapas de *rifting*, parece ser el estado evolutivo de los sistemas depositacionales con que se inicia cada ciclo: en el primero los sistemas son muy inmaduros, favoreciendo luego un sistema lacustre en las etapas de cuenca hambrienta. No ocurre lo mismo en el segundo ciclo en donde la existencia de un sistema sedimentario más desarrollado parece no favorecer el déficit de aportes detríticos del primer ciclo y no se llega a conformar un lago.

En los dos casos de secuencias postrift, se observan evoluciones bastante similares a pesar de las diferencias paleoambientales. En la primer fase, la existencia de un lago ocasiona una secuencia de tipo progradante, mientras que en la segunda, la secuencia es eminentemente de acreción vertical. Sin embargo, ambas secuencias presentan una tendencia inicial granocreciente que es el resultado de la natural reducción del espacio de acomodamiento. En las etapas póstumas de una fase postrift, la tendencia granulométrica se invierte dado que el alargamiento de los perfiles depositacionales y envejecimiento del relieve sinrift, causa sensibles reducciones en el gradiente y la capacidad de transporte del sistema sedimentario, que prevalecen sobre el escaso espacio depositacional generado en estas épocas. Este fenómeno explica que muchas secuencias de cuencas rift terminen con depósitos muy maduros y finos, aunque no similares a los lacustres de épocas sinrift. Esta tendencia no se observa en la primer fase postrift, ya que su evolución fue truncada por el inicio del segundo sinrift.

Conclusiones

La cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión, se comportó como un hemigraben con su falla principal localizada en coincidencia con el lineamiento Valle Fértil, aprovechando antiguas zonas de debilidad paleozoica (¿suturas?). El modelo de hemigraben que mejor se adapta al relleno sedimentario triásico, es el de fallas de crecimiento, las que se caracterizan por su desplazamiento variable a lo largo de su traza y creciente en el tiempo, y que ocasionan que el espacio de acomodamiento se incremente sensiblemente con el tiempo. La geometría de las secuencias depositacionales triásicas aisladas y en conjunto, es altamente compatible con este modelo, así como también se aprecia en la escasa información sísmica disponible.

Se han reconocido cuatro tectosecuencias principales que representan dos etapas de *rifting* o de tectónica

activa, y sus correspondientes etapas postrift. Dentro de éstas, se reconocen secuencias asociadas al nivel de evolución de la fase tectónica en cuestión: en sus primeras etapas o en las más avanzadas. La primera secuencia (primer sinrift, inicio) está materializada por los depósitos irregularmente distribuidos asignados al Triásico inferior (Formación Talampaya, Tarjados, o "Paganzo III"). La segunda secuencia (primer sinrift, avanzado) está constituida por el conjunto de las Formaciones Ischichuca y Chañares, que en realidad conformaron un mismo sistema depositacional, pero en situaciones geográficas diferentes. La tercera secuencia (primer postrift, inicio) está conformada por la Formación Los Rastros, mientras que la cuarta secuencia (segundo postrift, inicio) trunca la evolución de la anterior, y está representada por el conjunto de depósitos arenoconglomerádicos asociables al Conglomerado de La Peña (base de la Formación Ischigualasto). La quinta secuencia (segundo sinrift, avanzado) está dada por los sectores finos de la Formación Ischigualasto. La sexta y séptima secuencias corresponden a la segunda fase de postrift (inicio y avanzada), y comprenden el tramo granocreciente y granodecreciente de la Formación Los Colorados, correspondientemente.

Durante las fases sinrift, los sistemas del borde activo son fuertemente activados, lo que ocasiona que se produzca un inicial corrimiento de las facies hacia el borde pasivo, mientras que durante las épocas avanzadas de sinrift ocurre lo contrario debido a las características propias de cuenca hambrienta que se generan. Esta migración del eje de cuenca puede ser agudizada en tiempos postrift, dado que los sistemas del borde pasivo son naturalmente favorecidos al no ser rejuvenecidos los sistemas de borde activo. Esta situación es evidente en las primeras tres tectosecuencias (inversiones del drenaje), dado que se genera un lago cuyo nivel de base (horizontal) favorece estas migraciones. No ocurre lo mismo en las tectosecuencias superiores donde la existencia de un sistema de drenaje (con gradiente), regula la dirección de transporte de sedimentos.

Finalmente, se destaca la fuerte relación entre los diferentes estadios tectónicos y las tendencias granulométricas resultantes, independientemente de los paleoambientes asociados. Durante las épocas de *rifting*, en nuestro caso directamente evidenciadas por efusiones basálticas, el incremento del espacio de acomodamiento genera secuencias granodecrecientes, que pasan de situación de cuenca sobrealimentada (depósitos aluviales gruesos) a cuenca hambrienta (secuencias finas, en general lacustres). En cambio, durante las épocas de postrift se observa una tendencia inicial granocreciente, producto de la progresiva reducción del espacio de acomodamiento, hecho que se revierte en las etapas póstumas debido al envejecimiento del relieve, ampliación del área depositacional y el consiguiente estrechamiento de los perfiles acumulativos del sistema sedimentario.

Agradecimientos

Se agradece a William Sill y a A. Monetta sus gestiones en el Museo de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de San Juan, que facilitaron logísticamente este trabajo, como así también sus comentarios críticos. También expresamos nuestro reconocimiento a Víctor Ramos y Fernando Fernández Seveso por sus observaciones y valiosas sugerencias. Parte de este trabajo estuvo financiado por Diario de Cuyo y por la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional San Juan.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alcober, O. A., 1993. Análisis paleoambiental de la Formación Ischigualasto, Cuenca de Ischigualasto, San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 123 p. (inédito).
- Alexander, J. y Leeder, M. R., 1987. Active tectonic control on alluvial architecture. En: Ethridge, F. G., Flores, R. M. y Harvey, M. D. (Eds.): *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39: 243-252.
- Andreis, R. R., 1969. Los basaltos olivínicos del cerro Guandacol (Sierra de Maz, provincia de La Rioja) y su posición estratigráfica. Cuartas Jornadas Argentinas de Geología, 1: 15-33, Buenos Aires.
- Azcuy, C. L. y Morrelli, J. R., 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. Grupo Paganzo, formaciones que lo componen y sus relaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25:405-429.
- Baldis, B. A. J., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 399-445, Buenos Aires.
- Baraldo, J., Monetta, A. y Soechting, W., 1990. Triásico de San Juan. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, pp. 124-139, San Juan.
- Basu, A., 1985. Influence of climate and relief on composition of sands released at source areas. En: Zuffa, G. G. (Ed.): *Provenance of Arenites*, NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, D. Reidel Pub. Co., 48: 1-18.
- Bossi, G. E., 1970. Asociaciones Mineralógicas de las Arcillas en la Cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. Parte II: Perfiles de la Hoyada de Ischigualasto. Acta Geológica Lilloana, 11(4): 73-100, Tucumán.
- Bossi, G. E., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto-Ischichuca. Primer Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica, Madrid, 2, Sec. 1 (Geol.).
- Bonaparte, J. F., 1969. "Cynognathus minor" n. sp. (Therapsida - Cynodontia), nueva evidencia de vinculación faunística Afro-Sudamericana a principios del Triásico. Primer Simposio Estratigrafía Gondwana, UNESCO. Ciencias de la Tierra, París, 2: 273-281.
- Bridge, J. S. y Leeder, M. R., 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, 26: 617-644.
- Criado Roque, P., Mombro, C. A. y Ramos, V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis, 155-192, San Luis.
- Cominiguez, A. y Ramos, V., 1990. Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 311-314, San Juan.
- Chapman, G., Lipard, S. y Martyn, J., 1978. The stratigraphy and structure of Kamasia Range, Kenya Rift Valley. *Journal of the Geological Society of London*, 135: 265-281.
- Cowie, P. y Scholz, C., 1990. Fault growth and fault termination. EOS, *Transactions American Geophysical Union*, 71: 631.
- Damanti, J.F. y Jordan, T.E., 1989. Cementation and compaction history of synorogenic foreland basin sedimentary rocks from Huaco, Argentina. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 858-873.
- de la Mota, H. F., 1949. Informe geológico sobre las posibilidades petrolíferas de la depresión que media entre las sierras del Valle Fértil y de Los Llanos. Informe Interno, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 45 p. (inédito).
- Dickinson, W. R. y Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 63: 2164-2118.
- Dubieli, R. F., Parrish, J. T., Parrish, J. M. y Good, S. C., 1991. The Pangean Megamonsoon-Evidence from the Upper Triassic Chinle Formation, Colorado Plateau. *Palaos*, 6: 247-370.
- Emmons, W. y Garrey, G., 1910. General geology. En: Ransome F. L. et al. (Eds.): *Geology and Ore Deposits of the Bullfrog District*. Bulletin of the United States Geological Survey, 407: 19-89.
- Flemings, P. B. y Jordan, T. E., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research*, 94: 3851-3866.
- Fernández Seveso, F., Pérez, M. A., Brisson, E. I. y Alvarez, L. A., 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo Basin, Western Argentina. *Comptes Rendus 12º International Congress on the Carboniferous - Permian*, 2: 223-260, Buenos Aires.
- Georgieff, S., 1992. Análisis estratigráfico del subsuelo del Campo de Talampaya (Cuenca de Ischigualasto-Ischichuca). La Rioja. Argentina. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, 3: 9-16.
- Gibbs, A. D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 609-620.
- Groshong, R. H. Jr., 1989. Half-graben structures: balanced models of extensional fault-bend folds. *Geological Society of America, Bulletin*, 101: 96-105.
- Heller, P. L., Angevine, C. L. y Winslow, N. S., 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16: 501-504.
- Jackson, J. y Mc Kenzie, D., 1983. The geometric evolution of normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, 5: 471-482.
- Kokogian, D. y Mancilla O., 1989. Análisis Estratigráfico Secuencial de la Cuenca Cuyana. Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie correlación Geológica - Universidad Nacional de Tucumán. 6: 169-201.
- Kraus, M. J. y Bown, T. M., 1986. Paleosols and time resolution in alluvial sedimentation. En: Wright, V. P. (Ed.): *Paleosols: their recognition and interpretation*. Princeton University Press, pp. 180-207.
- Lambiasse, J. J., 1991. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. En: Katz, B. (Ed.): *Lacustrine Exploration: Case Studies and Modern Analogues*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 50: 265-276. Tulsa.
- Lawrence, D. A. y Williams, B. P. J., 1987. Evolution of drainage systems in response to acadian deformation: the Devonian Battery Point Formation, Eastern Canada. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (Eds.): *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39: 287-300.
- Leeder, M. y Gawthorpe, R., 1987. Sedimentary models for

- extensional tilt-block/half graben basins. En: Hancock, P. L., Coward, M. P. y Dewey, J. F. (Eds): Extensional tectonics. Geological Society of London, Special Publication. 28: 139-152.
- Leeder, M., Ord, D. y Collier, R., 1988. Development of alluvial fans and deltas in neotectonic extensional settings: implications for the interpretation of basin-fills. En: Nemeč, W. y Steel, R. J. (Eds.): Fan deltas: sedimentology and tectonic settings. Blackie, pp. 173-185.
- Malizza, D. C., 1987. Contribución al conocimiento geológico estratigráfico de las rocas Terciarias del Campo de Talampaya, Provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán, 235 p. (inédito).
- Miall, A. D., 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22: 261-30
- Milana, J.P., 1992. Estratigrafía secuencial, cortejos sedimentarios y su relación con la evolución geotectónica de la cuenca Paleozoica inferior de la Precordillera. 4^o Reunión Argentina de Sedimentología, 2: 199-206, La Plata.
- Ortiz, A., 1968. Los denominados Estratos de Ischichuca como sección media de la Formación Los Rastros. Terceras Jornadas Argentinas de Geología, 1: 333-341, Buenos Aires.
- Paola, C., 1988. Subsidence and gravel transport in alluvial basins. En: Kleinspehn, K. L. y Paola, C. (Eds.): *New Perspectives in basin analysis*. Springer-Verlag, pp. 231-243.
- Ramos, V. A. y Kay, S. M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, Central Argentina. En: Harmon, R. S. y Rapela, C. W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper, 265: 79-92, Boulder, Colorado.
- Rolleri, E. D. y Criado Roque, P., 1968. La Cuenca triásica del norte de Mendoza. Terceras Jornadas Argentinas de Geología, 1: 11-76, Buenos Aires.
- Romer, A. S. y Jensen, J. A., 1966. The Chañares (Argentina). Triassic reptiles fauna II. Sketch of the geology of the Río Chañares-Río Gualo región. *Breviora*, 252. Cambridge.
- Rust, B. R. y Koster, E. H., 1984. Coarse alluvial deposits. En: Walker, R.G. (Ed.): *Facies Models* (2nd ed.), *Geoscience Canada*, pp. 53-70.
- Schlische, R.W., 1991. Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. *Basin Research*, 3: 123-141.
- Schlische, R.W. y Olsen, P.E., 1990. Quantitative filling model for continental extensional basins with applications to the early Mesozoic rifts of eastern North America. *Journal of Geology*, 98: 135-155.
- Simon-Coincon, R., 1992. Silcretes and paleoenvironments: illustration of the Western margin of Eromanga Basin. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, 2: 49-55, La Plata.
- Steel, R. J., Maehle, S., Nilsen, H., Roe, S. L. y Spinnangr, A., 1977. Coarsening upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian), Norway. *Sedimentary response to tectonic events*. Geological Society of America, *Bulletin*, 88: 1124-1134.
- Stein, R. S. y Barrientos, S. E., 1985. The Borah Peak, Idaho, Earthquake. Geodetic evidence for deep rupture on a planar fault. United States Geological Survey, Open File Reports, 85-290: 459-484.
- Stipanovic, A. y Bonaparte, J.F., 1979. Cuenca Triásica de Ischigualasto. En: Turner, J. C. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. 1: 523-575, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Strelkov, E.E. y Alvarez, L.A., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. *Actas 9^o Congreso Geológico Argentino*, Bariloche, Buenos Aires 3: 115-130, Bariloche.
- Thiry, M. y Milnes, A.R., 1991. Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek Opal Field, South Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 111-127.
- Thompson, R. y Mitchel, J., 1972. Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the lower boundary of the Kiaman magnetic interval in South America. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 27: 207-214.
- Twidale, C.R. y Milnes, A.R., 1983. Aspects of the distribution and desintegration of siliceous duricrust in arid Australia. *Journal and Proceedings of the Royal Society, New South Wales*, 61: 1-5.
- Uliana, M. A. y Biddle, K. T., 1988. Mesozoic-Cenozoic extension and geodynamic evolution of southern South America. *Sao Paulo, Revista Brasileira de Geociencias*, 18: 172-190.
- Uliana, M. A., Biddle, K. T. y Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and deformation of Argentine Sedimentary Basins. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 46 p, 599-614. Tulsa.
- Vallecillo, G., 1986. Estudio geológico del sector sur-oeste del Cerro Plateado, Ischigualasto, Dto. Valle fértil, San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 170 p. (inédito).
- Walsh, J. y Watterson, J., 1987. Distribution of cumulative displacement and of seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology*, 9: 1039-1046.
- Walsh, J. y Watterson, J., 1988. Analysis of the relationship between displacement and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology*, 10: 239-247.
- Watterson, J., 1986. Fault dimensions, displacements and growth. *Pure Applied Geophysics*, 124: 365-373.
- Wernicke, B. y Axen, G., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16: 848-851.
- Yrigoyen, M. R. y Stover, L. W., 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. *Cuarta Jornadas Argentinas de Geología*, 2: 427-447, Buenos Aires.

Recibido: 16 de junio, 1993

Aceptado: 30 de octubre, 1994

Intercalaciones piroclásticas en la cuenca sedimentaria triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro

Juan Claudio IGLESIAS, Carlos Horacio LABUDÍA y Ernesto Alfredo BJERG

Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

ABSTRACT. *Pyroclastic intercalations in the Los Menucos Triassic sedimentary basin, Río Negro Province.* Pyroclastic fall deposits interlayered within a thick continental sedimentary sequence were found in Coli Niyeu area, Río Negro province. They are characterized as primary deposits based on field observations and detailed microscopic analyses. According to the classification of pyroclastic rocks, they are classified as vitric tuffs. These pyroclastic fall deposits, originated by a dacitic volcanic event, demonstrate the existence of an active volcanic episode synchronous with the continental deposition of the sediments. The close spatial relationship between these pyroclastic rocks and the sedimentary rocks carrying *Pleuromeia* Corda, indicates that the dacitic volcanic event took place during Middle to Late Triassic times.

Introducción

Durante el desarrollo de recientes investigaciones realizadas en la cuenca sedimentaria triásica de Los Menucos, se ha reconocido la presencia de depósitos piroclásticos intercalados en la secuencia epiclástica aflorante en la localidad de Coli Niyeu. La misma se encuentra ubicada a los 68° 27' 30" de longitud oeste y 40° 35' 30" de latitud sur (Fig 1), 70 km al oeste de Los Menucos, provincia de Río Negro.

En dicha secuencia fueron hallados restos de *Pleuromeia* Corda por Labudía *et al.* (1993), quienes la correlacionaron con la Formación Los Menucos, que en el área homónima contiene una abundante paleoflora con alrededor de 45 taxones reconocidos (Artabe 1985 a y b) y que Stipanovic (1967, 1968) incluyó en sus "Sedimentitas Keuperianas". Los autores antes mencionados aceptan una edad triásica media a tardía para las sedimentitas aquí consideradas. El objeto de este trabajo es dar a conocer la presencia de tales depósitos piroclásticos que indican la existencia de un evento volcánico contemporáneo con la depositación de dicha secuencia sedimentaria continental.

La importancia del hallazgo de estos depósitos, si bien escasos en el registro sedimentario, radica en que aporta claras evidencias acerca de la coetaneidad de procesos epiclásticos y piroclásticos en la cuenca sedimentaria triásica de esta región.

Geología del área

La ubicación geográfica precisa, los caracteres generales de la secuencia epiclástica y el marco geológico regional han sido tratados recientemente por Labudía *et*

al. (1993) y Labudía y Bjerg (1995), trabajos a los cuales remitimos a los lectores interesados en consultar dichos aspectos.

Brevemente señalaremos aquí que la secuencia sedimentaria triásica aflorante en Coli Niyeu está compuesta por conglomerados, areniscas, waques y pelitas, correspondientes a depósitos de abanicos aluviales asociados con corrientes entrelazadas de baja sinuosidad. Sus principales afloramientos se localizan en el borde norte del graben del cerro Piche, donde superan el centenar de metros de espesor.

Depósitos piroclásticos

Yacencia y características macroscópicas

En el perfil estudiado (Fig. 1), a 85 m de la base y en niveles muy próximos a aquéllos en los cuales fueron hallados los restos de *Pleuromeia*, se intercalan dentro de la secuencia epiclástica dos bancos de 0,40 m a 0,60 m de espesor, que muestran notables diferencias en su disposición y sus características petrográficas con respecto a las sedimentitas epiclásticas en las que están intercalados. Dichos bancos están constituidos por rocas piroclásticas compactas y de granulometría psamítica fina a media, con fractura pseudoconcoidea y color gris amarillento con tonos rojizos en superficie meteorizada y color gris blanquecino con tintes amarillentos en fractura fresca.

Los caracteres salientes de estos depósitos son su geometría externa tabular y disposición masiva, no presentan estructuras sedimentarias internas, tienen base plana a ligeramente ondulada y techo con irregularidades y ligeros cortes producidos por la acción erosiva

de los agentes que generaron los litosomas suprayacentes. Presentan buena continuidad lateral, pudiendo ser seguidos ininterrumpidamente por distancias del orden de los cientos de metros.

Estas características los diferencian claramente de los depósitos epiclásticos infra y suprayacentes, los cuales se disponen en cuerpos sedimentarios que responden a la depositación clástica en barras y canales, con desarrollo de estructuras mecánicas internas originadas por agentes ácuos de variada energía.

Asimismo deben tenerse en cuenta las notables diferencias que presentan las características petrográficas de ambos tipos de depósitos tal como se verá en párrafos siguientes.

Petrografía

El estudio microscópico de detalle de cortes delgados ha revelado que estas rocas piroclásticas están constituidas por cristaloclastos de cuarzo, feldepasto y por litoclastos, todos ellos englobados en una matriz vitroclástica que constituye entre el 70 % y 80% del total de la roca. Las abundantes trizas vítreas y los fragmentos de pumita se disponen en una fina mesostasis vítrea de tonos verdosos que presenta una incipiente alteración a minerales arcillosos tipo clorita-sericita.

Los vitroclastos se presentan como burbujas, glóbulos y trizas con formas muy angulosas, tricuspidadales y con delicados tabiques excepcionalmente conservados que no evidencian fenómenos de compactación o de deformación (Fig.2). Es llamativo el buen estado de conservación del vidrio original que presenta sólo en contados casos una incipiente alteración.

Los cristaloclastos (10 % a 15 % en volumen) están constituidos por individuos de cuarzo y feldespato, frecuentemente fracturados, con formas subangulosas y tamaños que varían entre 0,06 mm y 0,45 mm. Se reconocen fenómenos de corrosión por la matriz vítrea así como el desarrollo de aureolas de reacción.

Las plagioclasas (Ab_{54}) se presentan como individuos tabulares e irregulares y se encuentran en su mayoría macladas polisintéticamente según la Ley de Albita y de Albita-Carlsbad.

El feldespato potásico, sanidina, se encuentra en proporciones subordinadas a las plagioclasas. Los feldespatos se presentan débilmente alterados a sericita y en menor proporción a caolinita. Como minerales accesorios se han observado escasos granos de magnetita y titanio-magnetita.

Los litoclastos (10 % a 15 % en volumen) son de menor tamaño que los cristaloclastos. Los tipos litológicos observados son, en orden decreciente de abundancia: riolitas, que en algunos casos presentan texturas eutaxíticas, andesitas y rocas volcánicas de difícil identificación.

Se ha reconocido material carbonoso que se atribuye a

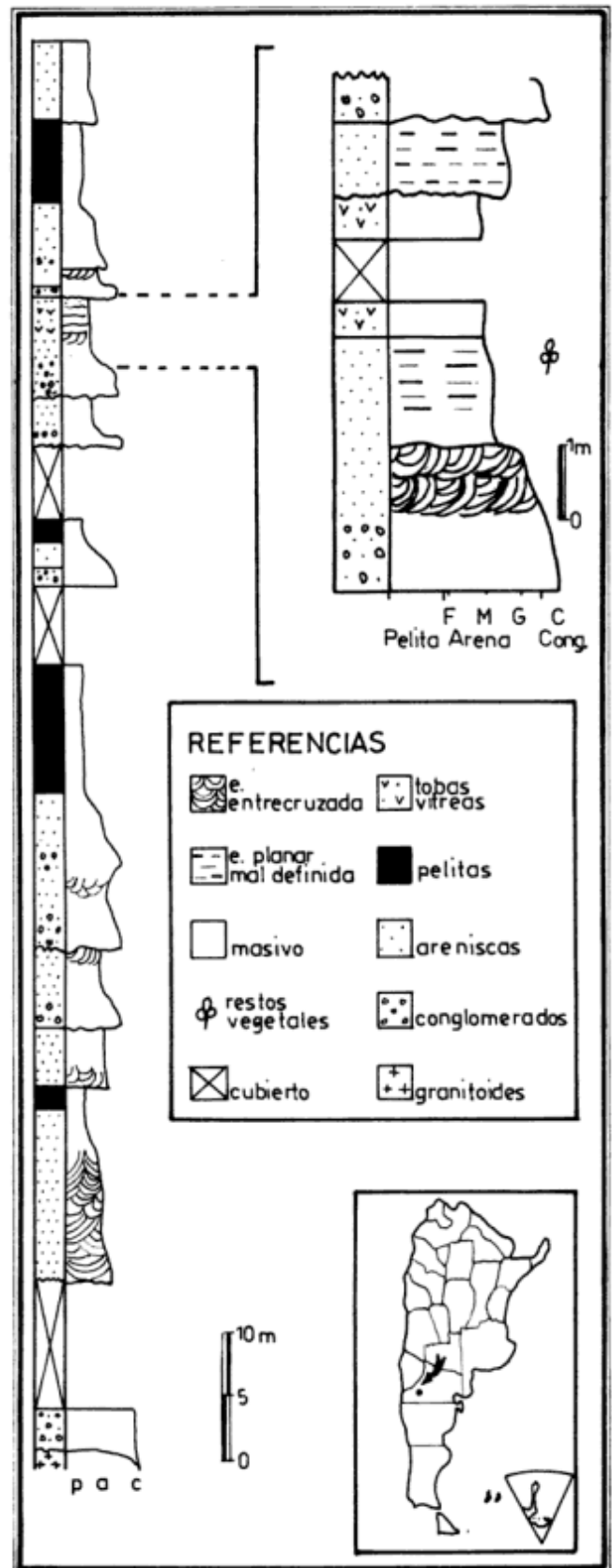


Figura 1: Ubicación relativa de la localidad Coli Niyeu, perfil estratigráfico y detalle de los niveles piroclásticos.

restos fósiles de vegetales (Fig. 2C) y formas globulares de color ámbar, en ocasiones aglutinadas, que podrían corresponder a esporas.

Es oportuno destacar que las psamitas de la secuencia epiclástica están constituidas por clastos de formas subredondeadas a subangulosas con granulometrías variables entre arena media a gruesa y muy gruesa, con selección moderada y tenores de matriz inferiores al 10 %. La composición detrítica promedio Q:F:Lt de las mismas es 30:24:46, siendo clasificadas como arenitas líticas. Se destaca la alta participación de fragmentos líticos de vulcanitas y plutonitas que presentan distintos grados de alteración argílica. El contenido de material vítreo en las epiclastitas es muy bajo, habiéndose determinado en un reducido número de muestras tenores de hasta un 4%.

Composición del material vítreo

Dada la abundancia y el excelente grado de conservación del vidrio en los depósitos piroclásticos considera-

dos, fue posible separar trizas de un corte delgado de roca y mediante el método de inmersión determinar el índice de refracción del mismo. Los valores obtenidos de dicho índice oscilaron entre 1,493 y 1,497. De acuerdo a las curvas para vidrios naturales de W. George (Williams *et al.* 1968), tales valores corresponden a contenidos de sílice del orden de 74 % en peso.

Dicho contenido de sílice junto a la composición de las plagioclasas indicarían la naturaleza dacítica de los materiales estudiados (Johannsen 1932 y Nockolds *et al.* 1978).

Clasificación y génesis de las piroclastitas

Los depósitos piroclásticos presentan características muy variadas dadas las distintas condiciones en que los mismos se pueden originar, transportar y depositar, así como por la diversidad de características físicas y químicas de los materiales eruptados. De acuerdo con Mazzoni (1986) todas estas variables han sido utilizadas en

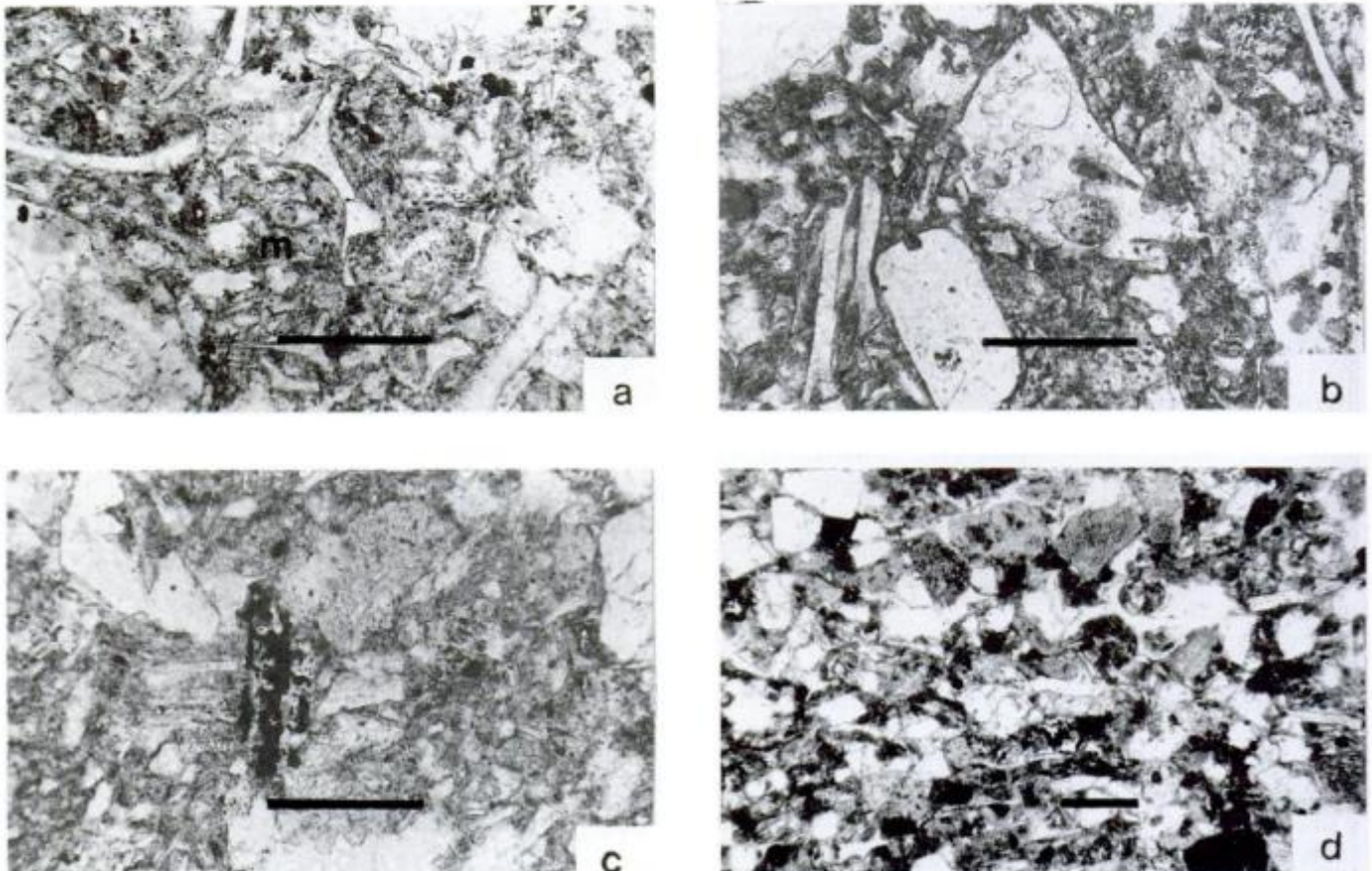


Figura 2. a: Trizas angulosas y tricuspidadas englobadas en una fina mesostasis (m) de naturaleza vítreo. b: Trizas alargadas. En la parte central superior se destaca un vitroclasto con formas globulares rellenas por la mesostasis vítreo. c: En el centro se observa un resto carbonoso englobado en el material vítreo. d: Muestra con mayor participación de litoclastos y cristaloclastos. Se observa una sutil orientación preferente de los individuos elongados. Escala gráfica: 100 μ m. Luz polarizada paralela. La proporción de constituyentes vítreos en a, b y c varía entre el 60 y el 80 %, mientras que en d alcanza valores cercanos al 50 %.

mayor o menor grado como parámetros clasificatorios de las rocas piroclásticas. Por lo tanto existen clasificaciones basadas, entre otros aspectos, en mecanismos eruptivos, mecanismos de transporte, ambiente de depositación, composición y textura de los materiales piroclásticos.

De acuerdo con Tucker (1982) las clasificaciones de tipo genético, es decir aquellas que relacionan los depósitos observados con los procesos y mecanismos eruptivos que se supone los produjeron, son en líneas generales adecuadas para terrenos volcánicos relativamente jóvenes. Este tema ha sido ampliamente desarrollado, entre otros autores, por Fisher y Schmincke (1984), Mazzoni (1986) y Cas (1993).

En depósitos antiguos, como los que se analizan en el presente trabajo, en los cuales las características genéticas se ven oscurecidas por diagénesis, alteración hidrotermal, escasez y falta de continuidad en los afloramientos, es más adecuado según Tucker (1982) emplear una clasificación litológica, que luego puede ser usada junto a otros parámetros para aplicar una terminología genética.

La clasificación litológica se basa en parámetros tales como los límites y la distribución de los tamaños de grano de los piroclastos en el depósito, la composición de los fragmentos piroclásticos y el grado y tipo de soldamiento. En este aspecto se adoptaron las propuestas de Teruggi *et al.* (1978) y Schmidt (1981).

Otro de los elementos de vital importancia para la clasificación litológica es el reconocimiento microscópico de componentes piroclásticos y componentes epiclásticos. Tal análisis se basa, entre otros criterios, en la forma, fracturación y angulosidad de los clastos, desarrollo de caras cristalinas, engolfamientos y bordes de reacción, presencia y forma de trizas vítreas y pumita, Williams *et al.* (1968), Teruggi *et al.* (1978), Fisher y Schmincke (1984), Mazzoni (1986).

De acuerdo a las características petrográficas de las rocas estudiadas se comprende el origen piroclástico de sus componentes, con neto predominio de material vítreo y trizas con tabiques de gran delicadeza y fragilidad que no evidencian fenómenos de fracturación, deformación o aplastamiento.

Siguiendo las recomendaciones de las IUGS (Schmid 1981) las rocas consideradas se clasifican como tobas vítreas. Aplicando en cambio el esquema propuesto por Teruggi *et al.* (1978), las mismas son clasificadas como tobas en sentido estricto. Se destaca que la fracción vitroclástica constituye en ocasiones el 80 % de la muestra. En estos niveles es escasa a nula la participación de elementos epiclásticos; esto descarta la posibilidad de considerar a estas rocas como tufitas o rocas de mezcla desde un punto de vista petrográfico.

Las características composicionales, texturales y de disposición espacial de los depósitos que son objeto de estudio, difieren notablemente de las que presenta la

secuencia epiclástica en la cual se hallan intercalados e indican que los mismos son genéticamente distintos.

Teniendo en cuenta las observaciones petrográficas citadas en párrafos precedentes y considerando la disposición de estos depósitos en el campo, que como se ha visto presentan geometría externa groseramente tabular, masivos y sin estructuras sedimentarias internas, espesores relativamente constantes y muy buena continuidad lateral, se considera que estos bancos se originaron como depósitos primarios de caída o lluvia de cenizas. La falta de estructuras sedimentarias características u otros elementos que indiquen retrabajo posterior a la depositación, junto a las observaciones microscópicas que indican la ausencia de mezcla de materiales de naturaleza epi y piroclástica, permiten descartar la posibilidad de considerar a tales depósitos como piroclastitas reelaboradas en el sentido de Mazzoni (1986).

Conclusiones

Las rocas piroclásticas intercaladas en la secuencia epiclástica aflorante en el área de Coli Niyeu se clasifican como tobas vítreas. El origen de las mismas se atribuye a depósitos primarios de caída o lluvia de tefras.

El contenido de sílice de las trizas vítreas corresponde a vidrios de composición dacítica.

La intercalación de estos depósitos en la secuencia sedimentaria epiclástica implica la existencia de un evento volcánico coetáneo con la depositación epiclástica.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a las autoridades del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur por el apoyo brindado; a R. Caminos por su colaboración y las oportunas sugerencias aportadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Artabe, A.E., 1985a. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos Provincia de Río Negro. Argentina. Parte I. Sphenophyta, Filicophyta y Pteridospermophyta. *Ameghiniana*, 22 (1-2): 3-22.
- Artabe, A.E., 1985b. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos Provincia de Río Negro. Argentina. Parte II. Cicadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. *Ameghiniana*, 22 (3-4): 159-180.
- Cas, R. y Wright, J., 1993. *Volcanic Successions. Modern and Ancient*. Chapman & Hall, 528 p.p., London.

- Fisher, R.V. y Schminke, U.H., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 472p., Berlín.
- Johannsen, A., 1932. *A descriptive petrography of the igneous rocks*. Volume 2. The University of Chicago Press, 428 p., Chicago, Illinois.
- Labudía, C. y Bjerg, E., 1995. Geología del sector oriental de la hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 286-298.
- Labudía, C., Artabe, A., Morel, E., Bjerg, E. y Gregori, D., 1993. Presencia del género *Pleuromeia* Corda (Lycophita, Pleuromeiaceae) en sedimentos Triásicos de Coli Niyeu, Provincia de Río Negro. *Ameghiniana*, 29 (3): 195-200.
- Mazzoni, M., 1986. Procesos y Depósitos Piroclásticos. *Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria*, 14: 1-115.
- Nockolds, S., Knox, R. y Chinner, G. 1978. *Petrology for students*. Cambridge University Press, 427 p., Cambridge.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the igneous rocks. *Geology*, 9: 41-43.
- Stipanovic, P., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (2): 101-133.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martínez, C., 1968. Las formaciones Presenonianas en el denominado Macizo de Somuncurá y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 67-98.
- Teruggi, M., Mazzoni, M., Spalletti, L. y Andreis, R., 1978. Rocas Piroclásticas. Interpretación y Sistemática. *Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria*, 5: 1-45.
- Tucker, M., 1982. *The Field Description of Sedimentary Rocks*. Halsted Press, 112 p., Nueva York.
- Williams, R., Turner, F., y Gilbert, Ch., 1968. *Petrografía. Una introducción al estudio de las secciones delgadas*. University of California, 430 p., Berkeley.

Recibido: 4 de febrero, 1994

Aceptado: 9 de setiembre, 1994

El armazón estratigráfico del Paleozoico inferior (Cámbrico-Devónico) en Sudamérica meridional; controles tectónicos y eustáticos

Gustavo GONZÁLEZ BONORINO¹ y Félix GONZÁLEZ BONORINO

Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, 1428 Núñez, Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. *The stratigraphical framework of the lower Palaeozoic (Cambrian-Devonian) in southern South America; tectonical and eustatical controls.* An interregional stratigraphical framework for the sedimentary lower Palaeozoic (Cambrian-Devonian) in southern South America is proposed, based on published bio- and lithostratigraphical data. The framework is constructed from exposures in the Cainozoic Andean fold and thrust belt and extrapolated to the Andean forearc and foreland. Major subdivisions are two unconformity-bounded units: Tacsariana, below, and Cordillerana, above. The base of the Tacsariana unit becomes younger northward from Lower Cambrian to Lower Ordovician; its top varies more irregularly from Lower Llanvirnian to Caradocian. The base of the Cordillerana unit lies in the Upper Ordovician (probably Ashgillian) and its top ranges from Silurian to Upper Devonian. The three bounding unconformities are named Pampeana, Oclóyica and Chánica. The Pampeana separates the Tacsariana unit from upper Proterozoic-Lower Ordovician sedimentary basement rocks; the Oclóyica separates the Tacsariana and Cordillerana units, and the Chánica unconformity separates the Cordillerana unit from Carboniferous strata. The development of these unconformities was dominated by tectonics but eustasy contributed significantly to them in intracratonic areas. The Tacsariana and Cordillerana units are further subdivided in two and four, respectively, transgressive-regressive cycles of interregional extent. Eustasy was a major control in the development of these cycles.

Introducción

El principal objetivo de este trabajo es proponer un esquema estratigráfico para el Paleozoico inferior (Sistemas Cámbrico a Devónico, inclusive) sedimentario en Sudamérica meridional. En particular, el área de interés cubre el sur del Perú, Bolivia, Chile, Argentina, Uruguay, Paraguay y el sur de Brasil (Fig. 1). El armazón estratigráfico es construido a partir de tres tipos de información, en su mayor parte publicada. En primer lugar información bioestratigráfica que permite establecer correlaciones interregionales, es decir que conectan dos o más cuencas sedimentarias, o porciones de antiguas cuencas sedimentarias hoy segmentadas por erosión. Este aspecto de nuestros resultados en gran medida concuerda con correlaciones previamente publicadas (e.g. Aceñolaza 1992; Benedetto *et al.* 1992; Bordonaro 1992; Suárez Soruco 1992). No obstante, el presente esquema de correlación ofrece como ventaja que engloba y sintetiza muchos esquemas parciales. En segundo lugar, se emplean discordancias de envergadura interregional para definir dos unidades limitadas por discordancias (*Unconformity-Bounded Units*; I.S.S.C. 1987). Cada unidad abarca un tiempo de varias decenas de millones de años, duración equiparable a las secuencias definidas por Sloss (1963; e.g. Sauk) y a los superciclos, o ciclos de segundo orden, de Vail *et al.* (1977). En tercer lugar, se definen sucesiones

granocrecientes que sirven para subdividir las unidades en intervalos con duraciones de 20 a 30 m.a., aproximadamente, rango equiparable con la de ciclos de segundo orden de Vail *et al.* (1977). Debido a que para nuestros objetivos las correlaciones deben ser interregionales, las sucesiones granocrecientes que se definen aquí incluyen, a su vez, tramos granocrecientes menores que hemos descartado.

En lo que sigue primero se construye un cuadro estratigráfico para la faja andina plegada y corrida, es decir para la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas desde el sur del Perú al noroeste de la Argentina, y los sectores Oriental y Central de la Precordillera de Cuyo, en el centro-oeste de la Argentina (Fig. 1). Allí el Paleozoico inferior está mejor expuesto, más completo y mejor estudiado, lo que permite construir un cuadro de correlaciones patrón. Este cuadro luego se usa para extender las correlaciones a los Andes occidentales, Puna, Cordillera Frontal y Precordillera de Cuyo Occidental, por un lado, y a la región extra-andina, por el otro. Además se describen las discordancias limitantes y las variaciones laterales en angularidad, magnitud del hiato y espesor erosionado. Finalmente se discute el papel jugado por la tectónica y por la eustasia en el desarrollo de las discordancias y del arreglo estratigráfico.

Los resultados se resumen parcialmente en tres cuadros de correlación, uno para la faja andina plegada y corrida (Fig. 2), otro para tres secciones transversales a los Andes (Fig. 3) y el tercero para la región extra-andina (Fig. 3). Tanto en los cuadros como en el texto sólo se dan

¹Nueva dirección: Departamento de Geología, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina.

algunos nombres estratigráficos orientativos. Tampoco la lista de referencias bibliográficas intenta ser exhaustiva; priman en ella trabajos publicados recientemente y en medios de más fácil acceso para lectores interesados en profundizar. Por último, aclaramos que se emplea como escala de tiempo absoluto la Geologic Time Scale 1983 publicada por la Geological Society of America.

Cuadro estratigráfico patrón: faja andina plegada y corrida

Generalidades

El esquema patrón se basa en columnas estratigráficas compuestas representativas de las regiones de: (a) el lago Titicaca; (b) Cochabamba, en Bolivia central; (c) Tarija, en Bolivia meridional; (d) Salta y Jujuy, en el noroeste de la Argentina; y (e) los sectores Central y Oriental de la Precordillera de Cuyo (Fig. 2).

Las dos unidades limitadas por discordancias se denominan Tacsariana, la más vieja, y Cordillerana, la más moderna. Estos nombres fueron adoptados de una reciente síntesis estratigráfica para Bolivia (López Paulsen *et al.* 1992). En esa síntesis los nombres Tacsariano y Cordillerano designan ciclos tectosedimentarios pero los límites de estos ciclos en la columna estratigráfica están claramente definidos por discordancias regionales. La adaptación que aquí se propone implica poner el énfasis sobre las rocas en vez de la génesis. Es importante aclarar que López Paulsen *et al.* (1992) redefinieron el ciclo Cordillerano fijándole un techo en el Devónico Superior; anteriormente se lo extendía hasta el Carbonífero Inferior. Sempere (1990) había previamente definido las supersecuencias Tacsara y Chuquisaca, aproximadamente homologables a nuestras unidades Tacsariana y Cordillerana. Sin embargo, Sempere definió sus supersecuencias por eventos tectosedimentarios y no por discordancias, lo cual lleva a incongruencias con nuestro esquema. Por ejemplo, Sempere ubica la base de la supersecuencia Chuquisaca en depósitos transgresivos (Formación Tokochi) que en nuestra clasificación se incluyen en la unidad Tacsariana. Por este motivo no se adoptó la nomenclatura de Sempere (1990).

En varias localidades en la faja andina plegada y corrida se han mapeado estratos sedimentarios y volcánicos, en partes con bajo grado de metamorfismo, interpuestos entre la unidad Tacsariana y un basamento cristalino del Precámbrico. Se propone informalmente agrupar estos estratos como unidad Ollantaytambo.

Unidad Ollantaytambo

En el sur del Perú, al norte de Cuzco, una sucesión de más de 1 km de espesor de ignimbritas y cuarcitas

constituye la Serie de Ollantaytambo (Ollantaytambo en Fig. 1; Laubacher y Mégard, 1985). Estos depósitos están cubiertos erosivamente por conglomerados que hacia arriba gradan a estratos del Ordovícico Inferior, en la base de una potente sucesión de estratos marinos del Paleozoico inferior en la Cordillera Oriental. De la Serie de Ollantaytambo toma nombre la unidad Ollantaytambo.

Unos 70 km al noreste de Cochabamba aflora el Grupo Limbo, una sucesión de depósitos terrígenos de aproximadamente 2 km de espesor, con evaporitas cerca de la base expuesta; la base estratigráfica no se conoce (Limbo en Fig. 1). El techo del Grupo Limbo es un contacto abrupto con estratos del Llanvirniano (Rocha Campos 1981). La presencia de evaporitas, ausentes de la unidad Tacsariana en general, sugiere su inclusión en la unidad Ollantaytambo. Tanto en Ollantaytambo como en Cochabamba la edad del techo de la unidad Ollantaytambo está mal definida en el intervalo Proterozoico-Ordovícico Inferior.

Finalmente, en el sur de Bolivia y noroeste de la Argentina, la unidad Ollantaytambo incluye estratos

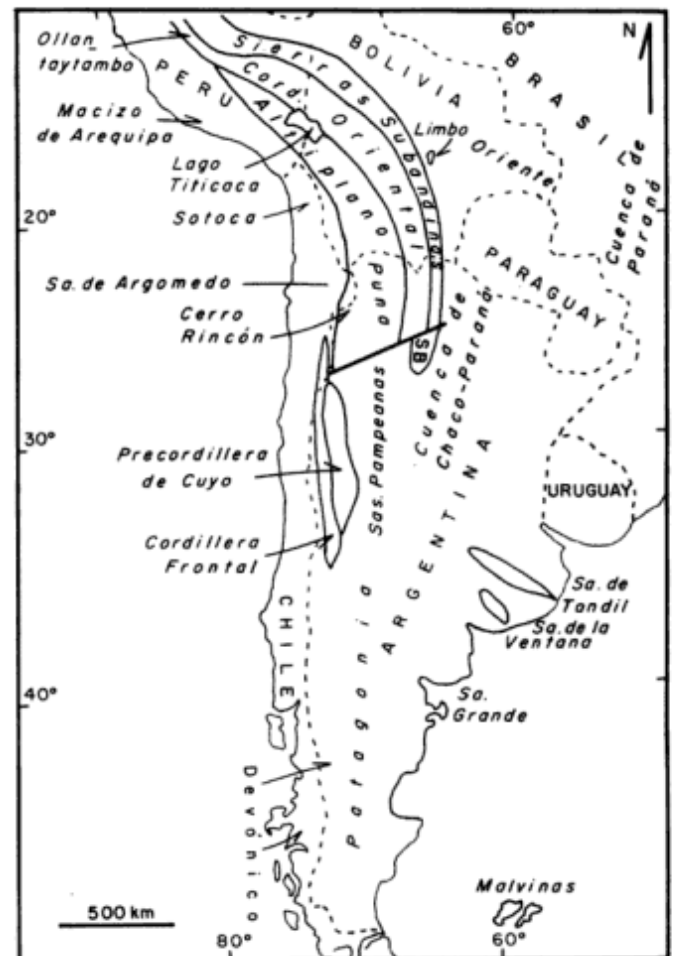


Figura 1: Mapa de ubicación con división política y las unidades morfoestructurales mencionadas en el texto. SB: Sierra de Santa Bárbara.

sedimentarios a metasedimentarios (Formación San Cristóbal y Grupo Lerma) datados por icnofauna y cronología isotópica como del Proterozoico superior a Cámbrico Inferior (Aceñolaza y Durand 1986). La Figura 6 indica esquemáticamente la distribución de afloramientos de la unidad Ollantaytambo.

Unidad Tacsariana

La unidad Tacsariana mide 3 a 7 km de espesor. Su base aflora en la región de Ollantaytambo donde consiste de potentes conglomerados dispuestos en discordancia sobre la unidad Ollantaytambo; los conglomerados

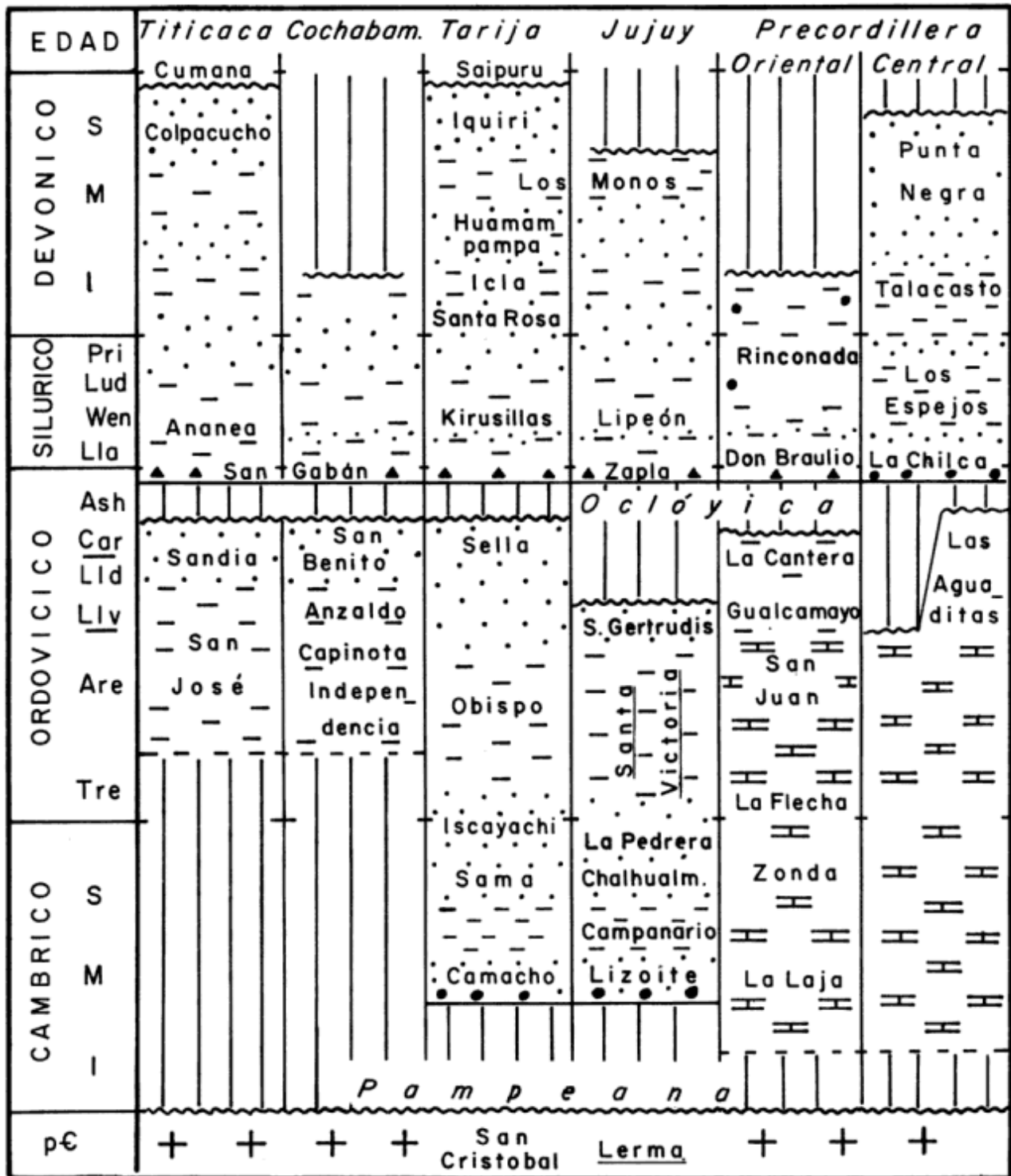


Figura 2: Cuadro cronoestratigráfico para el Paleozoico inferior en la faja andina plegada y corrida. La escala de tiempo no vale para el basamento precámbrico ni para la discordancia en su techo, la cual es marcadamente diacrónica. Las referencias litológicas están en la Fig. 3.

no han dado fósiles pero hacia arriba gradan a estratos del Arenigiano (Dalmayrac *et al.* 1980; Laubacher y Mégard 1985). Más al sur, en la región del lago Titicaca, la unidad Tacsariana comprende las Formaciones San José y Sandia (Fig. 2). La Formación San José, con base oculta, está compuesta por fangolitas grises oscuras a negras con graptolitos del Arenigiano, y hacia arriba pasa a areniscas y cuarcitas de ambientes nerfíticos de la Formación Sandia, cuyo techo ha sido ubicado en el Caradociano (Pardo y Zúñiga 1973; Palacios 1991). En Bolivia central, una sucesión similar en litología y edad comprende las Formaciones Independencia (cuya base no aflora), Capinota, Anzaldo y San Benito (Fig. 2; Rivas 1971; López Paulsen *et al.* 1992).

En el sur de Bolivia y noroeste de Argentina la unidad Tacsariana apoya en discordancia sobre la unidad Ollantaytambo y el basamento cristalino. Comprende depósitos de plataforma a litorales correlacionables a ambos lados de la frontera, con la posible excepción del

tramo superior que parece alcanzar edades más jóvenes en Bolivia. Se describe la columna para Argentina según datos de Kumpa y Sánchez (1988) y Moya (1988), puntualizando las diferencias con Bolivia. En la base, la Formación Lizoite consiste de areniscas y conglomerados de ambientes mareales. Concordantemente por encima, la Formación Campanario muestra proporciones similares de arenisca y de pelita; la proporción de arenisca aumenta hacia la Formación Chalhualmayoc, dando una sucesión granocreciente. Las Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc se reúnen en el Grupo Mesón. No se han hallado fósiles diagnósticos de edad en el Grupo Mesón.

Sobre el Grupo Mesón, en concordancia y en paraconcordancia (*disconformity*) según el área, apoyan cuarcitas y conglomerados del Cámbrico Superior alto (Formación La Pedrera) en la base del Grupo Santa Victoria que culmina en el Llanvirniano inferior (Formación Santa Gertrudis; Moya 1988), en el techo de la

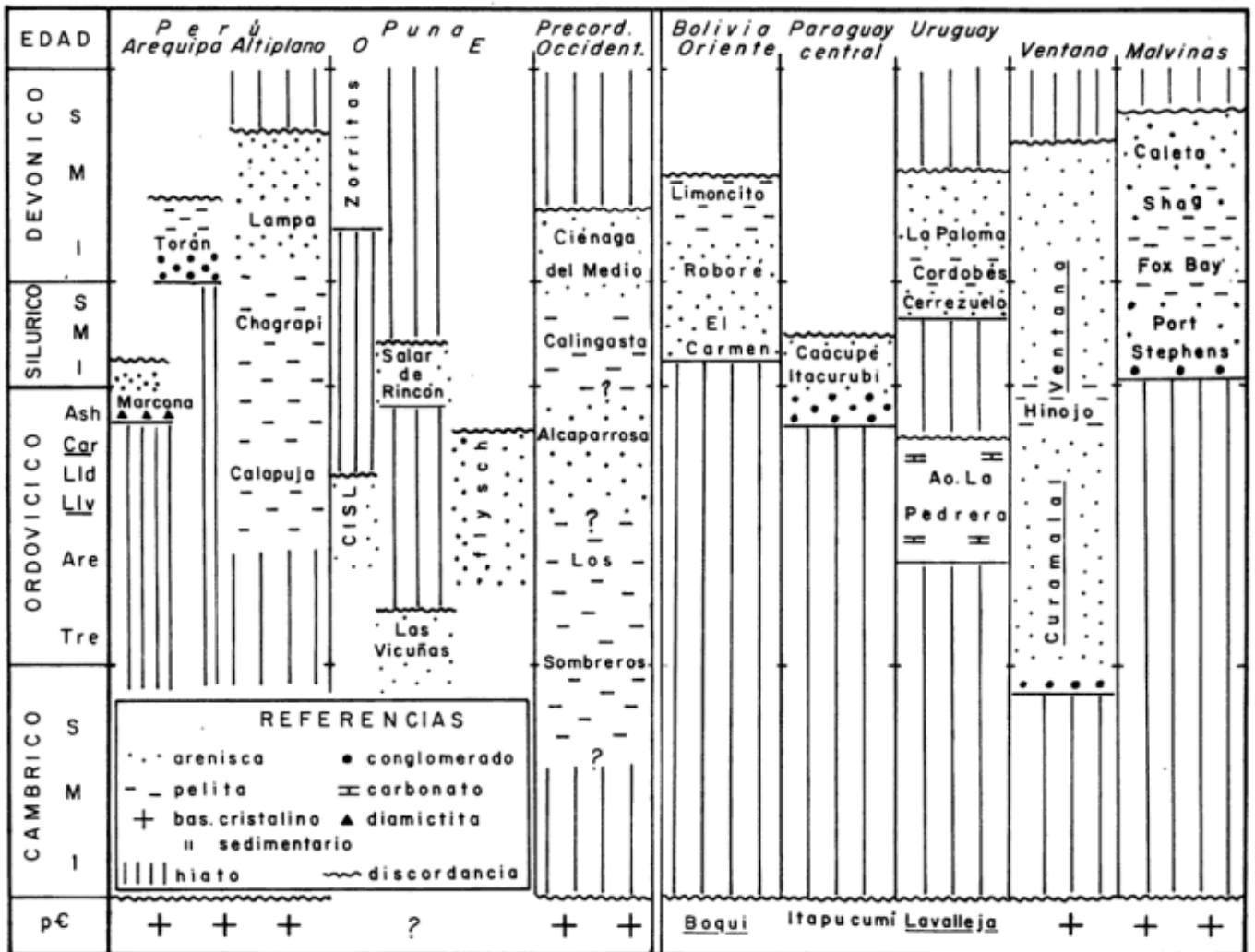


Figura 3: Cuadro cronoestratigráfico para el Paleozoico inferior al oeste de la faja andina plegada y corrida (a la izquierda de la doble línea central) y en la región extra-andina (a la derecha de la doble línea). La escala de tiempo no vale para el basamento precámbrico ni para la discordancia en su techo, la cual es marcadamente diacrónica. El rayado vertical del hiato se ha omitido donde el techo de la discordancia Chánica es incierto por ausencia del Carbonífero. En Uruguay, el contacto entre el Ordovícico y el Siluro-Devónico es inferido.

unidad Tacsariana. El Grupo Santa Victoria conforma una sucesión granocreciente. En Bolivia, donde han quedado preservados de la erosión capas más jóvenes, la sucesión granocreciente alcanza el Caradociano (Formación Sella; Fig. 2; López Paulsen *et al.* 1992).

En la Precordillera de Cuyo la base de la unidad Tacsariana no aflora; evidencia indirecta permite suponer que apoya sobre un basamento cristalino del Precámbrico (Abbruzzi *et al.* 1993). Los estratos más antiguos datados paleontológicamente son del Cámbrico Inferior alto (Bordonaro 1990). En el Cámbrico Inferior alto y Medio (Formación La Laja; Fig. 2) se han reconocido ciclos de somerización (Baldis y Bordonaro 1982) pero debido a que este tramo no tiene equivalentes conocidos en el área de interés no se trata aquí. El Cámbrico Superior-Tremadociano (Formaciones Zonda y La Flecha) está representado por carbonatos de ambientes hipersalinos y hasta continentales (Beresi 1992). El Arenigiano (Formación San Juan) consiste de calizas algales y bioclásticas que indican aguas oxigenadas y sugieren inundación de la plataforma (Gamboa 1987; Beresi 1992). Cerca del techo de los carbonatos, en el Arenigiano superior, se intercalan horizontes ricos en granos de cuarzo terrígeno reflejando somerización ?. Por encima, los carbonatos gradualmente pasan a pelitas negras del Llanvirniano inferior que responden a profundización de la plataforma (Formación Gualcamayo; Borrello 1969; Baldis *et al.* 1982).

El Llandeiliano a Caradociano inferior en la Precordillera Oriental comprende areniscas y conglomerados (Formación La Cantera; Fig. 2; Peralta 1993) y en el sector nororiental de la Precordillera Central afloran fangolitas con olistolitos de caliza (Formación Las Vacas; Furque y Cuerda 1979). En el sector noroccidental de la Precordillera Central, en cambio, depósitos equivalentes son carbonáticos (Formación Las Aguaditas; Fig. 2; Baldis *et al.* 1982), mientras que en el sureste el Ordovícico Medio y Superior falta por erosión pre-Silúrico (Furque y Cuerda 1979).

Edad de la base y el techo

La edad de la base de la unidad Tacsariana en la faja andina plegada y corrida varía de norte a sur. En el sur del Perú los estratos basales están unos 200 m por debajo de capas con fauna del Arenigiano y es posible que sean del Tremadociano. En el noroeste de la Argentina, los estratos basales de la unidad ocurren alrededor de 1 km por debajo de niveles datados paleontológicamente como del Tremadociano inferior (este valor sale de sumar el espesor del Grupo Mesón, unos 800 m; Kumpa y Sánchez 1988; y unos 100 m basales sin fósiles de la Formación La Pedrera; Moya 1988). Ahora bien, en la Cordillera Oriental de Salta el Tremadociano está representado por aproximadamente 1 km de espesor estratigráfico (Moya 1988). Considerando que la dura-

ción del Tremadociano ha sido estimada en 22,5 m.a. (Cooper 1992) y la del Cámbrico Tardío en 18 m.a. (Geological Society of America Geologic Time Scale 1983), la base de la unidad Tacsariana en el noroeste de la Argentina podría alcanzar el Cámbrico Medio. En la Precordillera de Cuyo, donde la base de la unidad no aflora, el análisis de la subsidencia tectónica permite situar el inicio de la sedimentación cerca del límite Proterozoico-Cámbrico (Bond *et al.* 1984; González Bonorino y González Bonorino 1991). A pesar de las incertidumbres en las dataciones, el diacronismo de la base de la unidad Tacsariana a lo largo de la faja andina plegada y corrida, de más vieja a más joven hacia el norte, es manifiesto.

El techo de la unidad Tacsariana es diacrónico dentro del Ordovícico Medio a Superior (Fig. 2). Los estratos más jóvenes datados paleontológicamente son del Caradociano y afloran en la Cordillera Oriental en el sur del Perú y en Bolivia (Formación Sandia; López Paulsen *et al.* 1992), y en la Precordillera de Cuyo Oriental (Formación Las Aguaditas; Baldis *et al.* 1982), mientras que los más viejos son del Arenigiano superior-Llanvirniano inferior en la Cordillera Oriental del noroeste de la Argentina (Formación Santa Gertrudis; Moya 1988) y en la Precordillera Central (Formación San Juan; Baldis *et al.* 1982).

Unidad Cordillerana

La unidad Cordillerana mide unos 3 km de espesor en la faja andina plegada y corrida. Su tramo basal típicamente consiste de diamictitas probablemente glaciáricas y probablemente del Ashgiliano (Formación San Gabán y equivalentes; Fig. 2; Dávila y Ponce de León 1967; Crowell *et al.* 1981; Monaldi y Boso 1986; Peralta y Carter 1990; Peralta y Baldis 1992).

En la unidad Cordillerana se pueden reconocer cuatro sucesiones granocrecientes de envergadura interregional, desarrolladas en depósitos de plataforma. Se describen primero afloramientos entre el sur del Perú y el noroeste de la Argentina. El ciclo inferior apoya sobre las diamictitas glaciales; se inicia con pelitas o areniscas bioturbadas del Ashgiliano superior-Llandoveriano inferior, y sigue con areniscas del Silúrico Inferior. Este ciclo está representado: (a) por las Formaciones Huanuni (lutitas) y Llallagua (areniscas) en Bolivia central (Fernández Castro 1970; Vargas 1970), (b) por el tramo basal de la Formación Kirusillas en Bolivia meridional (Fig. 2; López Paulsen *et al.* 1992), y (c) probablemente por el tramo basal (con bancos de areniscas oolíticas hematíticas) de la Formación Lipeón en el noroeste de la Argentina (Fig. 2; Monteros *et al.* 1993). El ciclo siguiente [Formaciones Kirusillas (excluyendo su tramo basal)-Santa Rosa; Fig. 2] comprende pelitas mayormente del Silúrico Medio que gradan a areniscas del Silúrico Superior y Devónico Inferior bajo (el techo probablen-

te cae en el Lochkoviano; Fig. 2; Böttcher *et al.* 1984; López Paulsen *et al.* 1992). El tercer ciclo (Formaciones Icla-Huamampampa; Fig. 2) comprende pelitas del Devónico Inferior bajo que pasan a areniscas con estratificación entrecruzada y lumachelas, del Devónico Inferior a Medio (el tope probablemente cae cerca del límite Emsiano-Eifeliano; Fig. 2; Böttcher *et al.* 1984; López Paulsen *et al.* 1992). Finalmente, el cuarto ciclo (Formaciones Los Monos-Iquiri; Fig. 2) consiste de pelitas del Devónico Medio y culmina con areniscas con estratificación entrecruzada del Devónico Superior, en el techo de la unidad Cordillerana (el techo se ubica en el Fameniano donde la columna está más completa; López Paulsen *et al.* 1992).

En la Precordillera de Cuyo Oriental, la unidad Cordillerana está representada por las Formaciones Don Braulio (Ashgiliano-Silúrico Inferior) y Rinconada (Silúrico Inferior y Medio) (Fig. 2). La Formación Don Braulio muestra, por encima de las diamictitas, un conglomerado transgresivo en la base de una sucesión de fangolitas bioturbadas con fauna del Ashgiliano superior, en las cuales hacia el techo de la Formación se intercalan bancos de areniscas oolíticas ferruginosas con *Skolithos* del Llandoveryano (Sánchez *et al.* 1991a; Peralta 1993). La Formación Rinconada está afectada por deformación sinsedimentaria y tectónica que impide por el momento un análisis estratigráfico detallado.

En la Precordillera de Cuyo Central, en cambio, los estratos de la unidad Cordillerana muestran débil deformación. En la base de la unidad se desarrolla un delgado (< 1 m) conglomerado con clastos de chert por debajo de niveles con fauna del Ashgiliano (Cuerda *et al.* 1988). Sobre este conglomerado apoyan pelitas que progresivamente incorporan areniscas hacia arriba hasta rematar con un banco de arenisca oolítica; el conglomerado basal más el ciclo granocreciente constituyen la Formación La Chilca, con techo en el Llandoveryano (Fig. 2; Baldis *et al.* 1984). El segundo tramo granocreciente está representado por la Formación Los Espejos, con techo en el Silúrico superior (Fig. 2; Aceñolaza y Peralta, 1986; Sánchez *et al.* 1991b). En contacto neto sobre la Formación Los Espejos, otra sucesión granocreciente se inicia con pelitas de la Formación Talacasto (Devónico Inferior) y continúa en un flysch de las Formaciones Punta Negra y Cerro Lojote (Devónico Medio a Superior) (Fig. 2; Baldis *et al.* 1982).

Es importante diferenciar la Formación Punta Negra, aflorante en la mitad austral de la Precordillera Central de San Juan, de la Formación Cerro Lojote, parcialmente equivalente en edad y groseramente similar en litofacies, que aflora inmediatamente al norte (González Bonorino 1975, detalló los argumentos para esta delimitación). El trabajo de Martínez y Astini (1990) ha creado confusión sobre los límites y edad de la Formación Punta Negra. Esto es así porque injustificadamente incluyeron en ella afloramientos que en parte corresponden a la

Formación Cerro Lojote y en parte son del Carbonífero (Martínez y Astini 1992) y no pertenecen a ninguna de estas dos formaciones.

Ahora bien, el techo de la Formación Talacasto es diacrónico dentro del Devónico Inferior, más joven en el norte (Herrera 1993). En el norte, la Formación Talacasto comprende una sucesión granocreciente que culmina por debajo del techo y está cubierta por pelitas que pasan gradualmente al flysch de la Formación Cerro Lojote. El intervalo pelítico disminuye de espesor hacia el sur y desaparece por donde comienza a aflorar la Formación Punta Negra (*cf.* Baldis 1975). Por su parte, la Formación Punta Negra muestra dos máximos en el espesor de las turbiditas: uno cerca de la base y otro cerca del techo (González Bonorino 1975). Postulamos que el máximo inferior se correlaciona con la culminación del ciclo granocreciente en la Formación Talacasto. Así, la sucesión Talacasto-Punta Negra/Cerro Lojote queda subdividida en dos tramos granocrecientes. Uno inferior con techo en el Emsiano (*cf.* Herrera 1993) y otro superior con techo mal datado en el Devónico Superior (*cf.* Baldis *et al.* 1982). En conclusión, en la Precordillera de Cuyo se reconocen cuatro tramos granocrecientes aproximadamente equivalentes a los descritos más al norte.

Edad de la base y el techo

La base de la unidad Cordillerana probablemente cae dentro del Ashgiliano, a juzgar por fauna mencionada arriba y a una correlación de las diamictitas con depósitos glaciales del Ashgiliano extensamente representados en fragmentos de Pangea (e.g. Vaslet 1990). Con la resolución posible actualmente la base de la unidad Cordillerana puede considerarse sincrónica. En cambio el techo es marcadamente diacrónico. Los estratos más jóvenes se conocen del sur del Perú y partes de Bolivia septentrional, donde son del Devónico Superior alto (Fig. 2; Díaz 1991; López Paulsen *et al.* 1992). En el subsuelo de Bolivia meridional, a lo largo de las Sierras Subandinas, el techo de la unidad Cordillerana es diacrónico dentro del Devónico Medio y Superior (López Pugliesi y Suárez Soruco 1982). En la Precordillera de Cuyo, yendo del sector Central al Oriental, el techo bisela estratos del Devónico Superior al Ordovícico Inferior (Fig. 2; Baldis *et al.* 1982).

Discordancias limitantes

Tres discordancias limitan las unidades Tacsariana y Cordillerana en la faja andina plegada y corrida. Se propone adoptar para estas discordancias los nombres Pampeana, Oclóyica y Chánica. La discordancia Pampeana separa la unidad informal Ollantaytambo de

la unidad Tacsariana, la discordancia Oclóyica separa las unidades Tacsariana y Cordillerana, y la discordancia Chánica marca el techo de la unidad Cordillerana. Estos nombres han sido tomados de sendos eventos diastróficos que comúnmente se asocian con el origen de estas discordancias: el que clausuró el Ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli 1981) y los que dan las orogénesis Oclóyica y Chánica (Turner y Méndez 1979). No obstante, como se discute más adelante, el uso de estos nombres no implica aceptar para las discordancias un origen puramente tectónico.

La selección de estos nombres se basó en cuatro criterios: 1) evitar nombres originalmente definidos en otros continentes ya que sugieren correlaciones no demostradas; 2) preferir nombres que tienen ya un uso generalizado; 3) no corromper términos que tienen una acepción precisa y útil generalizándolos; y 4) evitar introducir nombres nuevos. Así, el término Pampeana fue preferido sobre Asíntica por el primer criterio y sobre Talcárica porque éste está claramente definido como límite entre los Grupos Lerma y Mesón (Turner y Méndez 1979). El nombre Oclóyica es conveniente porque no tiene equivalentes y su uso se ha generalizado. El nombre Chánica fue preferido a Eo-hercínica por el primer criterio, y frente a los términos Precordillerana y Chiriguana porque creemos que tiene un uso más general.

Los hiatos asociados con estas discordancias varían a lo largo de la faja andina plegada y corrida. El hiato en la discordancia Pampeana se conoce mal pero parece estar restringido al Cámbrico-Ordovícico Inferior. Nótese que donde falta la unidad Ollantaytambo el hiato de la discordancia Pampeana queda indeterminado. En la discordancia Oclóyica el hiato está restringido al Caradociano-Ashgiliano excepto en el noroeste de la Argentina y en la Precordillera de Cuyo Central donde su piso alcanza el límite Arenigiano-Llanvirniano. El hiato de la discordancia Chánica, entre el sur del Perú y centro de Bolivia, está restringido al Fameniano (Díaz 1991; López Paulsen *et al.* 1992). En el noroeste de la Argentina y en la Precordillera de Cuyo Central, el hiato de la discordancia Chánica abarca el Carbonífero Inferior y quizás parte del Devónico Superior (Furque y Cuerda 1979; Starck *et al.* 1992).

El ángulo que forman las capas en base y techo de una discordancia tiene interés para una interpretación genética. Aquí calificamos las discordancias como de bajo o alto ángulo según que aquel ángulo sea menor o mayor de 5°, aproximadamente. La discordancia Pampeana es fuertemente angular (hasta 90°) donde la base es el Grupo Lerma, y parece ser de bajo ángulo en Ollantaytambo. La discordancia Oclóyica es de bajo ángulo. La discordancia Chánica es de bajo ángulo en la mayor parte de la faja andina plegada y corrida (Mingramm *et al.* 1979; López Pugliesi y Suárez Soruco 1982). Localmente, sin embargo, es de alto ángulo, por ejemplo, en la Precordillera de Cuyo Oriental (e.g. en la sierra de Zonda; S.H. Peralta 1992, comun. pers.).

Andes occidentales, Puna, Cordillera Frontal y Precordillera de Cuyo Occidental

Al oeste de la faja andina plegada y corrida, afloran en varias localidades estratos sedimentarios a metasedimentarios, datados o sospechados como del Paleozoico inferior. En el borde oriental del Altiplano del Perú, cerca del lago Titicaca, pelitas de la Formación Calapuja (Ordovícico Superior; base oculta) pasan en transición a limolitas de la Formación Chagrapi y más arriba a flysch de la Formación Lampa (Siluro-Devónico; Fig. 3; Ellison 1990).

En la Puna oriental afloran depósitos de plataforma del Cambro(?) - Ordovícico (Schwab 1973; Moya 1988). En la Puna central de Argentina un flysch abarca del Arenigiano, con base oculta, al Caradociano (complejos volcánico-turbidítico de Bahlburg *et al.* 1990; flysch en Fig. 3) y en Chile afloran rocas sedimentarias y volcánicas atribuidas al Ordovícico Medio-Superior (Complejo Igneo-Sedimentario del Cordón de Lila; CISL en Fig. 3; Niemeyer *et al.* 1985). Sobre el borde occidental de la Puna y en la Precordillera de Chile (localidades de Cerro Rincón y Sotoca; Fig. 1), afloran depósitos neríticos del Tremadociano (Cecioni 1982; Formación Las Vicuñas de Moya *et al.* 1993; Fig. 3). En el suroeste del Perú, discordante sobre basamento del Macizo de Arequipa, la Formación Marcona puede corresponder parcialmente al Ordovícico (Fig. 3; Laubacher y Mégard 1985).

El Silúrico sedimentario falta en la mayor parte de los afloramientos en la Puna/Altiplano y antearco andino. Las localidades con Silúrico comprobado o probable son tres: (a) en el Cerro Rincón el Tremadociano está cubierto en discordancia de alto ángulo por estratos del Ashgiliano(?) - Llandoveryano (Formación Salar de Rincón; Fig. 3), a su vez cubiertos en discordancia de bajo ángulo por Carbonífero Superior (Moya *et al.* 1993); (b) en el norte de Chile, la Formación Gualchagua fue parcialmente correlacionada, por litología, con la secuencia Zapla-Lipeón del noroeste de la Argentina (Cecioni y Suárez Soruco 1985); y (c) en la región del Macizo de Arequipa, suroeste del Perú, la Formación Marcona puede corresponder en parte al Silúrico (Laubacher y Mégard 1985).

En varias localidades de la Puna/Altiplano y antearco andino, estratos marinos del Devónico apoyan sobre Ordovícico sedimentario o sobre un basamento ígneo o metamórfico del Ordovícico o más antiguo (Fig. 3; Isaacson y Sablock 1989). En el norte de Chile, el Devónico muestra facies de plataforma nerítica al este y facies de flysch al oeste, y pasa transicionalmente al Carbonífero Inferior (Godoy 1985; Isaacson *et al.* 1985). Allí, en facies de plataforma, Bahlburg y Breitzkreuz (1993) reconocieron tres intervalos granocrecientes. El inferior, con base cerca del límite Silúrico-Devónico, se inicia con un conglomerado basal sobre un granito del Paleozoico inferior y sigue con pelitas de plataforma que hacia el techo gradan a areniscas con estratificación

entrecruzada y *Skolithos* del Devónico Inferior. Los dos ciclos siguientes, con litologías similares, tienen sendos techos cerca del límite Devónico Inferior a Medio y en el Devónico Superior. En la costa de Chile central, un flysch del Devónico-Carbonífero (Formación Arrayán) probablemente está cubierto en discordancia de alto ángulo por Carbonífero marino (Formación Huentelauquen) (Rivano y Sepúlveda 1985).

En la Precordillera de Cuyo Occidental la base del Paleozoico no aflora. Los estratos más antiguos dados paleontológicamente son depósitos carbonáticos de talud del Cámbrico Medio (Formación Los Sombreros; Fig. 3; Cuerda *et al.* 1986) que en parte parecen corresponder a olistolitos (Bordonaro *et al.* 1993). El Silúrico está bien desarrollado en la zona occidental de la Precordillera Occidental, con pelitas y areniscas de aguas profundas (Formación Calingasta; Fig. 3; Baldis *et al.* 1982) posiblemente en concordancia sobre estratos del Ordovícico (Formación Alcaparrosa; Fig. 3). En esta misma zona y en la Cordillera Frontal, se atribuye al Siluro-Devónico una secuencia de flysch (Grupo Ciénaga del Medio; Fig. 3) cubierta en discordancia de alto ángulo por estratos del Carbonífero (Caminos 1979; Furque y Cuerda 1979). Hacia el borde oriental de la Precordillera Occidental el Silúrico desaparece y un delgado Devónico nerítico (Formación Codo) apoya sobre grauvacas del Ordovícico Superior (Formación Alcaparrosa). El contacto es una falla donde ha sido descrito (Sessarego 1988). No obstante, el plegamiento mucho más abierto en la Formación Codo sugiere que una discordancia de alto ángulo la separa del Ordovícico.

Finalmente, en la Cordillera Austral y en el archipiélago de Chile afloran estratos del Devónico pero sus relaciones estratigráficas no son claras (Fig. 1; Riccardi y Roller 1980; Fortey *et al.* 1992).

Discordancias

En varias localidades al oeste de la faja andina plegada y corrida aflora un basamento ígneo-metamórfico que en partes ha sido datado como del Precámbrico (Damm *et al.* 1990). Donde está expuesto, el contacto entre este basamento y el Cambro?-Ordovícico sedimentario es por falla. Es razonable, no obstante, suponer una discordancia entre ambas litologías, y tal discordancia podría ser una extensión de la Pampeana. En el Cerro Rincón, la discordancia de alto ángulo entre el Tremadociano y el Ashgiliano?-Llandoveryano puede homologarse con la Oclóyica. Similarmente, las discordancias entre el Ordovícico y el Devónico en el norte de Chile y en la Precordillera de Cuyo Occidental, pueden considerarse extensiones de la Oclóyica. En el borde occidental de la Precordillera, en cambio, la discordancia Oclóyica estaría ausente, presumiblemente debido a una paleobatimetría mayor. La discordancia Chánica es de bajo ángulo en la Puna occidental (Cerro Rincón), donde

separa Silúrico de Carbonífero, y desaparece hacia el oeste, en Chile, incluso en columnas con depósitos neríticos. Más al sur, las discordancias de alto ángulo entre Siluro-Devónico y Carbonífero en Chile central, Cordillera Frontal y Precordillera de Cuyo Occidental son homologadas a la Chánica.

Región extra-andina

Al este de la faja andina plegada y corrida, en afloramientos y en el subsuelo del Perú, Bolivia oriental, Paraguay occidental y Argentina noroccidental, estratos del Cámbrico a Devónico traslapan sobre el antepaís acuñándose progresivamente por la base y dando lugar a una discordancia de bajo ángulo (Fig. 3; Putzer 1960; Soto Vargas y Vargas 1985; Montemurro Díaz 1991). En el Paraguay central, al noreste de Asunción, sobre basamento cristalino apoya un conglomerado en la base de una secuencia que hacia arriba pasa de areniscas fluviales (Grupo Caacupé) a pelitas con fauna marina del Llandoveryano (Grupo Itacurubí) (Fig. 3; Harrington 1950; Palmieri y Velázquez 1982). Localmente, entre el basamento y el conglomerado se intercalan areniscas fluviales atribuidas al Ordovícico Superior(?) por Dyck (1991).

El Paleozoico inferior en el Paraguay oriental forma parte de la Cuenca de Paraná, mejor desarrollada en Brasil. La columna sedimentaria en la Cuenca de Paraná se inicia con un conglomerado basal y diamictitas probablemente glaciales del Ashgiliano (Formación Rio Ivaí) apoyando sobre basamento cristalino, y continúa, sobre un contacto neto, con una sucesión granocreciente, de plataforma a continental, del Silúrico Inferior a Devónico Inferior bajo (Formaciones Vila María, abajo, y Furnas, arriba). Por encima, en paraconcordancia, sigue una sucesión granocreciente de plataforma (Formación Ponta Grossa) que se extiende entre el Devónico Inferior alto y el límite Devónico Medio a Superior. Por encima en discordancia de bajo ángulo apoyan estratos del Carbonífero (Zalán *et al.* 1987; Zalán 1991). La estratigrafía de la Cuenca de Chaco-Paraná, en Argentina, posiblemente es similar a la de la Cuenca de Paraná (Russo *et al.* 1979; Aramayo Flores, 1987; Pezzi y Mozetic 1989).

En Uruguay, el Paleozoico inferior está representado por afloramientos dispersos. Areniscas con estratificación entrecruzada, calizas estromatolíticas y evaporitas son atribuidas al Cámbrico Medio-Caradociano (Formación Arroyo de la Pedrera; Fig. 3; Montaña y Sprechmann 1993). En el centro de Uruguay, el basamento cristalino está cubierto por arcosas de ambientes litorales a continentales (Formación Cerrezuelo), sobre las cuales sigue una sucesión granocreciente con fauna del Devónico Inferior compuesta por pelitas de plataforma abierta (Formación Cordobés) que pasan a areniscas marinas con estratificación entrecruzada (Formación La Palma) (Fig. 3; Da Silva *et al.* 1991).

Al sur-sureste de la Precordillera de Cuyo, en la provincia San Rafaelino-Pampeana de Criado Roque e Ibáñez (1979), afloran en forma saltuaria calizas del Ordovícico (Formaciones Ponón Trehue y San Jorge), en partes apoyando sobre basamento cristalino, y un posible flysch que en parte es del Caradociano (Formación Horqueta) y en parte del Devónico (Formación Río Seco de los Castaños) (Cuerda *et al.* 1993). Estas capas están cubiertas por Paleozoico superior en discordancia de alto ángulo (V. Ramos 1994, comun. pers.).

Más al este, areniscas mareales atribuibles al Cambro(?) - Ordovícico en base a icnofauna y dataciones radimétricas, afloran en las sierras de Tandil (Formación Balcarce) y de Ventana (Grupo Curamalal; Fig. 3) (Harrington 1980; Teruggi y Kilmurray 1980). La Formación Balcarce apoya con discordancia de bajo ángulo sobre estratos sedimentarios del Proterozoico superior (Formación Cerro Negro; Iñíguez *et al.* 1989) y el Grupo Curamalal apoya sobre basamento cristalino (Andreis *et al.* 1989). El tramo superior del Grupo Curamalal muestra una mayor proporción de pelita en la Formación Hinojo, cuya base es una discontinuidad estratigráfica (*cf.* Buggisch 1987). Por encima, en paraconcordancia, apoya el Grupo Ventana, con fauna del Devónico Inferior en su tramo superior (Formación Lolén; Harrington 1980) e icnofósiles del Ordovícico-Silúrico en su tramo central (Formación Napostá; Buggisch 1987). El Grupo Ventana está cubierto en discordancia de bajo ángulo por estratos del Paleozoico superior.

Los fósiles diagnósticos de edad en los Grupos Curamalal y Ventana son escasos. Un paliativo parcial es establecer una correlación litoestratigráfica con los Grupos Table Mountain y Bokkeveld en Sudáfrica, mejor datados paleontológicamente. Tal comparación sugiere que la Formación Hinojo es aproximadamente correlativa con las Formaciones Pakhuis y Cedarberg del Ashgiliano-Silúrico Inferior (Turner 1991). En base a esta comparación proponemos incluir el basamento sedimentario (Formación Cerro Negro) en la unidad Ollantaytambo, la mayor parte del Grupo Curamalal (excluyendo la Formación Hinojo) en la unidad Tacsariana, y la Formación Hinojo más el Grupo Ventana en la unidad Cordillerana.

En el sur de la Argentina, en la región de Sierra Grande (Fig. 1), sedimentitas con bajo grado de metamorfismo (Ectinitas El Jaguelito; Ordovícico?) están cubiertas en discordancia de alto ángulo por cuarcitas que hacia arriba pasan a areniscas oolíticas ferruginosas y limolitas con fauna marina del Silúrico Medio (Formación Sierra Grande) (Zanettini 1981; Cortés *et al.* 1984; Manceñido y Damborenea 1984). En las Islas Malvinas, un basamento cristalino está cubierto en discordancia por un conglomerado basal y areniscas mareales (Formación Port Stephens) con trazas fósiles posiblemente del Ordovícico-Silúrico (Fig. 3; Scasso y Mendía 1985). Por encima siguen limolitas de ambientes mareales y

parállicos con fauna del Devónico Inferior (Formación Fox Bay), en la base de una sucesión granocreciente que remata con areniscas mareales del Devónico Medio (Formación Caleta Shag) (Scasso y Mendía 1985). Diamictitas del Carbonífero Superior apoyan sobre estos estratos de la unidad Cordillerana con discordancia de bajo ángulo (Scasso y Mendía 1985).

En la región extra-andina no se pudo reconocer secuencias granocrecientes equivalentes a las de la columna patrón.

Discordancias

Las discordancias de bajo ángulo que separan la unidad Ollantaytambo de Cambro(?) - Ordovícico en Bolivia oriental, en el Paraguay central, si las areniscas fluviales bajo el conglomerado son pre-Ashgiliano, y en la sierra de Tandil, son correlacionadas con la discordancia Pampeana. Por otra parte, las discordancias que separan basamento cristalino de Cambro(?) - Ordovícico en la Cuenca de San Rafael y en la sierra de la Ventana, incluyen a la discordancia Pampeana pero sus hiatos son mayores. La paraconcordancia en la base de la Formación Hinojo es equiparada con la discordancia Oclóyica. La discordancia posiblemente de alto ángulo en la base de la Formación Sierra Grande no puede clasificarse debido a la incertidumbre en la edad del sustrato. Finalmente, las discordancias de bajo ángulo que separan Devónico de Carbonífero en el subsuelo de Bolivia oriental, en Paraguay, en las cuencas de Paraná y de Chaco-Paraná, y en las Islas Malvinas, así como la de alto ángulo en la provincia Sanrafaelino-Pampeana, son correlacionadas con la Chánica.

Discusión

La discusión se centra sobre dos temas. Uno es la posible correspondencia de los ciclos granocrecientes con transgresiones y regresiones, el otro es la relativa contribución de la eustasia y de la tectónica al origen de las discordancias limitantes.

Transgresiones y regresiones

Las sucesiones granocrecientes definidas arriba muestran evidencia de una progresiva somerización hacia el techo en la mayor parte de las localidades analizadas. En facies siliciclásticas, la somerización se da por el pasaje de pelitas de plataforma relativamente distal a areniscas costeras con oolitas y estratificación entrecruzada. En tiempos relativamente cortos, miles de años, un aumento en la profundidad de agua puede ser neutralizado por una tasa de sedimentación alta y no

traducirse en transgresión. Pero en los millones a decenas de millones de años que representa cada ciclo es razonable suponer que tal equilibrio no pudo haberse mantenido. En apoyo de esta sospecha, mapas paleogeográficos indican que el Silúrico Temprano y el Devónico Temprano fueron tiempos de muy extensa inundación del continente sudamericano (Harrington 1962). Debido a que estos tiempos coinciden con los tramos pelíticos de dos de las secuencias granocrecientes (e.g. Formaciones Kirusillas e Icla, respectivamente), suponemos que, en general, las secuencias granocrecientes definidas arriba representan ciclos de transgresión-regresión.

Así, pues, la unidad Tacsariana en la faja andina plegada y corrida comprende dos ciclos de transgresión-regresión de segundo orden. El inferior está representado por el Grupo Mesón en el noroeste de la Argentina y equivalentes en Bolivia meridional (Fig. 2). El superior está representado por el intervalo comprendido entre las Formaciones Obispo y Sella en el sur de Bolivia y por el Grupo Santa Victoria en el noroeste de Argentina (Fig. 2). Los tramos basales de los Grupos Mesón (Formación Lizoite) y Santa Victoria (Formación La Pedrera), con conglomerados y abundantes areniscas, podrían reflejar un ascenso inicial del nivel de base compensado por sedimentación de modo que se demoró la transgresión.

En la Precordillera de Cuyo, los carbonatos de ambientes hipersalinos (Formaciones Zonda y La Flecha) sugieren un nivel de base bajo homologable con el de las Formaciones Challhualmayoc-La Pedrera. Por encima, las Formaciones San Juan-Gualcamayo-La Cantera representan un ciclo de transgresión-regresión aproximadamente correlacionable con el ciclo superior (Obispo-Sella) en Perú y Bolivia (Fig. 2). Esta interpretación implica considerar la discordancia en la base de la Formación La Cantera como consecuencia de la progradación de cortejos sedimentarios continentales. Ahora bien, si damos peso a la evidencia de somerización cerca del techo de la Formación San Juan podemos subdividir este ciclo en dos. La somerización podría tener un equivalente en la Formación Santa Gertrudis. No tenemos evidencia, sin embargo, de que esta subdivisión sea válida para las columnas de Bolivia y Perú.

Por su parte, la unidad Cordillerana en la faja andina plegada y corrida comprende cuatro ciclos de transgresión-regresión de segundo orden, con bases en superficies de inundación de envergadura regional (Sempere 1990; Sánchez *et al.* 1993; observaciones personales). De abajo hacia arriba estos ciclos están representados por: 1) Formación La Chilca, 2) Formación Los Espejos, 3) Formaciones Icla-Huamampampa, y 4) Formaciones Los Monos-Iquiri, y equivalentes (Fig. 2).

La posición, dentro de un ciclo de transgresión-regresión, de las diamictitas en la base de la unidad Cordillerana no puede precisarse sin conocer su génesis. Para ejemplificar el problema analizamos dos alternati-

vas. Si fuesen tillitas subglaciales probablemente representarían el máximo de regresión del ciclo que se inicia en la unidad Tacsariana. Si, en cambio, fuesen depósitos de témpanos y plumas proglaciales (*rain-out tillites*; Eyles *et al.* 1985) podrían reflejar el retroceso del frente de hielo y la transgresión con que se iniciaría un ciclo en la unidad Cordillerana.

Los intervalos granocrecientes descritos por Bahlburg y Breitreuz (1993) en el norte de Chile quizás puedan equipararse con los tres ciclos de transgresión-regresión superiores de la columna patrón.

La Figura 4 presenta una curva que muestra la variación en la profundidad de agua asociada con estos ciclos de transgresión-regresión. La curva está fuertemente basada en datos de la Precordillera de Cuyo Central, por lo que tiene diferencias cuantitativas con otras áreas. Las profundidades más altas se dieron en el Ordovícico Medio y en el Devónico Temprano a Medio, y las más bajas en el Cámbrico Tardío y en el Ashgiliano. Estas variaciones de profundidad se comparan con una curva de agradación costera compilada por Ross y Ross (1988) para Norteamérica (Fig. 4). La correspondencia entre picos es buena, en general. Dado que Norteamérica y Sudamérica en el Paleozoico temprano casi seguramente formaban parte de placas litosféricas distintas, la correspondencia sugiere un control eustático. Algunos picos muestran leves desfasajes que si fueran comprobados podrían reflejar una modulación por la tectónica local. La discrepancia más importante parece ocurrir con la marcada regresión a fines del Silúrico en Norteamérica, que parece haber sido mucho más leve en Sudamérica meridional. Esta discrepancia puede reflejar una tasa de subsidencia relativamente mayor en el oeste de Sudamérica meridional.

Discordancias limitantes: tectónica y eustasia

Se intenta aquí determinar si el desarrollo de las discordancias Pampeana, Oclóyica y Chánica fue consecuencia principalmente de una caída eustática o de un ascenso del sustrato por tectónica. Puesto que las discordancias tienen envergadura interregional, cualquier fenómeno tectónico que hubiere contribuido a su desarrollo debió haber ocurrido en escala continental. Esto hace difícil separar eustasia de tectónica. En nuestra diagnosis suponemos que la discordancia está dominada por la tectónica si: (a) el espesor erosionado es superior a unos 400 m, y (b) la angularidad es mayor de 5° regionalmente. La primera condición surge de que oscilaciones glacio-eustáticas o tectono-eustáticas de más de 400 m son poco probables (e.g. Kominz 1984). La segunda condición toma en cuenta que la subsidencia diferencial entre el centro, o el borde oceánico, de una cuenca y la zona de costa, resultará en un alabeo de muy bajo ángulo. Para el análisis de las variaciones laterales en angularidad y su relación con el sustrato precámbrico,

distinguimos una zona cratónica y otra pericratónica (Fig. 5). El límite entre ambas zonas aproximadamente sigue el margen continental en el Cambro-Ordovícico??. Según distintos autores la corteza pericratónica es una amalgama de terrenos alóctonos (Ramos 1984; Hervé y Mpodozis 1990) o corteza autóctona adelgazada (González Bonorino y González Bonorino 1991). Este tema no se discute aquí.

En la zona cratónica, la discordancia Pampeana es de bajo ángulo (Fig. 6). Donde falta la unidad Ollantaytambo la angularidad queda indeterminada pero suponemos que es de bajo ángulo. El espesor erosionado de la unidad

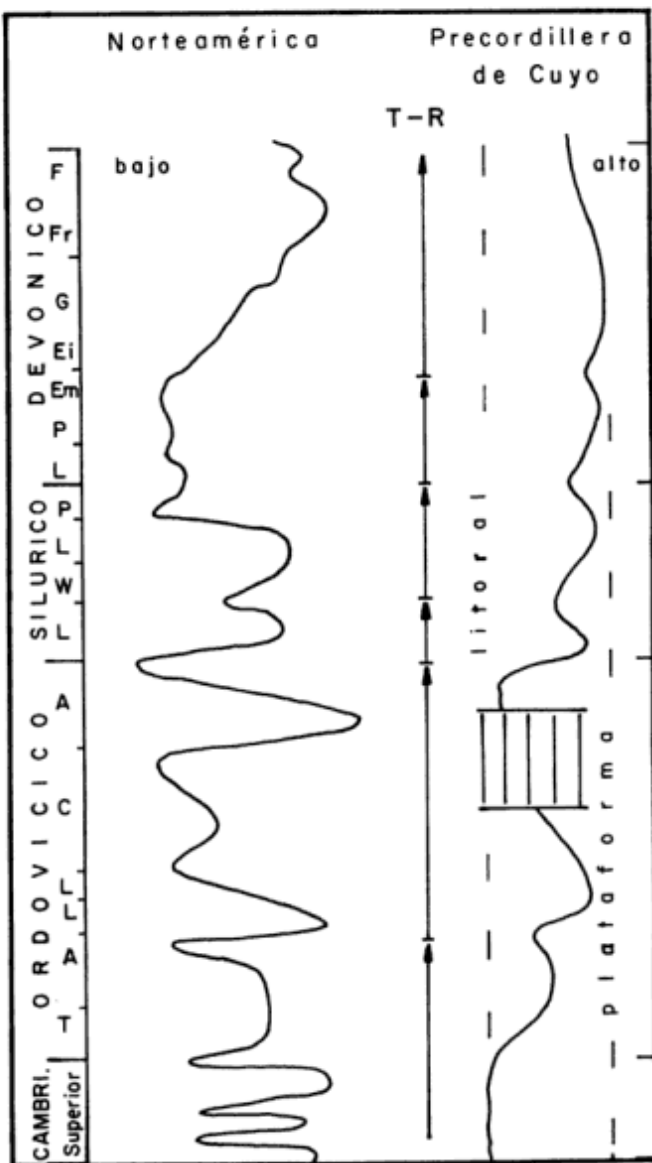


Figura 4: La curva de agradación costera para Norteamérica, suavizada de Ross y Ross (1988), (a la izquierda) se compara con la curva de profundidad de agua para la Precordillera de Cuyo Central (a la derecha). En la columna central se indica la posición de los ciclos de transgresión-regresión definidos en este trabajo. En la curva de profundidad se dan dos profundidades de referencia; el rayado vertical indica hiato.

Ollantaytambo se desconoce. En la zona pericratónica la discordancia Pampeana es alto ángulo excepto, quizás, en Ollantaytambo. El espesor erosionado de la unidad Ollantaytambo probablemente supera los 400 m regionalmente; por ejemplo, en el noroeste de la Argentina la base descubre plutones epizonales intruidos en la unidad Ollantaytambo (e.g. Santa Rosa de Tastil; Aceñolaza y Toselli 1981), lo que sugiere la erosión de 1 km o más de sustrato. En consecuencia, la componente tectónica fue dominante en el desarrollo de esta discordancia.

La discordancia Oclóyica es de bajo ángulo en la zona cratónica y la zona pericratónica inmediatamente adyacente, e involucra un espesor erosionado pequeño (González Bonorino 1991). Estas características permiten sugerir un dominio de la eustasia en su desarrollo, específicamente durante la caída eustática del Ordovícico Tardío (Fig. 4). En posiciones más distales en la zona pericratónica la angularidad es generalmente alta y el espesor erosionado seguramente mayor de 400 m. Esto indica una fuerte contribución tectónica en su desarrollo (cf. Mon 1993). El ascenso debió haber sido irregular ya que en la Puna occidental (Cerro Rincón) la base eroda en el Tremadociano mientras que poco al este quedó preservado todo el Ordovícico Medio. Si, efectivamente, esta discordancia pasa a concordancia en el borde occidental de la Precordillera de Cuyo, puede inferirse que no se desarrolló en sectores profundos de la cuenca.

La discordancia Chánica es de bajo ángulo en la zona cratónica y en gran parte de la zona pericratónica al norte de Chile central (Fig. 6). Más aún, en la zona del lago Titicaca y en el norte de Chile la discordancia Chánica probablemente es una concordancia, o por lo menos no se desarrolla hasta bien entrado el Carbonífero. Localmente, en las Sierras Subandinas del sur de Bolivia y noroeste de Argentina y en el Cerro Rincón, el



Figura 5: Reconstrucción parcial de Pangea a principios del Paleozoico donde se distingue la corteza cratónica de la pericratónica.

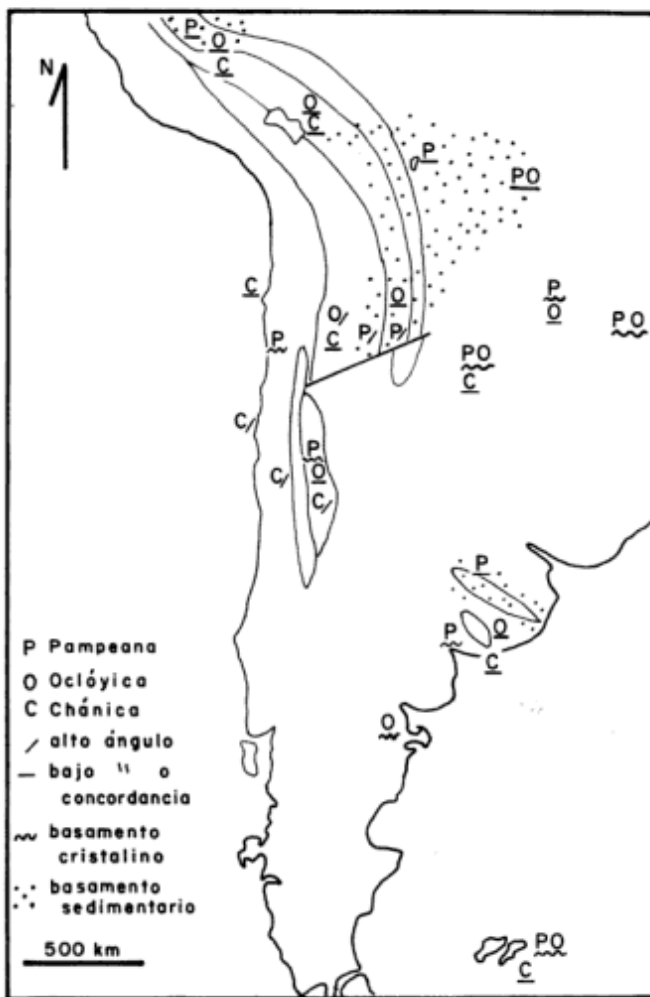


Figura 6: Distribución generalizada de la unidad Ollantaytambo y síntesis de la angularidad y tipo de sustrato para las tres discordancias limitantes.

espesor erosionado pudo ser mayor de 400 m (cf. López Pugliesi y Suárez Soruco 1982; Starck *et al.* 1992). Pero regionalmente primó la subsidencia sobre el ascenso tectónico. Al sur, en cambio, en la Precordillera de Cuyo, Cordillera Frontal y Chile central, es de alto ángulo y el espesor erosionado posiblemente fue más de 400 m en la mayor parte del área, lo que sugiere un dominio de la tectónica. Un problema de difícil solución surge cuando dos o más discordancias se confunden en una, es decir, se amalgaman sus hiatos. En tales casos no siempre es posible prorratear el espesor erosionado y la angularidad entre las discordancias involucradas. Discutimos dos ejemplos. En Bolivia oriental la unidad Ollantaytambo está cubierta con discordancia de bajo ángulo por depósitos del Silúrico; el hiato abarca las discordancias Pampeana y Oclóyica. La baja angularidad indica que si hubo ascenso tectónico debió ser epeirogénico. El espesor erosionado se desconoce pero pudo haber sido pequeño si el hiato se debe principalmente a traslapeo y no depósito. Otro ejemplo es tomado del borde oriental de

la Precordillera de Cuyo, donde calizas del Arenigiano están cubiertas con discordancia de bajo ángulo por depósitos del Carbonífero. También aquí el ascenso debió ser epeirogénico pero el espesor erosionado pudo haber sido grande.

Conclusiones

La información existente bio- y litoestratigráfica permite establecer un esquema de correlación para el Paleozoico inferior en el sur de Sudamérica. Tal esquema consiste de dos unidades, denominadas Tacsariana y Cordillerana, limitadas por las discordancias Pampeana, Oclóyica y Chánica. A su vez, cada unidad puede ser subdividida en dos y cuatro ciclos de transgresión-regresión de segundo orden, respectivamente. Varios de estos ciclos comprenden dos o más formaciones, reflejando el cambio litológico ligado a la paleobatimetría. Las discordancias limitantes pueden reconocerse en toda la región, aunque con hiatos y angularidad variables. Los ciclos de transgresión-regresión, en cambio, son correlacionables dentro de la faja andina plegada y corrida y partes del antepaís adyacente, pero son difícilmente reconocibles en otras áreas.

El desarrollo de las discordancias limitantes fue principalmente consecuencia de ascenso tectónico. No obstante, la eustasia probablemente fue dominante en el desarrollo de la porción intracratónica de la discordancia Oclóyica. El análisis de las discordancias Pampeana y Oclóyica y sus hiatos permite inferir que la corteza pericratónica era relativamente más deformable que la cratónica, y presumiblemente más delgada. La discordancia Chánica, en cambio, parece revelar un contraste estructural a lo largo del margen, con predominancia de la subsidencia en el norte y de ascenso tectónico en sur.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abbruzzi, J., Mahlburg Kay, S. y Bickford, M.E., 1993. Implications for the nature of the Precordilleran basement from Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan province, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 3:331-39.
- Aceñolaza, F.G., 1992. El Sistema Ordovícico de Latinoamérica. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.): *Paleozoico inferior de Ibero-América*. pp. 85-118. Universidad de Extremadura, Badajoz, España.
- Aceñolaza, F.G. y Durand, F.R., 1986. Upper Precambrian-Lower Cambrian biota from southwest Argentina. *Geological Magazine*, 123: 367-375.
- Aceñolaza, F.G. y Peralta, S.H., 1985. Análisis secuencial de caracteres icnológicos del Silúrico de la Precordillera argentina (sierra de Talacasto, San Juan, Argentina). *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, 1: 591-598, Santiago.
- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J., 1981. Geología del noroeste argentino. Universidad Nacional de Tucumán, 212 p., Tucumán.
- Amos, A.J., 1954. Estructura de las formaciones de la Rinconada, pie

- oriental de la Sierra Chica de Zonda, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9: 5-38.
- Andreis, R.R., Iñíguez, A.M., Lluch, J.L. y Rodríguez, S., 1989. Cuenca paleozoica de Ventania, sierras Australes, provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica, 6: 265-298.
- Aramayo Flores, R.F., 1987. El cinturón plegado y sobrecorrido del norte argentino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 17: 2-16.
- Bahlburg, H. y Breitzkreuz, C., 1993. Differential response of a Devonian-Carboniferous platform-deeper basin system to sealevel change and tectonics, N. Chilean Andes. *Basin Research*, 5: 21-40.
- Bahlburg, H., Breitzkreuz, C., Maletz, J., Moya, M.C. y Salfity, J.A., 1990. The Ordovician sedimentary rocks in the northern Puna of Argentina and Chile: New stratigraphical data based on graptolites. *Newsletters in Stratigraphy*, 23 (2): 69-89, Berlin.
- Baldis, B.A., 1975. El Devónico Inferior en la Precordillera Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30: 53-83.
- Baldis, B. y Bordonaro, O., 1982. Comparación entre el Cámbrico de la "Great Basin" norteamericana y la Precordillera de San Juan, Argentina, su implicancia intercontinental. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 97-108. Buenos Aires.
- Baldis, B.A., Beresi, M.S., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera argentina. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 4: 399-445. Buenos Aires.
- Baldis, B., Peralta, S. y Uliarte, E., 1984. Geología de la quebrada Ancha y sus alrededores en el área de Talacasto, Precordillera sanjuanina. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 4: 233-245. Bariloche.
- Benedetto, J.L., Sánchez, T.M. y Brussa, E.D., 1992. Las cuencas silúricas de América Latina. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Ed.): *Paleozoico inferior de Ibero-América*, pp. 119-148. Universidad de Extremadura, Badajoz, España.
- Beresi, M., 1992. Ordovician cycles and sea-level fluctuation in the Precordillera Terrane, western Argentine. En: Webby, B.D. y Laurie, J.R. (Eds.): *Global perspectives on Ordovician geology*. pp. 337-343. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Bond, G.C., Nickerson, P.A., y Kominz, M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 70: 325-345.
- Bordonaro, O., 1990. El Sistema Cámbrico de la provincia de San Juan. *Relatorio 11º Congreso Geológico Argentino*, 18-30.
- Bordonaro, O.L., 1992. El Cámbrico de Sudamérica. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Ed.): *Paleozoico inferior de Ibero-América*, pp. 69-84. Universidad de Extremadura, Badajoz, España.
- Bordonaro, O., Beresi, M. y Keller, M., 1993. Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 1: 12-19. Mendoza.
- Borrello, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería. Anales*. 14: 1-88, Buenos Aires.
- Böttcher, G., Frigerio, M., Samoriuk, N. y Vistalli, M.C., 1984. Modelo paleoambiental para la sedimentación de las unidades pre-carbónicas (siluro-devónicas) en el subsuelo de la cuenca paleozoica del noroeste. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 5: 87-92. Bariloche.
- Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zbl. Geol. Paläont. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1 (7/8): 819-837.
- Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. 1: 397-453, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Cecioni, A., 1982. *Dictyonema flabelliforme*. A new zone for Chile. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 4: 309-316. Buenos Aires.
- Cecioni, G. y Suárez Soruco, R., 1985. La Formación Gualchagua superior (Silúrico medio) en el norte de Chile. I.U.G.S.- I.G.C.P. *Proyect 193 "Silúrico y Devónico de América Latina"*, pp. 115-119. Sucre.
- Cooper, R.A., 1992. A relative timescale for the Early Ordovician derived from depositional rates of graptolite shales. En: Webby, B.D. y Laurie, J.R. (Eds.): *Global perspectives on Ordovician geology*, pp. 3-6. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Cortés, J.M., Caminos, R. y Leanza, H.A., 1984. La cobertura epaleozoica. *Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino*, I: 65-84. Bariloche.
- CriadoRoque, P. e Ibáñez, G., 1979. Provincia geológica Sanrafaelino-Pampeana. En: Turner, J. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 1: 837-869, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Crowell, J.C., Suárez Soruco, R. y Rocha Campos, A.C., 1981. The Silurian Cancañiri (Zapla) Formation of Bolivia, Argentina and Perú. En: Hambrey, M.J. y Harland, W.B. (Eds.): *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, pp. 902-907. Cambridge University Press, Cambridge.
- Cuerda, A.J., Rickards, R. y Cingolani, C., 1988. A new Ordovician-Silurian boundary section in San Juan Province, Argentine, and its definitive graptolite fauna. *Journal of the Geological Society*, 145: 749-757.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C. y Bordonaro, O., 1993. Las secuencias sedimentarias epaleozoicas. *Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino*, 1 (3) : 21-30. Mendoza.
- Cuerda, A., Cingolani, C., Varela, R., Schauer, O., Baldis, B. y Bordonaro, L., 1986. Presencia del Cámbrico en el flanco oriental de la Sierra del Tontal, río de Los Sombreros, San Juan. *Actas 1as Jornadas Geológicas Precordilleranas*, 18-23. San Juan.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martínez, C y Tomasi, P., 1980. La chaîne hercynienne d'Amérique du Sud: structure et évolution d'un orogène intracratonique. *Geologische Rundschau*, 69: 1-21.
- Damm, K.W., Pichowiak, S., Harmon, R.S., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R. y Niemeyer, H., 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; The basement revisited. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. *Geological Society of America Special Paper*, 241: 101-126.
- Da Silva, J., Medina, E. y Spoturno, J., 1991. El Devónico en el Uruguay. *Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Bolivianos*, 12: 65-68.
- Dávila, J.J. y Ponce de León, V., 1967. La sección del río Inambari en la faja subandina del Perú y la presencia de sedimentitas de la Fm. Cancañiri (Zapla) del Silúrico. *Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Bolivianos*, 1: 67-85.
- Díaz, E., 1991. Litoestratigrafía del Carbonífero del Altiplano de Bolivia. *Revista Técnica, Yacimientos Petrolíferos Bolivianos*, 12: 295-302.
- Dyck, M. 1991. Stratigraphie, Fauna, Sedimentologie und Tektonik im Ordovizium und Silur von Ost-Paraguay und der vergleich mit den Argentinisch-Bolivianischen Anden. Tesis Doctoral Universität Hannover, 263p. (inédito).
- Ellison, R.A., 1990. The geology of the Western Cordillera and Altiplano west of Lake Titicaca, southern Peru. *Overseas Geology and Mineral Resources, British Geological Survey*, 65: 1-39.
- Eyles, C.H., Eyles, N. y Miall, A.D., 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51: 15-84.
- Fernández Castro, A., 1970. Estudio geológico de la región de Oruro-Paria-Soledad. *Geobol*, 13:44 p.
- Fortey, R., Pankhurst, R.J. y Hervé, F., 1992. Devonian trilobites at Buill, Chile (42° S). *Revista Geológica de Chile*, 19:133-144.

- Furque, G. y Cuerda, A.J., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Turner, J. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. 1: 455-522, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Gamboa, L.A., 1987. Bioestratigrafía y paleoambiente del Miembro inferior de la Formación San Juan (Ordovícico inferior), en el perfil de Jáchal, San Juan, Argentina. *Actas 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 1: 35-45.
- Godoy, E., 1985. Avances en el conocimiento de las rocas devónicas aflorantes en Chile. I.U.G.S.-I.G.C.P. *Proyect 193 "Silúrico y Devónico de América Latina"*, 111-114. Sucre.
- González Bonorino, G., 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30: 223-246.
- González Bonorino, G., 1991. Evolución comparada de la Precordillera de San Juan en el Paleozoico temprano y del margen atlántico de Norteamérica en el Mesozoico-Cenozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46: 10-19.
- González Bonorino, G. y González Bonorino, F., 1991. Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico temprano: Terrenos bajo sospecha de ser autóctonos. *Revista Geológica de Chile*, 18: 97-107.
- Harrington, H.J., 1950. *Geología del Paraguay oriental*. Contribuciones Científicas, Serie E: Geología, Universidad de Buenos Aires, 82 p., Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 46: 1773-1814.
- Harrington, H.J., 1980. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: Turner, J. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 2: 967-983, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Herrera, Z.A., 1993. Nuevas precisiones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera argentina) en base a su fauna de braquiópodos. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 2: 289-295. Mendoza.
- Hervé, F. y Mpodozis, C., 1990. Terrenos tectonoestratigráficos en la evolución geológica de los Andes chilenos: una revisión. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2: 319-323.
- Íñiguez, A.M., del Valle, A., Poiré, D.G., Spalletti, L.A. y Zalba, P.E., 1989. Cuenca precámbrica/paleozoica inferior de Tandilia, provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti, L.A., (Eds.): *Cuencas Sedimentarias argentinas*, Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica, 6: 245-263.
- Isaacson, P.E. y Sablock, P.E., 1989. Devonian System in Bolivia, Peru and Northern Chile, in *Devonian of the World*. Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memoir*, 14: 719-728.
- Isaacson, P.E., Fisher, L.L. y Davidson, J., 1985. Devonian and Carboniferous stratigraphy of Sierra de Almeida, Northern Chile Preliminary results. *Revista Geológica de Chile*, 25/26: 113-124.
- I.S.S.C.-International Subcommission on stratigraphic Classification, 1987. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America, Bulletin*, 98: 232-237.
- Kominz, M.A., 1984. Oceanic ridge volumes and sea-level change-An error analysis. En: Schlee, J.S. (Ed.): *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, 36: 109-127.
- Kumpa, M. y Sánchez, M.C., 1988. Geology and sedimentology of the Cambrian Grupo Meson (NW Argentina). En: Bahlburg, H., Breikreuz, C. y Giese, P. (Eds.): *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences*, 17: 39-53. Springer-Verlag, Berlin.
- Laubacher, G. y Mégard, F., 1985. The Hercynian basement: a review. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. y Beckinsale, R.D. (Eds.): *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Blackie, J. Wiley y Sons, pp. 29-35.
- López Paulsen, O., López Pugliesi, M., Suárez Soruco, R. y Oller Veramendi, J., 1992. Estratigrafía, facies, ambientes y tectónicas fanerozoicas en un sector de la Cordillera de los Andes. Sucre-Chuquisaca. I Conferencia Internacional de las Cuencas Fanerozoicas del Gondwana Sudoccidental, 35 p. Santa Cruz.
- López Pugliesi, J.M. y Suárez-Soruco, R., 1982. Síntesis estratigráfica del Devónico boliviano en la cuenca subandina del sur. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 267-282. Buenos Aires.
- Manceñido, M.O. y Damborenea, S.E., 1984. Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. *Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 413-465. Bariloche.
- Martínez, M. y Astini, R.A., 1990. Facies de fan delta en la Formación Punta Negra, suroeste de Jáchal, Precordillera de San Juan. *Actas 3º Reunión Argentina de Sedimentología*, 345-351, San Juan.
- Martínez, M. y Astini, R.A., 1992. Características del relleno sedimentario de una artesa glaciaria neopaleozoica en la Precordillera Central, Argentina. *Actas 4º Reunión Argentina de Sedimentología*, 3: 161-167. La Plata.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. 1:95-137, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Mon, R., 1993. Influencia de la orogénesis Oclóyica (Ordovícico-Silúrgico) en la segmentación andina en el noroeste argentino. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 3: 65-71. Mendoza.
- Monaldi, C.R. y Boso, M.A., 1986. Hallazgo de Dalmanitina (Trilobita) en la Formación Zapla del noroeste argentino. Implicancia cronológica. *Actas 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 99-101. Mendoza.
- Montaña, J. y Sprechmann, P., 1993. Calizas estromatolíticas y oolíticas en el Uruguay y definición de la Formación Arroyo de la Pedrera (Cámbrico medio. Caradociano). *Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, Dinamige*, II:46. Montevideo.
- Montemurro Díaz, G., 1991. Estudios de facies sedimentarias y tectónica antigua en el bloque Roboré, Santa Cruz, Bolivia. *Revista Técnica, Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 12: 209-213.
- Monteros, J.A., Moya, M.C. y Cuerda, A., 1993. Graptolitos ashgilliano-llandoverianos en la base de la Formación Lipeón, sierra de Zapla, Jujuy. Su importancia en la correlación con el Silúrico de la Precordillera Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 2: 304-314. Mendoza.
- Moya, M.C., 1988. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera. En: Bahlburg, H., Breikreuz, C. y Giese, P. (Eds.): *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences*, 17: 25-37. Springer-Verlag, Berlin.
- Moya, M.C., Malanca, S., Hongn, F.D. y Bahlburg, H., 1993. El Tremadoc temprano en la Puna occidental argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 2: 20-30. Mendoza.
- Niemeyer, H., Urzúa, F. Aceñolaza, F.G. y González, C.R., 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región de Antofagasta. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, 1:410-438. Antofagasta.
- Palacios, O., 1991. El Silúrico-Devónico en el sur del Perú. *Revista Técnica, Yacimientos Petrolíferos Bolivianos*, 12: 113-117.
- Palmieri, J.H. y Velázquez, J.C., 1982. *Geología del Paraguay*. Ediciones Napa, Serie Ciencia Naturales, 65 p. Asunción.
- Pardo, A. y Zúñiga, F., 1973. Estratigrafía y evolución tectónica de la región de la selva del Perú. *Actas 2º Congreso Latinoamericano de Geología*, 2:569-587. Caracas.
- Peralta, S.H., 1993. Estratigrafía y consideraciones ambientales de los depósitos marino-clásticos copaleozoicos de la Precordillera Oriental de San Juan. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 1: 128-137. Mendoza.
- Peralta, S.H. y Baldi, B.A.J., 1992. Diamictitas del Ordovícico Tardío sudamericano: correlaciones regionales y su relación con un evento glacial gondwánico. *Actas 4º Reunión Argentina de Sedimentología*, 3. 169-176. La Plata.

- Peralta, S.H. y Carter, C., 1990. La glaciación gondwánica del Ordovícico tardío: evidencias en fangolitas guijarrosas de la Precordillera de San Juan, Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 1: 181-185. San Juan.
- Pezzi, E.E. y Mozetic, M.E., 1989. Cuencas sedimentarias de la región Chaco. En: Chebli, G. y Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica 6: 65-78. Tucumán.
- Putzer, H., 1960. *Geologie von Paraguay*. 183 p. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia: Un continente paleozoico a la deriva? *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 311-325.
- Riccardi, A.C. y Roller, E.O., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: Turner, J. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 2: 1173-1306, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Rivano, S. y Sepúlveda, P., 1985. Las calizas de la Formación Huentelauquen: depósitos de aguas templadas a frías en el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior. *Revista Geológica de Chile*, 25: 29-38.
- Rivas, S., 1971. Ordovícico del corazón de Bolivia. *Geobol*, 15: 9-15.
- Rocha Campos, A.C., 1981. The Cambrian (?) Limbo Group of Bolivia. En: Hambrey, M.J. y Harland, W.B. (Eds.): *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. pp. 910-911, Cambridge University Press, Cambridge.
- Ross, C.A. y Ross, J.R.P., 1988. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. En: Wilgus, C.K., Posamentier, H., Ross, C.A. y Kendall, C.G.S.C. (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publication 42: 227-247.
- Russo, A., Archangelsky, S. y Chebli, G., 1979. Llanura Chaco Pampeana. En: Turner, J. (Ed.): *Geología Regional de Argentina*, 1: 139-183. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Salfity, J.A., Gorustovich, S.A. y Moya, M.C., 1984. Las fases diastóricas en los Andes del norte argentino. En: Simposio sobre Tectónica Centro-Andina y relaciones con Recursos Naturales, Comisión Nacional de Estudios Geofísicos. Academia Nacional de Ciencias, Bolivia (inédito).
- Sánchez, T.M., Benedetto, J.L. y Brussa, E., 1991a. Late Ordovician stratigraphy, paleoecology, and sea level changes in the Argentine Precordillera. En: Barnes, C.R. y Williams, S.H. (Eds.): *Advances in Ordovician geology*. Geological Survey of Canada, Paper, 90-9: 245-258.
- Sánchez, T.M., Waisfeld, B. y Benedetto, J.L., 1991b. Lithofacies, taphonomy, and brachiopod assemblages in the Silurian of western Argentina: A review of Malvinokaffric Realm communities. *Journal of South American Earth Sciences*, 4: 307-329.
- Sánchez, T.M., Benedetto, J.L. y Astini, R.A., 1993. Eventos de recambio faunístico en secuencias depositacionales del Ordovícico Tardío-Devónico Temprano de la Precordillera de San Juan, Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2: 281-288. Mendoza.
- Scasso, R. y Mendiá, J., 1985. Rasgos estratigráficos y paleoambientales del Paleozoico de las Islas Malvinas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40: 26-50.
- Schwab, K., 1973. Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentinien). *Geotektonische Forschungen*, 43, 1-168.
- Sempere, T., 1990. Cuadros estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas. *Revista Técnica, Yacimientos Petrolíferos Bolivianos*, 11: 215-227.
- Sessarego, H., 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las sierras del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito).
- Sloss, L.L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America, Bulletin*, 74: 94-114.
- Soto Vargas, F. y Vargas, J.M., 1985. Posibilidades hidrocarbúrficas del precretácico en el oriente del Perú. *A.R.P.E.L. Boletín*, 14:131-143.
- Starck, D., Gallardo, E. y Schulz, A.E., 1992. La cuenca de Tarija: Estratigrafía de la porción argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 30: 2-14. Buenos Aires.
- Suárez Soruco, R., 1992. El Paleozoico inferior de Bolivia y Perú. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.): *Paleozoico inferior de Ibero-América*. pp. 225-239, Universidad de Extremadura, Badajoz, España.
- Teruggi, M.E. y Kilmurray, J.O., 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. En Turner, J. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 2: 919-965, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Turner, B.R., 1991. Southern Africa. En: Moullade, M. y Nairn, A.E.M. (Eds.): *The Phanerozoic Geology of the World, The Paleozoic*. A: 1-70. Elsevier, Amsterdam.
- Turner, J.C.M. y Méndez, V., 1979. Puna. En: Turner, J. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 1:13-56, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thomson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. y Hatelid, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. En: *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 26: 49-212.
- Vargas, E., 1970. Estudio geológico del Area Llalagua. *Hoja Geológica Nº 6238*. *Geobol*, 12, 50 p.
- Vaslet, D., 1990. Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. *Episodes*, 13:147-159.
- Zalán, P.V., 1991. Influence of pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. *Memorias 4º Simposio Bolivariano*, 1 (17). Bogotá.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceicao, J.C.J., Vieira, I.S., Astolfi, M.A.M., Appi, V.T. y Zanotto, O.A., 1987. A divisao tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociencias*, 17: 242-252.
- Zanettini, J.C.M., 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37: 160-179.

Recibido: 6 de enero, 1994

Aceptado: 1º de setiembre, 1994

Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva

Fernando D. HONGN

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina.

ABSTRACT. *Precambrian and Palaeozoic structures of the eastern Puna basement; their application for the regional analysis of the eruptive belt.* The eastern Puna basement is heterogeneous; it is characterized by Ordovician sedimentites with weak metamorphism in Jujuy or northern Puna and by Precambrian igneous-metamorphic complexes in Salta-Catamarca or southern Puna. Tectonic relations link these basement areas; the contact zone is situated south-westward from San Antonio de los Cobres. The Lower Palaeozoic eastern Puna eruptive belt presents two zones that coincide with the basement ones; the northern zone of the eruptive belt is characterized by volcanic rocks interbedded with Ordovician sedimentites and by plutonic rocks intruded in the clastic-volcanic units; the southern part of the eruptive belt is characterized by granitic-granodioritic rocks emplaced in the Precambrian basement. Both zones of the eruptive belt show Asghillian Oclóyic deformation. Three belts are differentiated in Precambrian basement of the eastern border of the southern Puna. The basement rocks show fragile and ductile shear zones. These shear zones make the contact among belts inner the Precambrian basement and between the Precambrian basement and Ordovician beds. The variations that show the eastern Puna basement between 24° and 25° S. L. are related to north-south trend structures.

Introducción

El basamento del borde oriental de la Puna está constituido por complejos ígneos, sedimentarios y metamórficos, precámbricos y paleozoicos. Extensos afloramientos del basamento corresponden a la faja eruptiva de la Puna oriental, denominación informal introducida por Méndez *et al.* (1973) para integrar el cinturón magmático paleozoico inferior que aflora extendido desde la sierra de Escaya hacia el sur.

La faja eruptiva es la entidad geológica que más atención ha recibido por parte de los investigadores del basamento de la Puna. Se han propuesto distintas hipótesis sobre la génesis, edad y significado geotectónico. Entre los trabajos que investigan la geología de este cinturón magmático se destacan los de Coira (1973, 1979), Koukharsky y Mirré (1974), Salfity *et al.* (1975), Viramonte *et al.* (1976), Omarini *et al.* (1979, 1984), Moya y Salfity (1982), Aceñolaza y Toselli (1984), Bahlburg *et al.* (1988), Mon *et al.* (1988), Mon y Hongn (1987, 1991), Koukharsky *et al.* (1988), Bahlburg (1990), Damm *et al.* (1990), Coira y Koukharsky (1991), Hongn (1992), Rapela *et al.* (1992) y Toselli (1992).

La faja eruptiva y sus rocas de caja fueron afectadas por episodios de deformaciones del Neoproterozoico y del Paleozoico Inferior. Esas deformaciones imprimieron estructuras menores penetrativas útiles para el análisis del basamento precámbrico-paleozoico inferior del borde oriental de la Puna. Las estructuras menores constituyen herramientas valiosas no sólo para investigar los

caracteres tectónicos mayores sino también para discutir algunos de los problemas geológicos elementales que persisten sobre la faja eruptiva, por ejemplo la génesis volcánica o plutónica de su tramo norte y la edad relativa con respecto a las deformaciones de sus componentes.

Este trabajo reseña observaciones estructurales, esencialmente mesoscópicas, realizadas sobre la faja eruptiva y sus rocas de caja en distintas latitudes, desde la sierra de Escaya hasta el borde sudoriental de la Puna de Catamarca. Su interés radica en la determinación del tipo de basamento donde encaja la faja eruptiva, en la definición de fajas de cizalla de extensión regional y en la acotación temporal con respecto a la fase oclóyica de gran parte de las rocas magmáticas paleozoicas que afloran en la región.

La faja eruptiva de la Puna oriental

La faja eruptiva de la Puna oriental consiste de pórfidos riocácíticos y granodioritas porfíricas que afloran en dos tramos bien definidos, cuyo contacto se ubica en las inmediaciones de San Antonio de los Cobres (Méndez *et al.* 1973). Las diferencias litológicas observadas en los dos tramos se deberían a distintos niveles de erosión; el nivel más profundo aflora hacia el sur, evidenciado por las rocas plutónicas y el metamorfismo de la roca de caja. El segmento norte muestra rocas hipabisales en caja ordovícica sedimentaria o con metamorfismo de muy bajo grado. Los megacrístales de feldespatos potásicos y el

cuarzo azul se propusieron como rasgos distintivos de la faja eruptiva tanto en la porción septentrional como en la austral (Méndez *et al.* 1973).

Otros autores también identificaron dos tramos en la faja eruptiva, interpretados como diferentes niveles de exposición de un único cinturón magmático (entre otros, Turner y Méndez 1979, Coira *et al.* 1982, Alonso *et al.* 1984, Ramos 1986, Koukharsky *et al.* 1988).

Aquí se incluyen en la faja eruptiva a las rocas magmáticas -volcánicas, subvolcánicas y plutónicas-ordevicicas y silúricas del borde oriental de la Puna, simplificación que facilita la descripción estructural de las rocas ígneas paleozoicas. Sin embargo, sería conveniente una ordenación estratigráfica formal de los distintos tipos de rocas magmáticas paleozoicas que afloran en el borde oriental de la Puna, tarea que está fuera de los objetivos de este trabajo.

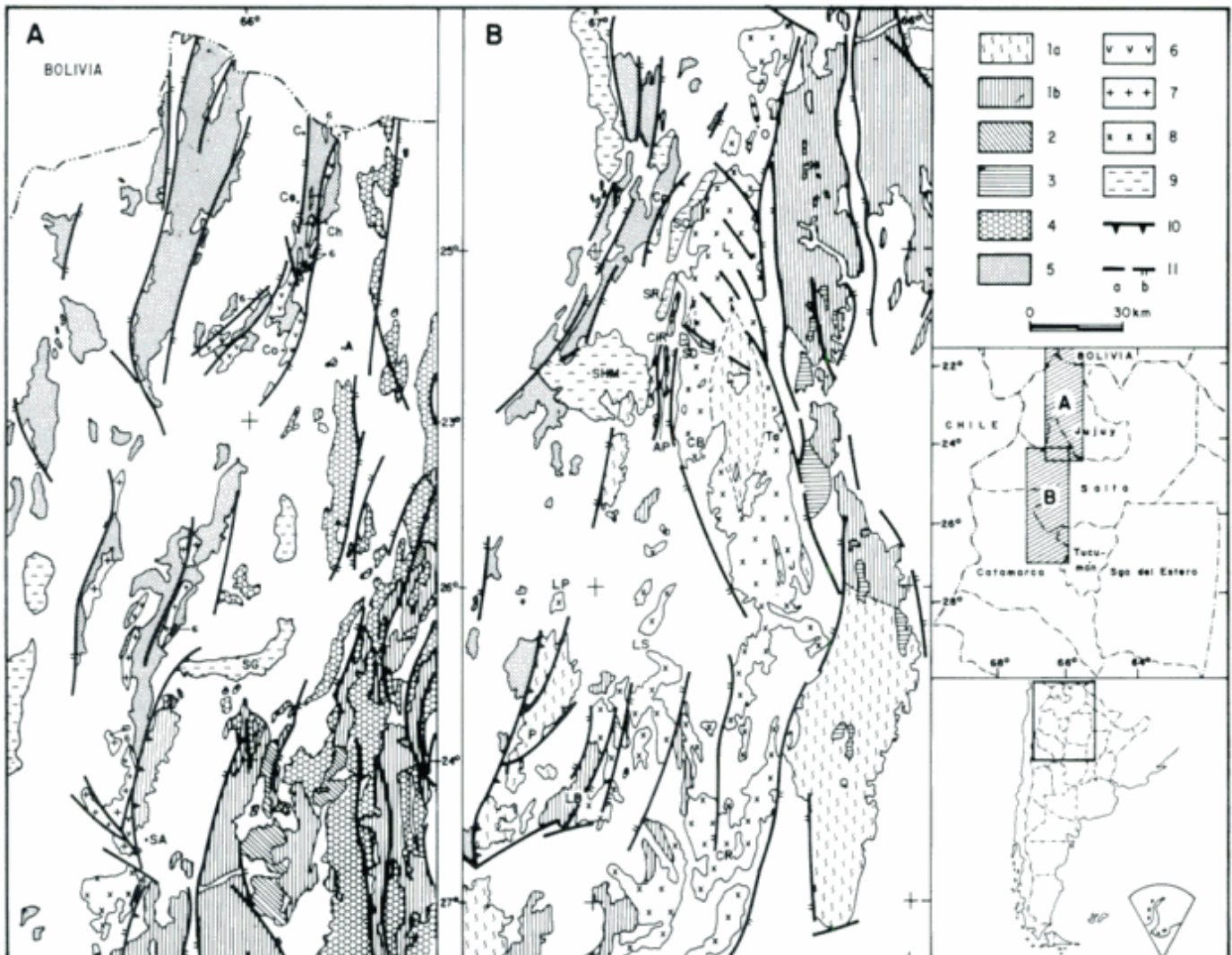


Figura 1: Mapa geológico del basamento precámbrico-paleozoico del borde oriental de la Puna. 1. Basamento precámbrico. 1a: Metamorfitas de mediano y alto grados; 1b: metamorfitas de muy bajo y bajo grados; 2. Granitos intruidos en el basamento y cubiertos por sedimentitas cámbricas y ordovícicas; 3. Granitos intruidos en el basamento con edades neoproterozoicas y del Paleozoico Inferior; 4. Sedimentitas de plataforma (Cámbrico superior a Arenigiano); 5. Turbiditas ordovícicas (Arenigiano-Caradociano) con deformación penetrativa; 6. Volcanitas ordovícicas; 7. Granitoides ordovícicos; 8. Granitoides paleozoicos, incluye granitoides y metamorfitas neoproterozoicas indiferenciadas por limitaciones de escala; 9. Salares; 10. Falla oclógica; 11. Falla, a: sin diferenciación de bloques, b: con indicación del bloque hundido. La faja eruptiva está compuesta por las unidades 6, 7 y 8. **Referencias geográficas citadas en el texto:** T- Tafna, C- Cienaguillas, Ce- Cerrillos, Ch- Chocoite, Co- Cochinoca, A- Abra Pampa, SG- Salinas Grandes, SA- San Antonio de los Cobres, O- Mina Ochaqui, Cp- Filo de Copalayo, SC- Salar Centenario, L- Nevado de Luracatao-Sierra de Oire Grande, SR- Salar de Ratonos, SD- Salar de Diablillos, CiR- Sierra Ciénaga Redonda, SHM- Salar del Hombre Muerto, AP- Sierra Agua de las Palomas, CB- Cerro Blanco, Ta- Tacuil, J- Jasimaná, LS- Laguna Salitre (Cerro Galán), LP- Laguna Pabellón (Cerro Galán); P- Sierra de El Peñón, LB- Sierra Laguna Blanca, CR- Sierra de Chango Real, Q- Sierra de Quilmes. Recopilado de mapas inéditos de Mon (1975, mapa tectónico de los Andes del norte argentino, escala 1:500.000) y de Moya (1980, mapa geológico del norte argentino, escala 1:1.000.000).

Las evidencias de campo indican que la naturaleza de la roca de caja constituye una diferencia significativa entre los dos tramos de la faja eruptiva. Las sedimentitas ordovícicas caracterizan la porción septentrional y las metamorfitas y granitoides del basamento precámbrico, el tramo austral (Fig. 1). Estas diferencias en la roca de caja se utilizan para describir las estructuras de los dos tramos de la faja eruptiva.

La faja eruptiva con caja ordovícica (tramo septentrional)

El tramo de la faja eruptiva con caja de sedimentitas y anquimetamorfitas ordovícicas aflora hacia el norte del paralelo 24°30'S (Figs. 1 y 2). Los fósiles arenigiano-¿llandeilianos? de la caja (Rolleri y Mingramm 1968, Aceñolaza y Toselli 1984, Bahlburg *et al.* 1990) acotan la edad máxima de las magmatitas de la porción septentrional de la faja. Su edad mínima y génesis aún no fueron resueltos. Algunos autores adjudican a un evento volcánico intercalado con las sedimentitas el origen de un significativo volumen de magmatitas de esta porción de la faja (entre otros, Coira 1973, 1979, Koukharsky y Mirré 1974, Aceñolaza y Toselli 1984, Koukharsky *et al.* 1988, Coira y Koukharsky 1991). Otros postulan plutones silúricos intruidos en sedimentitas plegadas (entre otros, Méndez *et al.* 1973, Turner y Méndez 1979, Moreno Espelta *et al.* 1980, Arias y Viera 1982, Moya y Salfity 1982) como integrantes principales del tramo norte del cinturón magmático. Por su parte, Bahlburg (1990) señala un origen exclusivamente plutónico. Las relaciones entre las distintas rocas del basamento y la deformación ofrece nuevos elementos para el análisis de la faja eruptiva.

La deformación oclóyica en el tramo norte de la faja eruptiva

La fase Oclóyica (Turner y Méndez 1975) plegó y originó un clivaje de plano axial en las formaciones ordovícicas de la Puna durante el Asghill (Mon y Hongn 1987, Hongn 1992).

La vergencia de la estructura oclóyica no es definida en la Puna de Jujuy y es marcada hacia el oeste en la Puna de Salta y Catamarca (Mon y Hongn 1987). La lineación de estiramiento ocurre normal a los ejes de los pliegues oclóyicos (Hongn 1992). Las sedimentitas ordovícicas que alojan a la faja eruptiva afloran en la zona de máxima deformación.

Es de particular interés la deformación oclóyica de las unidades volcánicas y plutónicas. El contraste entre la competencia de aquéllas con las rocas clásticas -especialmente si se trata de paquetes pelíticos- produce respuestas diferenciales ante la deformación; ello dificulta el análisis del tipo de relaciones primarias entre estas rocas. Plutones discordantes a las sedimentitas mues-

tran contactos pseudoconcordantes por efecto de la deformación. Son frecuentes los despegues menores en el contacto entre las rocas clástica y eruptiva.

Los pliegues oclóyicos de las litologías eruptivas se observan donde están en contacto con niveles clásticos, como los descritos por Coira (1979) en la zona de Abra Pampa y Hongn (1992) en la región de San Antonio de los Cobres (Fig. 2).

La estructura en el tramo norte de la faja eruptiva se analizó en las siguientes áreas:

Sierra de Escaya: Se observan bancos de volcanitas afaníticas de poco espesor -0,30 a 0,60 m- intercaladas en las pelitas y areniscas ordovícicas que afloran sobre el camino Tafna-Cienaguillas. Las volcanitas más conspicuas se ubican entre 1 y 3 km al oeste de Tafna. La deformación oclóyica plegó conjuntamente a las volcanitas y a las sedimentitas.

Rocas magmáticas con deformación oclóyica se observan también en el perfil Chocoite-Cerrillos. Las unidades eruptivas poseen diferentes tamaños de grano. Las de grano fino son volcánicas, quizá similares a las descritas por Coira y Koukharsky (1991). Las de grano grueso y textura porfírica muestran caracteres típicos de la faja eruptiva: fenocristales de feldespatos potásico y cuarzo azulado. El origen volcánico o plutónico de estas rocas porfíricas es discutido. Las relaciones de campo concordantes permiten adherir, con reservas, a la hipótesis de génesis extrusiva.

Las rocas eruptivas, tanto las de grano fino como las de grano grueso, poseen clivaje oclóyico, cuya orientación es similar a la de las litologías clásticas, salvo modificaciones menores debidas al cambio de material (Diagrama 1, Fig. 3).

Inmediaciones de Abra Pampa: Se observan las intercalaciones volcánicas espiliticas de grano fino indicadas por Coira (1979) y las rocas porfíricas típicas de la faja eruptiva. Estas últimas son lavas e ignimbritas para Coira (1979) y plutones silúrico-devónicos según Méndez *et al.* (1973) y Bahlburg (1990).

Las volcanitas poseen un clivaje espaciado de definición irregular. Las rocas porfíricas de grano grueso muestran deformación interna variable, con gradaciones desde porciones sin foliación a otras foliadas.

El clivaje de las magmatitas está orientado igual que el de las sedimentitas; es ilustrativo el ejemplo de Cochino (Diagrama 2, Fig. 3).

Las rocas porfíricas adquieren aspecto milonítico donde la deformación fue más intensa, rasgo señalado por Omarini *et al.* (1979). La formación de milonitas propiamente dichas (Sibson 1977, Ramsay y Huber 1987) es escasa. Predominan las protomilonitas dispuestas como lentes entre rocas con menor deformación. El desarrollo de estructuras útiles como indicadores cinemáticos es pobre.

Las lineaciones de estiramiento señaladas principalmente por cuarzo son desde subverticales a subhorizontales. Las lineaciones horizontales se advierten donde

los pliegues de las sedimentitas se disponen con líneas axiales de buzamiento alto y las subverticales ocurren donde los pliegues poseen buzamiento suave. Las relaciones espaciales entre la lineación de estiramiento y las líneas axiales de los pliegues constituyen otra evidencia de que estas estructuras se originaron conjuntamente durante la deformación oclóyica.

San Antonio de los Cobres: Las rocas volcánicas afloran en la quebrada Tuzgle y desde mina Concordia hasta Agua Castilla (Koukharsky y Mirré 1974, Hongn 1992), las últimas intercaladas con las pelitas arenigianas descritas por Roller y Mingramm (1968). Contactos tectónicos separan las volcanitas de los granitos y granodioritas típicos de la faja eruptiva (Fig. 2).

Las estructuras de las rocas magmáticas -volcánicas y plutónicas- indican que la deformación fue ligeramente más intensa en esta comarca que en la región de Abra Pampa.

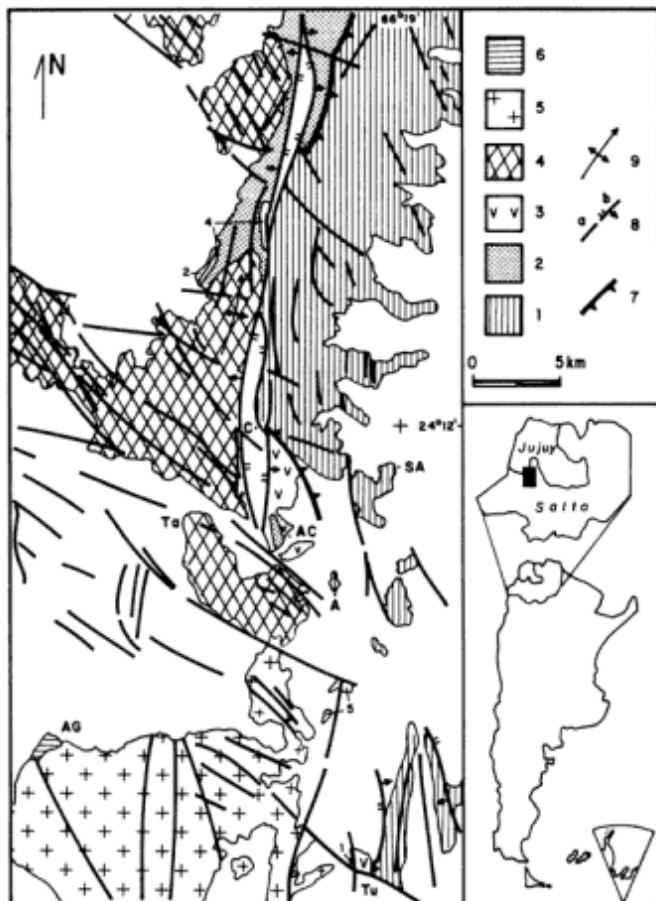


Figura 2: Mapa geológico de las inmediaciones de San Antonio de los Cobres. 1. Basamento sedimentario-leptometamórfico precámbrico; 2. Turbiditas ordovícicas (Arenig); 3. Volcanitas ordovícicas; 4. Granitoides porfíricos de Acazoque-Tajamar; 5. Granitoides porfíricos de La Lagunita; 6. Turbiditas de edad incierta (¿Basamento leptometamórfico precámbrico o turbiditas ordovícicas?); 7. Falla oclóyica; 8. Falla andina, a: sin indicación de bloque, b: con indicación de bloque hundido e inclinación del plano de falla; 9. Línea axial de anticlinal oclóyico. SA- San Antonio de los Cobres, A- Acazoque, AC- Agua Castilla, C- Mina Concordia, Tu- Quebrada Tajamar, AG- Abra del Gallo, Tu- Quebrada Tuzgle.

Las volcanitas poseen un clivaje continuo bien definido en la quebrada Tuzgle, estructura identificada como textura filítica en tobas por Koukharsky y Mirré (1974). Los afloramientos más extensos de Agua Castilla revelan transiciones desde áreas poco deformadas hasta fajas con el clivaje convertido en un bandeado tectónico incipiente. La orientación del clivaje es variable entre los afloramientos de quebrada Tuzgle y Agua Castilla, aunque es similar en pelitas y volcanitas en un mismo afloramiento.

Las rocas porfíricas muestran delgadas fajas de milonitas y ocasionales ultramilonitas dispuestas entre protomilonitas y rocas sin deformación, según un diseño anastomosado. Los indicadores cinemáticos señalan desplazamientos dextrógiros y levórgicos, contradicciones que quizá se expliquen con las teorías de Simpson y De Paor (1993). La foliación milonítica es de rumbo norte-sur y subvertical (Diagrama 3, Fig. 3).

Las lineaciones definidas por cuarzo estirado muestran rumbo meridiano y buzamiento variable, aunque predominan las de buzamiento alto. Las relaciones entre los ejes de los pliegues en los niveles clásticos y las lineaciones de estiramiento en las milonitas son similares a las de Abra Pampa.

Las pelitas de la quebrada Tuzgle (Koukharsky y Mirré 1974) constituyen el afloramiento más austral de sedimentitas ordovícicas asociadas con la faja eruptiva. Los granitoides de La Lagunita (Omarini *et al.* 1984) afloran hacia el oeste de las pelitas y volcanitas ordovícicas. Entre estas unidades existe un contacto tectónico (Fig. 2).

El granitoide de La Lagunita se ubica hacia el sur de los intrusivos porfíricos milonitizados dispuestos entre Acazoque y quebrada Tajamar. Si bien estas rocas son parecidas, el análisis detallado establece diferencias litológicas y tectónicas cuyo significado se desconoce. La litología del granitoide de La Lagunita es más monótona que la de los que se encuentran inmediatamente al norte (Omarini *et al.* 1984). Asimismo, se aprecian diferencias en las mesoestructuras, más regulares en este cuerpo que no presenta el diseño anastomosado de las rocas porfíricas de Acazoque y quebrada Tajamar. La foliación del granitoide de La Lagunita se distingue también por su orientación (Diagrama 3, Fig. 3).

Las variaciones litológicas y estructurales entre los granitoides de Tajamar-Acazoque y La Lagunita marcan la zona de transición entre los tramos norte y sur de la faja eruptiva.

La faja eruptiva con caja de basamento precámbrico (tramo austral)

Complejos ígneo-metamórficos constituyen la caja del tramo austral de la faja eruptiva. Si bien la naturaleza exclusivamente plutónica de la faja señala una diferencia importante con respecto a la porción septentrional, más destacable aún resulta el basamento precámbrico

como roca de caja. Este segmento coincide con la zona de estructura oclógica con vergencia acentuada hacia el naciente que muestra el Ordovícico puneño.

La roca de caja de la faja eruptiva se desconoce entre la quebrada Tuzgle y el borde oriental del salar Centenario (Figs. 1 y 2). Las metamorfitas polideformadas precámbricas son habituales hacia el sur del paralelo 24°45'S. Ellas afloran en los bordes oriental y occidental del salar Centenario, en los contrafuertes orientales de los salares de Diablillos, Ratones y Hombre Muerto, en el perfil Tacuil-Cerro Blanco, en el borde austral del salar del Hombre Muerto, en la comarca El Peñón-Pasto

Ventura y en fajas dispuestas entre las sierras de Laguna Blanca y Quilmes (Turner 1973, Castillo 1978, Koukharsky 1984, Navarro García 1984, Mon y Hongn 1987, 1988, Battaglia 1991, González *et al.* 1991). Las metamorfitas registran deformaciones penetrativas superpuestas (Hongn 1992).

La distinción de las rocas de la faja eruptiva de su caja es difícil en algunas áreas del tramo austral. Extensos afloramientos que se atribuyen a las rocas ígneas paleozoicas corresponden en realidad al basamento precámbrico, diferencias que son marcadas en muchas ocasiones por el análisis tectónico detallado (Hongn 1992).

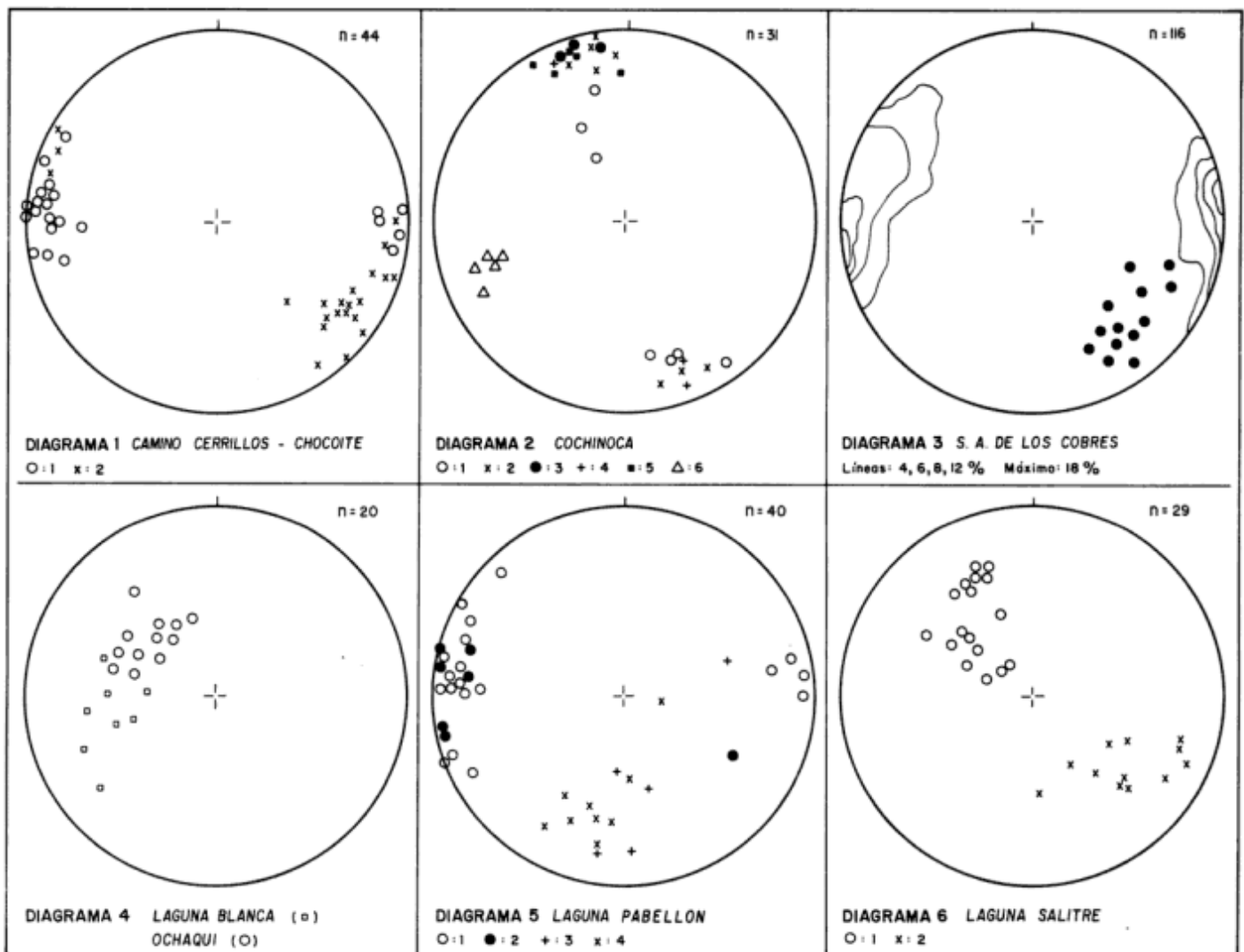


Figura 3: Diagramas petrotectónicos. Proyecciones sobre red de Schmidt, hemisferio inferior; orientados con respecto al norte. *Diagrama 1:* 1. Polos de clivaje espaciado disyuntivo en volcanitas; 2. Polos de clivaje continuo fino en sedimentitas pelíticas y espaciado en psamitas. *Diagrama 2:* 1. Polos de clivaje espaciado disyuntivo en magmatitas porfíricas; 2. Polos de clivaje continuo fino en sedimentitas pelíticas; 3. Polos de estratificación relíctica transpuesta según el clivaje; 4. Polos de la superficie de contacto sedimentitas-magmatitas porfíricas; 5. Polos de superficies axiales de mesopliegues en sedimentitas; 6. Líneas axiales de mesopliegues en sedimentitas. *Diagrama 3:* Líneas de isodensidad trazadas sobre polos de foliación milonítica en granitoides porfíricos de unidad 4 del mapa de Fig. 2 (103 datos). Puntos: Polos de la foliación en granitoides de unidad 5 del mapa de Fig. 2 (13 datos). *Diagrama 4:* Polos de la superficie C de estructuras S-C en granitoides. *Diagrama 5:* 1. Polos de la foliación en granitoides; 2. Polos de la foliación en anfíbolitas; 3. Lineación estiramiento en granitoides; 4- Lineación mineral en anfíbolitas. *Diagrama 6:* 1. Polos de la superficie C de estructuras S-C en granitoides; 2. Lineación de estiramiento.

La deformación del basamento del borde oriental de la Puna salto-catamarqueña y del tramo austral de la faja eruptiva

La estructura interna del basamento del borde oriental de la Puna austral es compleja (Mon y Hongn 1991, Hongn 1992). La superposición de hasta tres dominios mesoestructurales es habitual en las metamorfitas de mediano y alto grado. En cambio, las metamorfitas de bajo grado muestran dos deformaciones, la primera más intensa que la segunda.

El basamento registra episodios de deformación dúctil correspondientes a la orogénesis Panamericana (Harrington 1975) o Pampeana (Aceñolaza y Toselli 1976) y a la deformación oclóyica. Existirían también deformaciones más antiguas, aunque no están bien documentadas (Hongn 1992).

Se discute la magnitud de las deformaciones paleozoicas en la evolución estructural del basamento precámbrico. Para algunos autores la deformación íntima del basamento de mediano y alto grados es casi con exclusividad post-panamericana (Aceñolaza y Toselli 1976, Willner y Miller 1992). Para otros, la deformación paleozoica afectó al basamento rígido según fajas de cizalla localizadas (Mon y Hongn 1991, 1992, Hongn 1992).

La deformación generó la disposición subparalela entre rocas del basamento metamórfico y sus intrusivos, entre ellos los de edad paleozoica inferior, relaciones que sustentaron hipótesis de origen migmatítico-anatóctico para rocas de la faja eruptiva (Turner 1964a, Viramonte *et al.* 1976, Omarini *et al.* 1984). Es posible que estas interpretaciones se fundamenten en las deformaciones a temperatura elevada como las manifestadas en la sierra de Chango Real (Rosello y Le Corre 1989) o en los contrafuertes orientales del salar de Diablillos.

Las observaciones sobre estructuras menores del basamento, especialmente sobre rocas eruptivas, se realizaron en los siguientes perfiles:

Mina Ochaqui: Afloran granitos y granodioritas con fenocristales de feldespato potásico de hasta 10 centímetros, en partes sin deformación y en otras foliados.

Los granitos deformados exhiben una foliación definida por bandas biotíticas que engloban a los fenocristales de feldespato. La foliación inclina hacia el este-sudeste (Diagrama 4, Fig. 3).

Las estructuras mesoscópicas, ojos asimétricos y fenocristales de feldespato rotados, indican cabalgamiento del bloque oriental sobre el occidental.

Contrafuertes orientales y occidentales del salar Centenario: Esquistos cordieríticos afloran en los contrafuertes orientales del salar Centenario. Turner (1961, 1964a) interpreta que los fenocristales de cordierita se originaron por metamorfismo de contacto. La cordierita creció sobre una esquistosidad bien desarrollada. El análisis de la edad relativa de los procesos indica que la cordierita es: 1) Posterior a la primera y más importante

deformación de los esquistos y 2) Previa a la segunda fase deformativa de los esquistos. Battaglia (1991) señala que las metamorfitas del borde oriental del salar Centenario están intruidas por granitoides de la Formación Oire (Turner 1961). La cordierita originada por la intrusión de la Formación Oire o faja eruptiva indicaría que los granitoides serían pretectónicos respecto de la última deformación. La última deformación de los esquistos es oclóyica o más antigua (Hongn 1992).

Los ortogneises granodioríticos que afloran en el borde occidental del salar Centenario muestran una foliación bien definida. La estructura posee rumbo norte-sur e inclina hacia el oeste (Mon y Hongn 1988). Estos ortogneises se desvinculan de la faja eruptiva porque forman parte de una cuña de basamento precámbrico cabalgado sobre niveles ordovícicos durante la deformación oclóyica (Mon y Hongn 1988, Hongn 1992).

Alrededores del salar de Diablillos: Pizarras, filitas y metapsamitas intruidas por granitos sin deformación forman las elevaciones que separan los salares Diablillos y Ratonés (González 1984).

Anfibolitas, esquistos anfibólicos y esquistos cuarzo-feldespáticos afloran en el borde oriental del salar de Diablillos, en las márgenes norte y sur de la quebrada de Barranquilla. Las metamorfitas están en contacto con ortogneises granodiorítico-tonalíticos con fenocristales de feldespato potásico de hasta 3-4 centímetros. Los ortogneises alojan granitos, también parcialmente gneisificados, típicos de la faja eruptiva. Estos son de grano más grueso, con fenocristales de feldespato potásico de hasta 8-10 cm de longitud.

Los esquistos y ambos granitoides fueron deformados intensamente. Se desarrollaron franjas de milonitas dispuestas entre fajas de menor deformación según un diseño anastomosado. Los indicadores cinemáticos son abundantes, entre los que se destacan estructuras S-C, ojos asimétricos y estructuras σ y δ . La foliación milonítica posee rumbo norte-sur e inclinación suave hacia el naciente. La lineación -definida por el estiramiento de agregados poliminerales, especialmente cuarzo- se dispone con dirección este-oeste y suave buzamiento hacia el naciente. Los indicadores cinemáticos señalan que el bloque superior está corrido hacia el occidente. La deformación fue de temperatura elevada, según lo indican el feldespato potásico que localmente alcanzó condiciones de deformación dúctil, la sillimanita sintectónica y la microestructuras en damero del cuarzo. El contacto entre los granitoides es nítido aunque paralelo a la foliación milonítica.

La foliación milonítica posee un plegamiento mesoscópico apretado producido por una deformación posterior.

Sierra Agua de las Palomas: Se distinguen leptotamorfitas y granitos porfíricos sin deformación (Hongn 1992). Los granitos, de edad K/Ar de 422 ± 15 Ma (González 1985), son biotíticos con fenocristales de feldespato potásico de hasta 10 cm de longitud.

Cerro Galán: Rocas plutónicas deformadas afloran en las inmediaciones de la laguna Pabellón, sobre el borde sudoeste de la caldera volcánica del cerro Galán. El granito es porfírico, con fenocristales de feldespato potásico en una pasta de grano grueso a muy grueso; la biotita constituye el mineral accesorio más conspicuo.

El granitoide contiene cuerpos tabulares de anfibolitas, posiblemente originadas por metamorfismo de diques básicos. Sparks *et al.* (1985) obtuvieron una edad K/Ar de 600 ± 13 Ma en anfibolitas que afloran 3 km al norte de la laguna Pabellón.

Se observan fajas deformadas con desarrollo de delgadas intercalaciones miloníticas entre porciones no deformadas. La foliación posee rumbo norte-sur e inclinaciones próximas a la vertical. Las anfibolitas se disponen paralelas a la foliación del granitoide. La lineación de estiramiento en los granitos, indicada por cuarzo, y la lineación mineral definida por prismas de anfíbol en las anfibolitas, se disponen subparalelas al rumbo de la foliación (Diagrama 5, Fig. 3). Esta relación angular quizá indique una importante componente de rumbo en la cizalla que originó las milonitas. Los indicadores cinemáticos son de pobre definición.

Granitos y granodioritas biotíticas de grano grueso, no porfíricos, afloran en la parte sudeste del cerro Galán. Se observan dos franjas de afloramientos dispuestas con dirección NNE a NE, la oriental sin deformación y la otra foliada. Ambas muestran porciones donde el cuarzo adquiere tonos azulados.

La faja sin foliación es arealmente más importante y se extiende por las inmediaciones de la laguna Salitre. Allí, González (1987) distingue granitos ordovícicos de la Formación Chango Real (Turner 1973) de acuerdo con dataciones K-Ar de 448 ± 15 y 445 ± 15 Ma. Los granitos poseen abundantes xenolitos de esquistos cuarzo-feldespático-biotíticos. Los xenolitos son más notables en los granitos sin deformación dado que en los foliados están estirados y se disimulan con la foliación.

La faja deformada muestra una foliación definida por bandas biotíticas de rumbo NE-SW e inclinación hacia el SE. La lineación de cuarzo estirado buza hacia el SE (Diagrama 6, Fig. 3). Los indicadores cinemáticos, estructuras S-C y ojos asimétricos, señalan que el bloque oriental está corrido sobre el occidental.

Sierra Laguna Blanca: Metapsamitas y metapelitas intruidas por granodioritas constituyen el basamento de la sierra Laguna Blanca (González *et al.* 1991).

La granodiorita porfírica muestra un pasaje transicional entre zonas sin deformación y ultramilonitas. La serie milonítica (Sibson 1977) se desarrolla a lo largo de aproximadamente 3 kilómetros. Las estructuras menores señalan que el bloque oriental cabalgó sobre el occidental a través de zonas de cizalla de rumbo aproximado norte-sur e inclinación hacia el este (Diagrama 4, Fig. 3). La cizalla que originó las milonitas es posterior a las dos fases deformativas que se distinguen en las leptometamorfitas.

El basamento de la sierra Laguna Blanca está limitado, tanto al este como hacia el oeste, por complejos ígneo-metamórficos con mayor metamorfismo y deformación.

Metamorfitas de mediano-alto grado con deformación múltiple afloran en la sierra de El Peñón. La última fase de deformación intensa que registran las metamorfitas fue vergente hacia el naciente, contraria a la vergencia de las milonitas de Laguna Blanca (Mon y Hongn 1988, Hongn 1992).

El basamento muestra una extensa zona de milonitas en la sierra de Chango Real e inmediaciones, hacia el este de la sierra Laguna Blanca. Rosello y Le Corre (1989) destacan la importancia tectónica regional de esta faja de alta deformación dúctil originada por una cizalla vergente hacia el este-nordeste.

Discusión

El basamento del borde oriental de la Puna

Se distinguen dos regiones en el basamento que aloja a las rocas paleozoicas inferiores de la faja eruptiva: la septentrional integrada por sedimentitas ordovícicas con muy bajo grado de metamorfismo y la austral compuesta por metamorfitas y granitoides precámbricos. El contacto se ubica entre las latitudes de San Antonio de los Cobres y mina Ochaqui (Figs. 1, 2 y 4).

Los caracteres litológicos y estructurales del basamento del borde oriental de la Puna de Salta y Catamarca permiten diferenciar tres franjas o cinturones (Figs. 1 y 4). Los contactos tectónicos entre estas franjas fueron originados durante las deformaciones precámbrico-paleozoicas que produjeron las estructuras internas de los granitoides y metamorfitas. Eventos tectónicos posteriores, principalmente cenozoicos, reactivaron estas estructuras mayores.

El cinturón occidental (Figs. 1 y 4) está constituido por metamorfitas de mediano y alto grado. Se integra con los afloramientos del faldeo occidental del filo de Copalayo, sierra de Ciénaga Redonda y sierra de El Peñón. La estructura interna de las metamorfitas muestra la superposición de hasta tres fases tectónicas. La última fase de deformación intensa posee vergencia acentuada hacia el este en las sierras de Copalayo y El Peñón. El granitoide de la laguna Pabellón se incluye en esta franja. La franja occidental está cabalgada sobre leptometamorfitas precámbricas hacia el este y sobre el Ordovícico de la Puna hacia el oeste (Fig. 4).

Metamorfitas de muy bajo y bajo grados componen la franja central (Figs. 1 y 4). Esta franja incluye a los afloramientos de los bordes orientales de los salares Centenario y Ratones y los de las sierras Agua de las Palomas y Laguna Blanca. Las leptometamorfitas están intruidas por granitoides paleozoicos. La estructura de las leptometamorfitas muestra la sobreimposición de dos eventos tectónicos, el primero más intenso que el

segundo. Una probable discordancia se postula entre las metamorfitas de las franjas central y occidental (Hongn 1992).

La franja oriental (Fig. 4) es la menos conocida; está integrada por metamorfitas y distintos tipos de granitoides, de edades precámbricas y paleozoicas. Las relaciones entre las litologías que se distinguen en esta franja son inciertas. La parte sur de la franja oriental está compuesta por los granitoides de la sierra de Chango Real que muestran milonitas vergentes hacia el este-nordeste.

La faja eruptiva

Los dos tramos en que habitualmente se dividió a la faja eruptiva coinciden con las regiones septentrional y austral del basamento.

La faja eruptiva con caja ordovícica está integrada por volcanitas intercaladas en las sedimentitas y por plutones que intruyen al conjunto volcánico-sedimentario. Los materiales de la porción norte de la faja eruptiva, volcánicos o plutónicos, se distinguen nítidamente de su roca de caja (Turner 1959, 1964b, Méndez *et al.* 1973, Coira 1973, 1979).

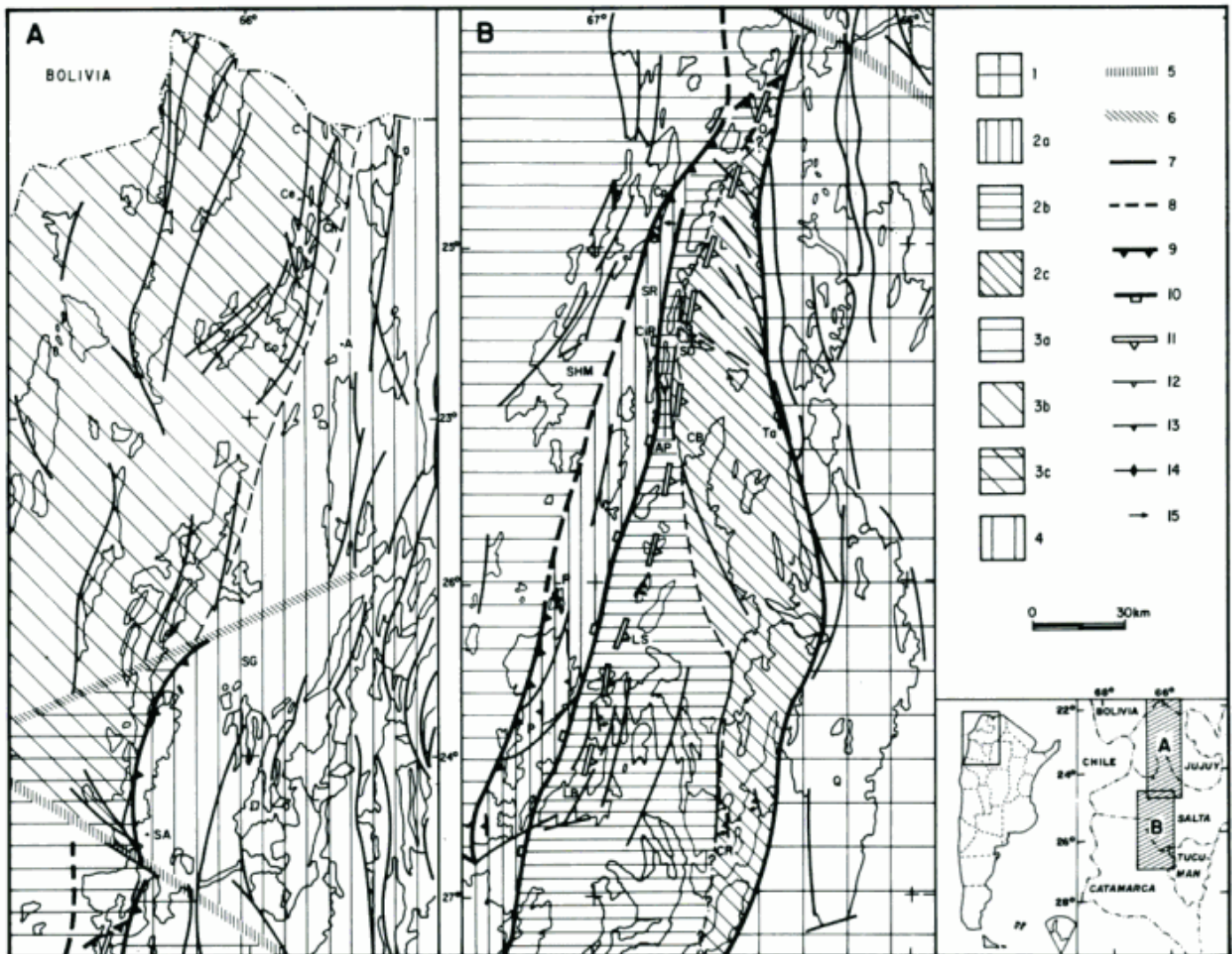


Figura 4: Esquema de las principales estructuras y entidades diferenciadas de acuerdo con sus caracteres litológicos y estructurales en el basamento precámbrico-paleozoico del borde oriental de la Puna. 1. Basamento (igneo-metamórfico de las Sierras Pampeanas Septentrionales); 2. Basamento del borde oriental de la Puna austral: 2a Franja occidental, 2b Franja central, 2c Franja oriental; 3. Ordovícico de la Puna con deformación oclóyica intensa: 3a estructura con vergencia acentuada hacia el oeste, 3b estructura sin vergencia acentuada, 3c zona de transición entre 3a y 3b; 4. Depósitos cámbricos y ordovícicos de plataforma con deformación oclóyica suave o ausente; 5. Lineamiento de El Toro; 6. Lineamiento de Salinas Grandes; 7. Frente Púnico (Salfity *et al.* 1975); 8. Frente Tacónico u Oclóyico Occidental (Salfity *et al.* 1975); 9. Corrimiento oclóyico (Mon y Hongn 1987); 10. Contacto tectónico entre basamento de mediano-alto grado y leptometamorfitas. Estructura panamericana con reactivaciones posteriores; 11. Zona de cizalla dúctil reconstruida a partir de milonitas vergentes hacia el oeste. Posible corrimiento oclóyico; 12. Rumbo e inclinación de la foliación en metamorfitas; 13. Rumbo e inclinación de la foliación milonítica en granitoides; 14. Foliación milonítica vertical; 15. Lineación de estiramiento. Los símbolos 14 y 15 se combinan en algunos sitios. El diseño de los afloramientos y de las fallas reproducido de la Fig. 1. Las referencias geográficas como en la Fig. 1.

Las volcanitas y gran parte de los plutones del tramo norte de la faja eruptiva registran deformación oclóyica. Las mesoestructuras oclóyicas adquieren valor estratigráfico porque limitan la existencia de plutones postectónicos con respecto a la fase Oclóyica como constituyentes dominantes de este tramo de la faja eruptiva. Este criterio se jerarquiza con respecto a dataciones Rb/Sr que indican edad devónica para rocas porfíricas de las inmediaciones de Abra Pampa (Omarini *et al.* 1979)

Bahlburg (1990) atribuye las estructuras internas de la porción norte de la faja eruptiva a una zona de cizalla transcurrente de edad devónica. El análisis de detalle indica que las estructuras internas de las volcanitas y plutones se originaron junto con las de la caja ordovícica.

Además de las volcanitas e intrusivos pre y sintectónicos, la porción septentrional de la faja eruptiva está caracterizada por plutones postectónicos como la granodiorita de Cobres.

La faja eruptiva con caja precámbrica es plutónica; ella fue motivo de distintas interpretaciones. Las metamorfitas precámbricas de mediano y alto grados con frecuencia se incluyeron en la faja eruptiva o se distinguieron como sedimentitas ordovícicas con metamorfismo (Méndez *et al.* 1973, Viramonte *et al.* 1976, Omarini *et al.* 1984).

Los granitoides del borde oriental de la Puna austral que en este trabajo se integran a la faja eruptiva ocurren en las fajas central y oriental diferenciadas en el basamento (Fig. 4). Se incluyen en la faja eruptiva por su probable edad paleozoica. Las estructuras internas también se utilizan para la identificación de los integrantes de la faja eruptiva, compuesta por plutones sin deformación y por plutones deformados con estructuras vergentes hacia el poniente. Granitoides con las características señaladas arriba se observaron en mina Ochaqui, en la quebrada de Barranquilla (Diablillos), en los contrafuertes orientales del salar de Ratones, en la sierra Agua de las Palomas, en el borde sudoriental del cerro Galán y en la sierra Laguna Blanca. La faja eruptiva aflora también en las inmediaciones de Tacuil (Castillo 1978), finca Jasimaná (Castillo *et al.* 1986) y junto con metamorfitas precámbricas en los nevados de Luracatao y alrededores.

Las zonas de cizalla de rumbo meridiano

Las zonas de cizalla extendidas en sentido general norte-sur y a lo largo de centenares de kilómetros constituyen estructuras de primer orden en el basamento de la Puna. Las áreas cristalinas del borde oriental de la Puna salto-catamarqueña afloran entre los frentes Púnico y Tacónico u Oclóyico Occidental (Salfity *et al.* 1975), estructuras precámbricas y paleozoicas con reactivaciones cenozoicas (Mon y Hongn 1988, Hongn 1992).

Las áreas con deformaciones vergentes hacia el oeste -Ochaqui, quebrada Barranquilla, borde sudeste del

cerro Galán y sierra Laguna Blanca- se disponen sobre una línea que correspondería a la traza de un corrimiento oclóyico regional. Esta estructura es posible represente a un sistema de fallas o de zonas de cizalla que marcan el contacto entre las fajas oriental y central. En tal sentido se destaca la coincidencia del probable corrimiento oclóyico con el contacto entre los paralelos 24°30'S y 25°30'S (Fig. 4). La estructura indicada por las milonitas alineadas sería similar a la que pocos kilómetros hacia el oeste define el contacto entre el basamento y el Ordovícico (Fig. 4).

Rossello y Le Corre (1989) indican que la zona de cizalla dúctil vergente hacia el E-NE de la sierra de Chango Real se formó durante la fase oclóyica a partir de plutones de la faja eruptiva. Otros autores (Mon *et al.* 1988, Mon y Hongn 1991) sugieren que los intrusivos y las milonitas de Chango Real son panamericanas dado que su geometría es incompatible con los esfuerzos que originaron la estructura del Ordovícico puneño. Lazarte (1992) señala que los granitoides de Papachacra-Chango Real son pampeanos y las milonitas famatinianas.

Las milonitas del extremo sudoriental de la Puna continúan hacia el sur en las Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina. Franjas de alta deformación con diferentes cinemáticas ocurren en esas regiones (Aceñolaza *et al.* 1990, Pérez *et al.* 1991, Rossello *et al.* 1991). Según estos autores las milonitas serían famatinianas.

El perfil sobre el paralelo 27°S muestra fajas alternantes con estructuras vergentes hacia el oeste y hacia el este (Mon *et al.* 1988). Las estructuras vergentes hacia el este corresponden a las de la sierra de El Peñón (Mon y Hongn 1988) y Chango Real (Rossello y Le Corre 1989). La zona de cizalla dúctil con vergencia occidental de la sierra de Laguna Blanca se dispone entre las sierras de Chango Real y El Peñón. El Ordovícico de la Puna extendido hacia el poniente de la sierra de El Peñón muestra la estructura oclóyica vergente al oeste que lo caracteriza en la Puna austral (Mon y Hongn 1987). La extensión regional de las zonas de cizalla y su disposición en franjas alternantes de rumbo meridiano con vergencias opuestas sugieren edades diferentes. Esta hipótesis se refuerza al considerar que no se han detectado estructuras vergentes hacia el este en rocas de probada edad ordovícica en la Puna austral (Hongn 1992) y que mientras la vergencia principal de la estructura oclóyica es hacia el oeste, la zonas de deformación más intensa y profunda -sierras de Chango Real y El Peñón- muestran vergencia opuesta a la oclóyica.

Las zonas de cizalla vergentes hacia el oeste serían oclóyicas y las vergentes hacia el este corresponderían a deformaciones preoclóyicas. Entre las deformaciones preoclóyicas deben considerarse la fase Guandacol del Arenigiano tardío y los eventos tectónicos panamericanos o pampeanos. Si bien Salfity *et al.* (1984) revelan evidencias de la fase Guandacol en el noroeste argentino, se desconocen estructuras penetrativas asociadas a este

evento (Hongn 1992). Las estructuras vergentes hacia el naciente de las metamorfitas de la franja occidental y de los granitoides de la parte austral del cinturón oriental (Fig. 4) serían panamericanas. La continuación hacia el sur de estas unidades se encontraría en la sierra de Fiambalá donde Grissom (1991) y Grissom *et al.* (1991) describen eventos tectometamórficos entre 550 y 500 Ma y además señalan edades de más de 1000 Ma.

Una zona, o zonas, de cizalla en el basamento precámbrico posiblemente controló el emplazamiento de gran parte de los plutones del tramo austral de la faja eruptiva. Quizá estos plutones estaban en proceso de enfriamiento al tiempo de la deformación oclóyica, hecho que contribuyó a la localización de las zonas de cizalla dúctil vergentes hacia el poniente en los intrusivos de la faja eruptiva.

Caben interpretaciones alternativas a las fajas de vergencias opuestas, por ejemplo correspondientes a un orógeno doble vergente generado en un único evento deformativo (Rossello *et al.* 1991).

Los cambios que se detectan en el basamento del borde oriental de la Puna en las inmediaciones de San Antonio de los Cobres fueron atribuidos al escalonamiento de bloques relacionados al lineamiento de Calama-Olacapato-El Toro y a otros sistemas de fracturas transversales (entre otros, Coira *et al.* 1982, Omarini *et al.* 1984, Alonso *et al.* 1984, Ramos 1986). Sin embargo, variaciones del basamento atribuidas a esta estructura están vinculadas con fallas de rumbo meridiano. Las metamorfitas de bajo grado dispuestas entre cinturones de mayor metamorfismo y deformación (Figs. 1 y 4) indican el escalonamiento o apilamiento de láminas según estructuras norte-sur.

La traza del corrimiento oclóyico (Fig. 4) flexiona hacia el naciente en la latitud del extremo septentrional del salar Centenario, donde se aparta de la traza del frente Tacónico Occidental que continúa hacia el norte según Salfity *et al.* (1975). El corrimiento oclóyico coincide con el frente Púnico en las inmediaciones de San Antonio de los Cobres (Fig. 4). La flexión del corrimiento oclóyico hacia el este correspondería a una zona de transferencia tectónica entre los frentes Tacónico y Púnico. Los afloramientos del basamento precámbrico como roca de caja de la faja eruptiva constituyen el bloque elevado del corrimiento oclóyico. La ubicación del corrimiento oclóyico entre el salar Centenario y la latitud de San Antonio de los Cobres precisará la distribución del basamento precámbrico como roca de caja de la faja eruptiva. Si el corrimiento oclóyico flexiona hacia el naciente como se indica en la Fig. 4, el granitoide de La Lagunita integraría el tramo norte de la faja eruptiva y las sedimentitas que afloran en cercanías de abra del Gallo (Fig. 2) formarían parte de las formaciones ordóvicas.

Las zonas de cizalla precámbrico-paleozoicas fueron reactivadas durante las distintas fases de la orogenia andina. Estas zonas de actividad tectónica recurrente

aparentemente constituyeron sitios propicios para la ubicación de complejos volcánicos y subvolcánicos cenozoicos de interés económico. Las minas Vicuña, El Recuerdo, Concordia y Organullo se disponen sobre la traza del corrimiento oclóyico en las inmediaciones de San Antonio de los Cobres. Las zonas mineralizadas y alteradas de Vicuña Muerta, Inca Viejo, Diablillos y Condor Huasi se alinean sobre las estructuras antiguas entre el salar de Ratones y la sierra Agua de las Palomas. Si se considera que extensos segmentos de las zonas de cizalla precámbrico-paleozoicas están cubiertas por depósitos modernos con espesores inferiores al centenar de metros, es probable que estas franjas constituyan una alternativa de prospección.

Las variaciones en la vergencia de las zonas de cizalla que poseen los dos tramos de la faja eruptiva coinciden con las que muestra la estructura oclóyica del Ordovícico (Mon y Hongn 1987) y responderían a distintas cinemáticas del proceso de subducción intracontinental que produjo el cierre de la cuenca ordovícica (Hongn 1992). La componente tangencial de la deformación oclóyica fue sensiblemente mayor en la Puna austral que en la septentrional. Esta cinemática en la Puna austral produjo el cabalgamiento del basamento sobre el Ordovícico y la imbricación de los componentes del basamento de la Puna austral (Fig. 4). La deformación oclóyica afectó localmente al basamento precámbrico según zonas de cizallas frágiles y dúctiles representadas por los corrimientos oclóyicos de la Fig. 4.

Conclusiones

Se diferencian dos regiones en el basamento del borde oriental de la Puna. La parte norte está caracterizada por conjuntos clástico-volcánicos ordovícicos intruidos por plutones, la mayor parte de ellos pre a sintectónicos con respecto a la deformación oclóyica ashgilliana. La región austral está constituida por metamorfitas y granitoides precámbricos; allí se emplaza el plutonismo granítico-granodiorítico paleozoico inferior, también en gran parte pre a sintectónico con relación a la deformación oclóyica.

Las estructuras oclóyicas menores constituyen un criterio útil para el análisis estratigráfico regional de la faja eruptiva; ellas permiten acotar la edad mínima de gran parte de los componentes plutónicos. A la vez, el estudio microtectónico del basamento del borde oriental de la Puna contribuye a distinguir la composición heterogénea de áreas que se incluyeron en la faja eruptiva, hecho que aconseja revisar este concepto y limitar su aplicación hasta tanto sea redefinido.

La relación entre las regiones septentrional y austral del basamento de la Puna oriental es tectónica. El contacto se ubica entre San Antonio de los Cobres y mina Ochaqui; corresponde a una zona de transferencia

tectónica durante la deformación oclóyica entre las estructuras de rumbo norte-sur que se conocen como frentes Púnico y Tacónico u Oclóyico.

La superposición de las deformaciones panamericana y oclóyica en el basamento oriental de la Puna austral generó una estructura compleja, constituida por cinturones con características litológicas y tectónicas particulares separados por zonas de cizallas frágiles y dúctiles. Estas zonas de cizalla extendidas en sentido norte-sur muestran vergencias opuestas, las oclóyicas hacia al oeste mientras que las de vergencia oriental serían más antiguas. La geometría de las zonas de cizalla paleozoicas en la Puna austral, de baja inclinación hacia el oeste, provocó la exposición y cabalgamiento del basamento precámbrico sobre las unidades ordovícicas con metamorfismo de muy bajo grado y estructura simple. Las variaciones cinemáticas de la deformación oclóyica se determinan como una de las principales responsables de los cambios que muestra el basamento oriental de la Puna entre sus regiones septentrional y austral.

Zonas de cizalla del basamento precámbrico, activas durante el Ordovícico, habrían controlado la implantación del magmatismo paleozoico inferior. Estas rocas en proceso de enfriamiento fueron afectadas por la deformación oclóyica originándose las zonas de cizalla dúctil vergentes al oeste en la Puna austral y con cinemática aún no bien definida en la Puna de Jujuy, aunque con una componente de desplazamiento de rumbo más marcada que en la Puna salto-catamarqueña.

Las fajas de cizalla precámbrico-paleozoicas constituyen zonas de actividad tectónica recurrente, especialmente durante las fases de la orogenia andina. La recurrencia tectónica frágil-dúctil habría generado zonas de debilidad propicias para la implantación de complejos volcánicos y subvolcánicos cenozoicos acompañados con alteraciones hidrotermales y en algunos casos metalizaciones de interés económico. De comprobarse esta hipótesis, las zonas de cizalla precámbrico-paleozoicas constituirían una alternativa de prospección en la Puna.

Agradecimientos

El autor agradece a Ricardo Mon y José Salfity por la lectura de una primera versión de este trabajo. A los revisores, Luis Dalla Salda y Eduardo Rossello, por las valiosas sugerencias que contribuyeron a mejorar este artículo. A Carlos Juárez por la confección de las ilustraciones.

Las investigaciones se llevaron a cabo en el marco del PID-CONICET N°3129800/88.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. y Toselli, A., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. *Memorias 2º Congreso Latinoamericano de Geología*, 2:755-764. Caracas.
- Aceñolaza, F. y Toselli, A., 1984. Lower Ordovician volcanism in North West Argentina. En: Bruton D. (Ed): *Aspects of the Ordovician System. Paleontological Contributions of the University of Oslo*, 295:203-209. Oslo.
- Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A., 1990. Zonas miloníticas de sectores orientales al Sistema de Famatina, Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2:289-292. San Juan.
- Alonso, R., Viramonte G. y Gutiérrez R., 1984. Puna austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna argentina. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1:43-63. San Carlos de Bariloche.
- Arias, J. y Viera, O., 1982. Estratigrafía y tectónica de la comarca Olacapato-Tuzgle. *Revista del Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Jujuy*, 5:71-86. San Salvador de Jujuy.
- Bahlburg, H., 1990. The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile, geodynamic evolution from back-arc to foreland basin. *Geotektonische Forschungen*, 75:1-107. Stuttgart.
- Bahlburg, H., Breiterkreuz, C., Maletz, J., Moya, M. y Salfity, J., 1990. The Ordovician sedimentary rocks in the northern Puna of Argentina and Chile: New stratigraphical data based on graptolites. *Newsletter*, 23:69-89. Stuttgart.
- Bahlburg, H., Breiterkreuz, C. y Zeil, W., 1988. Geology of the Coquena Formation (Arenigian-Llanvirnian) in the NW Argentine Puna. Constraints on geodynamic interpretation. En: Bahlburg, H., Breiterkreuz, C. and Giese, P., (Eds.): *The Southern Central Andes. Lectures Notes in Earth Sciences*, 17:72-85. Springer Verlag, Berlin.
- Battaglia, R. R., 1991. Geología del yacimiento de boratos de Mina Maggie, salar Centenario, Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis Profesional, 60 p. Salta. (Inédito).
- Castillo, A. L., 1978. Microtectónica en series de metamorfismo de mediano a alto grado de la zona de Tacuil-Cerro Blanco. Departamento Molinos, Provincia de Salta. Seminario 2 Departamento de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 33 p. Salta. (Inédito).
- Castillo, A. L., Soler, R. H., Juncosa, C. y Polzella, M. S., 1986. Informe geológico-agropecuaria. Finca Jasimaná. Provincia de Salta. Gobierno de la Provincia de Salta, Secretaría de Estado de Industria y Minería. Dirección General de Minería, 87 p. Salta. (Inédito).
- Coira, B., 1973. Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo eruptivo ordovícico concomitante con la depositación de la Formación Acoite en la zona de Abra Pampa, Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(1):85-88.
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, Jujuy. Servicio Geológico Nacional, Boletín 107, 90 p. Buenos Aires.
- Coira, B. y Koukharsky, M., 1991. Lavas en almohadilla ordovícicas en el Cordón de Escaya, Puna Septentrional, Argentina. *Resúmenes Expandidos 6º Congreso Geológico Chileno*, 1:674-678. Viña del Mar.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Science Review*, 18:303-332.

- Damm, K., Pichowiak, S., Harmon, R., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R. y Niemeyer, H., 1990. Pre-Mesozoic evolution of the Central Andes. The basement revisited. En: Kay S. y Rapela C. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper 241:101-126. Boulder.
- González, O., 1984. Las ignimbritas "Ojo de Ratonés" y sus relaciones regionales. Provincia de Salta. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 1:206-220. San Carlos de Bariloche.
- González, O., 1985. Geología de la serranía Agua de las Palomas y el Cerro Bayo, departamento Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. Fundación Miguel Lillo, Acta Geológica Lilloana, 16(2):325-332. Tucumán.
- González, O. E., 1987. Geología del sector Laguna del Salitre, Departamento Belén, Catamarca, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 3:197-200. Tucumán.
- González, O. E., Hongn, F. D. y Mon, R., 1991. Estructura de la sierra Laguna Blanca y zonas aledañas, provincia de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46(3-4):299-308.
- Grissom, G. C., 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arc: sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. *Phylosophical Doctoral Thesis*. Stanford University, 262 p. (Inédito).
- Grissom, G. C., De Bari, S. M., Page, S. P., Page, R. F. N., Villar, L. M., Coleman, R. G. y de Ramirez, M. V., 1991. The deep crust of the early Paleozoic arc: The Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina. En: Harmon, R. S. and Rapela, C. W. (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America, Special Paper, 265:189-200. Boulder.
- Harrington, H., 1975. South America. En: Fairbridge R. (Ed.): *The Encyclopedia of World Regional Geology*, 1:456-465. Reinhold Book Co., New York.
- Hongn, F. D., 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 228 p. (Inédito).
- Koukharsky, M., 1984. Pseudodiques metabasálticos en el basamento del borde oriental del salar del Hombre Muerto, provincia de Catamarca. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 2:531-546. San Carlos de Bariloche.
- Koukharsky, M. y Mirré, J., 1974. Nuevas evidencias de volcanismo ordovícico en la Puna. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29(1):128-134. Buenos Aires.
- Koukharsky, M., Coira, B., Barber, E. y Hannign, M., 1988. Geoquímica de volcanitas ordovícicas de la Puna (Argentina) y sus implicaciones tectónicas. Actas 5º Congreso Geológico Chileno, 3:1/137-151. Santiago.
- Lazarte, J. E., 1992. La Formación Chango Real, ejemplo de magmatismo paleozoico (Cámbrico?) en Sierras Pampeanas, NW de la República Argentina, Aspectos petrológicos y geoquímicos. En: Rábano, I. y Gutiérrez Marco, J. C. (Eds.): *Conferencia Internacional Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura 1, Resúmenes, p. 39. Mérida.
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, O., 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental: Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 4:147-158. Córdoba.
- Mon, R. y Hongn, F., 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42(1):31-38.
- Mon, R. y Hongn, F., 1988. El corrimiento del borde occidental del Cratógono Central en la Puna. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43(3):348-342.
- Mon, R. y Hongn, F., 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° S. Lat. *Geologische Rundschau*, 80(3):745-758. Stuttgart.
- Mon, R. y Hongn, F., 1992. A reply to the discussion of our paper on "The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S Lat." as presented by A. P. Willner and H. Miller. *Geologische Rundschau*, 81(3):799-801. Stuttgart.
- Mon, R., Hongn, F. y Omarini, R., 1988. Estructura del basamento andino entre los paralelos 24° y 28° L.S. Actas 5º Congreso Geológico Chileno, 1:A19-A36. Santiago.
- Moreno Espelta, C., Chávez, A. y Arias, J., 1980. Geología del área termal de Pompeya, departamento Los Andes, prov. de Salta, República Argentina. Fundación Miguel Lillo, Acta Geológica Lilloana 15(2):21-34. Tucumán.
- Moya, M. C. y Salfity, J., 1982. Los ciclos magmáticos en el noroeste argentino. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 3:523-536. Buenos Aires.
- Navarro García, L., 1984. Estratigrafía de la región comprendida entre los paralelos 26° a 27°15' de latitud sur y los meridianos 66°30' a 67° de longitud oeste, provincia de Catamarca. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 1:353-383. San Carlos de Bariloche.
- Omarini, R., Cordani, U., Viramonte, G., Salfity, J. y Kawashita, K., 1979. Estudio isotópico Rb/Sr de la Faja Eruptiva de la Puna a los 22°35' L.S., Argentina. Actas 2º Congreso Geológico Chileno, 3:E257-E269. Arica.
- Omarini, R., Viramonte, G., Cordani, U., Salfity, J. y Kawashita, K., 1984. Estudio geocronológico Rb/Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de los Cobres. Provincia de Salta, Argentina. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 3:146-158. San Carlos de Bariloche.
- Pérez, W., Lencina, R. y Durand, F., 1991. Las milonitas de la Sierra de Paimán, La Rioja, Argentina - Indicadores cinemáticos, edad y significado geotectónico. Resúmenes Expandidos 6º Congreso Geológico Chileno, 1:6-10. Viña del Mar.
- Ramos, V., 1986. El diastrofismo oclítico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el Noroeste Argentino. Revista del Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Jujuy, 6:13-28. San Salvador de Jujuy.
- Ramsay, J. y Huber, M., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume II: Folds and fractures. Academic Press. 391p. Londres.
- Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo en el Paleozoico Inferior del sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez Marco, J. G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.) *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura. p.21-67. Mérida.
- Rolleri, E. y Mingramm, A., 1968. Sobre el hallazgo de Ordovícico inferior al oeste de San Antonio de los Cobres (Provincia de Salta). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2):101-103.
- Rossello, E. y Le Corre, C., 1989. Evidencias cinemáticas de una tectónica cabalgante paleozoica inferior en el sector austral de la Faja Eruptiva Oriental, Catamarca, Argentina. Actas 1º Reunión de Geotranssectas de América del Sur, Universidad de la República, pp. 185-189. Montevideo.
- Rossello, E. A., Le Corre, C., Gapais, D. y Cobbold, P., 1991. La cinemática precarbonífera del noroeste argentino a partir del análisis de criterios de deformación dúctil en rocas granitoides y metamórficas. Universidad Nacional de Chile, 5th International Circumpacific Terrane Conference, Comunicaciones, 42:205-206. Santiago.
- Salfity, J., Malanca, S., Brandán, M. E., Monaldi, C. R. y Moya, M. C., 1984. La fase Guandacol (Ordovícico) en el norte argentino: Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 1:555-567. San Carlos de Bariloche.
- Salfity, J., Omarini, R., Baldis, B. y Gutiérrez, W., 1975. Considera-

- ciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. *Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 4:341-362. Buenos Aires.
- Sibson, R. H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133:191-213. Londres.
- Simpson, C. y De Paor, D., 1993. Strain and kinematics analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, 15:1-27. Londres.
- Sparks, R., Francis, P., Hamer, R., Pankhurst, P., O'Callaghan, L., Thorpe, R. y Page, R., 1985. Ignimbrites of the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24:205-248. Londres.
- Toselli, A. J., 1992. El magmatismo del noroeste argentino. *Reseña sistemática e interpretación*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 8, 243 p. Tucumán.
- Turner, J. C., 1959. Estratigrafía de la sierra de Escaya y sierra de la Rinconada. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 14(10):15-39.
- Turner, J. C., 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y adyacencias. Fundación Miguel Lillo, *Acta Geológica Lilloana*, 3:191-226. Tucumán.
- Turner, J. C., 1964a. Descripción geológica de la Hoja 7c. Nevado de Cachi (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 99, 78 p. Buenos Aires
- Turner, J. C., 1964b. Descripción geológica de la Hoja 2b, La Quiaca (Prov. de Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 103, 109 p. Buenos Aires
- Turner, J. C., 1973. Descripción geológica de la Hoja 11d, Laguna Blanca (prov. de Catamarca). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 142, 85 p. Buenos Aires
- Turner, J. C. y Méndez, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta. República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 51(1-2):11-24. Córdoba.
- Turner, J. C. y Méndez, V., 1979. Puna. En: Turner, J. C., (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1, pp. 19-56. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Viramonte, G., Sureda, R. y Raskovsky, M., 1976. Rocas metamórficas de alto grado al oeste del Salar Centenario, Puna Salteña. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 2:191-206. Bahía Blanca.
- Willner, A. y Miller, H., 1992. A discussion of "The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S Lat." by Mon and Hongn. *Geologische Rundschau*, 81(3):795-798. Stuttgart.

Recibido: 22 de setiembre, 1993

Aceptado: 6 de setiembre, 1994

Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis

Norma BROGIONI^{1,2} y Alejandro RIBOT^{1,3}

¹Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata, Argentina

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica, Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Calle 52 e/ 121 y 122, 1900 La Plata, Argentina

ABSTRACT. *Petrology of La Melada and La Gruta bodies, mafic-ultramafic belt of Sierra de San Luis.* La Melada and La Gruta bodies are part of the mafic-ultramafic belt which crops out along the eastern flank of the Sierra de San Luis. They are small, lens-shaped to tabular bodies, made up mainly of gabbroic and metagabbroic rocks with minor pyroxenites and hornblendites. They are considered to predate to the F2 (Ordovician) deformation, responsible for the NNE-SSW foliation of schists and migmatitic gneisses -of medium to upper amphibolite facies- which constitute the country rocks. The metagabbros show slight evidences of amphibolite facies metamorphism; most important was a retrogressive hydrothermal metamorphism which led to mineral paragenesis of green-schists facies, with chlorite + epidote + prehnite. Fluids involved in such hydration processes are thought to be strongly related to the development of a shear zone, which affected mainly the metapelitic rocks -giving rise to S-C mylonites- and in lesser extent the basic rocks. Major-element chemical abundances indicate that rocks follow a tholeiitic trend. Because of the severe retrogressive metamorphism, the interpretation of the tectonic environment in which mafic rocks were formed is troublesome, but the geological setting together with geochemical evidence suggest an ensialic back-arc environment as the most probable.

Introducción

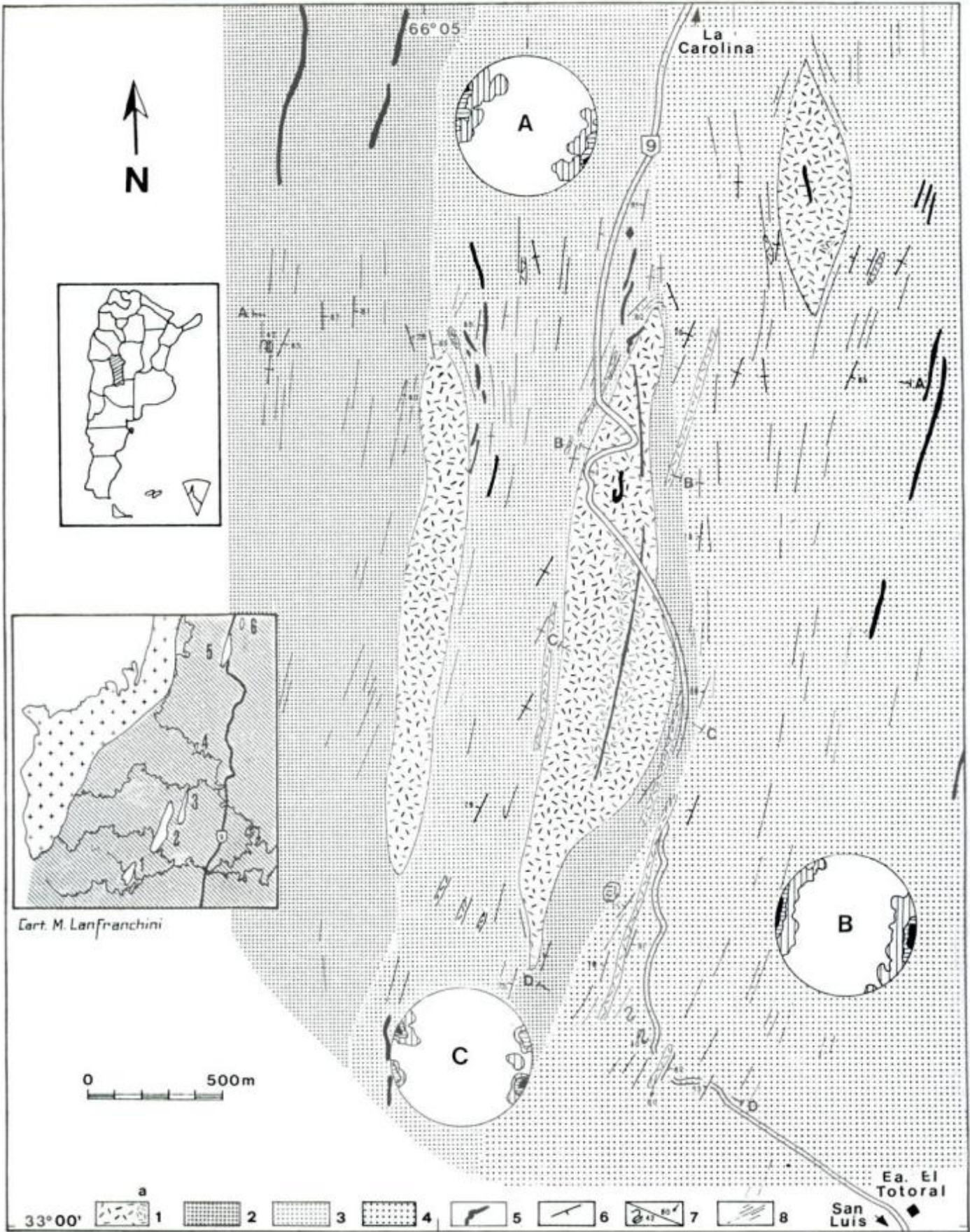
La Melada y La Gruta integran la denominada faja de "complejos ultramáficos zonales" (Kilmurray y Villar 1981; Villar 1985), que bordea el flanco oriental de la Sierra de San Luis a lo largo de aproximadamente 50 km. Ambos cuerpos constituyen los afloramientos más nororientales del extremo sur de la faja, y se encuentran a una altura que oscila entre 1400 y 1500 m s.n.m. Hacia el suroeste, la faja continúa con La Bolsa, Los Manantiales-El Fierro, y por último, Las Pircas, Virorco y Las Águilas, a 1200 m s.n.m. La Melada y La Gruta están ubicados a unos 10 km al norte de la localidad de El Trapiche, sobre la ruta provincial n°9 que une la ciudad de San Luis con La Carolina, y distan 1,5 km de la Estancia El Totoral (Fig. 1).

La Melada y La Gruta no fueron estudiados en detalle hasta el presente. Pastore y Ruiz Huidobro (1952) mencionaron por primera vez la existencia de pequeñas áreas anfibolitizadas de origen plutónico -al oeste de El Totoral-, transformadas en esquistos talcosos. Con posterioridad, Pastore y González (1954) denominaron ortoanfíbolitas a las rocas de la mina La Melada, en el cuerpo homónimo. Más recientemente, Horak (1973) consideró que La Melada estaba formado por dioritas marginales, noritas en la zona central, y hornblenditas, y estableció, además, la posición y dimensiones de La Gruta.

En este trabajo se efectúa el estudio geológico y petrológico de ambos cuerpos con el objeto de establecer la naturaleza del magmatismo e interpretar su significado en el marco tectónico del basamento de la sierra de San Luis.

Metodología analítica

El estudio geológico de los cuerpos se llevó a cabo sobre la base de fotografías aéreas a escala 1:20.000 y 1:40.000 y reconocimientos de campo. El muestreo de las rocas máficas se realizó sobre seis perfiles topográfico-geológicos en La Melada y uno en La Gruta, y en los cuerpos menores adyacentes. Se estudiaron 92 muestras y para el análisis modal se contaron por lo menos 1000 puntos en cada una de ellas. Las metamorfitas con intensa deformación fueron muestreadas en forma orientada, estudiándose dos secciones delgadas perpendiculares entre sí y a la planaridad de la roca. Para la identificación del feldespato potásico en estas rocas se utilizó el método de tinción de Nold y Erickson (1967) (en Hutchinson 1974). Los análisis químicos de elementos mayoritarios y traza se realizaron por espectrometría de Rayos X, con un aparato Phillips PW 1404, en perlas y pastillas, respectivamente, y las curvas de calibrado se



construyeron con patrones internacionales. La determinación de FeO se efectuó por titulación con MnO_4^- K y el LOI fue corregido por la oxidación incompleta del FeO. Los elementos de las Tierras Raras, Y, Nb, Rb, Sr, Ba, Zr y V se analizaron por espectrometría de emisión atómica de plasma en el Centro de Investigaciones Petrográficas y Geoquímicas (CNRS) de Nancy.

Contexto geológico de la faja de rocas máficas y ultramáficas

La faja de rocas máficas y ultramáficas aflora en la unidad geomorfológica de la Sierra de San Luis, en las Sierras Pampeanas Orientales. El basamento de la región -compuesto por metamorfitas, granitoides, aplitas y pegmatitas (Yrigoyen 1981)- se habría originado a partir de una secuencia sedimentaria marina (Criado Roque *et al.* 1981), en la cual se han reconocido protolitos pelíticos, psamíticos y calcáreos (Kilmurray y Dalla Salda 1977), turbiditas (Prozzi 1990), basaltos (Merodio *et al.* 1978) y vulcanitas ácidas (Brodtkorb *et al.* 1984). La evolución tecto-metamórfica de la secuencia condujo a la actual conformación de la Sierra en fajas metamórficas de distribución meridiana y facies contrastantes -desde esquistos verdes hasta anfibolitas almandínicas de alto grado-, cuya yuxtaposición podría interpretarse como de origen tectónico (Ortiz Suárez *et al.* 1992).

La faja está integrada por numerosos cuerpos gábricos y piroxeníticos de dimensiones reducidas (Fig. 1). Las Aguilas y Virorco -los únicos estudiados hasta el presente, debido a que alojan depósitos de sulfuros- encajan en cuarcitas feldespáticas, granulitas ácidas y gneises granatíferos (González Bonorino 1961; Cucchi 1964; Sabalúa 1986) de facies anfibolitas almandínicas (Kilmurray y Villar 1981), aunque el hallazgo de cordierita en los gneises indicaría facies de menor presión (Malvicini y Brogioni 1992, 1993). Ambos cuerpos son concordantes con las metamorfitas y se localizan en el núcleo de pliegues subverticales, por lo que son considerados de naturaleza sintectónica (González Bonorino 1961; Sabalúa *et al.* 1981; Sabalúa 1986). Las rocas de Las Aguilas se encuentran parcialmente milonitizadas como consecuencia de cizalla (González Bonorino 1961; Sabalúa 1986; Brogioni 1992; Malvicini y Brogioni 1992, 1993).

Las rocas máficas y ultramáficas de la faja han sido consideradas previas a la fase deformacional F1

(Cámbrica) (Kilmurray y Dalla Salda 1977), y emplazadas durante la fase deformacional F2 (Devónica) (Kilmurray y Villar 1981). El magmatismo habría tenido lugar en un ambiente de retroarco en el Proterozoico tardío -previo a una colisión continente-continente (Ramos 1988)- o bien en un sistema de rift postcolisional posterior a la orogenia F1 (Ramos 1991). Las rocas han sido interpretadas también como parte de una sutura de arco islándico (Ramos 1991), dentro del cinturón orogénico Famatiniano, de tipo colisional (Dalla Salda *et al.* 1992). La edad ha sido atribuida al Precámbrico (González Bonorino 1961; Sabalúa *et al.* 1981); Precámbrico superior-Cámbrico (Gervilla *et al.* 1993); post-Cámbrico pre-Devónico (Kilmurray y Villar 1981); Proterozoico tardío (Ramos 1988) y Ordovícico temprano (Dalla Salda *et al.* 1992).

Los cuerpos La Melada y La Gruta

La Melada y La Gruta son de dimensiones reducidas. La Melada está formado por dos afloramientos paralelos, uno oriental -de 2,2 km de longitud y 500 m de ancho- y otro occidental, de tamaño algo menor. La Gruta es un pequeño cuerpo de 800 m x 300 m. Son de forma lenticular, elongados en sentido noreste-suroeste -concordantemente con el rumbo general de la foliación de sus cajas metamórficas- y, al igual que otros cuerpos de la faja, se localizan en los núcleos de pliegues (Brogioni 1994) (Fig. 1 y 2).

El contacto con las rocas de caja es neto. En las zonas marginales, las rocas de La Melada son de grano fino -generalmente inferior a 1 o 2 mm-, encontrándose a veces bandeamiento de rumbo NS a N 25° E comúnmente composicional, con bandas de 1 a 2 mm de potencia, y más raramente granulométrico, dado por la alternancia de bandas con tamaño de grano de 1 mm y 0,5 mm. En estos sectores se encuentran también pliegues de plano axial N 45° E a N 50° E. Hacia el centro del cuerpo, la granulometría aumenta y las rocas exhiben variedades porfíricas y diferenciados pegmatoideos irregulares (Fig. 3 a), subtabulares o en venas, con cristales de hasta 2 cm. El *layering* composicional, de rumbo N 35° E vertical, originado por la alternancia de capas félsicas de 2 a 3 mm y máficas de espesor algo mayor, es raro.

La presencia de clivaje de fractura (Fig. 3 f) -con una dirección más frecuente N 65° O a N 85° O (raramente EO/70° N) y otra secundaria N 10° E a N 35° E-, es común. La intersección de ambos planos debió haber originado

Figura 1: Mapa geológico de La Melada y La Gruta. 1: Rocas máficas a: piroxenitas, hornblenditas y melagabros; 2: Esquistos cuarzosos y biotíticos; 3: Milonitas; 4: Gneises migmatíticos; 5: Pegmatitas; 6: Rumbo y buzamiento de la foliación o esquistosidad; 7: Pliegues mesoscópicos con inclinación del eje; lineación mineral; 8: Orientación regional de la foliación. Los espesores de los filones básicos pequeños están exagerados. AA, BB, CC y DD: traza de perfiles de la Fig. 2. A, B y C: Representación estereográfica equiareal (hemisferio inferior) de la foliación milonítica (A), esquistosidad y foliación gnésica (B), y foliación en rocas básicas y septos metamórficos (C). n=17 (A); 58 (B) y 8 (C). Areas >31% de datos: en negro; 16-31%: rayado horizontal y 1-15%: rayado vertical. En el esquema del interior de la Figura se muestra el basamento del sector oriental de la Sierra de San Luis con el Granito de La Escalerilla y los cuerpos básicos del extremo sur de la faja: 1: Las Aguilas; 2: Virorco-Las Pircas; 3: Los Manantiales-El Fierro; 4: La Bolsa; 5: La Melada; 6: La Gruta.

inicialmente bloques de roca cuya meteorización progresiva condujo a formas redondeadas y muy resistentes, que se observan en especial en la zona central de La Melada. Microscópicamente, las superficies de fractura dan origen a una estructura en red (Fig. 3 g) y están rellenas por clorita, calcita, epidoto y cuarzo poligonal desarrollados bajo condiciones de cizalla (Fig. 3 h). El diaclasamiento más conspicuo coincide con la dirección principal de clivaje, variando de N 65° O a E-O.

Dentro de La Melada es posible encontrar intrusiones de naturaleza contrastante. Por un lado aparecen diques máficos delgados, foliados y de grano muy fino, y cuerpos cuneiformes o irregulares, en los cuales se distingue una zona marginal de grano medio -con abundante hornblenda, clorita y epidoto- y una zona central de grano fino y elevado contenido de plagioclasa y piroxeno. Por otra parte, también se encuentran filones de cuarzo, pegmatoides y microgranitos a veces muy deformados (Fig. 2). Precisamente en un cuerpo de naturaleza aplítica perteneciente a este último tipo de intrusión, se ha desarrollado la mineralización de la mina La Melada, la cual consiste en un sombrero de hierro compuesto por goethita, hematita y yeso, escasa pirita y pirrotina, y abundantes boxworks de un mineral cúbico (Malvicini, com. pers.).

Tanto La Melada como La Gruta son acompañados por filones delgados y lentes satélites de espesor inferior a 10 m, muy tectonizadas y foliadas paralelamente al rumbo regional de las rocas metamórficas (Fig. 1). El rasgo más notable de las lentes es su zonación interna -granulométrica y composicional (Tabla 1)-, pudiéndose diferenciar una zona de contacto o marginal de grano fino, alterada y con deformación frágil, y una zona central de grano más grueso y a veces porfirica. En algunas de estas lentes menores se encuentran pliegues ptigmáticos de eje subvertical y plano axial N 12° E/80° ESE, coincidente con la lineación mineral y con la foliación de las rocas de caja.

Por último, en La Melada ocasionalmente se encuentran septos de las rocas de caja, de rumbo N 65° O/ subverticales, con fuerte inyección de cuarzo en forma de venas replegadas.

Estructura y composición de los materiales encajantes

Esquistos cuarzosos y biotíticos

Su rumbo varía de N 7° O a N 20° E y los buzamientos están comprendidos entre 78° y 87° E. Suelen presentar venas de inyección, desde milímetros hasta varios centímetros de potencia -de naturaleza granítica y cuarzosa- con estructuras *pinch and swell*, bandeamiento y "ojos" de material félsico. En algunos casos la inyección adquiere carácter de filones -con abundante turmalina asociada-, en los que se encuentran pliegues mesoscópicos

isoclinales, de plano axial N 10° E/90° y eje N 10° E/42° N. En algunos sectores se observan, además, pliegues ptigmáticos y micropliegues de plano axial coincidente con el rumbo de la esquistosidad.

Las rocas son grises oscuras, de grano fino a muy fino, y en ellas se reconocen niveles cuarzosos y biotíticos. La textura es granoblástica a interesquistosa, aunque en algunos casos se encuentran variedades ligeramente porfiroblásticas. Los constituyentes son cuarzo, oligoclasa, biotita, granate, y escasos opacos, apatito y circón. El granate suele presentar reemplazo incipiente por biotita y clorita, y la plagioclasa -a veces con maclas incompletas y curvadas- ligera sericitización y caolinización.

Gneises migmatíticos

Su foliación varía desde N-S hasta N 25° E y N 10° O, con buzamientos verticales. Los pliegues son muy frecuentes, de plano axial paralelo a la foliación, y a veces de tipo isoclinal, con núcleos engrosados y charnelas adelgazadas (Fig. 1, B). En algunos gneises se observa una lineación mineral N 8° E/79° S. Hacia el este, como consecuencia del incremento de la migmatización, aparecen variedades estromáticas, plegadas y flebíticas, en las que se destacan melanosomas biotíticos de hasta 2 cm. de espesor.

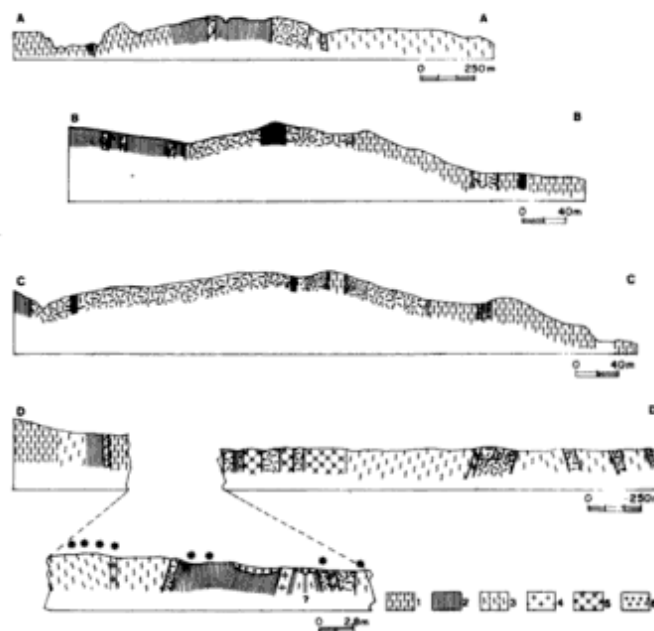


Figura 2: Perfiles representativos (Fig. 1). DD es topográficamente esquemático; el espesor de los cuerpos tabulares está incrementado y el de los gneises reducido; en un pequeño sector realizado a escala de detalle, se señalan las muestras orientadas (*). Simbología igual a Fig. 1. 1: Esquistos cuarzosos y biotíticos; 2: Milonitas; 3: Gneises migmatíticos; 4: Granitoides milonitizados; 5: Pegmatoides milonitizados; 6: Relleno moderno.

Tabla 1: Variación composicional en cuerpos satélites de espesor contrastante adyacentes a La Melada.

	Espesor	Zona de contacto	Zona marginal	Zona central
Cuerpo 1	10 m	%	%	%
Plg		26,7	24,0	25,1
Hbl		57,7	68,0	38,3
Czo		11,7	5,3	4,9
Cl+Ep+Pseud.		3,8	2,2	7,9
Anf. incoloro				12,2
Ep coronítico				11,1
Cuerpo 2	1 m			
Plg		Tectonizada y alterada.	Plg+Hbl;	16,8
Hbl		Prx relíctico y coronas de Ep muy		59,6
Prx		escasos.		22,9

Plg: plagioclasa; Hbl: hornblenda; Czo: cuarzo; Cl: clorita; Ep: epidoto; Pseud.: pseudomorfo según anfibol (Anf); Prx: piroxeno.

Las rocas son de tonalidad gris a rosada, grano medio a fino y texturas heteroblásticas. Los porfiroblastos de granate -de hasta 3 cm- son idioblásticos o xenoblásticos y se presentan aislados, dentro de venas de cuarzo o lentes cuarzo-feldespáticas, o bien en racimos, asociados a los dominios micáceos. Ocasionalmente son poikiloblásticos, con inclusiones de cuarzo -generalmente exento de extinción ondulosa- sin orientación apreciable, o bien de laminillas de biotita que definen planos internos (S) concordantes con la esquistosidad de la matriz. En la mayoría de los casos muestra efectos de retrogradación, con reemplazo por biotita cloritizada según fracturas o marginalmente (Fig. 4 a).

La plagioclasa se presenta como porfiroblastos de hasta 3-4 mm que pueden ser subidioblásticos, xenoblásticos o lentiformes, orientados en forma paralela a la esquistosidad de la roca. Suele estar zonada y en general fresca, o bien con alteración sericitica y caolínica incipiente. Las inclusiones más frecuentes son de biotita, cuarzo, feldespato alcalino, circón y opacos. En la mayoría de los casos se observa deformación de los planos de macla.

La base está constituida por dominios lepidoblásticos y granoblásticos. Los primeros están formados por biotita castaño-rojiza, asociada con sillimanita, plagioclasa mirmequítica, escaso feldespato potásico peritítico, cuarzo, opacos y circón. La sericitización es el fenómeno de retrogradación más común: son frecuentes los reemplazos parciales o totales de sillimanita por sericita (Fig. 4 b), así como también láminas relícticas de biotita dentro de folias de sericita.

Los dominios granoblásticos están representados por lentes o capas de cuarzo elongado -con extinción ondulosa y bordes suturados-, andesina (An₃₁₋₄₈) y escasa biotita, ambas a veces ligeramente deformadas. Los fenómenos de retrogradación están dados por el pasaje de la biotita

a muscovita y por la presencia de lentes de clorita, sericita y muscovita.

En algunas rocas aparece otro tipo de dominio granoblástico más fino, poligonal, formado por plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, mirmequitas, laminillas de biotita suborientadas, apatita, circón y opacos.

Milonitas

Su foliación varía -en la faja central- de N-S a N 10° O y N 50° E y sus buzamientos desde verticales hasta 62° E y 73° O (Fig. 1, A). En las zonas miloníticas delgadas que aparecen dentro de los gneises migmatíticos, la foliación oscila de N 5° E a N 20° E/ 72° E a 80° SE (Fig. 2). Ocasionalmente presentan lineación mineral vertical.

Las rocas son protomilonitas y milonitas grises con matriz oscura. El tamaño de grano es inferior a 2 mm, pero se destacan porfiroclastos de granate de hasta 3 cm, plagioclasa y sillimanita. Además, se encuentran lentes policristalinas, orientadas según la foliación milonítica, cuyos componentes -cuarzo, plagioclasa y muscovita- carecen de orientación dimensional. La inyección cuarzo-feldespática es frecuente en algunas zonas.

Los porfiroclastos de granate pueden encontrarse fracturados y reemplazados por biotita, con efectos de disolución marginal, o bien rotados, asociados a replegamientos de la matriz (Fig. 4 c). Son frecuentes las sombras de presión cortas, asimétricas, con recristalización de biotita, cuarzo granoblástico o feldespato. Cuando no están rotados, los cristales suelen presentar trenes internos de sillimanita y biotita subconcordantes con la foliación milonítica (Fig. 4 e).

Los porfiroclastos de plagioclasa (An₂₁₋₂₈) están fracturados, acodados, con extinción ondulosa, planos de macla

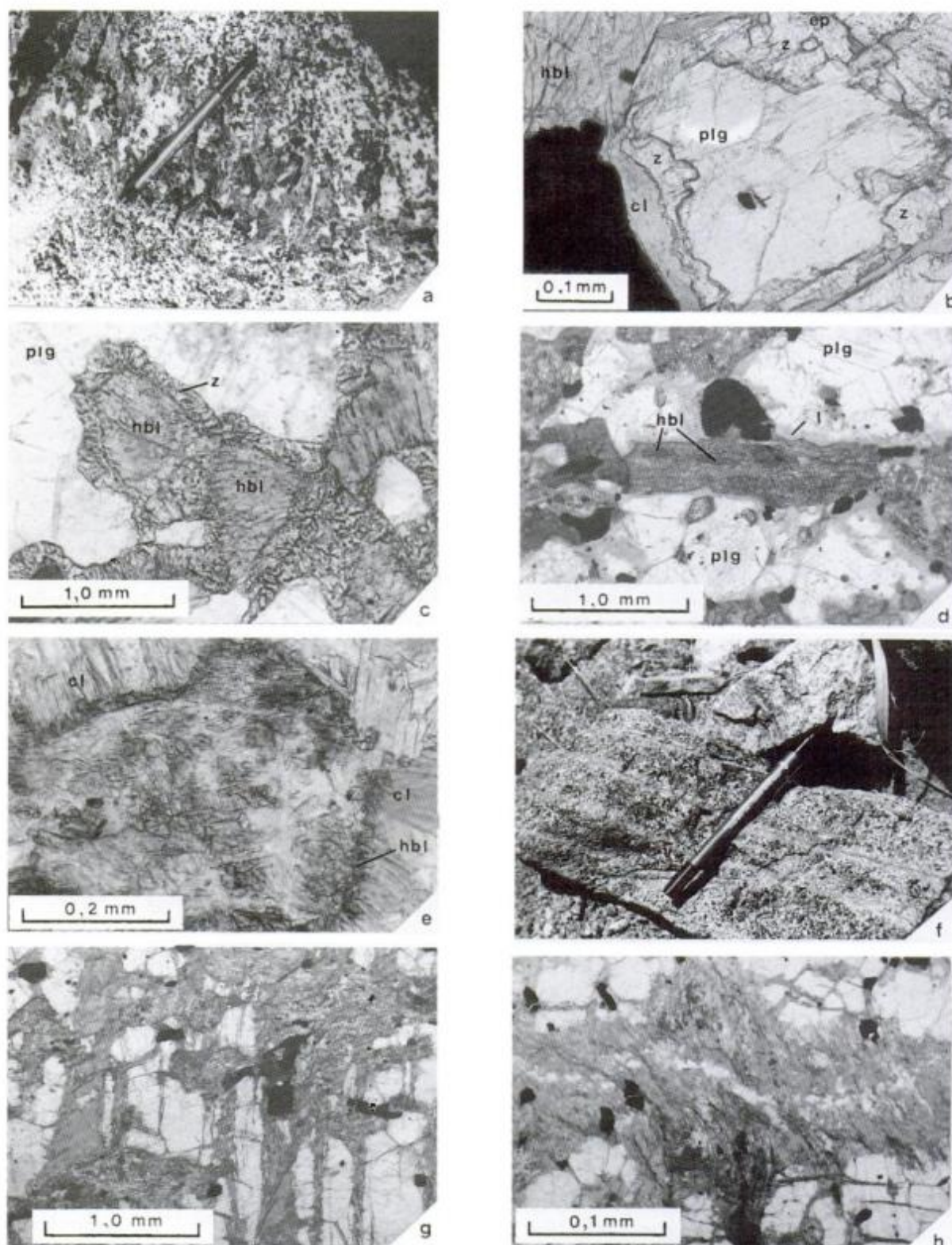


Figura 3: Rocas máficas. **a:** diferenciados pegmatoides de plagioclasa + anfíbol en gabros; **b:** zoisita/clinozoisita (z) con un fino borde externo de epidoto (ep) entre plagioclasa (plg) y hornblenda (hbl); **c:** coronas de zoisita/clinozoisita (z) entre anfíbol verde pálido (hbl) y plagioclasa (plg); **d:** pseudomorfo de anfíbol fibroso+ clorita + albita + cuarzo, en los que se conservan restos de la hornblenda (hbl) original; rodeado por clorita (cl). Además, plagioclasa (plg) con desarrollo en mosaico; **e:** estadio avanzado de pseudomorfosis según hornblenda, con crecimiento perpendicular de láminas de clorita (cl) y hornblenda relictiva (hbl) marcando el borde del cristal original; **f:** clivaje de fractura relleno por clorita; **g:** estructura microscópica "en red", con venas y venillas paralelas de clorita; **h:** detalle de una venilla con desarrollo en cizalla de clorita; el centro está ocupado por cuarzo. Las microfotografías de secciones delgadas se tomaron con Nícoles paralelos.

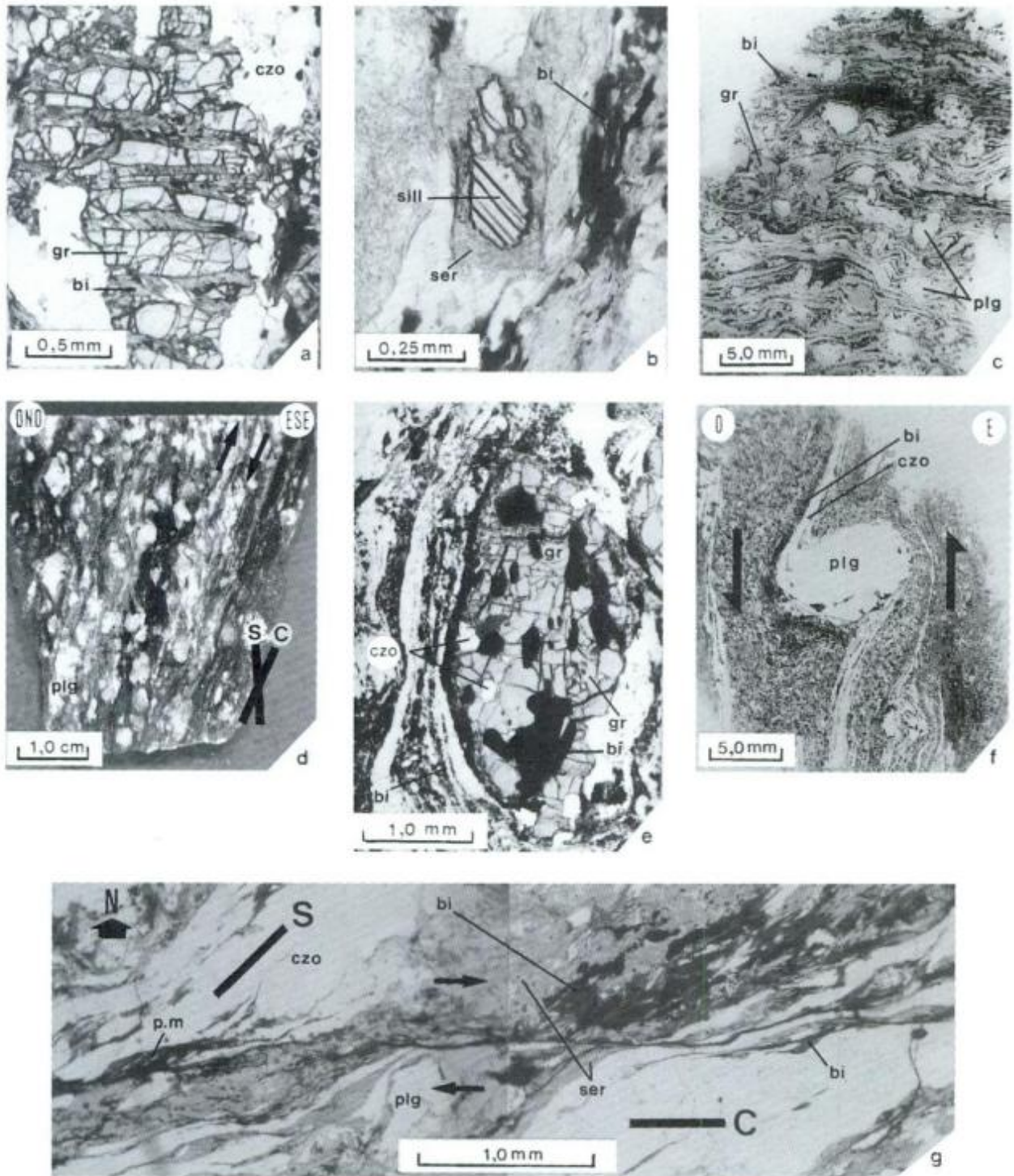


Figura 4: Rocas de caja. **a:** gneis migmatítico: porfiroblasto de granate (gr) con reemplazo por biotita cloritizada (bi) en fracturas; **b:** gneis migmatítico: sección basal de sillimanita (sill) con bordes retrogradados a sericita (ser); **c:** lámina delgada de gneiss milonitizado mostrando porfiroclastos de plagioclasa (plg) y granate (gr) en matriz microplegada asimétricamente; **d:** milonita: corte vertical en muestra de mano pulida mostrando fábrica planar compuesta de tipo S-C; el sentido del movimiento de cizalla -indicado por las flechas- es dextral; **e:** milonita: porfiroclasto de granate (gr) incluyendo láminas de biotita (bi) y cuarzo (czo) premiloníticos; nótese el tamaño diminuto de la biotita (bi) de la matriz; **f:** milonita: sección vertical microscópica donde se observa una estructura porfiroclasto tipo delta (Passchier y Simpson, 1986) en plagioclasa (plg) con sombras de cuarzo (czo); el sentido de rotación, indicado por las flechas, es sinistral; **g:** milonita: sección horizontal donde se observan superficies S dadas por el alargamiento de cuarzo (czo) y plagioclasa (plg), y superficies C con biotita recrystalizada; en algunos casos se insinúan "peces de mica" (p.m). El sentido de movimiento es dextral. La determinación de los sentidos de rotación en **d** y **f** se efectuó de sur a norte. Las microfotografías de secciones delgadas se tomaron con Nícoles paralelos.

curvados y acuñados, y excepcionalmente mortero marginal. En muchos casos, exhiben colas de presión muy asimétricas con recristalización de cuarzo poligonal, albita y laminillas de biotita (Fig. 4 f). La zonación interna es de tipo *patchy* y los bordes de los cristaloclastos son mirmequíticos.

Los porfiroclastos de sillimanita presentan fuerte paralelismo, son de hábito prismático, con extinción ondulosa y están reemplazados por sericita.

La matriz posee mineralogías y texturas variables. Se encuentran: (1) dominios poco milonitizados de grano medio, textura granoblástica, ricos en cuarzo, feldespato peritítico subordinado, biotita y opacos. Entre estos dominios se intercalan folias de biotita con sillimanita asociada; la biotita frecuentemente es reemplazada por muscovita de buen desarrollo y sericita producto de retrogradación. (2) dominios fuertemente milonitizados formados por mortero de cuarzo, plagioclasa y biotita, con grados variables de recristalización. En los sectores donde disminuye la cantidad de biotita, las texturas son granoblásticas a granoblásticas poligonales. En estos dominios son frecuentes las lentes policristalinas constituidas por granos de cuarzo elongado, con bordes suturados y extinción ondulante marcada, que alcanzan contornos subrectangulares cuando la recristalización es avanzada. Ocasionalmente se encuentra, además, epidoto, opacos y mirmequitas.

Los componentes de deformación por cizalla simple han quedado conservados en diversos indicadores cinemáticos, tales como micropliegues asimétricos (Fig. 4 c), fábricas planares compuestas S-C (Lister y Snoke 1984) (Fig. 4 d, g) y estructuras de tipo *rolling* (Fig. 4 f). El estudio de esos indicadores, realizado sobre muestras orientadas obtenidas a lo largo del perfil DD (Fig. 2), permite establecer ciertas consideraciones estructurales de carácter preliminar. En la porción occidental del perfil se observan -en el plano vertical, mirando hacia el norte- estructuras de tipo *rolling* sinistral (Fig. 4 f), comparables a los porfiroclastos de tipo delta (Passchier y Simpson, 1986). Las fábricas planares S-C, en cambio, son comunes hacia el este y no mantienen una orientación constante, debido, probablemente, al carácter heterogéneo de la deformación milonítica. Las superficies S están definidas por la orientación de las micas, el alargamiento de porfiroclastos y la presencia de sombras de presión, y pasan progresivamente hasta las posiciones C. El ángulo entre ambas superficies es variable, pero en ningún caso sobrepasa los 20-30°. En los planos vertical y horizontal predominan las componentes de rotación dextrales (Fig. 4 d y g). Como se ve, el sentido de movimiento -en el plano vertical- interpretado a partir de las estructuras *rolling* y S-C, es contrario a lo largo del perfil, aunque coherente dentro de una misma unidad litológica. Esta variación podría responder a direcciones de deformación antitéticas y sintéticas de una única zona de cizalla mayor -con

componentes de desplazamiento verticales- o bien indicar la existencia de más de una etapa de milonitización. Al respecto, puede mencionarse que en tectonitas adyacentes a Las Aguilas, en el extremo sur de la faja, se han encontrado milonitas con litoclastos de naturaleza milonítica, que denotarían la existencia de dos eventos de cizalla.

Petrología y mineralogía de las rocas máficas

Clasificación

La Melada y La Gruta están constituidos por rocas gábricas con una notable variación del índice de color. La mayor parte son metagabros hornbléndicos con gradaciones leucocráticas y melanocráticas. En menor proporción se encuentran gabros, leucogabros y melagabros hornbléndico-piroxénicos, hornblenditas y piroxenitas (Fig. 5). Los metagabros hornbléndicos y los gabros tienen texturas equigranudas alotriomorfas a hipidiomorfas con tendencia porfirica, y porfíricas. En leucogabros, melagabros y piroxenitas las texturas son cumulares.

Mineralogía

Está representada por piroxenos, plagioclasa, hornblenda y biotita, encontrándose opacos, apatito y espinelos como accesorios más frecuentes; ocasional-

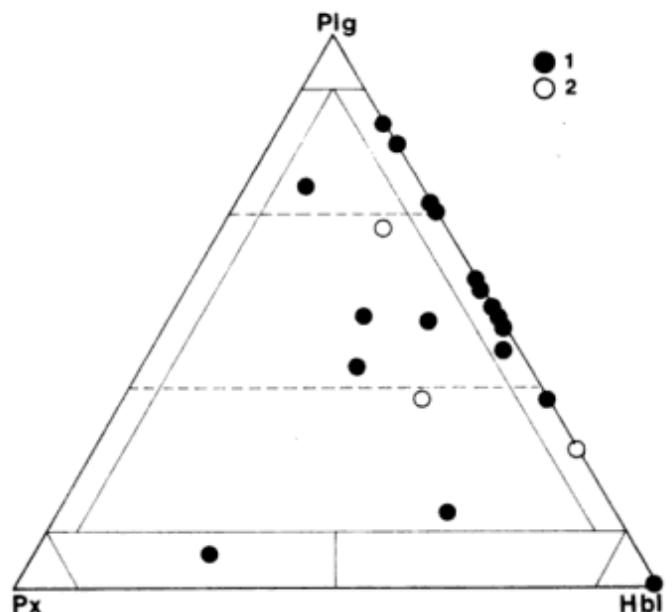


Figura 5: Clasificación modal de las rocas máficas y ultramáficas. 1: La Melada; 2: La Gruta.

mente se halla cuarzo. En los metagabros se encuentra, además, epidoto, clorita, tremolita-actinolita, sericita y prehnita.

Ortopiroxeno (7 a 32,17%) incoloro a rosado, anhedral o en agregados de pequeños granos subhedrales y ocasionalmente maclado. Las inclusiones más frecuentes son de opacos, aunque en las piroxenitas se encuentra, además, clinopiroxeno. Es reemplazado por hornblenda, tanto marginalmente como en forma de parches. A veces está flexurado, con *kink bands*, fracturación transversal a la longitud de los cristales y extinción ondulosa.

Clinopiroxeno (2,16 a 39%) en individuos anhedrales incoloros. En las piroxenitas aparece yuxtapuesto al ortopiroxeno y presenta abundantes inclusiones de espinelo siguiendo los planos de clivaje. En un metagabro hornbléndico se lo encuentra relíctico dentro de hornblenda. Las inclusiones más frecuentes son de opacos. Es reemplazado por hornblenda.

Plagioclasa (5,4 a 67,38%) anhedral; en melagabros y piroxenitas, intercumular. Maclada con ley de Ab y más raramente Ab-Carlsbad y Ab-Periclino. En general está fresca y en ocasiones presenta zonación normal *patchy*. Las inclusiones más frecuentes son de ortopiroxeno, opacos, hornblenda euhedral o subhedral, apatito y posiblemente clinopiroxeno. Su composición fue determinada como labradorita (An_{52-59}) en metagabros hornbléndicos y gabros hornbléndico-piroxénicos. En metagabros hornbléndicos de filones adyacentes a La Melada, es más cálcica (An_{65-68}). En la mayoría de las rocas, a excepción de las piroxenitas, presenta planos de macla deformados, extinción ondulosa y planos acodados pequeños.

Hornblenda (10,2 a 71,7%) de color pardo amarillento claro a verde, ocasionalmente maclada, y vinculada al piroxeno -al cual reemplaza- y opacos. Los granos aislados son raros. En muchos casos adquiere mayor desarrollo y engloba poikilíticamente a los restantes componentes. Las inclusiones más frecuentes son de opacos e ilmenita -dispuestos en la zona central, según líneas y bandas paralelas o direcciones de clivaje-, circón y apatito. Puede mostrar extinción incompleta y planos acodados ocupados por venillas de opacos.

Biotita (hasta 2,9%) incolora a marrón rojizo, en láminas subhedrales a anhedrales, a veces flexuradas. Suele presentar segregación marginal de opacos -cuando está en contacto con hornblenda- y de agujas y prismas de rutilo orientados. Puede estar cloritizada.

Cuarzo (hasta 6,8%) raramente está presente. Se encuentra aislado en cristales fracturados y con extinción ondulosa, con inclusiones de hornblenda, o bien en agregados de varios cristales subpoligonales.

Opacos -óxidos y sulfuros- (hasta 12,5%) intergranulares, como inclusiones en ortopiroxeno, hornblenda y plagioclasa, o bien en venillas.

Espinelo (hasta 3,5%) exclusivamente en piroxenitas. Es de color verde y está incluido en la hornblenda que reemplaza al piroxeno.

Transformaciones metamórficas y su interpretación

Los efectos metamórficos se manifiestan en los metagabros por la presencia de pseudomorfos según anfíbol, estructuras en corona y texturas en mosaico. En la mayoría de las rocas el metamorfismo no ha obliterado completamente la fábrica ígnea, ya que ésta permanece en forma relíctica.

a) Pseudomorfos según anfíbol

Se presentan en forma de nódulos de hasta 5 mm, que provienen del reemplazo de cristales de hornblenda por un agregado de pequeños cristales de anfíbol fibroso verde azulado, cuarzo poligonal, albita tabular y clorita, acompañados a veces por biotita, epidoto, calcita, opacos y apatito (Fig. 3 d, e). Estos nódulos suelen conservar el borde del cristal original de hornblenda -sobre el cual se implantan perpendicularmente las laminillas de clorita

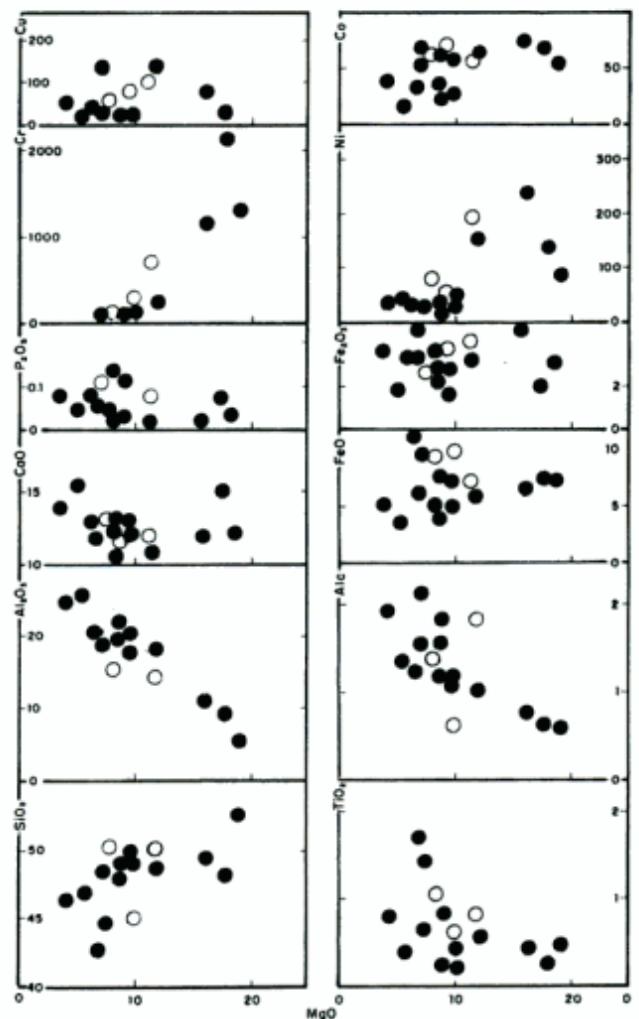


Figura 6: Diagramas de variación de los óxidos y de elementos traza con respecto al % MgO. Simbología igual a Fig. 5.

y a veces escasa biotita- y sólo raramente subsisten relictos de piroxeno. Con menos frecuencia las pseudomorfosis pueden estar formadas por anfíbol incoloro + clorita reemplazada por sericita o bien por clorita + material félsico + abundante calcita.

En los sectores marginales del cuerpo La Melada y en algunos filones, estos pseudomorfos son muy abundantes, alcanzando el 35% de los componentes minerales de las rocas. En los diques se observa también su formación incipiente.

b) Coronas de epidoto

Las texturas coroníticas son consecuencia de la reacción entre plagioclasa y anfíbol y consisten en zoicita-

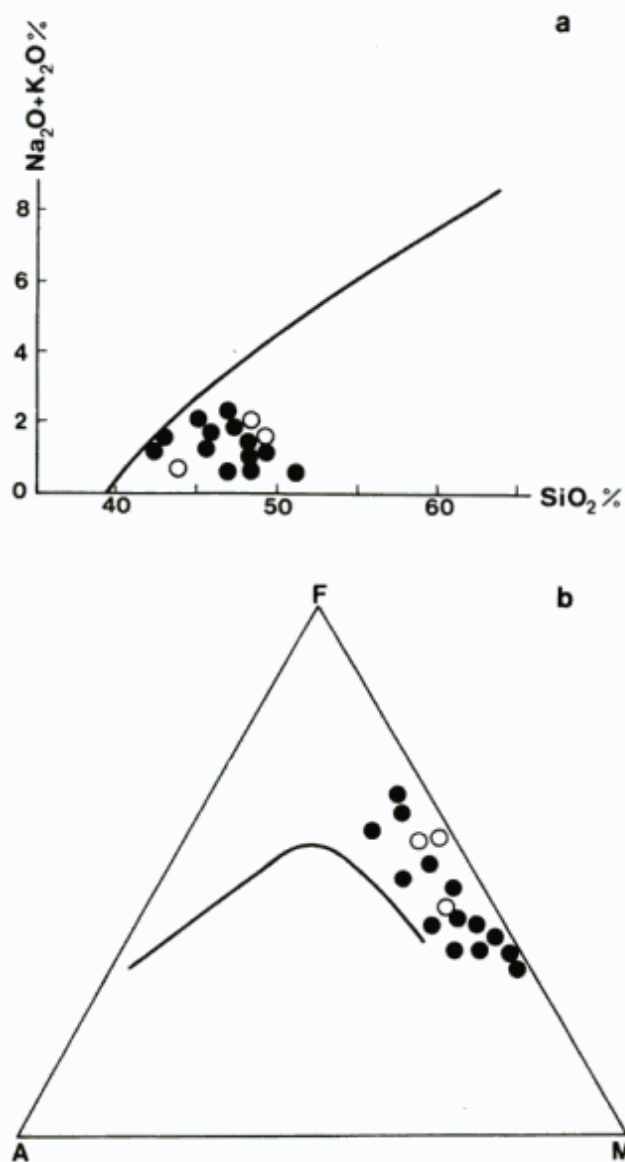


Figura 7: Diagramas álcalis-silice y AFM, con la delimitación de los campos calcoalcalino y toleítico (a) y la tendencia calcoalcalina (b). Simbología igual a Fig. 5.

clinozoicita, epidoto y más raramente clorita rodeando -en ese orden- a cristales de plagioclasa en contacto con hornblenda (Fig. 3 b, c). El cambio metamórfico se manifiesta inicialmente por la modificación gradual del color de la hornblenda -de verde azulado claro a incoloro- y la albitización marginal de la plagioclasa en contacto con él. La reacción raramente es completa, pues en la mayor parte de los casos subsisten núcleos de plagioclasa cálcica y restos del anfíbol original. Cuando en las rocas coexisten coronas y pseudomorfos de hornblenda, el epidoto reemplaza a la clorita del borde externo de estos últimos.

Las texturas coroníticas son frecuentes en las zonas marginales de La Melada, en sus cuerpos satélites y diques, y el contenido de epidotos puede representar hasta el 11% de la composición modal de las rocas.

c) Texturas en mosaico

En ciertos sectores de algunos metagabros, los cristales de plagioclasa se ponen en contacto mediante uniones triples rectas a 120° originando una textura en mosaico, (Fig. 3 d). Este tipo de uniones se dan ocasionalmente también entre cristales de piroxeno, entre plagioclasa y piroxeno, y en los agregados de hornblenda, piroxeno y opacos.

Las transformaciones metamórficas experimentadas por los gabros se atribuyen a diaforesis, ya que tanto los reemplazos de hornblenda y las coronas de epidoto conjuntamente con otros cambios -tales como la formación de tremolita-actinolita, la extensa cloritización según fracturas y la ocasional aparición de prehnita- se produjeron con activa participación de fluidos. La disminución de las condiciones metamórficas se manifiesta claramente en las texturas coroníticas, donde el epidoto es externo con respecto a la zoicita-clinozoicita. En los minerales de este grupo existe una relación directa entre composición química y temperatura y presión de formación, siendo el epidoto de baja temperatura mientras que la estabilidad de la clinozoicita y zoicita requiere condiciones más elevadas (Hietanen 1974). La retrogradación progresiva de los gabros condujo a facies con clorita y con prehnita, típicas de bajo a muy bajo grado, respectivamente (Winkler 1979). Sin embargo, la existencia de plagioclasa labradorítica poligonal acompañando a los pseudomorfos de hornblenda podría indicar que las rocas estuvieron sometidas a metamorfismo de facies anfíbolita, grado medio/alto, previamente a su retrogradación.

Los cumulatos ultramáficos no se encuentran retrogradados, pero tampoco retienen sus rasgos originales de alta temperatura, como lo demuestran las exsoluciones de opacos en los componentes máficos y los reemplazos de piroxeno por anfíbol, a veces tan extensivos como para modificar la textura cumulática. Esta hornblenda de reemplazo es similar a la que se encuen-

Tabla 2: Composición química de las rocas de La Melada (LM) y La Gruta (LG)

Clasif.	LM24 LG	LM3 MtG	LG11 MtG	LM12 MtG	LM17 MtG	LM7 MtG	LM8 MtG	LM18 P	LM29 MtG	LM23B MtG	LM22 G	LM25 MG	LM27 G	LG24 G	LM5 MtG	LG3 MG	LM9 H
SiO ₂	42,20	42,87	43,74	45,43	45,83	45,84	46,38	47,18	47,37	47,58	47,83	48,34	48,34	48,40	48,87	49,35	51,62
TiO ₂	1,67	1,34	0,54	0,76	0,35	0,79	0,22	0,24	0,60	0,26	0,52	0,41	0,38	0,75	0,20	1,01	0,44
Al ₂ O ₃	19,80	18,35	19,38	23,93	25,05	18,69	20,78	8,78	20,03	21,27	17,40	10,44	17,35	13,76	19,67	14,58	5,05
Fe ₂ O ₃	15,30*	4,34	3,26	3,57	1,77	3,31	2,57	9,50*	3,20	2,13	3,00	4,26	2,73	3,72	1,53	2,58	2,91
FeO	nd	8,97	8,92	4,76	2,98	7,05	4,40	nd	5,72	3,52	5,71	6,29	6,86	6,34	4,31	8,83	6,99
MnO	0,20	0,19	0,14	0,13	0,09	0,21	0,14	0,17	0,16	0,11	0,17	0,19	0,23	0,17	0,12	0,19	0,24
MgO	6,65	6,98	9,30	4,05	5,50	8,44	8,43	17,70	6,99	8,67	11,68	15,90	9,68	11,29	9,60	7,96	18,75
CaO	12,60	11,19	11,72	13,49	15,04	9,93	12,57	14,77	11,70	11,73	10,63	11,57	11,93	11,43	12,54	12,89	11,90
Na ₂ O	1,04	1,20	0,62	1,55	1,25	1,27	1,05	0,50	1,49	1,11	1,00	0,66	1,05	1,30	0,94	1,16	0,41
K ₂ O	0,19	0,30	0,00	0,35	0,10	0,20	0,11	0,08	0,58	0,67	0,01	0,07	0,11	0,49	0,17	0,22	0,16
P ₂ O ₅	0,41	0,05	0,01	0,07	0,04	0,12	0,03	0,06	0,06	0,02	0,01	0,01	0,10	0,07	0,02	0,10	0,02
LOI	0,07	3,71	2,15	1,37	1,64	3,44	2,73	0,67	1,80	2,75	1,94	1,78	1,48	1,77	2,67	1,24	1,69
V	391							196			210					331	
Cr	21	27	193	-	-	-	-	2065	44	39	228	1115	-	632	92	62	1266
Ni	32	30	43	36	43	22	14	136	17	36	153	231	34	184	43	79	84
Cu	34	128	62	55	< 5	< 5	-	26	23	23	134	73	27	89	25	48	-
Co	34	66	67	38	16	61	34	65	52	22	61	73	57	57	24	67	54
Rb	5							7			5					9	
Sr	332							116			253					134	
Ba	58							34			51					137	
Y	36							8,39			12,57					24,77	
Zr	37							23			19					66	
Nb	<5							<5			<5					<5	
La	12,50							3,44			4,93					5,80	
Ce	34,97							7,20			11,88					14,12	
Nd	26,52							4,39			7,55					9,77	
Sm	7,58							1,45			2,34					3,06	
Eu	1,69							0,45			0,78					1,03	
Gd	6,52							1,26			2,01					2,97	
Dy	6,40							1,55			2,19					4,20	
Er	3,33							0,89			1,23					2,49	
Yb	3,12							0,82			1,26					2,78	
Lu	0,44							0,13			0,19					0,39	
Th	9							10			6					10	

* Fe total; nd: no determinado

Clasificación modal de las rocas: LG: Leucogabros; MG: Melagabros; G: Gabros; P: Piroxenitas; H: Hornblenditas; MtG: Metagabros.

tra en Las Aguilas, donde fue determinada como hornblenda magnésiana (Brogioni 1992), con un rango composicional (Si = 6,5 a 7,2) que ha sido considerado típico de anfíboles originados por metamorfismo en condiciones de facies anfíbolita alta (Evans 1982). Sin embargo, cuando no muestran relaciones de reemplazo, los cristales aparecen como inclusiones euhedrales o bien se contactan entre sí mediante uniones triples a 120°, que podrían representar condiciones de equilibrio textural durante la cristalización ígnea (Moore 1973; Hunter 1987). Estas características parecen indicar un origen ígneo del mineral, con una etapa de desarrollo deutérico. Sin embargo, la falta de información química sistemática sobre su composición no permite -por el momento- establecer fehacientemente su origen.

Composición química de las rocas máficas y su significado geotectónico

Las rocas de La Melada y La Gruta tienen entre 42,20 % y 51,62 % de sílice y su contenido de MgO permite diferenciar dos poblaciones: los cumulatos máficos (MgO

> 15%) -con altos tenores de Cr- y los gabros y metagabros (MgO = 4,05 a 11,68%) (Tabla 2, Fig. 6). El contenido de alúmina asciende hasta 25 % y es elevado para los tenores de sílice citados. Los valores más altos se encuentran en los metagabros (Al₂O₃ promedio = 20,79 %) donde su incremento es atribuible a la presencia de clorita y anfíbol retrogradado, en rocas con porcentajes similares de plagioclasa. Los gabros, melagabros y cumulatos que no muestran efectos de metamorfismo hidrotermal, tienen contenidos de alúmina decrecientes -en relación directa con la cantidad de plagioclasa modal: 16,47 %; 12,51 % y 6,91 % en promedio, respectivamente.

El TiO₂ varía de 0,20 a 1,34 %, con un valor promedio de 0,55 %. El contenido más alto de este óxido -1,67 %-refleja, en el leucogabro, la elevada cantidad de magnetita titanífera e ilmenita que presenta esta roca (12 % de opacos y 3,17 de Il).

Los álcalis no superan el 2%. Particularmente el Na₂O es bajo, pues sólo en dos rocas alcanza 1,5 %, y el K₂O en la mayoría de los casos es inferior a 0,35 %. Estos tenores son incompatibles con afinidades calcoalcalinas (Fig. 7) pero podrían estar vinculados con efectos ocasionados por el metamorfismo hidrotermal. Sin embargo, el bajo

contenido de álcalis es común a todos los cuerpos de la faja (Brogioni, 1994) y ninguno, excepto La Melada y La Gruta, ha sido afectado por este tipo de metamorfismo.

El conjunto analizado muestra una tendencia de fraccionamiento toleítico (Fig. 7) y las rocas varían de ligeramente sobresaturadas ($Q = 0,03-3,08$) a saturadas. En los gabros y metagabros la abundancia del FeO^* y del TiO_2 aumenta con la relación FeO^*/MgO ; los cumulos ultramáficos, en cambio, exhiben variaciones notables del contenido de FeO^* para valores similares de la relación FeO^*/MgO (Fig. 8). Las muestras siguen la tendencia general de basaltos de las dorsales oceánicas cuando se confronta el FeO^* , en tanto que el TiO_2 tiene

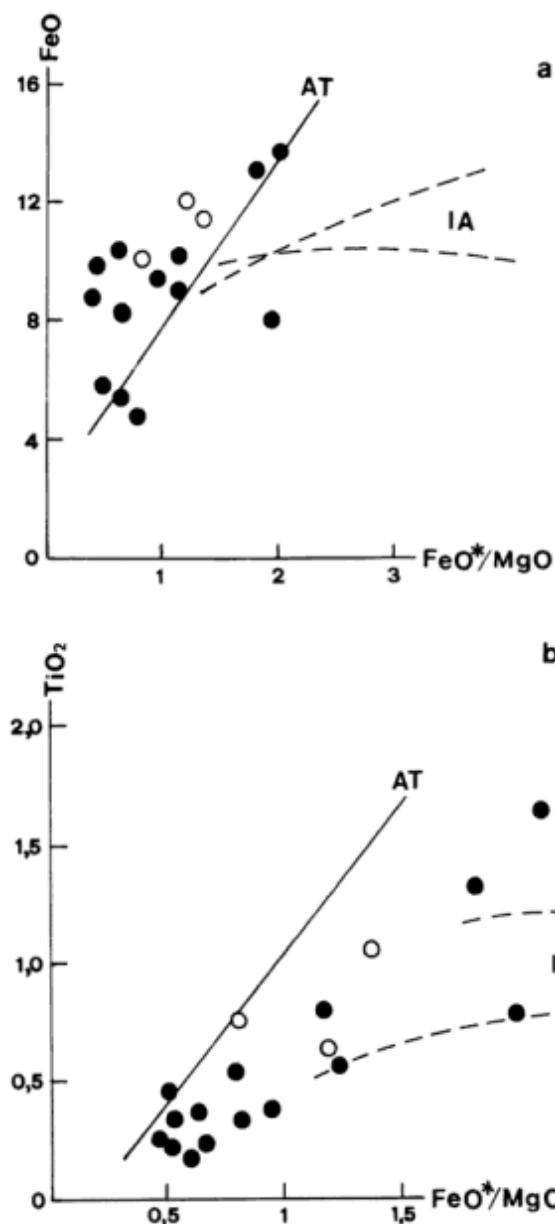


Figura 8: Diagrama FeO^*/MgO versus TiO_2 (a) y FeO^* (b). AT: Toleitas abisales; IA: Toleitas de arcos de islas. Simbología igual a Fig. 5.

un comportamiento intermedio entre el de aquéllos y el de rocas de arcos de islas. Los pocos datos de vanadio (Shervais 1982) disponibles se distribuyen también indistintamente en ambos ambientes. Por otra parte, si se adopta el criterio propuesto por Serri (1981), la mayoría de nuestras rocas representan corteza oceánica formada durante los estadios intermedios o tardíos del desarrollo de cuencas de retroarco intraoceánicas, o bien en cuencas de retroarco ensiálicas. A este respecto, las toleitas de La Melada y La Gruta se ubican preferentemente dentro del campo de los gabros de la cuenca ensiálica marginal del sur de Chile (Saunders *et al.* 1979; Stern, 1979; Stern y Elthon 1979), delimitado por Hanan y Sinha (1989) en base a la variación del TiO_2 con el Índice Máfico (Fig. 9).

En cuanto a las Tierras Raras, sus contenidos -en rocas sin metamorfismo hidrotermal- son considerablemente superiores a los que se encuentran en rocas máficas y ultramáficas de origen ofiolítico (Frey 1984), pues superan de 4 a 40 veces los tenores de los condritos (Fig. 10 a). El diseño muestra una ligera tendencia al enriquecimiento en Tierras Raras livianas ($La/Yb_{CN} = 1,39$ a $2,80$) y -con la excepción del cumulo de plagioclasa-, no se observa anomalía de Eu. La normalización de los datos con respecto a MORB (Fig. 10 b) permite verificar un enriquecimiento en los elementos móviles en fluidos acuosos (Sr, K, Rb y Ba), que indicaría la participación de una componente de subducción. El cumulo de plagioclasa exhibe notable enriquecimiento en Ce, P y Sm, más típico de rocas calcoalcalinas de arco.

Las relaciones La/Nb ($0,6884-2,501$) y Zr/Nb ($3,8-13,2$) están dentro del rango correspondiente a toleitas de cuencas marginales de retroarco (Saunders *et al.* 1980), pero es necesario tomarlas con cautela debido al nivel de precisión del Nb (Tabla 2). Las relaciones Ba/Zr no son definitivas pues su rango puede corresponder tanto al encontrado en rocas de arco como de cuencas marginales. A este respecto, se debe tener en cuenta que el Ba es un elemento móvil durante el metamorfismo de facies esquistos verdes y anfibolitas (Saunders *et al.* 1980; Weaver y Tarney 1981).

Interpretación

En el basamento de la Sierra de San Luis se encuentran dos grupos de rocas máficas, que se diferencian por su yacencia: pequeños afloramientos dispersos, por un lado, y los cuerpos que -como La Melada y La Gruta- se integran en la faja del borde oriental de la sierra. En el primer caso se trata de anfibolitas bandeadas y foliadas, metamorizadas en facies anfibolitas almandínicas y derivadas de basaltos que se intruyeron con anterioridad a la fase deformacional F2 (Merodio *et al.* 1978). En la Sierra del Morro, las rocas metamórficas en las cuales encajan las anfibolitas provienen de sedimentos clásticos

depositados en ambiente submarino y sobre corteza continental, habiéndose estimado un origen de retroarco para los protolitos basálticos (Delakowitz *et al.* 1991). Las rocas de la faja se diferencian de estas anfibolitas en que raramente exhiben bandeamiento y foliación y no presentan una paragénesis metamórfica regional similar. Al igual que ellas, los cuerpos se distribuyen según la tendencia regional de la fase deformacional F2 de las metamorfitas, por lo que se los considera pretectónicos a sintectónicos con respecto a ella. Su actual geometría podría ser el resultado tanto de un plegamiento polifásico -que dio origen a modelos de interferencia-, como de un plegamiento "en vaina", de amplia distribución areal, con las rocas máficas ocupando los núcleos de pliegues. El plegamiento "en vaina" podría estar relacionado con el desarrollo de la zona de cizalla que -con dirección NNE-SSO- se extiende unos 80 km sobre el borde oriental de la sierra, afectando principalmente a los gneises migmatíticos y en menor grado a los cuerpos de la faja.

En las adyacencias de La Melada y La Gruta la paragénesis regional de los gneises -que se considera resultante del metamorfismo de alta temperatura y presión baja a intermedia (Dalla Salda *et al.* 1992) que acompañó a la fase deformacional F2-, coexiste con la asociación biotita + clorita + microclino + epidoto, de facies esquistos verdes y producto de la recristalización milonítica. En las rocas máficas, el evento metamórfico regional pudo haber provocado la recristalización parcial de la plagioclasa y favorecido el desarrollo de hornblenda magnesianas, pero no se observan efectos deformacionales notables, sino ocasionalmente flexuración y acodamiento de sus minerales. El fenómeno más conspicuo en La Melada y La Gruta está dado, en

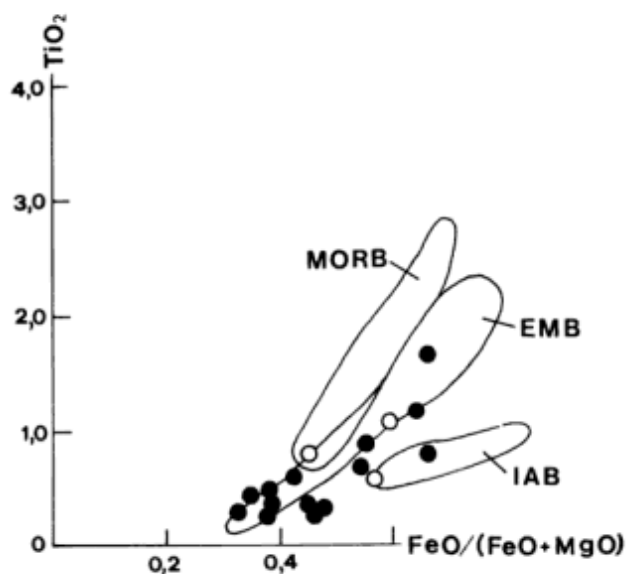


Figura 9: Diagrama $FeO/FeO + MgO$ versus TiO_2 , donde se muestran los campos de las toleítas de arco de islas (IA), toleítas abisales (MORB) y toleítas de la cuenca marginal ensiática del sur de Chile (EMB). Simbología igual a Fig. 5.

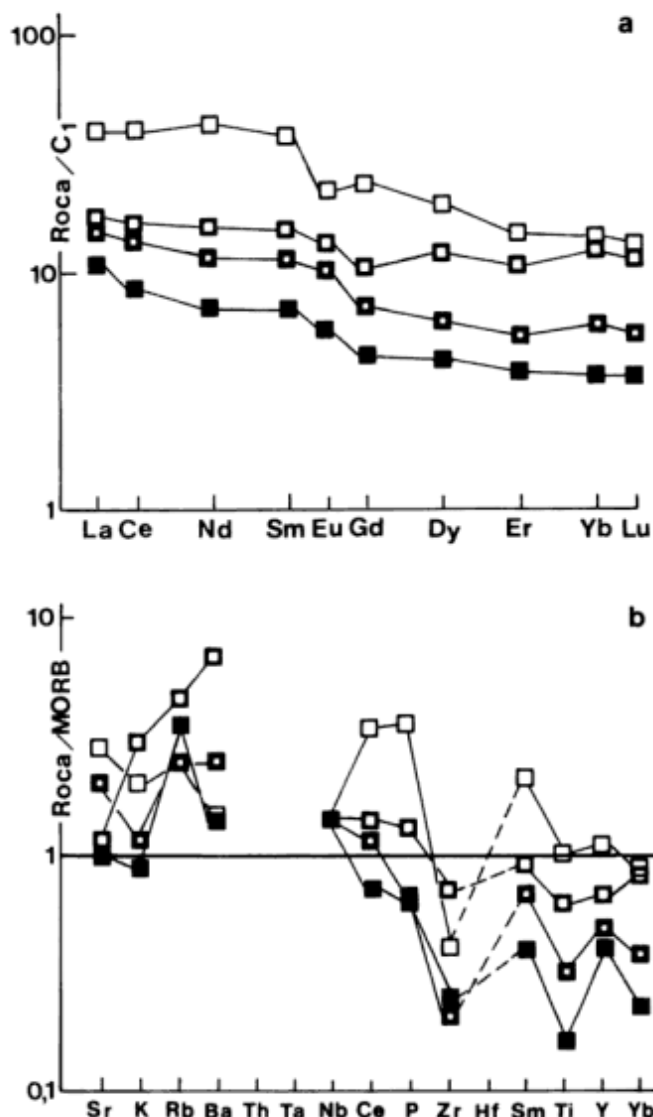


Figura 10: Diagrama de abundancia de los elementos de las Tierras Raras de rocas de La Melada (LM) y La Gruta (LG), normalizados a condritos C1 (Nakamura 1974) (a) y diagrama tipo "spider" normalizado a MORB (b). De abajo hacia arriba: LM18 (Piroxenita), LM22 (Gabro), LG3 (Melagabro) y LM24 (Leucogabro).

cambio, por el metamorfismo hidrotermal de los gabros, cuya paragénesis de retrogradación llega a obliterar completamente las características previas de las rocas. Es muy probable que los fluidos que causaron este metamorfismo hayan provenidos de las rocas de caja y se canalizaran a través de la zona de cizalla, ya que la composición química de los gabros no parece indicar la existencia de un metamorfismo de fondo oceánico (Elthon y Stern 1978; Moody 1979; Liou y Ernst 1979; Stern y Elthon 1979), como sucede en las anfibolitas de la Sierra del Morro (Delakowitz *et al.* 1991). Las reacciones del metamorfismo hidrotermal son siempre incompletas y los fluidos actuaron preponderantemente en la periferia de los cuerpos -Pastore y Ruiz Huidobro (1952) descri-

bían una envoltura de "anfíbolita" en ellos- probablemente porque ésa debió ser la zona más afectada por la deformación de cizalla. En los sectores centrales subsiste un núcleo ígneo, representado en La Melada por fracciones cumuláticas del magma básico que originó los cuerpos. Por último, es de destacar que los fluidos afectaron también a los gneises encajantes, con posterioridad a su milonitización, provocando retrogradación de la sillimanita a sericita y biotitización y cloritización incipiente del granate.

Las transformaciones metamórficas sufridas por las rocas de La Melada y La Gruta dificultan notablemente la interpretación de su composición química. No obstante ello, la utilización de aquellos elementos considerados inmóviles aún en facies anfíbolitas y su interpretación conjunta con datos procedentes de otros cuerpos no afectados por metamorfismo hidrotermal (Brogioni 1994), permiten vincular preliminarmente al magmatismo toleítico con un proceso de atenuamiento y extensión desarrollado sobre sustrato síalico, tal como el que tiene lugar en una cuenca marginal de retroarco. Las características del área -una secuencia pelítica de origen marino posteriormente metamorfizada, con intrusiones gábricas de tipo concordante- dan sustento geológico a esta hipótesis.

Conclusiones

La Melada y La Gruta son cuerpos lenticulares y tabulares gábricos pre-ordovícicos que, como consecuencia de la deformación Famatiniana, se localizan actualmente en los núcleos de pliegues. Las rocas -de composición toleítica- muestran notables transformaciones provocadas por la intensa acción de fluidos que las retrogradaron a facies esquistos verdes de bajo grado. Se considera que el aporte de los fluidos fue ampliamente favorecido por el desarrollo de una zona de cizalla que afectó a los gneises de caja, dando origen a protomilonitas y milonitas de tipo S-C, y en menor medida a los cuerpos máficos. El grado metamórfico alcanzado como consecuencia de esa deformación debió haber sido similar al de la zona sur de la faja -donde se han estimado temperaturas superiores a 550° (Brogioni, 1992)- pero la retrogradación provocada por los fluidos fue tan intensa que prácticamente ha borrado las fábricas deformacionales resultantes del evento de cizalla. El contexto geológico del área y las características geoquímicas del magmatismo permiten inferir que el ambiente geotectónico más probable para la formación de estas rocas habría sido una cuenca de retroarco ensiálica.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas a través del PID n. 3-912004/85, PIA n. 0092/90 y por el proyecto CSIC-CONICET n. C045. El Departamento de Geología y Minería de la Universidad Nacional de San Luis facilitó un vehículo para la realización de los trabajos de campo. D. Aguilera, A. Palma y J. Pérez colaboraron durante la ejecución de los perfiles topográficos y muestreo. Se agradece a M. Iñiguez Rodríguez (CIG-CONICET), por permitir realizar parte del análisis modal y las fotografías de microscopio. A E. Pereira y E. Tavani (CETMIC), donde se llevó a cabo la molienda de las rocas. A I. Cerqueira Méndez y C. Vaquero Nazábal (Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, España), su asesoramiento durante la ejecución de los análisis químicos de las rocas. A C. Casquet Martín y Mercedes Muñoz García (Universidad Complutense de Madrid), y L. Dalla Salda, la revisión crítica del manuscrito. Al J. L. Brändle Matesanz (CSIC) por su colaboración y apoyo. Parte del material gráfico fue realizado por M. Lanfranchini.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brodtkorb, M., Pezzutti, N. y Dalla Salda, L. 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de San Luis. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:181-190. Bariloche.
- Brogioni, N. 1992. El cuerpo máfico-ultramáfico de Las Águilas, provincia de San Luis. Mineralogía de los silicatos. 1° Reunión de Mineralogía y Metalogénesis y 1° Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas ultrabásicas, Actas: 379-392. La Plata.
- Brogioni, N. 1994. Petrología de la faja de rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 967-971. Concepción, Chile.
- Criado Roque, P.; Mombrú, C. y Ramos, V. 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Relatorio, 8° Congreso Geológico Argentino:155-192. San Luis.
- Cucchi, R. 1964. Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeadas miloníticas de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19 (3):135-150.
- Dalla Salda, L., 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.
- Delakowitz, B., Höll, R., Hack, M., Brodtkorb, M. K. y Stärk, H. 1991. Geological and geochemical studies of the Sierra del Morro-Oeste (San Luis Province, Argentina): Meta-sediments and meta-volcanics from a probable back-arc setting. *Journal of South America Earth Science*, 4 (3):189-200.
- Elthon, D. y Stern, C. 1978. Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. *Geology*, 6:464-468.

- Evans, B. W. 1982. Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. En: Veblen, D. y Ribbe, P. (Eds.): Amphiboles: Petrology and Experimental phase relations. Reviews in Mineralogy, 9B:98-112. Mineralogical Society of America.
- Frey, F. A. 1984. Rare Earth Element abundances in upper mantle rocks. En: Henderson, P. (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry, 2:153-203. Elsevier, 510 p.
- Gervilla, F., Sabalúa, J., Carrillo, R., Fenoll, P. y Acevedo, R. 1993. Yacimientos de Ni-Cu asociados a rocas máficas-ultramáficas de la provincia de San Luis (Argentina): Mina de Las Águilas. Boletín Sociedad Española Mineralogía, 16-1:69-70.
- 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.
- Hanan, B. y Sinha, A. 1989. Petrology and tectonic affinity of the Baltimore mafic complex, Maryland. En: Mittweide, S. y Stoddard, E. (Eds.): Ultramafic rocks of the Appalachian Piedmont. Geological Society of America, Special Paper 231:1-18.
- Hietanen, A. 1974. Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite, and plagioclase in metamorphic rocks, Northern Sierra Nevada, California. American Mineralogist, 59:22-40.
- Horak, M. 1973. Area de reserva n. 7. Sector de las rocas básicas, Provincia de San Luis. Dirección General de Fabricaciones Militares, Carpetas 704-11, Buenos Aires (inédito)
- Hunter, R. H. 1987. Textural equilibrium in layered igneous rocks. En: Parsons, I. (Ed): Origin of igneous layering: 473-503. D. Reidel Publishing Company.
- Hutchinson, Ch. S. 1974. Laboratory handbook of petrographic techniques. J. Wiley & Sons, 527 p. New York.
- Kilmurray, J. y Dalla Salda, L. 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. Obra del Centenario del Museo de La Plata, 4:167-178. La Plata.
- Kilmurray, J. y Villar, L. 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino: 33-54. San Luis.
- Liou, J. G. y Ernst, W. G. 1979. Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan Ophiolite. Contribution to Mineralogy and Petrology, 68:335-348.
- Lister, G. S. y Snoko, A. W. 1984. S-C Mylonites. Journal of Structural Geology 6 (6):617-638.
- Malvicini, L. y Brogioni, N. 1992. El depósito hidrotermal de Ni, Cu y metales del "Grupo del Platino", Las Águilas Este, Provincia de San Luis. 4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas: 93-102. Córdoba.
- Malvicini, L. y Brogioni, N. 1993. Petrología y génesis del yacimiento de sulfuros de Ni, Cu y Platinoides Las Águilas Este, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (1): 3-20.
- Merodio, J., Dalla Salda, L. y Rapela, C. 1978. Estudio petrológico y geoquímico preliminar del cuerpo básico de la región de San Francisco del Monte de Oro, Provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (2):122-138.
- Moody, J. B. 1979. Serpentinites, spilites and ophiolite metamorphism. Canadian Mineralogist, 17:871-887.
- Moore, A. C. 1973. Studies of igneous and tectonic textures and layering in the rocks of the Gosse Pile Intrusion, Central Australia. Journal of Petrology, 14 (1):49-79.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 38:757-775.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Estudios Geológicos, 48 (5-6):209-381.
- Passchier, C. W. y Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. Journal of Structural Geology, 8:831-843.
- Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O. 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g, Saladillo (San Luis). Boletín de la Dirección Nacional de Minería, 78:1-62.
- Pastore, F. y González, R. 1954. Descripción geológica de la Hoja 23g, San Francisco (San Luis). Boletín de la Dirección Nacional de Minería, 80:1-61.
- Prozzi, C. 1990. Consideraciones acerca del basamento de San Luis, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:452-455. San Juan.
- Ramos, V. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America-A collisional history. Episodes, 11 (3):168-174.
- Ramos, V. 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. En: Brodtkorb, M. K. de (Ed.): Geología de Yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba, Argentina; Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 1:185-196. La Plata.
- Sabalúa, J., Chabert, M. y Santamaría, G. 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel en el cuerpo básico de Las Águilas, Provincia de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:497-507. San Luis.
- Sabalúa, J. 1986. Yacimiento Las Águilas-Mineralización Ni-Cu-Co; Departamento Pringles-Provincia de San Luis, Rca. Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe final:1-32, Buenos Aires (inédito).
- Saunders, A. D., Tarney, J., Stern, C. R. y Dalziel, I. W. 1979. Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. Geological Society of America Bulletin, 90 (1): 237-258.
- Saunders, A. D., Tarney, J., Marsh, N. G. y Wood, D. A. 1980. Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach. En: Panayiotou, A. (Ed.): Ophiolites. Proceedings International Ophiolite Symposium: 193-204. Chipre.
- Serri, G. 1981. The petrochemistry of ophiolitic gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. Earth and Planetary Science Letters, 52:203-212.
- Shervais, J. W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 59:101-118.
- Stern, C. 1979. Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and the tectonic implications. Contribution to Mineralogy and Petrology, 68:243-258.
- Stern, C. y Elthon, D. 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications for ocean floor metamorphism. Tectonophysics, 55:179-213.
- Villar, L. 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas. Metalogenia. 4º Congreso Geológico Chileno, 4: 610-633. Antofagasta, Chile.
- Weaver, B. y Tarney, J. 1981. Chemical changes during dyke metamorphism in high-grade basement terrains. Nature, 289 (1/8): 47-49.
- Winkler, H. 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, 348 p., New York.
- Yrigoyen, M. R. 1981. Síntesis. En: Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino: 7-32. San Luis.

Recibido: 15 de diciembre, 1993

Aceptado: 8 de setiembre, 1994

Geología del sector oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro

Carlos Horacio LABUDÍA y Ernesto Alfredo BJERG

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

ABSTRACT. *Geology of the eastern sector of the Bajo Hondo Sheet (39e), Río Negro Province.* Petrographical and sedimentological studies have been carried out on the geological units that crop out in the eastern and central part of the area covered by the topographic map 39e, Bajo Hondo. Field observations, mapping and sampling were complemented with structural interpretations based on satellite images. The main outcrops are low grade metamorphic rocks (pre-Permian); granites, granodiorites, ignimbrites, granophyres and ignimbrite dacite-rhyolite (late Permian-early Triassic); conglomerates, sandstones and pyroclastic acid rocks (Middle to Upper Triassic); rhyolites (upper Triassic-lower Jurassic); andesitic rocks (Upper Jurassic); coastal and marine sediments (Maastrichtian-Danian); continental sediments, basaltic lavas and tuffs (lower Pleistocene); xenolith-bearing alkali basalts (lower to middle Pleistocene) and modern sediments. Three main fault lineations have been recognized: E-W, NE-SW and NW-SE, which are responsible for the normal fault delimited blocks that characterize this area. These faults were several times reactivated and they even controlled the Pleistocene volcanic episode.

Introducción

La geología de este sector de la Comarca Norpatagónica es poco conocida. La escasa información disponible está en su mayor parte referida a aspectos tales como mineralizaciones de baritina, nódulos ultrabásicos, basaltos alcalinos, estratigrafía del Grupo Malargüe y las sedimentitas triásicas portadoras de *Pleuromeia* Corda.

Este trabajo tiene como objetivo dar a conocer la geología de este sector, en el cual se efectuó el mapeo y reconocimiento de las unidades aflorantes. Estas han sido correlacionadas con las formaciones geológicas reconocidas por otros autores en áreas próximas sobre la base de criterios de campo, de correlación y a la información obtenida a través de los trabajos de gabinete. Ello ha permitido acotar su ubicación temporal ya que no se dispone de dataciones radimétricas para el sector considerado.

La geomorfología del área relevada se caracteriza por un relieve mesetiforme que se desarrolla en los sectores occidental y meridional; el resto de la zona presenta un relieve de suaves lomadas, donde afloran las rocas más antiguas del área.

En lo que hace a los antecedentes geológicos publicados, diversos autores dedicaron sus trabajos directa o indirectamente a esta región, entre ellos Roth (1898), Wichmann (1927, 1934), Groeber (1929, 1942, 1945, 1959), Feruglio (1949), Stipanovic (1967), Stipanovic *et al.* (1968), Stipanovic y Methol (1972, 1980).

Ubicación - Métodos de Trabajo

El área de estudio está situada en el sector noroccidental de la Comarca Norpatagónica (Fig. 1a). Las coordenadas

del área de trabajo (sector oriental de la Hoja 39 e) son: 68° 30' O a 68° 47' O y 40° 30' S a 40° 52' S.

El relevamiento regional se efectuó tomando como base la Hoja topográfica 39e en escala 1:100.000 del Servicio Geológico Nacional, imágenes satelitales y fotos aéreas correspondientes al Plan Valcheta (escala 1:50.000).

Se confeccionaron mapas y perfiles de detalle en zonas de interés. En laboratorio se procesaron las muestras obtenidas las cuales fueron estudiadas microscópicamente (determinaciones mineralógicas y texturales), habiéndose además realizado difractogramas de rayos X.

Geología y petrografía

Formación Colo Niyeu (nov. nom.)

Se propone la denominación Formación Colo Niyeu (*nov. nom.*) para designar a una potente secuencia de metamorfitas de bajo grado, cuyo espesor máximo se estima en 1500 m.

Los afloramientos son discontinuos, debido a la presencia de una importante cubierta sedimentaria moderna. Los más importantes se localizan al norte del Bajo de Lenzaniyeu en una faja cuyas dimensiones son 14 km en sentido norte-sur y 5 km en sentido este-oeste (Fig. 1a-1b).

Estas metamorfitas han sido afectadas por la intrusión de rocas ígneas más modernas (Fig. 2a) y por el fallamiento que afectó a toda esta región; su rumbo general es este-oeste y buzan 20° al sur.

Esta Formación está integrada por dos miembros, cada uno de los cuales posee características distintivas, por lo cual se los ha denominado miembro "A" y miembro "B".

Miembro "A": se encuentra aflorante en el área comprendida entre los cerros Puntudo del Norte y Constan-

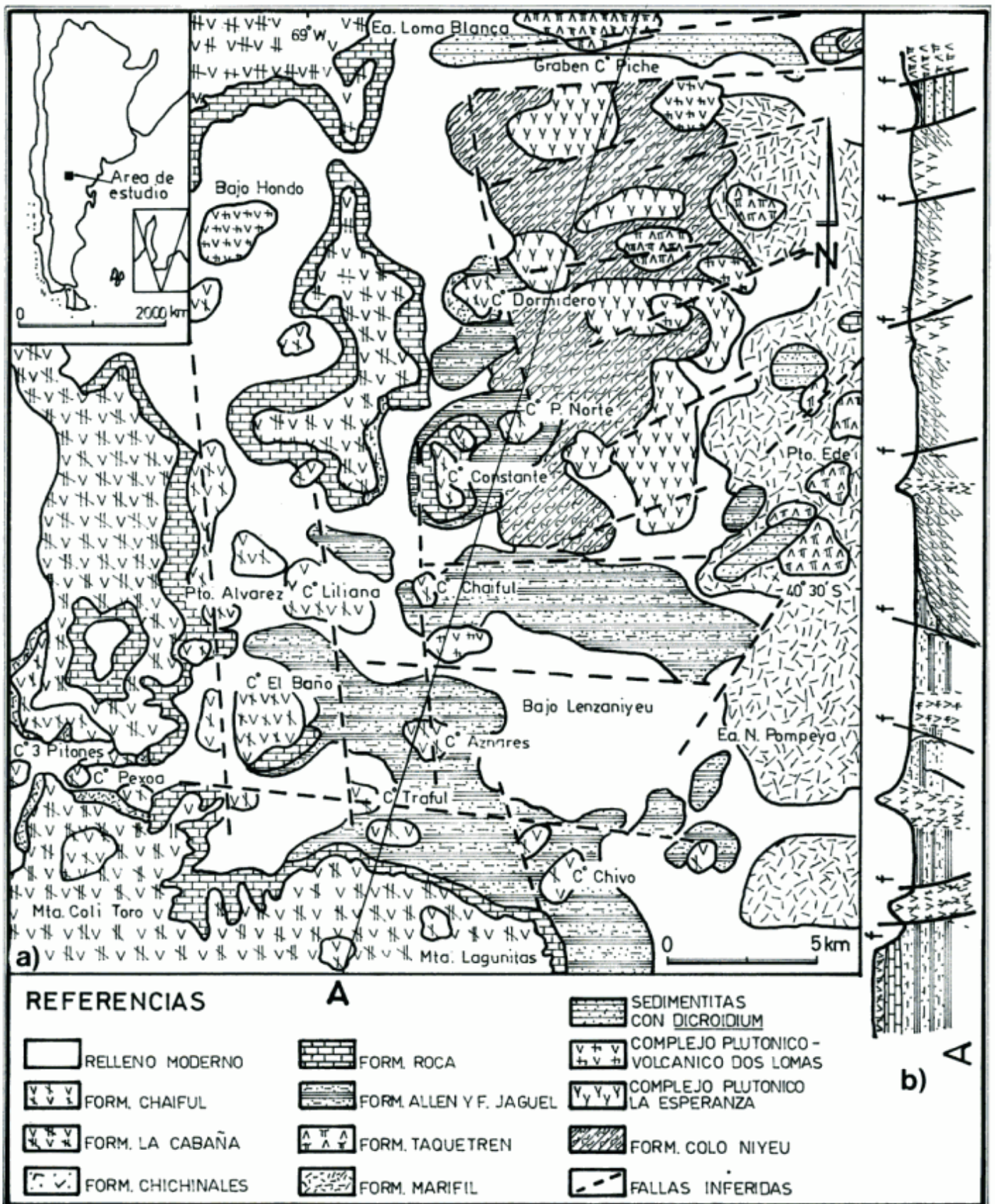


Figura 1: a) Mapa geológico y ubicación relativa del sector oriental de la Hoja 39e, Bajo Hondo; b) perfil geológico esquemático correspondiente a la línea A.

te, con un espesor de 600 metros. Hacia el noreste y sureste de los mencionados cerros los afloramientos de este miembro se tornan saltuarios.

Se caracteriza por presentar un color gris blanquecino y está constituido por cuarcitas compactas, duras y con buena estratificación en bancos masivos de 2 a 8 metros. Es posible reconocer una deformación incipiente, manifestada por el suave ondulamiento de los planos de estratificación.

Microscópicamente esta roca está constituida por granos de cuarzo subangulosos con extinción ondulante cuyo tamaño medio es de 64x90 micrómetros; en los bordes de estos granos se observan fenómenos de recristalización. Los minerales asociados son feldespato potásico sin maclas, muscovita, paragonita y clorita, dispuestos entre los granos de cuarzo. Como minerales accesorios se reconocen granos subredondeados de titanita, minerales opacos, circón y láminas de caolinita.

Miembro "B": sus afloramientos se localizan entre el cerro Puntudo del Norte y la estancia Loma Blanca. Está compuesto por una secuencia alternante de filitas de

grano fino a medio de color gris verdoso a pardo grisáceo, con estructura foliada muy marcada (Fig. 2b). Las folias tienen un espesor de 1 a 4 mm.

Las relaciones de campo entre este miembro y el miembro "A" no son claras, debido a que sus contactos se encuentran cubiertos por sedimentos modernos. Sin embargo, al este del cerro Puntudo del Norte y en el camino vecinal que conduce a la estancia Loma Blanca, el miembro "B" intercala bancos de cuarcita de 0,50 a 1 m de espesor. Estos bancos desaparecen paulatinamente hacia el norte, sector en el cual los afloramientos están constituidos por filitas finas y gruesas alternantes.

La potencia de este miembro se estima en el orden de los 800-1000 m, estimación que se ve complicada por la discontinuidad de sus afloramientos.

Al microscopio revela estar constituido por granos angulosos a subangulosos de cuarzo de 10 micrómetros, con extinción ondulosa acompañados de escamas de muscovita y clorita de 2x10 micrómetros que se disponen en forma subparalela, orientadas coincidentemente con la probable estratificación original. En algunas

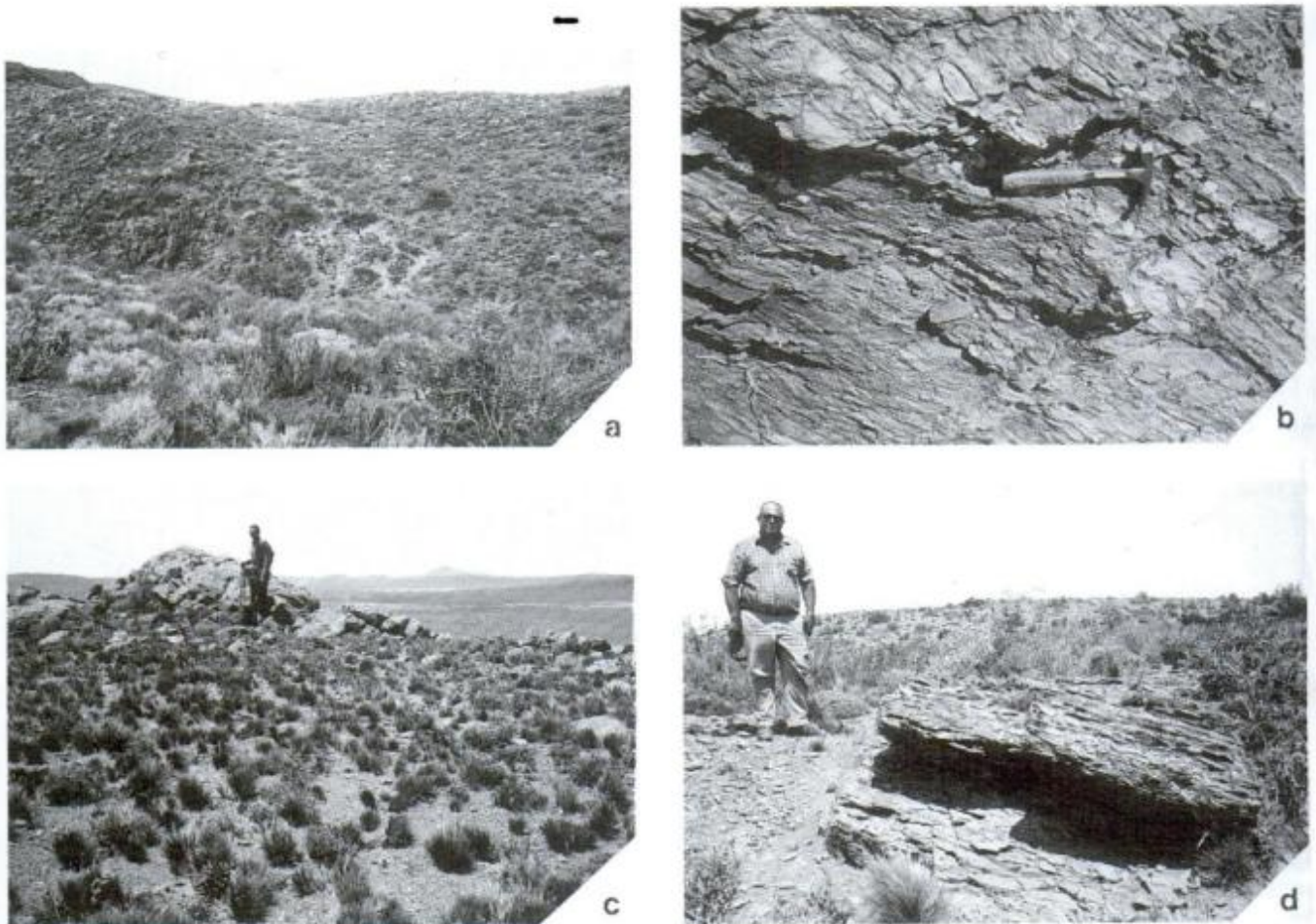


Figura 2: a) Miembro B de la Formación Colo Niyeu (sector izquierdo de la fotografía) intruída por el Complejo plutónico-volcánico Dos Lomas (Ignimbritas dacíticas Collinao) (sector derecho de la fotografía) (barra= 1 m). b) Detalle del Miembro B de la Formación Colo Niyeu, donde se observa su marcada estructura foliada. c) En el primer plano se observan conglomerados de las Sedimentitas con *Dicroidium* y en segundo plano el Complejo plutónico La Esperanza. Sobre la línea del horizonte se destaca el cerro Pich. d) Ignimbritas de la Formación Marifil.

muestras se observan bandas con mayor proporción de muscovita y clorita.

El aumento en la proporción de cuarzo fino anguloso (2 micrómetros), le confiere a la roca una fina textura de bandeamiento donde cada banda tiene un espesor máximo de 1-2 mm.

Como minerales accesorios se ha reconocido calcita, titanita, apatito, caolín y minerales opacos, dispuestos en finas y delgadas bandas paralelas a la exfoliación de la roca. La presencia de paragonita ha sido identificada por difracción de rayos X.

Se han reconocido texturas de deformación tales como combamiento de las bandas y la presencia de pequeños ojos de cuarzo-clorita-muscovita.

Evaluación del grado metamórfico: Las asociaciones minerales descritas no permiten definir con precisión el grado metamórfico de esta Formación. Sin embargo puede estimarse que el mismo no superó el intervalo más bajo del metamorfismo de bajo grado, dada la presencia de la asociación caolinita + cuarzo (Winkler 1978).

La presencia de paragonita indica condiciones de metamorfismo de muy bajo grado y su formación podría tener lugar a partir de la reacción: caolinita + albita = paragonita + cuarzo.

El grado metamórfico de esta Formación es más bajo que el indicado para la Formación Cushamen en su localidad tipo (Caminos y Llambías 1984), y que el correspondiente a la Formación Piedra Santa (Di Gregorio y Uliana 1980, Franzese 1993).

Sólo es posible asignarle a esta Formación una edad pre-pérmica, en base a su relación con las otras unidades aflorantes en el área. Es necesario realizar estudios geológicos de detalle y dataciones isotópicas que permitan establecer correlaciones bien fundadas con las metamorfitas de muy bajo grado aflorantes en distintos sectores de la Comarca Norpatagónica.

Complejo plutónico La Esperanza (Llambías y Rapela 1984)

Complejo plutónico-volcánico Dos Lomas (Llambías y Rapela 1984)

Se agrupan aquí un conjunto de rocas ígneas (Fig. 1a) aflorantes en el área (Fig. 2c), cuyas relaciones mutuas no siempre son claramente observables, ya que sus contactos se encuentran cubiertos por relleno moderno.

Las plutonitas están representadas por granodioritas y granitos que constituyen la asociación más antigua que intruye a las metamorfitas.

El evento plutónico-volcánico que sucedió a estas plutonitas esta conformado por dacitas, diques de riolitas y de granitos. Este conjunto de rocas a sido correlacionado con el complejo plutónico La Esperanza y el complejo plutónico-volcánico Dos Lomas (Llambías y Rapela 1984), respectivamente.

Complejo plutónico La Esperanza (Llambías y Rapela 1984)

En el área de estudio este complejo está representado por rocas aquí correlacionadas con la Granodiorita Prieto y el Granito Donosa. Su edad es pérmica tardía según Pankhurst *et al.* (1992).

Granodiorita Prieto

Sus afloramientos se encuentran localizados esencialmente en el sector norte y noreste del área considerada (Fig. 1a), conformando suaves lomadas. Muestran una clara relación de intrusividad con las metamorfitas de la Formación Colo Niyeu, siendo notable el grado de deformación que la intrusión de estas rocas origina en las metamorfitas.

Estas granodioritas presentan color rosado a blanquecino, con textura fanerítica gruesa a media (con cristales de plagioclasa de hasta 10 mm de longitud). Al microscopio presentan textura granular hipidiomórfica a alotriomórfica, compuestas por plagioclasas zonadas con maclas simples y polisintéticas (An_{28-30}); feldespato potásico (ortoclasa), biotita y cuarzo intersticial.

Es posible reconocer variaciones faciales en las cercanías de los contactos con las metamorfitas, evidenciadas por el predominio de la textura granular hipidiomórfica, en la cual el cuarzo intersticial se presenta en proporciones equivalentes a las del feldespato potásico. Los mafitos presentes en esta facies son hornblenda y biotita y los minerales accesorios son apatito, circón y opacos.

Granito Donosa

Aflora en el borde norte del graben del Cerro Piche (Fig. 1a). Macroscópicamente son rocas de color rosado a anaranjado amarillento, que presentan textura fanerítica media a gruesa, con megacristales (3x4 cm) de feldespato potásico.

Al microscopio presentan textura alotriomórfica, compuesta por cristales anhedral de ortoclasa perfitica, que en los contactos con el cuarzo desarrollan texturas de tipo gráfica. Las plagioclasas (albitizadas) tienen una composición aproximada An_{20-25} .

En el contacto entre cristales de plagioclasa y de ortoclasa se desarrollan con frecuencia texturas mirmequíticas. El cuarzo intersticial y se presenta en cristales anhedral. El mafito es biotita reemplazada, en muchos casos pseudomórficamente, por clorita, epidoto y opacos.

Complejo plutónico-volcánico Dos Lomas (Llambías y Rapela 1984)

Este complejo según Pankhurst *et al.* (1992) tiene una edad triásica temprana. En el área de trabajo este complejo está integrado por las Dacitas Collinao, los diques de riolitas y el Granito Calvo.

Ignimbritas dacíticas Collinao

Se encuentran expuestas en el sector centro oriental del área considerada (Fig. 1a y 2a), parcialmente cubiertas por regolito, lo que da lugar a afloramientos semicirculares y ovoidales, constituidos por una roca compacta de color gris a gris verdoso, de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (An_{35-40}) de 3x4 mm, mafitos de 2x1 mm y cuarzo.

La pasta de estas rocas es microgranular a intersertal y rodea a fenocristales euhedrales de plagioclasa (An_{35-40}) con rebordes albiticos, débilmente zonados, maclados polisintéticamente y alterados en calcita, epidoto y sericita.

Los mafitos son hornblenda común, cuyos fenocristales subhedrales a euhedrales predominan sobre el piroxeno (augita), presente como fenocristales anhedrales y de bordes lobulados por efectos de corrosión de la pasta. Es frecuente el reemplazo pseudomórfico de los mafitos por la asociación epidoto - clorita. Escasos fenocristales anhedrales de cuarzo, presentan abundantes senos de corrosión y bordes quelifíticos.

En la pasta se observan microcristales subhedrales de plagioclasa (An_{19}) asociados a microcristales anhedrales de cuarzo. En algunas muestras la pasta presenta texturas de tipo afieltradas a granofíricas.

En general estas rocas presentan una alteración moderada a fuerte, por lo cual son frecuentes, en la pasta, los minerales secundarios tales como ceolitas, epidoto (pistacita-zoicita) clorita, caolinita, calcita y cuarzo secundario. Los minerales accesorios reconocidos son circón, opacos y apatito.

En base a sus características petrográficas, se clasifica a estas rocas como andesitas.

Diques de riolitas

Se presentan como diques con un ancho máximo de 1 m y una longitud promedio de 60 m; con un rumbo dominante de N 60° E. Intruyen a las metamorfitas, a la Granodiorita Prieto y a la Dacita Collinao; estas relaciones son observables en el sector norte del área, ya que en los sectores centro y sur sus afloramientos son muy restringidos.

Los diques presentan coloraciones rosado amarillentas a rosado blanquecinas y límites netos con la roca de caja. Macroscópicamente son rocas porfíricas donde resaltan los fenocristales subhedrales a euhedrales de cuarzo (3 mm), euhedrales de sanidina (4 mm) y de plagioclasa (An_{20-25}).

Los fenocristales de cuarzo presentan abundantes senos de corrosión y sus bordes evidencian un proceso de recristalización dada la presencia de un agregado microcristalino de cuarzo. Los fenocristales euhedrales de feldespato potásico se encuentran moderadamente alterados en sericita, calcita y epidoto. Debe destacarse

que la plagioclasa se encuentra subordinada al feldespato potásico. Se reconocen formas relicticas de fenocristales de biotita, reemplazadas por clorita, epidoto y minerales opacos.

La pasta presenta textura microgranular fina constituida por un mosaico cuarzo feldespático asociado a calcita, epidoto, sericita y cloritas.

Asociadas a estos diques se reconocen brechas riolíticas que cubren a la Granodiorita Prieto con un espesor máximo de 1 m y 20 m de extensión lateral. Los clastos de estas brechas no superan los 7x6 cm y éstas pasan gradual y lateralmente a facies de ignimbritas.

Tanto las brechas como las facies ignimbriticas se encuentran escasamente representadas en el área y los afloramientos mejor expuestos se localizan en el límite norte del área estudiada.

Granito Calvo

Estas rocas tienen amplia distribución en el área, adoptando la forma de diques de colores rosados a rosados amarillentos, cuyas dimensiones promedio son 10 m de potencia, 700 m de longitud y un rumbo general N 80° E. Hacen intrusión en la Formación Colo Niyeu y en el conjunto de rocas plutónicas y volcánicas antes descriptas.

Macroscópicamente presentan textura porfírica con fenocristales de cuarzo y feldespato. La textura de la pasta es fanerítica fina; diseminadas en la misma se presentan pequeñas mirolas de no más de 1 mm de diámetro. Los fenocristales de biotita son muy escasos.

La textura es de tipo granofírica, pero la misma en algunos sectores grada hacia texturas de tipo afieltrada y micrográficas, esto último debido a un incremento en las proporciones de cuarzo y feldespato potásico.

Los fenocristales de ortoclasa son subhedrales con un tamaño promedio de 4 mm; están albitizados y moderadamente alterados en sericita y caolinita. Subordinado a este mineral se encuentran cristales subhedrales de plagioclasa Ab_{15-19} con un tamaño promedio de 5 mm, fuertemente alterados en caolinita y sericita.

El cuarzo se presenta en fenocristales subhedrales con bordes corroídos y con un tamaño promedio de 2 mm; en ocasiones estos fenocristales se asocian formando cúmulos compuestos por 3 o 4 individuos. En algunos diques los fenocristales de cuarzo tienen la particularidad de desarrollar bordes quelifíticos, siendo frecuentes las venillas de cuarzo y adularia con textura granular.

Sedimentitas con Dicroidium (Stipanovic y Methol 1980)

En el borde norte del graben del cerro Piche y asentada sobre rocas del Paleozoico-Triásico temprano, aflora una secuencia sedimentaria de aproximadamente 100 m de espesor, portadora de restos de *Pleuromeia*, com-

puesta por conglomerados, wackes y pelitas, de coloración pardo rojizo a rojo ladrillo (Fig. 2c), de edad triásica media, ya descrita por Labudía *et al.* (1993).

Por otra parte, en el sector próximo al Puesto Ede (Fig. 1a), se han reconocido intercalaciones de areniscas y de pelitas de colores blanquecinos verdosos, en bancos de hasta 5 m de potencia, las cuales se apoyan sobre las rocas del basamento. La estratificación paralela es el único tipo de estructura sedimentaria reconocida. No son portadoras de ningún tipo de restos fósiles y se encuentran fuertemente silicificadas. Estas sedimentitas están constituidas por granos angulosos a subangulosos de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, en una matrix compuesta por caolinita, sericita, calcita y montmorillonita. En algunos niveles superiores se han observado abundantes trizas de vidrio, mientras que en niveles inferiores se han reconocido litoclastos de composición dacítica y riolítica.

De acuerdo a sus características petrográficas y posición estratigráfica son equiparables a las sedimentitas portadoras de flora fósil de *Dicroidium* cuyos mejores afloramientos se encuentran localizados en las áreas de Los Menucos y Aguada de Guerra, donde han sido reconocidas por Stipanovic (1967), Stipanovic *et al.* (1968), Stipanovic y Methol (1980), Labudía y Hayase (1980), Labudía y Bjerg (1981) y Artabe (1985).

Formación Marifil (Malvicini y Llambías 1972) *Ignimbritas riolíticas*

Afloran en el sector nor-noreste del área (Fig. 1a), formando extensas coladas (Fig. 2d) asociadas a rocas piroclásticas y sedimentarias, cubriendo al basamento ígneo-metamórfico y a las sedimentitas con *Dicroidium*.

Conforman un relieve de suaves lomadas, constituidas por rocas cuyos colores dominantes son rosado blanquecino a rosado grisáceo. Macroscópicamente presentan textura porfírica con pasta afanítica, donde es posible reconocer fiammes de hasta 5 cm de longitud.

Estas ignimbritas tienen textura fluidal a criptocrystalina que grada a intersertal. Esta pasta rodea a fenocristales, subhedrales a euhedrales, de cuarzo (1-3 mm) con abundantes senos de corrosión. También se reconocen fenocristales subhedrales a anhedrales de plagioclasa (An_{32}), con tenue zonación y parcialmente albitizados y fenocristales anhedrales de sanidina albitizada (2-3 mm), moderadamente alterados en sericita y caolinita.

Asociados a los fenocristales mencionados precedentemente se reconocen finas escamas de biotita dispuestas en forma subparalela y parcialmente reemplazadas por clorita.

En algunos sectores del área estudiada, estas rocas intensamente alteradas dieron lugar a importantes yacimientos de caolín.

Este vulcanismo riolítico ha sido asignado a la Forma-

ción Marifil por su semejanza petrográfica con el aflorante en la localidad de Los Menucos (Labudía y Bjerg 1981). Precisamente en esta última localidad, este tipo de vulcanismo se encuentra representado por flujos piroclásticos e intrusivos que atraviesan y cubren a las sedimentitas con *Dicroidium* (Labudía y Bjerg 1981). Estas relaciones de campo nos permiten asignarle a la Formación Marifil una edad tentativa triásica superior a jurásica inferior.

Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio 1975)

Esta unidad aflora principalmente en el sector norte y oriental del área considerada (Fig. 1a); está integrada por cuerpos intrusivos asociados con brechas, tobas e ignimbritas de naturaleza andesítica, similares a las descritas por Labudía y Hayase (1976) y Labudía y Bjerg (1981).

Los afloramientos mejor desarrollados son los del área norte, donde puede observarse a los intrusivos que intruyen a la Formación Colo Niyeu, al complejo plutónico La Esperanza y a las sedimentitas con *Dicroidium*.

En el sector oriental los afloramientos corresponden a cuerpos que intruyen a la sedimentitas con *Dicroidium*, con menor participación de facies efusivas.

Estas rocas se caracterizan por presentar colores negros azulados y morados verdosos, dependiendo del grado de alteración. Presentan textura porfírica con pasta afanítica mientras que en los términos ignimbriticos se desarrollan texturas eutaxíticas.

Al microscopio estas andesitas presentan pasta con textura pilotáxica fluidal a intersertal que rodea y engloba fenocristales de plagioclasa y mafitos. La pasta esta compuesta por microlitos de plagioclasa (An_{30}); en forma intersticial se presenta cuarzo secundario con textura poligonal, clorita, calcita, caolinita, escasa sericita y prehnita.

Los fenocristales subhedrales de plagioclasa (An_{60-55}) de 0,5 a 3 mm, presentan maclas simples y polisintéticas de albita-periclino y de Albita-Carlsbad. Los bordes de estos fenocristales están albitizados, mientras que la parte interna de los mismos presenta áreas albitizadas de formas irregulares. Estos fenocristales se encuentran alterados en sericita, caolinita y calcita.

Los fenocristales de los mafitos son de tamaño similar a los de las plagioclasas, estando alterados en calcita, clorita, epidoto y minerales opacos, por lo cual sólo es posible reconocer las formas relicticas de piroxenos y/o anfíboles. Se reconocen agregados cumulares constituidos por plagioclasa y piroxenos, con desarrollo de texturas idiomórficas.

Rodeando a los cuerpos intrusivos se presentan brechas lávicas fuertemente alteradas ya que la mátrix que rodea a los clastos de la andesita está totalmente alterada en caolinita, sericita, calcita, clorita y ceolitas. Los clastos de la andesita se encuentran alterados en

caolinita, sericita y ceolitas. Estas brechas son atravesadas por finas venillas constituidas por cuarzo, albita, adularia y ceolitas.

Las facies tobáceas asociadas a este vulcanismo se encuentran reemplazadas por la siguiente asociación mineral: caolinita, sericita, montmorillonita y sulfuros.

Teniendo en cuenta que las asociaciones litológicas observadas en el campo, tales como lavas, tobas e ignimbritas, sugieren la existencia de un vulcanismo de tipo andesítico, se correlaciona a estas andesitas con la Formación Taquetrén, la cual según Nullo y Proserpio (1975), Nullo (1978), Proserpio (1978) y Coira (1979) correspondería al Jurásico superior.

Grupo Malargüe (Uliana y Dellapé 1981)

Para el área considerada y en el intervalo Cretácico superior-Terciario inferior tuvo lugar la sedimentación del Grupo Malargüe, cuyos afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos en el área del Bajo de Lenzaniyeu. Allí se encuentran excelentemente representadas las formaciones Allen, Jagüel y Roca (Fig. 3).

Formación Allen (Andreis et al. 1974)

Según Gregori y Bjerg (en prensa), Labudía et al. (1989), el espesor máximo de esta Formación es de 70 m (Fig. 3a), en una secuencia que puede ser dividida en 2 miembros, inferior y superior.

El miembro inferior, con una potencia de 40 m, está constituido por pelitas laminadas con intercalaciones de areniscas finas pardas, que se presentan tanto con estratificación entrecruzada como con laminación paralela. Este miembro es muy rico en gastrópodos (*Viviparus* sp.), bivalvos (*Diplodon* sp.), huesos de *Ceratodus* sp., piezas dentales y restos de madera silicificada.

El miembro superior (30 m de espesor) está constituido por conglomerados pardos y ocreos, areniscas y pelitas. Los conglomerados se presentan como cuerpos de geometría externa tabular, extendidos lateralmente hasta 150 m y con un espesor máximo de 1,5 m. Se caracterizan por presentar bases erosivas, estructura interna masiva, observándose ocasionalmente estratificación entrecruzada planar y en artesa mal definida. Entre los fragmentos fósiles hallados se encuentran trozos de madera silicificada y huesos.

Según Uliana y Dellapé (1981) y Andreis et al. (1974), al momento de depositarse la Formación Allen se había instaurado en la región un mar epicontinental poco profundo, precursor de la entrada del mar mastrichtiano. Este mar bordeaba una región costera de relieve plano a lo largo de la cual existían, entre otros ambientes de sedimentación, complejos deltaicos. Para la región de estudio, Gregori y Bjerg (en prensa) consideran que los sedimentos de la Formación Allen corres-

ponden a depósitos de delta del Campaniano medio a superior-Maastrichtiano inferior.

Formación Jagüel (Andreis et al. 1974)

En este sector la Formación Jagüel está representada por 80 m de sedimentitas (Fig. 3b): pelitas laminadas grisáceas a verdosas, con intercalaciones de delgados niveles de areniscas, que presentan ondulaciones de oscilación. En los niveles superiores se hallaron restos de *Gryphaea burckhardti*.

En el sector oriental del área considerada esta unidad está constituida por areniscas calcáreas y margas tobáceas, que presentan estratificación *herringbone* (espigada), estratificación sigmoidea y estructuras típicas de canal.

Esta unidad fue depositada, según Andreis et al. (1974), Uliana y Dellapé (1981) y Gregori y Bjerg (en prensa) en un ambiente marino costero, tal como lo atestigua la presencia de restos de invertebrados. Farinati et al. (1987) estudiaron el contenido fosilífero de la secuencia aquí descrita; Spalletti et al. (1993) reconocieron en esta región secuencias correspondientes a la Formación Coli Toro (Bertels 1969), equiparables a la Formación Jagüel, clasificándola como una asociación de *off-shore*. Se considera que esta Formación fue depositada en el Maastrichtiano (tentativamente medio a tardío).

Formación Roca (Bertels 1969)

En el Bajo de Lenzaniyeu, según Gregori y Bjerg (en prensa) el espesor máximo medido de esta Formación es de 55 m (Fig. 3c). La secuencia estudiada puede ser

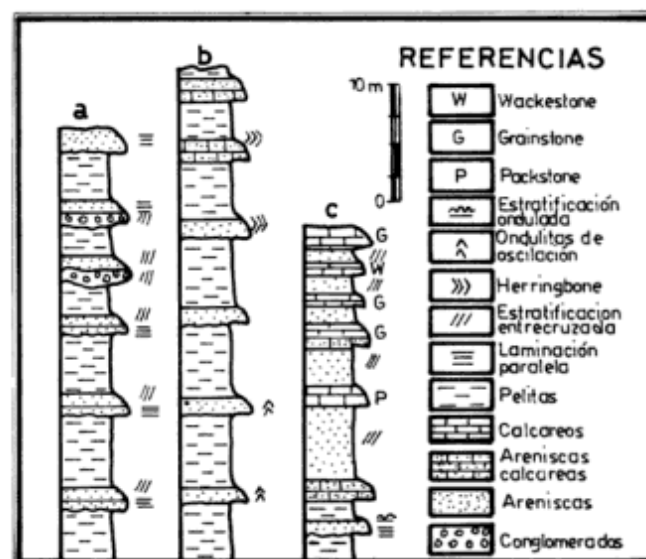


Figura 3: Perfiles columnares esquemáticos de las formaciones: a) Allen; b) Jagüel y c) Roca.

dividida, en base a sus características litológicas y a las estructuras reconocidas, en tres miembros.

El miembro inferior tiene un espesor de 15 m y está constituido por limolitas bioturbadas y areniscas finas, donde las estructuras sedimentarias dominantes son laminación paralela y estratificación ondulosa.

Hacia los niveles superiores se reconocen areniscas calcáreas pardas, packstones pardos claros, grainstones y margas con estratificación horizontal pobremente desarrollada. Estos sedimentos son portadores de restos de *Ostrea* sp., *Turritella* sp., *Venericardia* sp. y *Gryphaea* sp.

El miembro medio, 20 m de espesor, está constituido por areniscas medias a finas y grainstones bioclásticos con estructuras propias de canales y oleaje.

El miembro superior está compuesto por 20 m de areniscas calcáreas pardas y amarillentas, grainstones bioclásticos, wackestones y areniscas de grano medio, las cuales contienen restos de equinodermos, bivalvos, gastrópodos, corales y cangrejos. Las estructuras sedimentarias dominantes son estratos cruzados de canal medianos y grandes, tabulares, planares y bidireccionales.

La megafauna de las secuencias descritas en este trabajo fueron estudiadas por Farinati *et al.* (1987). Según Spalletti *et al.* (1993), en este sector de la comarca norpatagónica la Formación Roca se habría depositado en ambientes de playa-*nearshore* y ambientes transicionales, asociaciones que atribuyen a un pulso transgresivo ocurrido en el Daniano. Bertels (1969) asigna a esta Formación en el área considerada una edad daniana inferior.

Formación Chichinales (Barrio et al. 1989)

Está representada por escasos afloramientos restringidos al sector occidental del área estudiada (Fig. 1a). Son sedimentitas de color blanco amarillento a blanco tiza que se apoyan en aparente concordancia sobre la Formación Roca.

En un perfil ubicado 500 m al norte del cerro Pexoa, en el paraje denominado Portada Blanca, los sedimentos son tobáceos, de color gris claro. Dicho perfil se inicia con 10 m de pelitas calcáreas verdosas seguidas por 1 m de paleosuelo; siguen 6 m de finas areniscas tobáceas, algo calcáreas, con evidencias de bioturbación en su parte inferior. En la parte superior suelen aparecer pequeños trozos de material carbonoso dispuestos en forma desordenada; aquí se hallaron restos mandibulares de Archeoyracidae, restos que según Ganduglia (1977) indicarían una edad mínima oligocena temprana. Por su parte, Barrio *et al.* (1989) asignan a esta Formación una edad oligocena superior a miocena inferior.

Formación La Cabaña (Nullo 1978)

A esta Formación corresponden los basaltos originados por la actividad basáltico olivínica que da lugar a los relieves mesetiformes del área estudiada: mesetas Lagunitas, Lenzaniyeu y Coli Toro (Fig. 1a y 4b).

Estas coladas basálticas se apoyan sobre sedimentitas del Grupo Malargüe, Formación Chichinales y en sectores adyacentes al área de estudio sobre el complejo plutónico La Esperanza.

Su espesor promedio (en algunos casos pueden individualizarse hasta 3 coladas) es de 15 m. Están constituidas por una roca compacta de color gris oscuro, densa y en la que es frecuente observar abundantes miarolas rellenas por carbonatos y finas venillas de ópalo.

Macroscópicamente esta roca presenta textura fanerítica de grano fino y al microscopio, textura intergranular gradando a pseudotraquítica. Las tablillas euhedrales de plagioclasa son de composición An_{55} . Los cristales subhedrales de olivino presentan, en la mayoría de los casos, sus bordes alterados en iddingsita y se encuentran parcialmente reemplazados por clorita y serpentina. La augita se presenta en cristales prismáticos cortos subhedrales a anhedrales, asociada a granos de olivino. Como minerales accesorios se han reconocido opacos.

Debido a la falta de dataciones u otros elementos de juicio que permitan asignar a estas coladas basálticas una edad precisa, se las correlaciona en base a sus características petrográficas y geomorfológicas, con las unidades basálticas aflorantes en otros sectores de la Comarca Norpatagónica (Nullo 1978, Coira 1979), aceptando para las mismas una edad pliocena.

Sedimentitas pleistocenas

Por encima de la Formación La Cabaña se disponen pseudoconcordantemente, 5 m de areniscas calcáreas con material piroclástico, concreciones calcáreas y restos de raíces. Apoyadas sobre estas sedimentitas se reconocen 4 m de areniscas grano decrecientes de color gris claro, de grano medio a fino, con estructura entrecruzada, portadoras de niveles de minerales pesados. Esta secuencia finaliza con un delgado nivel opalizado y carbonatizado.

Siguen 2 m de areniscas tobáceas de color gris claro y estructura masiva. Sobre estas se disponen 6 m de areniscas tobáceas grano decrecientes de color gris amarillento, con clastos de basaltos y nódulos calcáreos donde se encuentran nidos de escarabeidos y restos de mandíbula de Cervidae (determinada por C. Deschamps).

Debido a que esta secuencia sedimentaria aflora saltuariamente, no consideramos aconsejable asignarle

un nombre formacional. Sin embargo su reconocimiento resulta significativo por su contenido de fósil, el cual permite asignarle una edad tentativa pleistocena inferior y por ende una edad mínima a la Formación suprayacente.

Formación Chaiful (*nov. nom.*)

El Grupo Malargüe y las formaciones Chichinales y La Cabaña se encuentran cubiertos en forma discontinua por coladas de basaltos alcalinos (Fig. 1a, 4b y 4c). A este vulcanismo se encuentran asociadas tefras de color rojo oscuro con intercalaciones de materiales gruesos y finos.

Sus afloramientos presentan formas muy características tales como calderas, pitones relícticos, relleno de fisuras y diques póstumos, que permiten individualizarlas rápidamente.

Una de las características distintivas de estos basaltos es la presencia de nódulos lherzolíticos (Labudfa *et al.* 1984, 1987, 1989, 1990, 1992, Bjerg *et al.* 1991) y granulíticos en los primeros pulsos efusivos.

Las áreas muestreadas desde el oeste hacia el este son: cerro Tres Pitones, Puesto Alvarez, cerro Liliana, cerro Trafal, cerro Aznares y cerro Chivo; en estas localidades la presencia de nódulos lherzolíticos y granulíticos es verdaderamente significativa por su tamaño y frecuencia.

Petrográficamente sólo se han podido diferenciar dos tipos de basaltos, los cuales se caracterizan por presentar texturas marcadamente distintas.

Los basaltos del cerro Tres Pitones, Puesto Alvarez, cerro Liliana y cerro Chivo presentan textura porfírica con pasta intergranular con tendencia a pilotáxica fluidal, constituida por tablillas de plagioclasa (An_{50}) subhedrales de 30x50 micrómetros, microcristales de olivino moderadamente alterados en serpentina e iddingsita y microlitos finos de piroxenos (aegerina-augita) de color verde amarillento y hábito prismático. La escasa nefelina identificada es intersticial y posee inclusiones de opacos.

Los fenocristales subhedrales (150x300 micrómetros) presentes en la roca son exclusivamente de olivino (Fo_{50-60}), algunos de los cuales están alterados a lo largo de fracturas.

Es frecuente encontrar xenocristales de olivino derivados de los nódulos; estos se diferencian de los olivinos propios del basalto por poseer subestructuras de deformación.

Los xenocristales de ortopiroxenos derivados de los nódulos se caracterizan por presentar desmezcla de clinopiroxenos siguiendo direcciones preferenciales; mientras que otros exhiben coronas de reacción constituidas por clinopiroxenos asociados a flogopita.

Los basaltos de los cerros Trafal y Aznares poseen textura porfírica con pasta hialopilitica a vitrofírica, compuesta por tablillas (74x130 micrómetros) subhedrales de plagioclasa (An_{50-60}). Asociado a este mineral se reconocieron secciones subhedrales de nefelina (30x70 micrómetros) la cual incluye finas agujas de apatito y de piroxeno.

El piroxeno se presenta como microlitos prismáticos (180x357 micrómetros), en algunos casos con hábito granular pequeño.

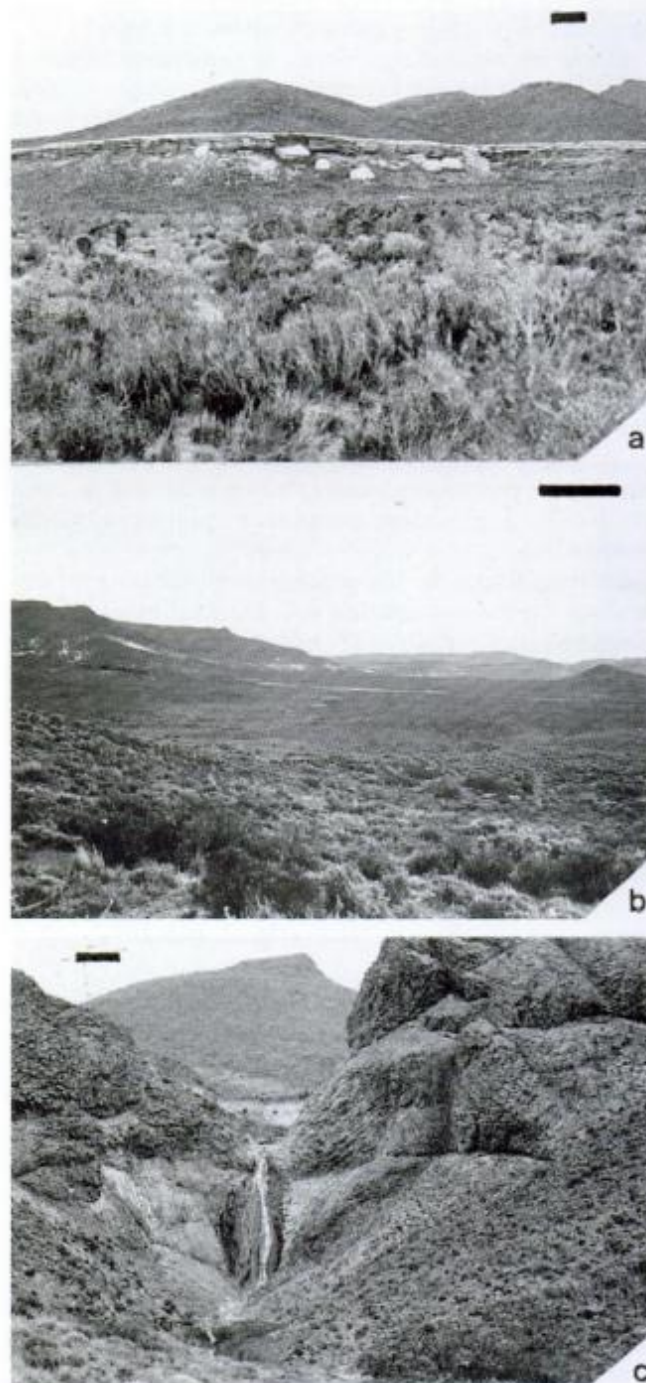


Figura 4: a) Miembro superior de la Formación Roca (los bancos visibles son de calcáreos portadores de fósiles), cubierto por las coladas de la Formación La Cabaña (barra= 10 m). b) En primer plano se observa un intrusivo de la Formación Chaiful y en segundo plano afloramientos de la Formación Roca (niveles blancos), coronados por las coladas de la Formación La Cabaña (barra= 500 m). c) Disyunción columnar en un derrame fisural de basalto de la Formación Chaiful (barra= 5 m).

En aquellos sectores donde las muestras presentan una franca tendencia a la textura hialopilitica, se ha reconocido vidrio intersticial incoloro.

Son comunes las restitas de olivino, nódulos de lherzolitas, piroxenitas y granulitas con tamaños que oscilan entre los 2 y 3 mm. En las periferias de los nódulos y restitas se han desarrollado finos cristales de natrolita y thomsonita con textura fibroradiada.

En base a los restos fósiles hallados en las sedimentitas infrayacentes, se asigna a esta Formación una edad pleistocena inferior a media.

Relleno moderno

Está representado por abanicos aluviales de 15-20 m de potencia, los cuales se encuentran muy bien desarrollados en las proximidades de los cerros Chaiful y Aznares. Estos sedimentos se apoyan tanto sobre rocas del basamento como sobre las sedimentitas cretácicas.

Se inician con fanglomerados con clastos de composición basáltica y culminan en areniscas grisáceas cementadas por carbonatos. En general esta secuencia es grano decreciente pero lateralmente se han observado intercalaciones de pequeños lentes de conglomerados polimícticos.

Estructura

Si bien en esta región no existen grandes complicaciones tectónicas, la interpretación de su estructura se ve complicada porque las evidencias de los eventos ocurridos son escasos.

El área objeto del presente trabajo está caracterizada por una tectónica de fracturación y movimientos diferenciales de bloques (Fig. 1b), que demuestran un definido comportamiento tensional.

Las direcciones principales de los lineamientos son este-noreste a oeste-noroeste, noreste a suroeste y nornoroeste a sur-sureste (Fig. 1 a-b). Estas zonas de debilidad dan lugar a la formación de estructuras gravitacionales y controlan el emplazamiento de diques y aparatos volcánicos aislados.

La dirección del primer lineamiento principal N 74° E a N 85° E está bien representada en el área del graben del cerro Piche (Corbella 1973), en el sector norte del área estudiada, la cual está formada por un doble juego de fallas paralelas. En esta estructura, especialmente en su labio norte, reactivaciones de carácter tangencial han producido fenómenos de cataclisis de las rocas que hemos considerado equivalentes al complejo plutónico La Esperanza, en especial en los granitoides sobre los cuales se apoya la secuencia sedimentaria triásica. Esta última y por efectos de la misma fracturación, se encuentra fallada y basculada, con buzamiento general al sur.

En el sector sur del área estudiada esta fracturación afecta a las rocas más antiguas de la zona (basamento pre-Carbónico) y conforma la lineación denominada cerro Chaiful - Estancia Nueva Pompeya, al sur de la cual se encuentran los mayores espesores de la secuencia sedimentaria correspondiente al Grupo Malargüe.

El lineamiento noreste-sudoeste (N 47° E a N 55° E) se halla poco representado en este área, ya que sólo las rocas del complejo plutónico-volcánico Dos Lomas siguen esa lineación. El desarrollo más notable de este sistema tiene lugar en dirección a la localidad de Los Menucos, a partir del límite oriental de la Hoja 39 e.

El sistema nornoroeste-sursureste (Corbella 1975; Ramos y Cortés 1984) está representado por un conjunto de lineaciones de rumbos variables que oscilan entre los 10° a 15° oeste. Estos rumbos son seguidos principalmente por las intrusiones de los basaltos alcalinos (Formación Chaiful) y corresponderían a fallas profundas relacionadas con los procesos distensivos que dan origen a la efusión del vulcanismo alcalino pleistocénico.

El basculamiento de los bloques ha sido importante ya que en un mismo nivel de erosión se encuentran rocas del basamento en contacto con unidades más modernas.

Consideraciones y conclusiones

En el área estudiada fueron mapeadas y perfiladas diversas unidades estratigráficas que representan la evolución geológica de la región desde el Paleozoico Inferior hasta el Pleistoceno.

El Paleozoico pre-Pérmico está representado por las metamorfitas de muy bajo grado de la Formación Colo Niyeu, denominación aquí propuesta debido a que sus características petrológicas, grado de metamorfismo y deformación difieren fundamentalmente de las correspondientes a las formaciones Cushamen y Piedra Santa.

Al Pérmico tardío-Triásico temprano corresponden las diversas rocas plutónicas y volcánicas aflorantes en el área, las cuales presentan marcadas similitudes petrográficas y estructurales con las plutonitas y vulcanitas de el complejo plutónico La Esperanza y el complejo plutónico-volcánico Dos Lomas. Sólo las rocas aquí consideradas como Granito Calvo, muestran alguna diferencia textural en relación a la localidad tipo, ya que exhiben facie granofíricas, muy probablemente debidas a emplazamientos más superficiales y con mayor contenido de volátiles.

En contacto por falla con el complejo plutónico La Esperanza, se encuentra una secuencia sedimentaria compuesta por conglomerados, wackes, pelitas, a la cual en base al hallazgo de *Pleuromeia*, se le asigna una edad triásica media y se la correlaciona con las sedimentitas con *Dicroidium*.

En el sector oriental del área afloran ignimbritas riolíticas que cubren en pseudoconcordancia a las

sedimentitas con *Dicroidium*. Este vulcanismo riolítico ha sido correlacionado con la Formación Marifil para la cual se estima una edad tentativa triásica superior a jurásica inferior.

Manifestaciones volcánico piroclásticas aquí asignadas a la Formación Taquetrén de edad jurásica superior según Nullo y Proserpio (1975), Nullo (1978), Proserpio (1978) y Coira (1979), intruyen y cubren a las formaciones citadas precedentemente, fenómeno frecuente en el sector norte y este del área o sea en el pilar norte del Graben del cerro Piche y en las cercanías de los puestos Tono Alvarez y Ede.

En el intervalo Maastrichtiano-Daniano tiene lugar la depositación del Grupo Malargüe, representado por las formaciones Allen, Jagüel y Roca. Estas últimas corresponden a sedimentos representativos de ambientes deltaicos vinculados a un mar epicontinental poco profundo (Formación Allen), marino costeros (Formación Jagüel) y de playa-nearshore y transicionales (Formación Roca), según Uliana y Dellapé (1981), Andreis *et al.* (1974) y Gregori y Bjerg (en prensa).

Durante el Oligoceno-Mioceno se produce un evento sedimentario continental integrado por depósitos clásticos y volcániclos que por sus características petrográficas, composicionales y un contenido paleontológico similar al hallado por Ganduglia (1977), se los ha equiparado con sedimentos equivalentes a la Formación Chichinales descrita por Barrio *et al.* (1989). Generalmente estas manifestaciones sedimentarias no poseen gran extensión y sólo ocupan paleorrelieves labrados sobre las sedimentitas del Grupo Malargüe.

Durante el Plioceno tiene lugar el vulcanismo basáltico correspondiente a la Formación La Cabaña. Los mantos de estos basaltos cubrieron a las sedimentitas Cretácico-terciarias, sin descartar la posibilidad de que también cubrieron a unidades o formaciones más antiguas, tal como se observa en La Esperanza y Capura Malal, localidades fuera de los límites de la Hoja 39e, donde este basalto cubre al complejo plutónico La Esperanza.

Se atribuyen al Pleistoceno temprano una delgada secuencia de areniscas grisáceas portadoras de escasos restos de vertebrados a la cual sólo se le ha asignado edad debido al hallazgo de restos mandibulares de Cervidae, pero no nombre debido a lo restringido de sus afloramientos.

Sobre estas areniscas se han depositado las tefras y mantos lávicos de la Formación Chaiful. Se propone este nuevo nombre formacional con el propósito de abarcar un episodio geológico particular dentro de la evolución del vulcanismo basáltico propio del ámbito de la Comarca Norpatagónica, cual es la presencia de un vulcanismo basáltico alcalino subsaturado portador de nódulos mantélicos, lherzolitas y granulitas. Sobre la base de la edad asignada a las areniscas que infrayacen a esta Formación, proponemos para la misma una edad postpleistocena temprana.

La tectónica del área, de tipo tensional, muestra tres sistemas de fracturación principales (este-noreste a oeste-noroeste, noreste a suroeste y nor-noroeste a sureste) que originaron estructuras gravitacionales y posteriormente sufrieron reactivaciones, evidenciadas por el emplazamiento de diques y aparatos volcánicos de diferente composición que se ajustan a dichas lineaciones. No debe descartarse la importancia de los efectos de basculamiento de bloques que estos sistemas pudieron ocasionar, en un área donde la interpretación tectónica se ve complicada por la escasez de evidencias.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur por el apoyo económico y logístico brindado; a Alberto Alvarez por su hospitalidad; a los correctores de la Revista por sus oportunas sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R.R., Iñíguez Rodríguez, A.M., Lluch, J.J. y Sabio, D.A., 1974. Estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico superior del área del lago Pellegrini (Provincia de Río Negro, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (1): 85-104.
- Artabe, A. E., 1985. Estudio sistemático de la la taoflora triásica de Los Menucos Provincia de Río Negro. Argentina. Parte I. *Ameghiniana*, 22 (1-2): 3-22.
- Barrio, C., Carlini, A.A. y Goin, F.J., 1989. Litogénesis y antigüedad de la Formación Chichinales de Paso Córdoba (Río Negro, Argentina). *Actas 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 4 : 149-156.
- Bertels, A., 1969. Micropaleontología y estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Huantraico (Provincia del Neuquén). Parte I. *Ameghiniana*, 6 (4): 253-290.
- Bjerg, E.A.; Labudía, C.H. y Cesaretti, N., 1991. Mineralogy, Texture and Stress Measurements of Mantle Xenoliths from Southern Argentina. *Europ. Journ. Min.*, 3
- Caminos, R. y Lambías, E.J., 1984. El Basamento Cristalino. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino*, 1(2) : 37-68. Buenos Aires.
- Coira, B. L., 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d Ingeniero Jacobacci. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. *Boletín*, 168 : 1-94. Buenos Aires.
- Corbella, H., 1973. Basaltos nefelínicos asociados al Graben del Cerro Piche, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (3): 209-218.
- Corbella, H., 1975. Hallazgo de un complejo alcalino vinculado a megatrazas de fracturas corticales en la Sierra de Queupuniyeu, macizo norpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. *Actas 2 Congreso Ibero - Americano de Geología Económica*, 4 : 45-68. Buenos Aires.

- Di Gregorio y Uliana 1980. Cuenca Neuquina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032. Córdoba.
- Farinati, E., Quattrochio, M. y Labudía, C., 1987. Hallazgo del Maestrichtiano-Terciario fosilífero en el Bajo de Lenza Niyeu y Colan Conhue, Comarca Nordpatagónica, provincia de Río Negro, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 153-157. San Miguel de Tucumán
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de YPF, 1: 1-323; 2: 1-349. Buenos Aires.
- Franzese, J. 1993. Análisis petrográfico y geoquímico de la Formación Piedra Santa, basamento pre-Mesozoico del sur de Neuquén. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 327-329.
- Ganduglia, P.R. 1977. Observaciones geológicas en la región de Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro (con énfasis en el Cretácico y Terciario). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas. Trabajo final de Licenciatura: 1-86. Buenos Aires (Inédito).
- Gregori, D. A. y Bjerg, E. A. (en prensa). Latest Cretaceous-Early Tertiary Stratigraphy of Northern Patagonia, Argentina. 1-30. Cretaceous Research.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Publicación 58:1-109, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° y 44° y entre los meridianos 60° y 71°. Primer Congreso Panamericano Ingeniería, Minería y Geología, 2: 368-371, Santiago de Chile.
- Groeber, P., 1945. Larámico. Capas de la Balsa y de Chichinales en la balsa sobre el Río Negro frente a Fortín General Roca. Notas del Museo de La Plata, Geología; 10 (38): 107-111.
- Groeber, P., 1959. Supracretácico. En: Geografía de la República Argentina, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Tomo 2, Segunda Parte: 1-165. Buenos Aires.
- Labudía, C. H. y Bjerg, E.A., 1981. Petrografía de la zona noreste de la localidad de Los Menucos, Provincia de Río Negro. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 841-852. Buenos Aires.
- Labudía, C. H. y Hayase, K., 1976. Relación entre las rocas y la mineralización de Pb-Zn-Cu, fluorita y caolín de los alrededores de Los Menucos, Provincia de Río Negro, República Argentina. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 61-80. Buenos Aires.
- Labudía, C. H., Artabe, A. E., Morel, E., Bjerg, E. A. y Gregori, D. A. 1993. Presencia del género *Pleuromeia* Corda (Lycophyta, Pleuromeiaceae) en sedimentitas triásicas de Coli Niyeu, Provincia de Río Negro, Argentina. Ameghiniana. 29 (3): 195-199.
- Labudía, C. H., Bjerg, E. A. y Cesaretti, N., 1990. Nódulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del Bajo de Lenza Niyeu, Provincia de Río Negro, Argentina. Simposio Internacional de Vulcanismo Andino. Tucumán. Revista de la Asociación Geológica Argentina; 44 (1-4): 217-223.
- Labudía, C. H., Bjerg, E. A. y Gregori, D. A., 1989. Baritina nodular en sedimentitas cretácicas del Bajo de Lenza Niyeu. Provincia de Río Negro. En: Brodtkorb, M. K. de y Schalamuk, I. B. (Eds.): Simposio de Depósitos Minerales del Cretácico de América Latina. Parte C: 85-90. Buenos Aires.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. y Cesaretti, N., 1989. Nódulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del Bajo de Lenza Niyeu, prov. de Río Negro, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 217-223.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. y Gregori, D.A., 1984. Nódulos de composición ultrabásica de las lavas alcalinas de la localidad de Praguaniyeu, prov. de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 547-553.
- Labudía, C.H., Cesaretti, N. y Bjerg, E.A., 1987. Nódulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del Bajo de Lenza Niyeu, prov. de Río Negro, República Argentina. En: Simposio Internacional de Vulcanología Andina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 177-179.
- Labudía, C.H., Cesaretti, N. y Bjerg, E.A., 1992. Procesos de deformación en el manto inferidos a través de los nódulos lherzolíticos incluidos en los basaltos alcalinos del área de Lenza Niyeu, prov. de Río Negro, Argentina. 7º Reunión de Microtectónica, Acta 1: 7-14.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (3-4): 220-243.
- Malvicini, L. y Llambías, E.J., 1972. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia de Chubut, República Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202, Buenos Aires.
- Nullo, F.E. 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.
- Nullo, F.E., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín, 158: 1-88. Buenos Aires.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E. y Parica, C., 1992. A revised age for the granites of the central Somoncuro Batholith, North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences, 5 (3-4): 321-325.
- Proserpio, C., 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín, 159: 1-75. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Cortés, J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino, 1 (12): 317-346. Buenos Aires.
- Roth, S. 1898. Apuntes sobre la Geología y Paleontología de los Territorios del Río Negro y Neuquén (Diciembre de 1895 a Junio de 1896). Informe preliminar geológico de las formaciones sedimentarias y eruptivas, desde Bahía Blanca hasta el pie de la Cordillera de Los Andes. Revista del Museo de la Plata, 9: 141-196.
- Spalletti, L.A., Matheos, S.D. y Merodio, J.C., 1993. Sedimentitas carbonáticas Cretácico-terciarias de la plataforma Nordpatagónica. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 249-257. Buenos Aires.
- Stipanovic, P., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22 (2): 101-133.
- Stipanovic, P.N. y Methol, E.J., 1972. Macizo de Somún Curá. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, pp. 581-600, Córdoba.
- Stipanovic, P.N. y Methol, E.J., 1980. Comarca Norpatagónica. En: Turner, J. (De.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2:1071-1097, Córdoba.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Norpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (2): 67-98.
- Uliana, M.A. y Dellapé, D.A., 1981. Estratigrafía y evolución

- paleoambiental de la sucesión maestrichtiana-terciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711. Buenos Aires.
- Wichmann, R., 1927. Resultados de un viaje de estudios en los territorios del Río Negro y del Chubut. (Efectuados durante los meses de enero hasta junio de 1923). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación: 33: 1-59. Buenos Aires.
- Wichmann, R., 1934. Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Neuquén y del Río Negro. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín; 39: 1-27. Buenos Aires.
- Winkler, H.G.F., 1978. Petrogénesis de Rocas Metamórficas. H. Blume Ediciones, 346p. Madrid.

Recibido: 19 de noviembre, 1993

Aceptado: 23 de setiembre, 1994